

MUNIBE

Sociedad de Ciencias ARANZADI

San Sebastián

Año 31 - Número 1-2 1979 - Páginas 3-139

Estudio geológico del Pirineo vasco al W del río Bidasoa

JUAN CAMPOS***PROLOGO**

Los Pirineos Vascos, como parte integrante de la Cadena Pirenaica, están formados por un conjunto de macizos hercínicos que, junto con su cobertera mesozoica, constituyen la terminación occidental del conjunto montañoso que se extiende desde el Golfo de León hasta el de Vizcaya.

El rasgo más característico de los Pirineos Vascos es su disposición, adoptando una forma arqueada, cóncava hacia el N, desde el Pico de Aneto hasta la ría del Bilbao; es el Arco Vasco de P. RAT y P. FEUILLÉE. La rama oriental de ese arco está formada por los macizos paleozoicos (Labourd, Aldudes-Quinto Real, Cinco Villas y Larrun-Aya) y su revestimiento mesozoico. Su mitad occidental está constituida por series mesozoicas y terciarias que presentan una estructura plegada, en la que se puede adivinar una adaptación al sustrato paleozoico.

El presente trabajo constituye un estudio geológico regional de una parte de los macizos pirenaicos vascos y de la cobertera bajo la que se soterran hacia el oeste.

Hemos abordado problemas de variada índole debido sobre todo a la diversidad de materiales que afloran en la región, entre los que se pueden encontrar tanto rocas ígneas como sedimentarias e, incluso, otras que han estado sometidas a la acción de procesos metamórficos. Además, algunos de estos materiales han sufrido los esfuerzos de dos orogénias superpuestas, la hercínica y la alpídica, en cada una de las cuales se han producido una serie de estructuras que hemos tenido que estudiar.

Desde el punto de vista estratigráfico, hemos obtenido nuevas precisiones sobre el conocimiento de las series mesozoicas que permiten un mejor conocimiento de la evolución paleogeográfica de la región.

Respecto a los materiales paleozoicos, su complicada estructura y la ausencia de niveles guía característicos impiden un estudio estratigráfico detallado. No obstante, hemos efectuado en ellos estudios sedimentológicos y, sobre todo, puesto de manifiesto la existencia de un metamorfismo de bajo grado (anquimetamorfismo).

Hemos estudiado también el stock granítico de Peñas de Haya que encaja en términos del Carbonífero, y su aureola de metamorfismo de contacto, llegando a algunas conclusiones relativas a su petrogénesis y a las condiciones y momento de emplazamiento.

Los materiales paleozoicos han sufrido varias fases de deformación durante el ciclo hercínico y ha constituido tarea primordial el diferenciar las respectivas estructuras y asignarles una cronología relativa.

En cuanto a la tectónica alpídica nuestro mayor empeño ha consistido en establecer las relaciones entre zócalo y cobertera y analizar la huella dejada por los procesos de deformación en cada uno de esos dos pisos tectónicos. Resalta, desde luego, el importante papel del Trías superior como nivel de despegue responsable de la disarmonía existente entre las series mesozoicas y su basamento, amén de su intervención en fenómenos halocinéticos y diapíricos.

En fin, hemos intentado establecer la configuración de esta región como segmento de la cadena pirenaica y encuadrar su evolución estructural en el amplio marco del proceso de apertura del Golfo de Vizcaya.

* Departamento de Geotectónica. Universidad de Granada.

Como aportación destacada conviene citar la elaboración de un mapa geológico, en su mayor parte ya publicado a escala 1:50.000, dentro de la colección del Mapa Geológico de España, I.G.M.E. (Hojas n.º 40, 41, 64, 65).

Es difícil recordar en unas pocas líneas a todas aquellas personas y entidades que han contribuido directamente o indirectamente a la ejecución de este trabajo.

En primer lugar queremos desde aquí expresar nuestro más sincero agradecimiento al Prof. Dr. GARCIA-DUEÑAS, director material de este trabajo, a quien debemos no sólo gran parte de nuestra formación geológica, sino también muchas de las ideas que en esta memoria exponemos. Vaya para él nuestro testimonio de respeto y gratitud por su ayuda.

Agradecemos especialmente la colaboración de M. A. LAMOLDA (Micropaleontología) y P. RIVAS (Macropaleontología); a ellos se deben la datación de las faunas recogidas. Asimismo, agradecemos a los compañeros V. PUJALTE y M. C. COMAS sus estudios sedimentológicos de muchas de nuestras muestras.

Recordamos a J. CHACON por su gran ayuda durante nuestros estudios petrológicos en rocas ígneas y metamórficas; sus consejos y experiencia en esta especialidad nos han resultado muy valiosos.

Gracias a F. NAVARRO-VILA y J. ELORZA, compañeros y amigos con los que he compartido algunas jornadas de campo en las cuales fueron discutidos algunos de los problemas planteados.

Con J. GARCIA - MONDEJAR hemos con-

tratado puntos de vista que han sido de utilidad para algunos planteamientos estratigráficos y paleogeográficos. También los intercambios de opiniones y las observaciones de R. RAMON LLUCH han representado una gran ayuda para la interpretación de datos concernientes a las estructuras formadas en relación con las fases de deformación hercínicas.

Asimismo, queremos expresar nuestro más sincero reconocimiento a todos los geólogos que trabajan para el Servicio Geológico de la Diputación Foral de Navarra por haber puesto a nuestra disposición todo el material de que disponen. Entre ellos, agradecemos especialmente la ayuda prestada por L. VILLALOBOS, con quien hemos discutido, además, numerosos problemas y visitado zonas adyacentes a la región estudiada por nosotros, de gran interés para la ejecución de este trabajo.

Reconocemos también las facilidades dadas por la Delegación de ICONA en Guipúzcoa y el Excmo. Ayuntamiento de San Sebastián para circular libremente por zonas administradas por dichos organismos y normalmente cerradas al tráfico de personas.

Por último, hemos de indicar que este trabajo se inició en 1970 gracias a la subvención de una beca del Plan de Formación del Personal Investigador otorgada por la Dirección General de Universidades e Investigación, del Ministerio de Educación y Ciencia. Se realizó íntegramente en el Departamento de Geotectónica de la Universidad de Bilbao; fue presentado y defendido por el autor en junio de 1976 para optar al grado de Doctor en Ciencias.

CAPITULO 1 LOCALIZACION Y ANTECEDENTES

El área estudiada queda comprendida entre el mar Cantábrico y la frontera francesa, al norte, y una línea que une las localidades de Tolosa (Guipúzcoa) y Leiza (Navarra), al sur. Los límites oriental y occidental están marcados, respectivamente, por el río Bidasoa y el meridiano de Zarauz (Guipúzcoa), apro-

ximadamente. Está situada, pues, en la parte nororiental de la provincia de Guipúzcoa y en el extremo NW de la de Navarra.

Abarca la totalidad de las hojas números 40 (Jaizkibel), 41 (Irún) y 64 (San Sebastián), la mitad occidental de la número 65 (Vera de Bidasoa) y, aproximadamente, el

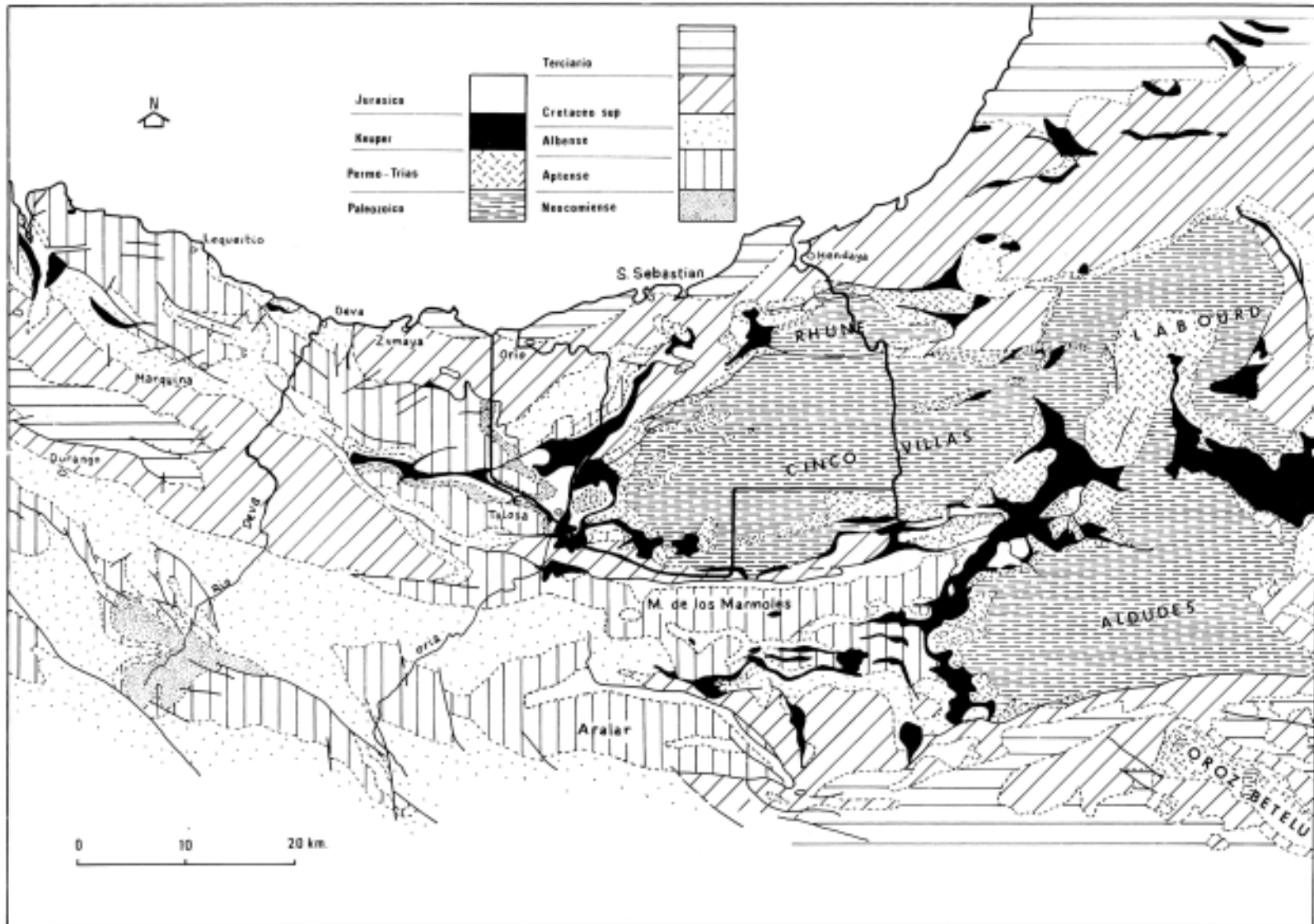


Fig. 2. Esquema geológico de los Pirineos Vascos (según CIRY et al. 1967)

Ibérica. P. LAMARE es autor de la primera cartografía detallada de la región situada al este del río Oria, de la que, sin tener en cuenta los errores de interpretación, hay que resaltar la precisión de los contactos, a pesar de los pocos medios de que podía disponer en el tiempo de su ejecución.

P. LAMARE hace en su trabajo un estudio suficientemente preciso de la estratigrafía de las series posthercínicas y marca las subdivisiones que aún hoy se aceptan en ellas. Pone un especial interés en la tectónica alpídica de la región, señalando la influencia ejercida por el zócalo en la configuración de las estructuras; indica que se pueden diferenciar dos tipos de pliegues en la región: «pliegues de revestimiento» (plis de revêtement), en los que la cobertera se pliega adaptándose a su basamento; y «pliegues de cobertera» (plis de couverture) en los que aquélla se comporta independientemente del zócalo gracias a la existencia de un horizonte plástico, el Trías superior, que actúa como nivel de despegue.

P. RAT (1959) es autor de otro extenso trabajo de carácter regional, en el que trata la zona comprendida entre el río Oria y el Macizo Asturiano. Aunque en el mismo (en el que se incluye una cartografía a escala 1:200.000) se abordan muchos problemas, presta especial atención a la estratigrafía del Aptiense y Albiense, haciendo, sobre todo, un análisis muy detallado de las condiciones de sedimentación y características de las formaciones que él incluye dentro del llamado «Complejo Urgoniano».

También la escuela de F. LOTZE realiza desde 1931 numerosos trabajos por toda esta región del norte de España, tratando problemas tanto estratigráficos como tectónicos. Como resultado de todos estos trabajos publica en 1958 un mapa geológico a escala 1:200.000 que abarca la zona comprendida entre, aproximadamente, Pamplona y Laredo (Santander).

Desde un punto de vista estratigráfico y paleogeográfico son dignos de mención los trabajos de P. FEUILLÉE (1967) y J. RAMIREZ DEL POZO (1971 a). El primero de esos autores se ocupa sobre todo de la base del Cretácico superior y de los problemas paleogeográficos que plantea en toda la cuenca. J. RA-

MIREZ DEL POZO, por su parte, revisa la estratigrafía y estudia las microfacies del Jurásico y Cretácico de toda la zona vasco-cantábrica, aportando algunas conclusiones de orden paleogeográfico.

La cartografía más moderna de que disponíamos fue publicada por el IGME en el año 1971. Se trata de un mapa de la provincia de Guipúzcoa a escala 1:50.000 que, si bien presenta algunas modificaciones positivas respecto a las anteriores existentes, no está exento, sin embargo, de algunos errores que creemos se han corregido en el confeccionado por nosotros.

Todos los trabajos que acabamos de citar se ocupan sobre todo de problemas estratigráficos o tectónicos relacionados especialmente con el ciclo alpídico.

Los estudios de los materiales paleozoicos, y de la estructura, de los macizos hercínicos comienzan a realizarse con detenimiento en épocas relativamente recientes. Las primeras referencias que tenemos datan de 1963, siendo su autor D. RICHTER, quien reconoce la existencia de varios sistemas de pliegues superpuestos en los materiales del Carbonífero, algunos de cuyos pliegues pueden ser de edad alpídica.

Posteriormente los geólogos alemanes de la Universidad de Clausthal (MOHR, PILGER, REQUADT, entre otros) se ocupan del estudio estratigráfico y tectónico de las series del Macizo de Aldudes y de la zona oriental del de Cinco Villas, llegando a conclusiones muy interesantes. De entre todos hay que destacar el efectuado por H. REQUADT (1966) al este del río Bidasoa, donde puso de manifiesto la existencia de corrimientos de edad hercínica y la posición anormal del Devónico sobre el Carbonífero.

Por su interés puramente estratigráfico hay que mencionar el trabajo de C. HEDDEBAUT (1973), quien se ocupa de las series antehercínicas de los macizos vascos.

Por supuesto que los citados no son los únicos trabajos existentes, consultados por nosotros; existen muchos otros de menor extensión, o que se ocupan de problemas muy concretos, no dejando por ello de ser interesantes. Quedan recogidos en nuestra bibliografía y serán comentados y discutidos a lo largo de esta Memoria.

CAPITULO 2 ESTRATIGRAFIA

En la región estudiada se pueden distinguir dos conjuntos diferentes, desde un punto de vista estratigráfico. En la parte más oriental, afloran en una vasta extensión, materiales del Paleozoico, que han sido intensamente plegados durante la orogenia hercínica; sobre ellos yacen en discordancia otros del Mesozoico y Terciario, que han sido depositados durante el ciclo sedimentario alpino y plegados en el Paleógeno.

En consecuencia, se podrían separar los materiales, agrupándolos según su pertenencia al zócalo o a la cobertera. Sin embargo, ambos términos serán aplicados aquí con un sentido algo restringido, ya que las diferencias entre sus estilos estructurales, para las deformaciones alpinas, están muy influidas por los frecuentes despegues a favor del Trías superior, plástico y móvil; en lo que toca al comportamiento mecánico diferencial, la disarmonía entre zócalo y cobertura no es rigurosa. De hecho, habría que incluir como zócalo, materiales tales como el Trías inferior, netamente discordantes sobre el Paleozoico, puesto que son solidarios con él en la mayoría de las estructuras alpinas.

Hemos hecho la descripción de los materiales según hayan estado o no implicados en el ciclo hercínico. Otras subdivisiones se basan en las características paleogeográficas de la cuenca sedimentaria en la cual se depositaron.

2.1. MATERIALES PALEOZOICOS

El Paleozoico que aflora al oeste del río Bidasoa constituye la parte más occidental de los macizos de Cinco Villas y Peñas de Aya. Se presenta en este área muy incompleto y de él sólo están representados los términos más altos.

Debido a la cubierta vegetal existente, prácticamente continua, las condiciones de observación son difíciles, y esto, unido a la ausencia de fósiles y a la propia litología, muy uniforme en su conjunto, han hecho imposible la configuración de un mapa con todo el detalle deseado.

Sólo se han podido diferenciar dos sucesiones litoestratigráficas. La sucesión más baja está representada por unas calizas mármoreas, «calizas de Aranaz», que afloran en el núcleo de una estructura antiforme. Sobre ellas se sitúa una sucesión muy monótona, desprovista de fósiles característicos, con una estructura compleja por la superposición de varias fases de plegamiento. Es la «sucesión esquistosa de Cinco Villas», que en conjunto posee una litología representada por la alternancia de lutitas y areniscas grauwáquicas esquistosas, con algunas intercalaciones de calizas y conglomerados, que, en la medida de lo posible, se diferencian en cartografía.

A pesar de la ausencia de restos fósiles en las dos sucesiones, parece razonable pensar que representen a un Paleozoico alto, posiblemente Carbonífero, sin que haya que desechar la posibilidad de que también esté incluido el Devónico terminal. Este punto será tratado más adelante.

La asignación de edad para estos materiales se funda en nuestras observaciones y en los datos bibliográficos; visitas efectuadas a sectores próximos, aunque fuera de nuestra región, nos han permitido reconocer afloramientos de materiales silúricos y devónicos.

El Silúrico, según P. LAMARE (1936), es de existencia incierta y los autores más antiguos que él, lo citan sin que concuerden sus observaciones. Al este del río Bidasoa, en el Valle del Baztán, ha sido citado por D. JUCH y D. SCHAFER (1971), en un afloramiento que hemos visitado; se trata de unos esquistos más francamente metamórficos, que constituyen un «klippe», situados en el alto de Anzábal, un kilómetro al NE de Maya del Baztán. Si la atribución de estos autores es cierta, se puede asegurar que no hay Silúrico al oeste del río Bidasoa ya que no se han encontrado aquí dichos esquistos.

El Devónico está bien desarrollado en la parte más oriental del Macizo de Cinco Villas y representado por litologías que tampoco son idénticas a las que han aparecido en la zona objeto de este estudio. Sus series son rela-

tivamente heterogéneas, aunque algunas veces contienen pizarras similares a las que nosotros hemos considerado como carboníferas. Ha sido estudiado con mucho detalle por H. REQUADT (1966, 1972) al norte de Oronz-Mugaire, en el señorío de Bertiz; en este afloramiento el Devónico, muy fosilífero, yace anormalmente sobre materiales del Carbonífero.

El Estefaniense no está representado en nuestra área. En la región sólo ha sido citado en la zona de Ibantelly, y allí es discordante sobre el Carbonífero plegado en la orogenia hercínica. Pertenecen al Estefaniense unas pizarras negras, oscuras, con intercalaciones carbonosas, que en algunos momentos han sido explotadas, alternantes con areniscas (15 m); sobre ellas se sitúan unas cuarcitas verdosas o amarillentas. La potencia total es de más de 25 metros. Este tramo fue datado con flora por R. ZEILLER (1885) y recientemente se han efectuado nuevos hallazgos que han confirmado dicha edad (in CAMPOS, GARCIA-DUEÑAS, SOLE y VILLALOBOS, 1975).

El Pérmico tampoco ha sido encontrado. Según los datos bibliográficos, los materiales atribuibles a ese período no son fosilíferos y litológicamente son muy similares a los considerados como Trías inferior; se diferencian de ellos, únicamente, por las características de los conglomerados intercalados que, en el caso del Pérmico, son más inmaduros, con restos de calizas y otras rocas entre sus cantos. En nuestro sector, los conglomerados intercalados en la parte baja de las areniscas rojas son siempre de cantos cuarcíticos.

2.1.1. Las calizas de Aranaz

Como ya ha sido señalado, afloran en los núcleos de dos estructuras antiformes, alargadas en dirección NNE, entre Lesaka y Aranaz.

En términos de campo se pueden describir como calizas grises, muy recristalizadas; casi se podría decir que son calizas marmóreas. Contienen pequeños cristales de pirita y son fétidas. En la parte baja son masivas y más puras, formadas por cristales de calcita visibles, incluso sin lupa; hacia arriba la estratificación se hace más manifiesta, y se presentan en bancos de hasta medio metro de

espesor. En la parte alta, entre los niveles terminales, se intercalan delgados niveles detríticos que les confieren un aspecto bandeado muy característico.

El límite superior de las calizas no es neto. El paso a la serie esquistosa que se les superpone, se hace gradualmente; comienza por los niveles bandeados anteriormente citados y continúa por una alternancia de calcosquistos, en niveles delgados, y lutitas esquistosas; cada vez son más frecuentes estas últimas, hasta pasar a la sucesión francamente esquistosa superior.

Al microscopio, los términos más calizos, que a la vez son los más bajos en la sucesión, se presentan como un mosaico de cristales de calcita, con tamaño que oscila entre 0,1 y 0,8 mm, mostrando maclas polisintéticas. Contienen abundante materia carbonosa y se advierte en ellas la presencia de granos dispersos de cuarzo, muy redondeados y de tamaño correspondiente a limo, que representan aproximadamente al 1% de la roca.

Los niveles próximos al techo manifiestan, en lámina delgada, un mayor contenido en cuarzo (hasta un 5%) y la recristalización es menor; los cristales de calcita tienen un tamaño que oscila entre 0,02 y 0,2 mm.

La potencia de las calizas de Aranaz no se puede calcular, con las observaciones efectuadas en el campo, por cuanto no aflora el muro, pero se sabe (J. DEL VALLE, com. pers.) que, en un sondeo efectuado en las proximidades de Lesaka, se encontró la base de la formación unos 100 m. por debajo de la superficie: por ello se puede afirmar que la potencia máxima estimada no excede de los 300 m.

La ausencia de fauna, nos impide datar con seguridad las calizas de Aranaz. Los diferentes autores que, con anterioridad, han trabajado en la región, han hecho intentos de datación, sin llegar a conclusiones definitivas en este sentido. Se les ha atribuido diferentes edades, según los autores, que oscilan entre el Silúrico y el Carbonífero. Así, en 1953, en la segunda edición de la Hoja n.º 238, de St. Jean-Pied du Port (Carte géologique, 1:80.000; France), confeccionada en su mayor parte por P. LAMARE, se les atribuye una edad Devónico indiferenciado.

Años más tarde, en 1964, se publicaba la Hoja de Espelette, a escala 1:50.000 (Carte géologique de la France), a partir de datos de J. P. DESTOMBES y P. LAMARE; en este caso se les atribuía una edad Devónico inferior, sin que esta se justifique en la Memoria de dicha hoja.

En 1973, C. HEDDEBAUT, en su tesis doctoral, describe un corte de estas calizas, en la zona de Aranaz y, ante la total ausencia de restos faunísticos, trata de compararlos con otras series datadas en áreas más orientales, estudiadas también por él. Cree que se podrían asimilar, por su posición estratigráfica, con unas calizas que, en el macizo de Mendibelza, son de edad Namuriense y que si litológicamente no son idénticas a las de Yanci y Aranaz, también pasan a los esquistos superiores de una forma gradual, por medio de alternancias de calizas y esquistos azulados. Apoya su hipótesis en que, en el núcleo del anticlinal que forman las calizas, ha encontrado, intercalados entre ellas, unos niveles de roca silíceo, de grano muy fino, que podrían representar la base de esta formación. Según C. HEDDEBAUT, la roca silíceo correspondería con el nivel de liditas que en otras áreas de la región se encuentra en la base del Carbonífero, por lo que asimila las calizas de Aranaz al Namuriense.

La literatura existente sobre la estratigrafía del Carbonífero en otras zonas más orientales del Pirineo (MIROUSE, 1966, WATERLOT, 1969) permite comprobar como hecho constante el que la base del Carbonífero esté marcada por niveles de liditas, a las que se superponen calizas de potencia y características litológicas variables, atribuidas al Visense; en algunos casos llegan a faltar los niveles carbonatados.

Como conclusión, se puede admitir, a pesar de la ausencia de fauna, de acuerdo con lo comprobado en otras áreas, que las calizas de Aranaz representan un Carbonífero bajo, sin que podamos afirmar si incluyen o no el Namuriense. Ni siquiera podemos descartar el que contengan términos de Devónico superior.

2.1.2. La sucesión esquistosa de Cinco Villas

Las calizas pasan hacia arriba, gradualmente, a una sucesión eminentemente detríti-

ca, en la que alternan, de forma irregular, niveles de lutitas esquistosas y areniscas laminadas, con espaciadas intercalaciones de conglomerados y calizas de poca continuidad lateral; las lutitas constituyen la litología dominante.

El color de los materiales es oscuro, de gris a negro, y son frecuentes las estructuras de esquistosidad en los términos de grano más fino.

La potencia total es difícilmente calculable. De una parte las observaciones suelen ser aisladas, dadas las condiciones de afloramiento, y de otra la falta de niveles guía y la propia estructura interna de los materiales impiden una correcta valoración. Sin embargo, teniendo en cuenta la extensión ocupada por los esquistos de Cinco Villas, fácilmente se puede suponer que nos encontramos ante una potente sucesión que debe sobrepasar los 2.000 metros de espesor.

La asociación litológica de la sucesión está integrada por: areniscas de colores grises (amarillentos por alteración); pizarras limosas micáceas, carbonosas, de colores grises oscuros y negros; paraconglomerados cuarzosos; calizas oscuras.

La totalidad de la sucesión, en gran parte constituida por secuencias de tipo turbidítico, induce a considerarla como una «asociación de grauwaca», relacionada con una sedimentación geosinclinal, en régimen de hundimiento rápido y considerable acumulación. Se puede suponer, pues, que nos encontramos ante una formación flyschoides, representativa de la facies «Culm», del Paleozoico alto. Salvo el «graded bedding», no se han encontrado las estructuras sedimentarias propias de cualquier formación de este tipo. En un afloramiento situado unos dos km. al NE del monte Aldudecogaña, cerca del borde NW del Paleozoico de Cinco Villas, se han visto «slump» y pliegues penicontemporáneos de la sedimentación, así como brechas intraformacionales asociadas.

Las rocas de la sucesión de Cinco Villas presentan comúnmente dos esquistosidades. según las cuales se orientan y recrecen algunos minerales; con ellos coexisten algunos otros desorientados y superpuestos a la esquistosidad. El examen microscópico pone de manifiesto que estas rocas han estado some-

tidas a procesos metamórficos, aunque el grado de metamorfismo alcanzado es débil y se conservan, en parte, los caracteres de la primitiva roca sedimentaria; por esto, describiremos a continuación los materiales como si fueran sedimentarios, dejando para más adelante la consideración del metamorfismo que los afecta.

LUTITAS PIZARROSAS

Es ésta la litología predominante en la sucesión; se trata de rocas terrígenas de grano fino, tamaño limo-arcilla, consolidadas en limolitas y argilitas, que muestran normalmente las dos esquistosidades; presentan colores grises, amarillentos y verdosos, a veces negros, y laminaciones claras, marcadas por diferente contenido en cuarzo y materia carbonosa y micácea.

Al microscopio, se pueden diferenciar, entre estas lutitas, tipos que oscilan entre lutitas cuarzosas (silt-shale) y lutitas micáceas (silt-shale, mud-shale, clay-shale), en las cuales la relación «fracción limosa/fracción arcillosas» suelen oscilar entre 1 y 1/3.

La fracción limosa, con tamaño entre limo medio a grueso (0,03-0,05 mm.), suele estar predominantemente formada por cuarzo que, en general, está deformado y alargado en el sentido de la esquistosidad más penetrativa.

Además de cuarzo, no es raro encontrar en la fracción limosa feldespato (plagioclasa) y, sobre todo, minerales micáceos (mica blanca y clorita); menos abundantes son turmalina (a veces neoformada), zircón y alguna mena opaca. No es raro hallar granos dispersos de cuarcita, con un tamaño de hasta 1 mm.

La fracción arcillosa está formada sobre todo por arcilla, mica blanca detrítica y de neoformación, clorita y gran cantidad de óxido de hierro y materia carbonácea. Todos los componentes finos están fuertemente orientados según la esquistosidad.

ARENISCAS

Se presentan como intercalaciones irregularmente repartidas entre los niveles lutíticos; unas veces son escasas y en otras ocasiones la abundancia de niveles areniscosos es mayor.

Las areniscas están bien estratificadas,

en lechos que raramente sobrepasan los 50 cm. de espesor; son de colores grises, claros generalmente, y, en detalle, los lechos dejan ver una alternancia de delgados niveles claros y oscuros, con un espesor del orden del milímetro; el cambio de tonalidad corresponde a composiciones, respectivamente, más cuarzosas o micáceas.

En general, las areniscas tienen menos contenido en matriz que una grauwacka promedio; la litología habitual corresponde a subgrauwacas. La trama, que suele representar entre el 70 y el 80% de la roca, está constituida esencialmente por cuarzo (aproximadamente en un 90%), con cantidades adicionales de feldespatos, en especial plagioclasa, y fragmentos rocosos, que suelen ser de pizarra y cuarcita. Los elementos de la trama son angulosos o subredondeados y están deformados y alargados en el sentido de la esquistosidad más patente (Láminas I a IV). Los tamaños de estos componentes corresponden a arena fina a media, oscilando entre 0,06-0,7 mm.

La matriz es lutítica y está formada por cuarzo, de tamaño limo, y minerales micáceos y arcillosos, entre los que predominan las micas blancas y la clorita. Suelen contener, de forma diseminada, considerables cantidades de materia carbonácea y óxidos de hierro. El cemento es escaso o no existe, pero, cuando lo hay, está formado por cuarzo de neoformación.

No son raros los minerales pesados, sobre todo turmalina y zircón, y son frecuentes las menas metálicas, en especial óxidos de hierro.

CONGLOMERADOS

En muchos puntos del macizo de Cinco Villas, afloran paquetes de brechas y conglomerados que tienen, todos ellos, poca continuidad lateral y un espesor que suele oscilar alrededor de los diez metros. En cada uno de estos paquetes se observa una estratificación grosera, con bancos de más de dos metros de potencia, separados por delgados niveles de areniscas micáceas.

Es difícil precisar el número de niveles conglomeráticos intercalados entre la serie esquistosa; sin embargo, existen intercalaciones a distintas alturas dentro de la suce-

sión, ya que han aparecido tanto cerca de los que se suponen términos basales, como en la parte estratigráficamente más alta de la misma.

Los conglomerados están formados por cantos, que aparecen deformados y alargados en el sentido de la esquistosidad: unos están bien redondeados, mientras que otros son angulosos, pero con tamaños que oscilan entre los 3 mm. y un centímetro. Generalmente los cantos son de cuarzo lechoso, lo que confiere un color más claro y hace, junto a las propias características litológicas, que resalten en medio de la monotonía de los esquistos entre los que se encuentran. Se pueden ver también, entre los cantos, cuarcitas blancas, liditas y esquistos, semejantes a los que se han descrito antes, por lo que supone que estos conglomerados y brechas se han nutrido, al menos en parte, de los propios materiales carboníferos.

Son conglomerados polimícticos, mal clasificados: se trata de ruditas bimodales, con la moda principal en la clase rudita (y arena gruesa) y la secundaria en arena fina o limo. La trama en unas zonas está intacta y en otras rota; los cantos de cuarzo presentan halos de presión y, en algunos casos, los bordes del canto, correspondientes a la menor dimensión, aparecen triturados, y llegan a formarse texturas en mortero. La trama es litológicamente heterogénea, con cantos de cuarzo, metacuarcita, ortocuarcita, chert (liditas), limolita cuarzosa y esquistos. La matriz, que representa el 10-15%, está constituida por mica blanca, cuarzo, feldespato, óxidos de hierro, materia carbonácea, turmalina y zircón. El cemento es muy escaso y está formado exclusivamente por cuarzo secundario.

Los cantos de mayor tamaño son los más redondeados y entre los granos de tamaño arena gruesa existen muchos con acusada angulosidad, aunque éstos, en su mayor parte, proceden de la fragmentación tectónica de los calibres mayores.

CALIZAS

Entre la sucesión esquistosa de Cinco Villas, y sin guardar relación con las calizas de Aranaz, se intercalan, a diferentes alturas, paquetes de calizas: casi siempre tienen un es-

pesor reducido: no suelen superar los 50 m. de potencia, aunque frecuentemente son mucho más delgados, no pudiendo ser siquiera representadas en cartografía, en la mayor parte de los casos.

El mayor afloramiento de estas calizas aparece al sur de Articutza; allí se han podido representar hasta siete niveles de poca continuidad lateral, el más potente de los cuales es el más meridional.

Estas calizas son de color gris azulado, bien estratificadas en lechos de unos 20 cm. de espesor. Están muy recristalizadas y sus contactos con los esquistos no son netos, sino que se cambia gradualmente de litología; en los límites de cada barra caliza, aparecen calizas arenosas y, más lejos, intercalaciones lutíticas, progresivamente abundantes a medida que desaparecen los estratos calizos. En los niveles de calizas arenosas, son frecuentes las estructuras sinsedimentarias, como «slump» y brechas intraformacionales, así como laminaciones paralelas, debidas a la diferencia de contenido en material detrítico dentro de un mismo lecho: en algún caso se han observado también laminaciones cruzadas.

Al microscopio, las calizas muestran un entramado de cristales bien desarrollados de esparita, con bordes suturados, que tienen un diámetro que oscila entre los 0,02 y los 0,2 mm.; entre los cristales de esparita, hay dispersos granos redondeados de cuarzo de 0,02 mm. de diámetro, que representan el 5% de la roca. Corresponderían a calizas medianamente recristalizadas.

EDAD DE LA SUCESION ESQUISTOSA DE CINCO VILLAS

Tampoco en estos materiales se han encontrado fósiles que permitan la datación; tan sólo ha sido posible recoger algunos restos de flora, mal conservados.

P. LAMARE (1936, p. 94) señala la existencia de lentejones de calizas diseminadas, de «tono azul oscuro o negro, con aspecto marmóreo una vez pulidas»; él atribuye estos niveles así como parte de la serie detrítica que los contiene, al Dinantiense⁽¹⁾.

(1) En la Hoja n.º 238 (St. Jean-Pied du Port), 2.ª edición de la Carte Géologique de la France, 1:80.000 (1953) los sectores en los que afloran intercalaciones calizas aparecen comprendidos en el Devónico.

Advierte también P. LAMARE que la sucesión debe ser en su totalidad anterior al Estefaniense, datado por R. ZEILLER (1885) en unos esquistos carbonosos discordantes, situados en el monte Ibantelly (Francia).

Por nuestra parte y teniendo en cuenta las hipótesis de C. HEDDEBAUT (1973), hemos admitido que las calizas de Aranaz pueden corresponder al Carbonífero bajo (Viseense o Namuriense). Si esto se verifica, la sucesión de Cinco Villas representará un Westfaniense, ya que se encuentra superpuesta a las calizas de Aranaz y soporta al Estefaniense discordante del monte Ibantelly.

2.2. MATERIALES MESOZOICOS

La cobertera, que fosiliza al Carbonífero plegado, se inicia con materiales triásicos; la ausencia de términos atribuibles al Pérmico ha sido ya puesta de manifiesto.

El Triás es azoico y de litología relativamente uniforme, no sólo dentro de este área, sino también en toda la región. La atribución de los materiales a esta edad, se han hecho de acuerdo con los criterios admitidos por todos los autores que han trabajado en la región, basándose en la similitud con series datadas en otros puntos de la Península y de Europa occidental.

Las series representativas del Jurásico y Cretácico son variables, con frecuentes cambios de facies y de potencias, como corresponde a una zona de borde de cuenca. En sus secuencias se observan, en algunos cortes, hiatos importantes.

Es a partir del Cenomaniense cuando la cuenca presenta mayor subsidencia, acumulándose sedimentos de carácter flyschoides con una potencia considerable y, en general, muy uniforme, con menores variaciones para toda la cuenca.

El tránsito al Terciario se localiza en unos niveles que poseen una coloración rosada muy típica, con un espesor normalmente reducido; contienen microfauas que datan el Maastrichtiense y el Daniense.

2.2.1. Caracteres generales del Mesozoico

Uno de los rasgos más característicos de la Cuenca Vasco-Cantábrica es la sucesión de períodos transgresivos y regresivos, que

se inician con el comienzo del Jurásico y se prolongan hasta el Cretácico superior.

En la parte nororiental de la provincia de Guipúzcoa, las oscilaciones de la Cuenca se manifiestan con particular énfasis, dada la inmediata proximidad a macizos paleozoicos, que debieran quedar emergidos en diferentes épocas de los tiempos mesozoicos. Los cambios de facies y de espesores, y los hiatos, son un claro exponente de la posición marginal en la cual se depositaron las formaciones de nuestra región.

El comienzo del Jurásico coincide con la implantación de un régimen de sedimentación marina, régimen francamente manifiesto, durante el Lías superior, por la acumulación generalizada de sucesiones calcáreo-arcillosas, con ammonites; la sedimentación marina continúa en el Dogger, con depósitos calizos, que marcan una cierta tendencia regresiva, más acentuada en el Malm. En un momento no bien determinado del Jurásico superior, se alcanza la emersión y aparecen los primeros sedimentos detríticos de facies continental o de ambiente marino restringido. Así, mientras en la zona occidental de la Cuenca (provincia de Santander), los últimos materiales jurásicos marinos son de edad Calloviense, en la zona oriental las influencias marinas persisten durante el Malm, y dan lugar a series más condensadas que en la periferia del Macizo Asturiano: en el E, los sedimentos se concentran en pequeñas cubetas, hacia cuyos bordes los tramos se acuñan, y en los umbrales, que las separan, la acumulación es escasa o nula.

La sedimentación se prolonga con idénticas características durante una parte del Cretácico inferior, hasta llegar al Complejo Urganiano (RAT, 1959).

La transgresión urgoniana coincide de una manera aproximada con el comienzo del Aptiense, sin que ello signifique que la base del Complejo coincida con una isocrona. Aparentemente significa el comienzo de una etapa tranquila, en la que se instala un régimen marino nerítico, apto para la génesis de formaciones recifales; P. FEUILLÉE y P. RAT (1971), sin embargo, precisan que los episodios detríticos, intercalados entre las facies propiamente urgonianas, deben estar relacionados con una prolongación, en el tiempo, de

los movimientos iniciados en el Jurásico superior. Ellos piensan en movimientos verticales, que revivificaron los relieves periféricos, más bien que en oscilaciones tectónicas que afectarían al fondo del área de acumulación. Recientemente, J. GARCIA-MONDEJAR (com. pers.) ha podido constatar la existencia de algunas discordancias intraurgonianas que, en la provincia de Santander, están ligadas a inestabilidad tectónica del área de sedimentación; aunque un comportamiento semejante pudiera existir en Guipúzcoa, nuestros datos actuales nos impiden por el momento extender a toda la Cuenca Vasco-Cantábrica, tales conclusiones.

Las condiciones que se implantan con la transgresión aptiense reinan, con mayor o menor duración según las zonas, hasta en la primera mitad del Albiense. En el Albiense superior se intensifican los movimientos verticales, provocando la elevación del área fuente y una subsecuente y rápida acumulación de potentes series terrígenas; la cuenca debía estar compartimentada en bloques levantados y cubetas subsidentes, relativamente móviles, lo que origina espectaculares cambios de facies y de potencias. De esta manera se originaron los materiales que P. RAT (1959) reunió bajo el nombre genérico e impreciso de «Complejo arenoso supraurgoniano». Estas formaciones superan en su cima el límite inferior del Cretácico superior y los últimos niveles contienen faunas características de la parte más baja del Cenomaniense (FEUILLÉE, 1967).

A partir de ahora la Cuenca entra en una nueva etapa de su historia sedimentaria, de manera que, a las formaciones más groseramente detríticas del Complejo supraurgoniano, se superponen materiales, a veces flyschoides, depositados en un régimen marino abierto, muy subsidente.

2.2.2. Formaciones del triásico

Se distinguen tres formaciones fundamentales entre los materiales atribuibles a este período. De ellas, la formación intermedia está muy irregularmente representada y, en la mayoría de los casos, ausente: sólo aflora en pequeños girones discontinuos, debajo de las arcillas abigarradas del Trías superior.

Los materiales de la formación basal del

Trías son litológicamente similares a los del Pérmico. Los autores que han trabajado en la región así lo señalan también, y tradicionalmente se los ha separado por la naturaleza de los conglomerados que se encuentran intercalados; en el Pérmico hay niveles de conglomerados polimicticos, de cantos menos redondeados, mientras que los del Trías tienen cantos cuarcíticos, bien redondeados, generalmente.

Al W del río Bidasoa no hemos observado los niveles de conglomerados del Pérmico y se atribuyen al Buntsandstein los materiales detríticos que fosilizan a las estructuras hercínicas. Es posible, sin embargo, que en algún punto esté representado el Paleozoico terminal, aunque no puede asegurarse con certeza, ya que los primeros horizontes de conglomerados, que parecen marcar el comienzo de la sedimentación triásica, no son continuos. Tales conglomerados aparecen como lentejones de poca potencia y escasa continuidad lateral, intercalados en la parte baja de una formación que en conjunto es arenosa; existen muchos cortes en los que los conglomerados están ausentes en toda la sucesión estratigráfica.

La formación intermedia es de naturaleza carbonatada, con calizas y algunas dolomías, probablemente del Muschelkalk. Muchas veces falta esta formación y de la formación detrítica inferior se pasa, de un modo aparentemente gradual, a la formación superior. El Trías superior (¿Keuper?) es arcilloso y salífero.

La potencia total del Trías es muy difícil de calcular, puesto que los materiales plásticos de la formación superior han actuado como nivel de despeque de la cobertera, e intervenido en estructuras diapíricas. Mientras que en los diapiros existen importantes acumulaciones de materiales salíferos, la potencia del Trías superior se ha reducido enormemente en el borde del Macizo de Cinco Villas; el adelgazamiento seguramente no obedece a causas estratigráficas.

2.2.2.1. Materiales del Trías inferior

Litológicamente son muy uniformes en toda la región, por lo que no se describirán cortes tipos, sino que daremos las características de todo el conjunto.

La formación es fundamentalmente detrítica, disminuyendo el tamaño medio de grano conforme se asciende en la serie; de esta manera la parte alta está representada por niveles en los que predominan el tamaño limo o, incluso, arcilla. La similitud de los timos y arcillas rojas del Trías inferior con los niveles basales del Keuper dificulta la diferenciación cartográfica, cuando faltan las calizas y dolomías del Trías medio.

La sucesión es eminentemente detrítica y presenta un color rojo intenso, muy característico; sin embargo, no es raro encontrar en ella intercalaciones de bancos que, aunque poseen la misma litología que aquéllos entre los que se encuentran, tienen otras tonalidades, tales como blanco, verde, rosado, etc.

La potencia es variable y se puede estimar que oscila entre los 100 y los 500 m. Los espesores máximos están representados en el borde más occidental del Macizo de Cinco Villas.

En la base de la sucesión se sitúa normalmente un paquete (30-100 m.) de areniscas rojas de grano fino a medio, estratificadas en bancos que pueden llegar al metro de espesor. Los planos de estratificación son irregulares y en las capas se suelen ver laminaciones cruzadas que, generalmente, son de ángulo bajo, dificultando su utilización como criterio de polaridad; a veces también pueden observarse laminaciones paralelas.

En la base de este paquete inferior arenoso, o bien intercalados en la parte baja del mismo, existen frecuentes niveles de conglomerados, cuyos cantos cuarcíticos, subesféricos o ligeramente aplanados, alcanzan diámetros de hasta 10 cm. Cada nivel de conglomerados tienen poca continuidad lateral, su forma es lenticular y su potencia máxima no suele sobrepasar los 5 m. No es raro encontrar, en una misma sección, varios de estos niveles, intercalados a diferentes alturas entre las areniscas, pero siempre en la parte baja del paquete.

Los cantos cuarcíticos suelen estar exteriormente teñidos de color rojo. Las zonas de contacto entre cantos contiguos destacan como impresiones circulares, faltas de coloración roja; según P. LAMARE (1936), dichas marcas pueden tener un origen mecánico, siendo originadas por una compresión entre

unos cantos y otros, con posterior removiliación de la sílice.

Las areniscas más bajas del Trías inferior están formadas por granos de tamaño arena media (0,6-0,2 mm.), cementados por cuarzo secundario y envueltos por una matriz de naturaleza micáceo-arcillosa. La trama representa por término medio el 60% de la roca y está constituida, en su mayor parte (75%), por granos de cuarzo, de contornos subangulosos; se encuentra también una apreciable cantidad (24%) de fragmentos rocosos (principalmente metacuarcitas y pizarras) y una pequeña proporción de feldspatos. La matriz está formada exclusivamente por minerales micáceos y óxidos de hierro, supone el 15% del total de la roca. El cemento está formado por cuarzo secundario, recrecido a partir de los granos detríticos.

Inmediatamente encima del paquete inferior comienza una alternancia de areniscas y lutitas. En la parte baja de estas alternancias predominan los lechos arenosos sobre los de grano más fino, limitándose estos a delgadas intercalaciones entre aquéllos. Las superficies de estratificación son también erosivas y en las areniscas se observan con frecuencia cantos aplanados de lutitas, posiblemente arrancados por la corriente que transportó y depositó las arenas.

En estas areniscas, igual que en las del paquete basal de Trías inferior, se aprecian laminaciones cruzadas de bajo ángulo, así como laminaciones paralelas. Ahora el contenido micáceo es aparentemente mayor, las miccas se disponen en láminas paralelas a las superficies de estratificación, lo que facilita el lajamiento de los bancos. Desde el punto de vista microscópico, las areniscas se manifiestan similares a las del paquete basal, tanto en el tamaño de sus componentes como en las proporciones relativas de los mismos; sólo hemos observado, como carácter diferencial, granos de cuarzo de tamaño limo, formando parte de la matriz.

Hacia la parte superior de la presente sucesión disminuye progresivamente el tamaño de grano y el espesor de los niveles de areniscas, a la vez que su frecuencia. Progresivamente aparecen lutitas rojas, bien compactadas, entre las que se observan lechos delgados de areniscas de grano fino.

Finalmente, el Trías inferior termina con arcillas de color predominantemente rojo, aunque localmente pueden ser verdes o amarillas; esporádicamente pueden contener delgados niveles areniscosos y carbonatados.

2.2.2.2. Materiales del Trías medio

En el mapa geológico se ha recogido un sólo afloramiento: se halla situado al ESE de Villabona y en él se puede observar la siguiente secuencia:

- Menos de 5 m. de dolomías masivas de color gris oscuro.
- Aproximadamente 20 m. de calizas algo dolomitizadas, en lechos de 10-15 centímetros, alternando con niveles de calizas más arcillosas.
- 5 m. de calizas nodulosas, de tonalidades rosadas, con niveles ricos en Lamelibranquios y Equinodermos; entre la microfauna de algunas muestras estaba presente *Nodosaria* cf. *raibliana*, muy frecuente en el Muschelkalk⁽¹⁾.
- Unos a metros de calizas margosas y margocalizas grises, algo apizarradas.
- Calizas crema bien estratificadas, en lechos de unos 20 cm. y con un espesor total de 10-15 m.

Los restantes enclaves de calizas y dolomías, que pudieran ser del Muschelkalk, son de dimensiones muy reducidas, dispersos y englobados entre las arcillas basales del Trías superior. Son irrepresentables en nuestra escala cartográfica y ni siquiera permiten discernir si corresponden al Muschelkalk, al Trías superior o al Jurásico; el carácter habitualmente halocinético del Trías salífero origina la incógnita de su procedencia y atribución.

2.2.2.3. Materiales del Trías superior

El conjunto está formado por materiales arcillosos de naturaleza plástica. Resulta prácticamente imposible establecer la sucesión estratigráfica así como determinar, aunque fuera de manera aproximada, sus potencias originales. El material se ha redistribuido merced a la formación de estructuras diapíricas

o a consecuencia de los esfuerzos tectónicos. Por ello, en determinadas verticales se concentran importantes volúmenes, mientras que en amplios sectores, por ejemplo el borde del Macizo de Cinco Villas, sólo se reconocen delgadas láminas de Trías superior.

Sus arcillas abigarradas son predominantemente rojas o violáceas, verdes y amarillas. Entre esta masa arcillosa se encuentran intercalaciones aisladas de delgados niveles limosos y micáceos, de las mismas coloraciones, y acumulaciones de yeso.

Hay indicios sobre el contenido de otras sales (evaporitas) pero nunca se encuentran en superficie por su fácil arrastre en disolución.

Es relativamente frecuente que, entre el Keuper, se encuentren dispersos pequeños cristales idiomorfos de cuarzo.

En la parte más alta del Trías superior, inmediatamente debajo de las series jurásicas, se suelen encontrar pequeñas masas discontinuas de dolomías cavernosas (carniolas) que según alguno de los autores que las han descrito en esta región, pueden ser atribuidas al Retiense.

Es característico del Keuper el contener masas de ofitas, englobadas entre arcillas; algunas de esas masas llegan a tener un volumen considerable, como puede apreciarse por la extensión de algunos de los afloramientos recogidos en la cartografía. Serán descritas con mayor detalle en el epígrafe 3.3.2.

La disposición original de las masas ofíticas, en relación con la estratificación del Keuper no se puede determinar ya que, los contactos primitivos han sido profundamente modificados. Es posible que en el momento de encajarse, y antes de que el Trías superior sufriera deformaciones importantes, adoptaran una disposición en lacolitos.

2.2.3. Formaciones marinas del Jurásico

Bajo este título reuniremos sólo a las sucesiones esencialmente carbonatadas que caracterizan al Lías y al Dogger, y que, a veces, pueden incluir hasta el Oxfordiense.

En realidad no son los únicos materiales marinos del Jurásico, ya que, según hemos advertido, las influencias marinas persisten en la Cuenca Vasco-cantábrica oriental durante el Jurásico superior.

(1) Estas dataciones han sido efectuadas por el Laboratorio de Micropaleontología de Enadimsa (MADRID), (cf. CAMPOS y GARCIA-DUEÑAS, 1975).

Utilizaremos el término de «Jurásico marino» como sinónimo al de («formaciones marinas del Jurásico» por razones históricas. Los autores que nos han precedido lo utilizan habitualmente, y mediante su uso han pretendido resaltar la evolución hacia facies más detríticas, aunque con episodios de influencia marina, a partir del Oxfordiense.

A continuación describiremos los cortes considerados como más representativos de las secuencias del Lías y Dogger. En algunos casos la descripción se efectúa a partir de observaciones hechas en un solo perfil; en otros, se reseñan columnas sintéticas, compuestas de datos dispersos pero siempre obtenidos en puntos próximos entre sí.

Algunas de las series características escogidas han sido estudiadas y publicadas anteriormente por otros autores; en esos casos se ha revisado el corte correspondiente, intentando completarlo con la aportación de nuestras observaciones, o bien se ha hecho otro más o menos próximo, con la intención de que al compararlos se pueda obtener una visión más precisa de las variaciones estratigráficas.

2.2.3.1. Serie de Belaunza

En la vertiente septentrional de Gaztelumendi aflora una serie jurásica muy completa, descrita anteriormente por P. LAMARE (1936) y R. SOLER y JOSÉ (1972).

La base de la serie, en su contacto con el Keuper, está tectonizada a lo largo de todo el afloramiento, impidiendo la observación en muchos casos de los niveles más bajos.

El corte realizado para revisar la secuencia establecida por P. LAMARE aprovecha el camino que, desde Belaunza, asciende a Gaztelumendi. A partir de las últimas casas del pueblo, sobre las dolomías cavernosas (carniolas), que se consideran como los niveles de tránsito entre el Trías y el Jurásico, se puede apreciar la siguiente sucesión, diferenciada en tres tramos cartografiables:

TRAMO INFERIOR

Comienza por un paquete, de más de 100 metros de espesor, formado por dolomías cavernosas y dolomías brechificadas muy recristalizadas, en las que no se aprecia estratificación aparente. Sobre este paquete basal

existen unos 30 m. de calizo-dolomías y dolomías regularmente estratificadas, en bancos de 1 m. de espesor aproximadamente; se presenta también recristalización acusada y en algunos bancos se manifiesta un fino bandeo. Culmina con alrededor de 25 m. de calizas blancas, a veces algo dolomitizadas, bien estratificadas en lechos de 25-30 cm.; estas calizas también están laminadas en algunos de sus niveles. Todos los términos descritos son azoicos y, por lo tanto inciertos de datar. Sin embargo, el paquete terminal de calizas, a veces laminadas, puede ser correlacionado con el que J. RAMIREZ DEL POZO (1971 a) atribuye al Sinemuriense inferior-medio, que, según él es muy constante en toda la cuenca.

Por nuestra parte, aceptamos que la edad de estos niveles calizos y dolomíticos debe estar comprendida entre el Fetiense y el Sinemuriense superior. (Veáse epígrafe 2.2.3.5.).

TRAMO MEDIO

El segundo tramo es predominantemente margoso y margocalizo. Comienza con unos 20 m. de margas hojosas, bien estratificadas y de colores amarillentos, que poseen esporádicamente intercalaciones de margocalizas. Continúa con una sucesión de margas de color azulado, con intercalaciones margocalizas cada vez más abundantes, y progresivamente más carbonatadas; de esta manera se llega a bancos calizos, que marcan la transición al Tramo superior.

Los niveles margosos suelen contener una fauna relativamente abundante, aunque mal conservada y frecuentemente piritizada, de braquiópodos, belemnites y algunos ammonites. La potencia total del Tramo medio en el corte de Belaunza se puede estimar en unos 150-160 m.; sin embargo, este espesor disminuye apreciablemente hacia el E y cerca de Elduayen no llega a alcanzar los 100 metros.

P. LAMARE atribuye a los niveles margosos basales una edad Domeriense, mientras que las margas azules y margocalizas él las supone pertenecientes al Lías superior por la fauna, compuesta por *Ludwigia tolutaria* DUMORTIER y *Sonninia* sp. Por otra parte R. SOLER y JOSE piensa, con reservas, que

nuestro tramo medio es de edad Sinemuriense superior-Aalenense.

Es probable que, efectivamente, las capas superiores, más calizas, sean de edad Aalenense. Niveles equivalentes han proporcionado faunas del Aalenense cerca de Leiza (VILLALOBOS y RAMIREZ del POZO, 1971). Los niveles de margas azules, situados inmediatamente debajo, tienen faunas del Toarcienense en varios de los cortes que hemos estudiado.

TRAMO SUPERIOR

Corresponde a un paquete de unos 250 m. de espesor de calizas de color gris, oscuras en la base, a veces recristalizadas, y bien estratificadas en lechos de unos 50 cm. Hacia la parte alta la estratificación se hace en niveles más delgados a la vez que las calizas adquieren colores más claros y presentan superficies de estratificación irregulares. Algunos niveles contienen restos y huellas de ammonites: La potencia de este paquete calizo es variable, de manera que, hacia el este disminuye considerablemente. En Berástegui llega a superar escasamente los 50 m. de espesor y en el Puerto de Urto sólo existen algunos pocos metros de calizas de color oscuro, casi negras, estratificadas en bancos de unos 50 cm.

También en este tramo está pendiente de ser concretada la edad con nuevas dataciones faunísticas y tenemos que acudir a las observaciones efectuadas en otros puntos y a los datos suministrados por los autores que anteriormente han trabajado aquí. De acuerdo con ellos se puede admitir una edad Bajociense-Calloviense para estas calizas, aunque es probable que los últimos niveles pertenezcan ya al Oxfordiense, como ocurre en facies similares de otros cortes efectuados en el área estudiada, en los que ha sido datado este piso con ammonites.

2.2.3.2. Serie del Monte Gazume

Se ha escogido como representativa del Jurásico que aflora en la alineación montañosa que se extiende entre los montes Ernio y Pagoeta.

El corte se ha realizado en el camino que, desde el Alto de Andazarrate (km. 29,500 de la carretera de Villabona a Orío, sube al monte Gazume.

La secuencia establecida, muy similar a la de Belaunza, es la siguiente:

TRAMO INFERIOR

Comienza con 60 m. de brechas dolomíticas y calizo-dolomías mal estratificadas. Las brechas dolomíticas están constituidas por cantos angulosos de dolomía unidos por un cemento calcáreo impurificado por arcillas, óxidos de hierro y algunos granos de cuarzo. Le siguen unos 70 m. de calizas micríticas de color gris, estratificadas en bancos de 50-60 cm. de espesor, que a veces manifiestan una laminación paralela muy fina. Al microscopio se revelan como calizas microcristalinas, cuyo bandeado está originado por diferencias en el tamaño de grano y por la presencia de láminas de cemento esparítico y otras de naturaleza no calcárea, principalmente ferruginosas. Es frecuente que contengan Radiolarios y fragmentos de Equínidos.

Como ocurre en Belaunza, tampoco aquí es posible atribuir a estos niveles una edad determinada, debido a la ausencia de fósiles característicos: debemos suponer una edad entre el Retiense y el Sinemuriense inferior-medio.

TRAMO MEDIO

El Lías medio-superior (tramo margoso) está formado por una alternancia irregular de margas hojosas de color azulado, margocalizas y calizas arcillosas que, en conjunto, no superan los 150 m. de espesor. La litología se va haciendo más calcárea hacia la parte alta del paquete, de manera que en la base predominan los niveles margosos y en el techo estos se limitan a delgadas intercalaciones entre los estratos calizos.

El examen microscópico de los lechos más calizos revela la existencia de calizas microcristalinas, impurificadas por arcilla, materia orgánica y óxidos de hierro, que al disponerse paralelamente a la superficie de estratificación ocasionan una laminación irregular. Contienen *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp. y *Ammodiscidae*.

TRAMO SUPERIOR

En la parte alta del «jurásico marino» hay unos 50 m. de calizas grises, bien estratificadas y, a veces, algo nodulosas. Son calizas

microcristalinas, con algunas recristalizaciones de caliza espática, impurificadas por arcilla y granos de cuarzo de tamaño arena muy fina. En estas calizas se han reconocido Gasterópodos, microfilamentos, fragmentos de Lamelibranquios, espículas de esponjas, placas y radiolas de Equínidos, tallos de Cri-noides, Briozos, Ostrácodos, *Lenticulina* sp. y *Ataxophragminidae*.

Esta microfacies y otras semejantes han sido consideradas como característica del Oxfordiense (RAMIREZ del POZO, 1971 a). Sin embargo, en el techo de estos niveles, justamente en el contacto con las facies detríticas que se les superponen, hemos encontrado, en el barranco del río Asteasu, una fauna de amonites muy mal conservados, entre los que se han reconocido Perisphinctidos, Haploceratidos y Subgrosuvia sp., que precisan una edad Calloviense medio.

VARIACIONES LATERALES DE LA SERIE

Aunque la serie del monte Gazume se repite en las vertientes septentrionales de los montes Ernio y Pagoeta, existen pequeñas variaciones laterales que conviene destacar.

El tramo calizo-dolomítico inferior parece ser el más constante de los tres, tanto en las potencias representadas como en su litología; la única variación ha sido observada al SW de Alkiza, en donde bajo las calizas laminadas de la parte alta existe una intercalación de unos pocos metros de espesor de calizas muy recristalizadas, con cristales de esparita que pueden llegar a tener un tamaño de 0,08 mm.

El tramo medio manifiesta mayores diferencias de tal forma que en Aya (al N de Gazume) presenta una potencia un poco menor, a la vez que las facies son algo más calizas que las descritas en el corte tipo. En Alkiza, al S del Gazume, predominan las margas sobre las calizas, a la vez que aumenta el espesor de todo el tramo, que llega a superar los 170 m. de potencia.

Más al S, en la carretera que une Tolosa con Ernialde, P. RAT (1959) realizó un corte con la particularidad de que sobre las calizas del Calloviense, datadas con *Reineckeia* sp., *Macrocephalites* sp. y *Lunuloceras* sp., cita la existencia de unos niveles de calizas ne-

gras con algunos Belemnites, que no hemos observado en el perfil del monte Gazume.

2.2.3.3. Serie de Aduna

En un camino que parte de Aduna en dirección al monte Andatza, aflora una secuencia semejante a la descrita para el monte Gazume.

Sobre el Keuper, con el que contactan mecánicamente, dificultando en muchas ocasiones la observación de los niveles basales, se encuentran:

- 1) Dolomías cavernosas y brechas dolomíticas, seguidas por calizo-dolomías muy recristalizadas, a las que se les superponen unos niveles de calizas, también recristalizadas, que a veces presentan una laminación típica. Corresponden al tramo inferior de las series precedentes.
- 2) Sucesión alternante de calizas arcillosas de colores azulados, a veces algo hojosas, y margas piritosas, de colores amarillentos por alteración, que contienen una abundante fauna de Belemnites, Braquiópodos y Ammonites. Entre estos últimos se han podido clasificar: *Hildoceras bifrons* (BRUG), var. *Lombardica* MITZ. *Hildoceras bifrons* (BRUG), var. *acarnica* MITZ; *Hildoceras bifrons* (BRUG). Esta fauna caracteriza al Toarciense medio. igual que ocurre en otros puntos, la secuencia de este paquete varía de manera que, de abajo a arriba, va aumentando progresivamente la cantidad de niveles intercalados entre las margas.
- 3) Como siempre, la serie está coronada por unos niveles de calizas micríticas, bien estratificadas, con filamentos. En ellas se ha recogido una fauna que ha permitido datar al Oxfordiense por la asociación de *Sublunuceras* sp., *Taramelliceras* sp., *Perisphinctinae*. Estas calizas no superan aquí los 20 m. de espesor, potencia muy reducida en relación con la presentada en otros sectores.

VARIACIONES LATERALES DE LA SERIE DE ADUNA

Los términos que acaban de ser descritos afloran a lo largo del flanco NW del anticlinal diapírico que se extiende desde Hernani hasta Villabona.

Entre Andoain y Urnieta el Jurásico está mal representado y muy reducido por laminaciones tectónicas. Sólo aflora con cierta extensión el tramo medio margoso, que aquí se presenta algo detrítico; en la parte baja está formado por margas limosas de color azulado y fractura concoide, a las que siguen unos limos calcáreos de color amarillo; en la parte alta hay margas pizarrosas con abundantes restos de Lamelibranquios. No se ha encontrado el nivel de calizas Oxfordienses con que culmina la serie, quizá laminadas o inexistentes; en contacto con las margas pizarrosas con Lamelibranquios, se encuentran términos pertenecientes al Complejo Urgoniano.

En el barrio de La Florida, en Hernani, aparecen de nuevo los tres tramos de Aduna; otra vez las calizas superiores de la serie vuelven a alcanzar aquí una potencia similar a la que presentan en el Ernio. En los lechos margosos se ha recogido una abundante fauna de Ammonites, que ha permitido datar con precisión. En la parte media del tramo se ha determinado el Toarciense medio con la asociación: *Hildoceras* sp., grupo *H. sublevisoni* FUCINI; *Hildoceras* sp., forma intermedia entre *H. bifrons* (BRUG), var. y *H. sublevisoni* FUCINI; *Hildoceras bifrons* (BRUG) var. En los niveles más altos del mismo tramo medio se ha datado el tránsito Toarciense-Aaleniense, con: *Pleydellia* sp. grupo *P. subcompta* (BRANCO); *Pleydellia* sp., grupo *P. mactra* (DUMORT); *Dumortieria* cf., *costula* (REINECK); *Dumortieria bleicheri* (BENECKE); *Dumortieria* sp., cf. *D. subfasciata* (BUCK); *Cotteswoldia misera* BUCKMAN; *Pleydellia* cf. *subcompta* (BRANCO); *Walkeria burctonensis* (BUCKMAN).

2.2.3.4. El Jurásico entre Astigarraga y Oyarzun

El Jurásico que aflora en este sector presenta características ligeramente diferentes

a las observadas en las series que ya han sido citadas.

Las principales diferencias estriban en la extensión vertical de las series jurásicas, que aquí sólo comprenden hasta el Lías superior, existiendo un importante hiato que, incluso, alcanza a una buena parte del Cretácico inferior; sobre los materiales del Lías superior reposan directamente términos de edad Aptiense o, a veces, Albiense.

Estos afloramientos jurásicos están relacionados con estructuras diapíricas, por lo que es muy difícil establecer en un solo corte la secuencia completa. La sucesión se describe a partir de observaciones efectuadas en distintos puntos del área y las correlaciones se apoyan en la correspondencia entre niveles bien datados por sus faunas.

Cartográficamente hemos diferenciado tres tramos litoestratigráficos, de los cuales el más bajo es prácticamente idéntico al tramo inferior de las series jurásicas descritas. Los dos superiores equivalen, por su edad, al tramo medio margoso de las otras series, si bien litológicamente se diferencian por la relativa abundancia de elementos detríticos de grano fino.

LOS TERMINOS LIASICOS DE SANTIAGOMENDI

Un buen corte (referido por LAMARE, 1936) de los tramos primero y segundo se puede obtener en cualquiera de los caminos que suben hacia Santiagomendi.

El tramo primero, siempre en contacto tectónico con el Keuper y el Cretácico superior, comienza con unos niveles de dolomías y calizo-dolomías brechoides, localmente con estructura vacuolar; la parte inferior de este paquete, donde no está laminado, suelen tener verdaderas carnioles.

Por encima se sitúan unos diez metros de calizas y margocalizas lajeadas de color negro. Este nivel no lo hemos reconocido en ninguna otra serie, pero la facies ha sido citada en otros puntos de la Cuenca Vasco-Cantábrica, con el hallazgo de faunas que permiten datar el Hetangiense inferior. R. CIRY (1940, in RAMIREZ del POZO, 1971a) encontró *Isosyrina germani*, al Sur de Aguilar de Campóo.

Más arriba aparecen unas calizo-dolomías brechoides, cuya potencia se puede estimar en unos 50 m., coronadas por alrededor de 30 m. de calizas bien estratificadas en bancos que, en ocasiones, presentan un fino bandeo muy característico.

El tramo segundo está formado por una serie alternante de calizas y margocalizas, de color azul en fractura fresca, con nódulos ferruginosos y, a veces, pirita cristalizada. Los lechos más margosos se rompen con facilidad, mostrando una estructura hojosa y fractura ligeramente concoide. Contienen una abundante fauna, aunque siempre deformada, consistente en Belemnites, Braquiópodos, Lamelibranquios y Ammonites. En la cima de Santiagomendi, junto a la ermita allí existente, se ha recogido una buena cantidad de fragmentos de Ammonites del Domeriense medio-superior: *Arietoceras* sp.; *Fucinoceras* sp.; *Arietoceras* sp., forma asimilable a *A. algo-vianum* OPPEL in FUCINI; *Arietoceras* sp., grupo de *A. lotti* MONESTI.

LOS TERMINOS LIASICOS DE OYARZUN

Inmediatamente al Sur de Oyarzun aflora una sucesión cuyos tramos primero y segundo son idénticos a los de Santiagomendi; la edad del tramo segundo se ha visto confirmada por la recogida de algunos restos de Ammonites, en un yacimiento de la carretera de Astigarraga a Oyarzun; entre ellos se han podido identificar algunos Phylloceratidos, pertenecientes al grupo de *Rhacophyllites libertus* (GEMM), que confirman la edad Domeriense de dichos términos.

El tramo tercero de la sucesión de Oyarzun está formado por unos 50 m. de margas limosas, micáceas, de colores amarillentos, con nódulos ferruginosos y una abundante fauna de Ammonites, Lamelibranquios, Braquiópodos y Belemnites. En el tramo de la carretera de Astigarraga a Oyarzun, unos 300 m. antes de llegar al barrio de Ugaldetxo, se han recogido los siguientes restos, determinativos del Toarciense inferior: *Dactyloceras peloritenum* FUCINI; *Dactyloceras* sp., grupo *D. hispanicum* SCHIE.; *Dactyloceras senucelatum* (SIMPSON); *Spiriferina?* sp.; (*Rhynchonella*) sp., grupo *R. meridionalis* (DESLO).

Por otra parte, en el barrio Iturrioz de Oyar-

zun se ha recogido también fauna del Toarciense. Hacia la mitad de estos niveles dicho piso queda definido por *Harpoceras?* sp.; *Nodicoelocerae* sp., grupo *N. anulatiforme* (BONARE). Y en la parte superior de los mismos se han recolectado *Pleydellia fluitans* (DUMORTIER); *Pleydellia aalensis* (ZIETEN); fósiles que ya datan al Toarciense superior (parte alta, zona de aalensis).

2.2.3.5. Otros afloramientos Jurásicos

Aparte de los ya mencionados, sólo cabe citar algunos otros, que han sido estudiados anteriormente por diversos autores y de los que no nos ocuparemos mucho por no ser demasiado reiterativos; o bien aquéllos que, a pesar de sus reducidas dimensiones, han proporcionado faunas de interés cronológico.

Entre los primeros es necesario destacar el que aparece formando parte del sinclinal del monte Uzturre, al NE de Tolosa. Allí aflora una sucesión muy completa (LAMARE, 1936; JEREZ MIT et al, 1971), en la que el jurásico manifiesta unas facies y potencias en su conjunto muy similares a las que se han descrito en el corte de Belaunza.

En el barrio de Martutene, entre Astigarraga y San Sebastián, el Jurásico forma parte de varios afloramientos discontinuos, alrededor del diapiro de Martutene (LAMARE, 1936). En este caso los términos que se presentan se pueden correlacionar con los que existen en el barrio de La Florida, en Hernani.

Por último, se pueden ver algunos retazos de materiales del Jurásico pinzados por la falla inversa que se extiende desde las proximidades de Oyarzun hasta cerca de Villabona, y que constituye el límite NW del Paleozoico de Cinco Villas. En general, todos estos retazos presentan unas secuencias muy reducidas por causas tectónicas, haciendo poco útil su estudio con detalle. El más interesante es el que existe en las cuevas de Aizpitarte, unos 4,5 km. al ESE de Astigarraga, por los restos faunísticos hallados; las facies que aparecen en este punto son similares a las descritas en Santiagomendi, aunque sólo se pueden observar los niveles más altos del paquete dolomítico y calizo y los basales del margoso que se le superpone; a estos últimos pertenecen los restos fósiles

hallados: *Uptonia* sp., grupo *U. dayiceroides* MOUTERDE y *Angulaticeras?* sp. La base del tramo margoso debe situarse, en consecuencia, en el Sinemuriense superior o Pliensbachiense basal, a la vez que el tramo inferior (dolomías y calizas) queda comprendido entre el Trías superior y el Sinemuriense superior.

2.2.4. Complejo Purbeck-Weald

Estudiaremos en este apartado los materiales, con facies predominantemente detríticas, situados entre los más altos niveles del «Jurásico marino» con ammonites y los más bajos del Complejo urgoniano. Son los depósitos acumulados durante el período regresivo que culmina con los que otros autores consideran «movimientos kimméricos».

P. PALACIOS (1915, 1919) fue el primero que citó la existencia de una «formación wealdense» en la vertiente N de la Sierra de Aralar (Navarra), por comparación con las series Wealdenses de Soria y Logroño.

P. LAMARE (1935, 1936) señaló cómo en los bordes de los macizos paleozoicos vascos, «el Aptiense reposa en muchas ocasiones sobre cualquiera de los términos más antiguos»; en algunos puntos (Monte Uzturre, por ejemplo), bajo los materiales aptienses (incluidos en nuestro Complejo urgoniano) existen unos niveles de calizas negras generalmente muy alteradas, que contienen restos de Lamelibranquios, Equinodermos, etc., pero en los que no hay ningún fósil característico, que permita su datación precisa. Supuso que, por encontrarse encima de otras calizas arenosas, atribuidas por él al Lusitaniense, las calizas negras debían de ser de edad Neocomiense; aunque evitó la palabra *Wealdense*, sus atribuciones son conjeturales.

P. RAT (1959) realiza dos cortes detallados del «Wealdense» de Zizúrquil y Uzturre y efectúa la correlación con las series de las provincias de Santander y Vizcaya: ambos cortes son referidos más adelante.

Posteriormente, J. RAMIREZ DEL POZO (1969, 1971a), revisa el corte de Uzturre y aporta nuevos datos en lo referente al contenido faunístico aunque no llega a determinaciones cronológicas precisas.

Finalmente, R. SOLER y JOSE (1971, 1972) concluye que en la Cuenca Cantábrica oriental el dispositivo paleogeográfico del Jurásico, con una serie de cubetas (máximas potencias) separadas por umbrales, sigue siendo válido al comienzo del Cretáceo y la que él considera «emersión kimmérica» se acusa en los altos fondos, donde la sedimentación llega a faltar: introduce el término Purbeck-Neocomiense.

Los referidos geólogos han utilizado denominaciones o apelativos tales como Wealdense, *Purbeckiense*, *Purbeck-Wealdense*, *Purbeck-Neocomiense*, *Wealdico*, etc., empleando, según los casos, dichos términos como significativos de una facies o, incluso, de una edad.

Ultimamente, V. PUJALTE (1977) ha puntualizado que el uso de tales nominativos es totalmente inadecuado y puede inducir a error en las personas no familiarizadas con estas sucesiones: en cualquier caso comporta una imprecisión. La imprecisión se hace mayor, si cabe, cuando se aplican a las secuencias de la zona oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, donde la sedimentación marina ha proseguido, aunque con interrupciones en ese lapso de tiempo: por añadidura, las facies presentes son distintas a las de la zona occidental, que fueron las primeras en recibir las referidas denominaciones.

En adelante, evitaremos hasta donde sea posible, el uso de la terminología precedente. Desde nuestro punto de vista y siguiendo a V. PUJALTE, denominaremos Complejo Purbeck-Weald a un conjunto litoestratigráfico de cronología imprecisa que reúne facies heterogéneas originadas durante parte del Jurásico superior y Cretácico inferior. El límite inferior del Complejo Purbeck-Weald corresponde a la desaparición de las formaciones francamente marinas del Jurásico (Calloviense-Oxfordiense, en nuestra región) y el límite superior coincide con la transición al Complejo urgoniano.

El Complejo Purbeck-Weald está mal representado en el área estudiada: únicamente aflora en el flanco SE del sinclinal del Andatza, en los montes Ernio y Pagoeta y en el sector de Tolosa-Gatzelumendi, es decir al

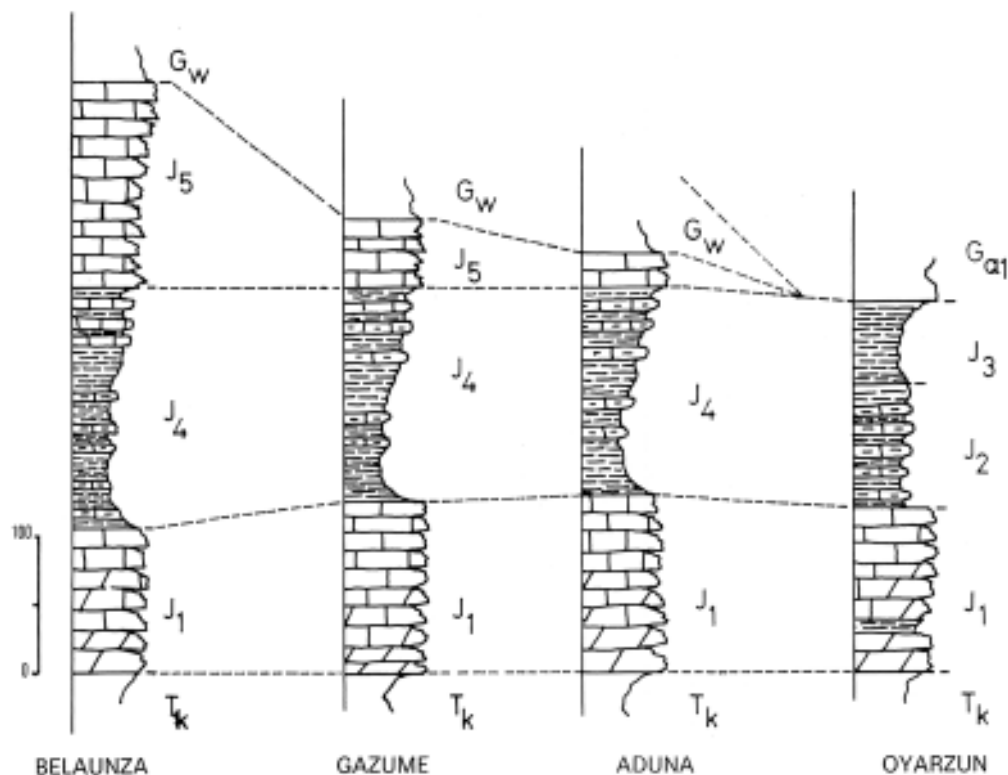


Fig. 3. Correlación entre las principales columnas de las formaciones marinas del Jurásico. T_k, Trías superior; J₁, Lías inferior; J₂, Sinemuriense sup.-Domerense; J₃, Toarciense; J₄, Sinemuriense superior-Toarciense; J₅, Dogger - (Oxfordiense?); G_w, Complejo Purbeck-Weald; G_{a1}, Complejo supraurgoniano.

W-SW de una línea imaginaria que uniera San Sebastián y Leiza.

Las sucesiones más potentes se encuentran al S, en el sector de Tolosa-Gaztelumendi, y son las mejor estudiadas por los autores anteriormente citados.

2.2.4.1. Las secuencias de Uzturre y Gaztelumendi (Tolosa)

En el monte Uzturre se encuentran los siguientes términos:

- 1) Calizas negras de grano fino con algunas impresiones de ammonites (Oxfordiense?) a las que se les superponen unos 50 m. de calizas arenosas negras, muy alterables. Estos últimos niveles pueden corresponder al Jurásico terminal, por lo que se les ha atribuido con reservas una edad Lusitaniense (LAMARE, 1936).
- 2) Los primeros niveles, que, para P. LAMARE, pertenecen al Neocomiense, son unas calizas negras, arenosas, mi-

cáceas y con pirita, que se presentan descalcificadas en superficie y con apariencia de arenas amarillentas; (100 metros aproximadamente).

- 3) Calizas masivas, de color gris, a veces arenosas, que contienen (RAMIREZ del POZO, 1969) restos Equinodermos, Briozoos, Gasterópodos (*Nautiloculina colithica* MOHL, *Pfenderina neocomiensis* (PFEND), *Glomospira*, *Quinqueloculina*), Ostreidos y Políperos (50 m.).
- 4) Calizas azoicas negras o grises en bancos delgados, que a veces contienen cristales de dolomita (100 m).
- 5) Por fin, calizas féidas, de color negro, alternando con calizas arenosas y dolomíticas. Contienen Exogiras y Gasterópodos (50 m).

Para P. RAT (1959) las calizas grises masivas con Equinodermos y Briozoos (tramo 3) deben corresponderse con las calizas de Briozoarios de Ramales (Santander), que él supone del Valanginiense. Asimismo se-

ñala la existencia de Serpúlidos en los niveles de calizas negras superiores (tramo 5), sobre las que se disponen, en concordancia aparente, los primeros materiales del Complejo urgoniano.

En los montes Iturregui y Gaztelumendi se presenta una secuencia muy similar a la de Uzturre (LAMARE, 1936). En el corte de Iturregui, los materiales comprendidos entre el Calloviense y el Aptiense han sido divididos (SOLER y JOSÉ, 1972) en tres conjuntos litoestratigráficos:

- 1) «Malm I». Con facies de carácter regresivo. Margas arenosas micáceas y pizarras oscuras, con algunas intercalaciones de calizas negras más o menos arenosas y algunas huellas de ammonites y areniscas rojizas de cemento carbonatado; (150 m.).
- 2) «Malm II». Calizas oscuras recristalizadas con Crinoides y Briozoos. (Oxfordiense superior? - Kimmeridgiense): (100 m.).
- 3) Calizas negras con Sérpulas, separadas de los términos inferiores por la «discordancia kimmérica». Representan al Jurásico terminal-Cretácico basal; (120 metros).

Como se puede apreciar, no hay correspondencia en las edades propuestas por los diferentes autores para los tramos de la secuencia de Iturregui. Sin embargo, ninguno de ellos aporta pruebas paleontológicas que garanticen sus atribuciones. Las únicas referencias cronológicas bien establecidas, para todas estas secuencias y para las restantes del Complejo Purbeck-Weald, corresponden a sus límites inferior y superior; los niveles que coronan a los materiales infrayacentes son del Calloviense u Oxfordiense y la base de los suprayacentes (Complejo urgoniano) queda por debajo de niveles datados como Aptiense inferior alto.

El Complejo Purbeck-Weald disminuye progresivamente el espesor hacia el W y, a partir de Berástegui, sólo se observan unos pocos metros de calizas arenosas y areniscas de color amarillento, bajo los niveles inferiores del Complejo urgoniano; desaparecen, por tanto, las calizas con Sérpulas.

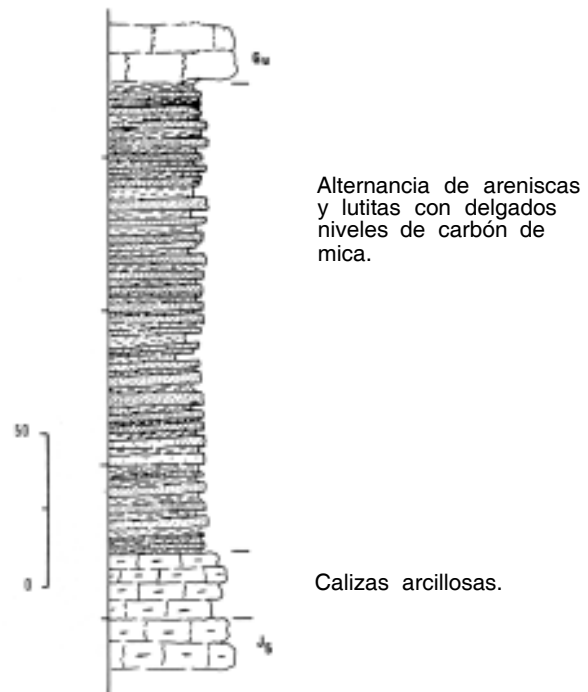


Fig. 4. Sucesión del Complejo Purbeck-Weald en los montes Ernio y Pagoeta (J_6 , Dogger; G_u , Complejo Urganiano).

2.2.4.2. La secuencia de los montes Ernio y Pagoeta

Aquí la potencia es mucho más reducida que en el sector de Tolosa a la vez que se acentúa el carácter regresivo, sobre todo en lo que se refiere a los términos superiores del Complejo.

En el camino del Alto de Andazárrate al Monte Gazume, sobre las calizas que en Asteasu fueron datados como Calloviense, se observa la siguiente secuencia:

- 1) Calizas arcillosas que, en lámina delgada, presentan niveles en los que se concentran granos de cuarzo de tamaño arena muy fina. Contienen restos de Lamelibranquios y fragmentos de placas de Equínidos. Son niveles con poco espesor (no llegan a superar los 20 m.) y no rigurosamente continuos lateralmente.
- 2) Se les superpone una alternancia de lutitas y areniscas bien estratificadas en lechos de unos 15 cm. de espesor. Hacia el techo de la secuencia aumen-

ta la proporción de areniscas y el tamaño de grano de las mismas, a la vez que se intercalan delgados niveles de carbón progresivamente más frecuentes, aunque sin que se aprecie rítmicidad alguna. La potencia es aproximadamente de unos 150 m. Los niveles lutíticos manifiestan una clara laminación debida a la disposición paralela de los minerales micáceos y arcillosos, entre los cuales se disponen algunos granos de cuarzo de tamaño limo o arena muy fina. Entre los minerales hojosos se reconocen pequeños cristales de clorita y pajillas de mica blanca. De forma irregular aparecen óxidos de hierro que se sitúan en láminas groseramente paralelas a la laminación general.

Las areniscas son amarillentas y de grano fino. Sus principales componentes son cuarzo, fragmentos rocosos (rocas cuarzosas que contienen minerales micáceos orientados, limonita, cuarzo, sericita y «chert») y una matriz formada por cuarzo, sericita y clorita sin orientación preferente, con cantidades subordinadas de óxidos de hierro y minerales pesados (turmalina y, en menor cantidad, zircón).

Directamente sobre las areniscas y lutitas, existen en este sector margas arenosas de color negro que, a veces, contienen gran cantidad de Orbitolinas y que representan la base del Complejo urgoniano.

Más al N, entre Aya y el monte Pagoeta, el Complejo Purbeck-Weald presenta en su cima unos lechos de calizas negras arenosas, con abundantes Lamelibranquios, coronados por niveles de limos y arcillas de color rojizo. Debe corresponder este paquete a las calizas negras con Sérépulas que existen en la zona de Tolosa, en donde también representan la parte más alta de la sucesión; las potencias no son, sin embargo, equivalentes; mientras en Tolosa pueden alcanzar los 100 m. de espesor, en Aya esas calizas negras no superan los 30 m.

2.2.4.3. La secuencia en el sector del monte Andatza

En la vertiente SE del Andatza, en el flan-

co N del anticlinal diapírico del Hernani-Andoain, el Complejo Purbeck-Weald únicamente aflora el SW de Andoain. En el resto del anticlinal, el Complejo urgoniano contacta con el Jurásico (véase epígrafe 2.2.3.3.): a causa de las laminaciones tectónicas es imposible determinar, de forma categórica, la sucesión estratigráfica.

Al SW de Andoain, resulta difícil establecer el límite entre los Complejos Purbeck-Weald y urgoniano, ya que este último comienza con materiales detríticos, aquí muy semejantes a los subyacentes; la aparición de un lentejón de caliza urgoniana al N de Aduna nos ha permitido precisar el límite. Al parecer los términos altos del «Wealdense» de Zizúrquil (RAT, 1959) pueden quedar incluidos en el Complejo Urganiano.

Al N de Aduna, un corte relativamente bueno permite delimitar varios términos del Purbeck-Weald; sobre las calizas con Ammonites del Oxfordiense, se observan:

- 1) Calizas arenosas, muy alteradas en superficie, que presentan una intensa coloración amarilla al descalcificarse.
- 2) Calizas arenosas negras con Lamelibranquios, muy parecidas a «calizas con Sérépulas» citadas en otros puntos. Su espesor aquí es muy reducido, pues escasamente superan los 10 m.

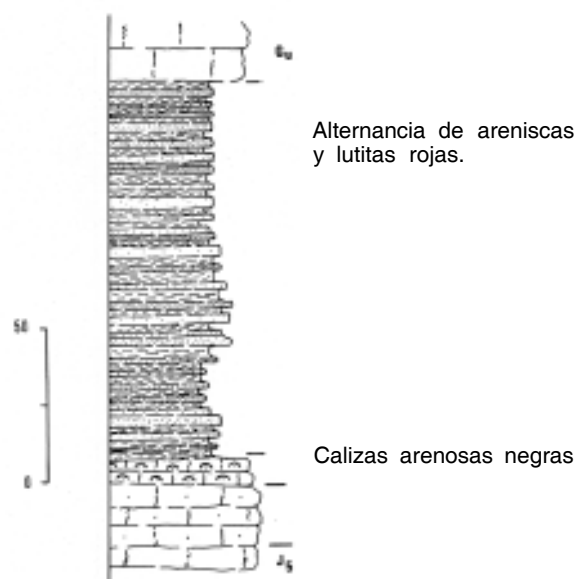


Fig. 5. Sucesión del Complejo Purbeck-Weald en el sector del monte Andatza (J_5 , dogger; G_u , Complejo Urganiano)

- 3) Culmina la secuencia con una alternancia de areniscas y lutitas de colores rojos y verdes, con nódulos ferruginosos.

Las areniscas son de grano fino: su trama está constituida en su mayor parte por cuarzo (hay también feldespatos y fragmentos rocosos en pequeña proporción) y la matriz es principalmente ciorítica.

Los niveles lutíticos se presentan al microscopio como un entramado de minerales micáceos, clorita y minerales de la arcilla, entre las que hay dispersos granos de cuarzo de tamaño limo. Los minerales foliares se disponen paralelamente a la estratificación confiriendo a las rocas una hojiosidad característica.

La potencia de la sucesión es aquí más reducida aún que en el área del monte Ernio, no alcanzado en conjunto los 150 m.

2.2.5. Complejo urgoniano

De acuerdo con la terminología usada por P. RAT (1959), incluiremos bajo esta denominación a todo el conjunto heterogéneo de rocas, desde calizas puras hasta arenas perfectamente silíceas», en las que se asocian los aportes terrígenos con materiales formados a expensas del propio medio sedimentario. Los constituyentes más representativos son las calizas zoógenas formadas por organismos constructores (sobre todo rudistas del grupo *Toucasia*) y caracterizadas por la casi total ausencia de elementos detríticos; se presentan en masas más o menos irregulares dispuestas entre los demás tipos litológicos que componen el conjunto.

En ciertas ocasiones se utilizan términos tales como «Urgoniano» o «Urgo-aptense» para designar a estos materiales, pero ambos nos parecen imprecisos. Efectivamente, según las conclusiones del «Coloquio sobre el Creticeo inferior», celebrado en Lyon en 1963; *urgoniano* (en minúscula) debe ser utilizado únicamente en sentido de facies y su empleo se limitará «...a las calizas con *Toucasia* y a las que están directamente asociadas a ellas». En la región estudiada, como se ha indicado, junto a las facies típicamente urgonianas, se

presentan otras de carácter detrítico, en las que la proporción de aportes procedentes del continente llega a ser algunas veces francamente importante.

Por otra parte, aunque normalmente estos materiales se identifican con el Aptiense, tal atribución, no es del todo correcta. El límite inferior del Complejo no puede ser nunca precisado con exactitud por la falta de fósiles característicos y, como advierte P. RAT, a pesar de que tradicionalmente se supone que la transgresión marina sobre los términos del Complejo Purbeck-Weald coincide con el comienzo del Aptiense, no hay que pensar que la base de los niveles transgresivos sean contemporánea en toda la región Vasco-Cantábrica. Igualmente difícil resulta precisar la edad del techo de estas formaciones; desde luego no concide con el límite Aptiense-Albiense, que ha sido localizado en varios puntos, con ayuda de microfauna, dentro de las calizas de facies urgoniana.

Los límites cartográficos resultan en ocasiones difíciles de precisar por la semejanza litológica de algunos de los materiales del Complejo urgoniano con las sucesiones infra y suprayacentes. El límite inferior está marcado casi siempre por la aparición de margas arenosas negras, generalmente laminadas, que contienen Orbitolinas y algunos restos de Ammonites (grupo de *Parahoplites desayesi*). El superior lo hemos situado coincidiendo con el techo de los niveles más altos de las calizas de facies urgoniana (segundo episodio urgoniano de P. RAT); a ellas se les superponen materiales detríticos, netamente diferentes, que se consideran ya pertenecientes al «Complejo supraurgoniano».

LOS MATERIALES DEL COMPLEJO URGONIANO

Dada la heterogeneidad litológica del Complejo urgoniano, con importantes y rápidos cambios de facies, tanto en sentido horizontal como en el vertical, resulta prácticamente imposible escoger un corte tipo que refleje, siquiera de manera aproximada, la secuencia estratigráfica representativa de un sector determinado. Por ello las descripciones de estos materiales se harán a partir de observaciones efectuadas en zonas más o me-

nos amplias, analizando en cada caso los cambios de facies más notables.

Por razones litológicas se han diferenciado en cartografía cuatro términos: calizas zoógenas masivas; calizas bien estratificadas; limolitas y margas arenosas negras, y areniscas. Pero tal distinción no refleja con mucha exactitud toda la variedad de rocas existentes, que es muy amplia. Cada uno de los conjuntos separados es a su vez bastante complejo. Además los cambios laterales de facies se efectúan muchas veces de forma gradual, lo que hace que existan rocas con características intermedias a las antes citadas.

El trabajo que P. RAT (1959) realizó sobre el Complejo urgoniano de la Cuenca Vasco-cantábrica es muy completo y en él se hace un análisis detallado y bastante preciso, tanto de la estratigrafía como de las condiciones de sedimentación reinantes. Seguiremos las líneas generales trazadas por dicho autor y utilizaremos su misma terminología, limitándonos únicamente a describir los materiales representados en el área estudiada y las propias características de los afloramientos existentes.

En cuanto a las dataciones de las series, hay que advertir que se han efectuado de acuerdo con la zonación establecida por J. RAMIREZ DEL POZO (1971 a).

En el mapa geológico del NE de Guipúzcoa se aprecia el desigual desarrollo que presenta el Complejo urgoniano de unos puntos a otros. Las mayores potencias aparecen en el sector más suroccidental del área estudiada, en los montes Ernio y Pagoeta. Hacia el N, en el monte Andatza, el espesor disminuye progresivamente y se observa a la vez que aumenta la proporción de material terrígeno y el tamaño medio de grano de las formaciones detríticas del mismo. En el borde NW del Macizo de Cinco Villas es donde peor desarrollo alcanzan estos materiales; sólo aparecen pequeños afloramientos discontinuos. de pocos metros de espesor, con calizas bien estratificadas que jalonan la falla inversa que limita al Paleozoico. Más al N, entre Oyarzun e Irún, faltan los términos atribuibles al Complejo urgoniano; allí sobre materiales más antiguos, incluso paleozoicos, reposan unas series detríticas azoicas que son considera-

das por otros autores como de edad Albienense y que pertenecen al Complejo supraurgoniano.

2.2.5.1. El Complejo urgoniano en el monte Ernio

Como ya se ha indicado, es entre las proximidades de Tolosa y el monte Pagoeta, al oeste de Aya, donde el Complejo urgoniano alcanza los mayores espesores de toda la región estudiada, superando en algunos puntos los 1.000 m. de potencia. No obstante, aún aquí se aprecia una sensible variación en el espesor de estas sucesiones de manera que las potencias totales disminuyen progresivamente de NW a SE.

La distribución de las facies urgonianas dentro del sector del Ernio es, desde luego, bastante irregular, tanto los cambios de facies como de potencia se reflejan muy bien en el mapa geológico⁽¹⁾. En efecto, es frecuente que masas de varios centenares de metros de potencia de calizas cambien lateralmente a sedimentos terrígenos; tales cambios, aunque rápidos, se realizan mediante una zona de transición, en la que se observan indentaciones entre los términos carbonatados y los arenosos.

Una secuencia característica de este sector puede considerarse la existente en la vertiente norte del monte Gazume. Allí el complejo urgoniano comienza con una sucesión de lutitas grises, a veces casi negras, con una laminación incipiente; entre ellas se intercalan niveles de areniscas cuarzosas con matriz limoso-arcillosa y algunas calizas arcillosas: tampoco es raro encontrar pequeños paquetes de margas arenosas negras que contienen en ocasiones gran cantidad de Orbitolinas. Estos términos son los que se han denominado «*esquistos con Parahoplites*», ya que en ellos se encuentran con cierta frecuencia restos de ammonites asimilables al grupo de *Parahoplites deshayesi* (LAMARE, 1936; RAT, 1959).

Las lutitas laminares representan un horizonte muy continuo en la base del Comple-

(1) Consúltese, además de los mapas que acompañan a esta memoria, la ya publicada Hoja de San Sebastián (CAMPOS y GARCIA-DUENAS. 1975).

jo urgoniano en este sector, aunque muchas veces tienen un grosor tan reducido que no pueden ser diferenciados en cartografía. Sin embargo, materiales con una litología similar a la que acaba de ser descrita se pueden encontrar a cualquier altura de la serie, bien formando intercalaciones delgadas entre términos calizos o en espesos paquetes, a los que lateralmente se pasa desde las facies francamente urgonianas.

Sobre los «*esquistos con Parahoplites*», en el monte Gazume, hay calizas de colores grises a rosadas, bien estratificadas en bancos de 30-40 cm. de espesor, cuya litología varía desde biomicruditas con intraclastos a intrabiomicritas recristalizadas. En ellas se ha reconocido la siguiente asociación: *Simplorbitolina manasi* CIRY y RAT, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Haplophragmoides greigi* HENSON, *Glomospira* sp., *Cuneolina* sp., *Textularia* sp., algas coralinas y fragmentos de Lamelibranquios, Gasterópodos y Equínidos.

Si se acepta la zonación establecida por J. RAMIREZ del POZO (1971 a) para el Aptiense, corresponden a la parte inferior del Aptiense superior.

Estas calizas son las que P. RAT denomina «pararrefeciales» y en gran parte son calizas biostrómicas, formadas por acumulación de los materiales procedentes de los edificios arrecifales. En el monte Gazume, se pueden observar, entre ellas, algunas pequeñas intercalaciones de forma lenticular de calizas de rudistas.

El espesor y la posición de este tipo de calizas son muy variables y lo que se ha dicho antes, a este respecto, para las lutitas y demás términos detríticos puede hacerseles extensivo.

Por último, la sucesión se ve coronada por una gruesa barra, continua, de calizas zoógenas masivas, ricas en Lamelibranquív de gran tamaño, que resultan como carácter distintivo. Las calizas se pueden clasificar como biolititos de rudistas, biomicruditas o dismicritas, siempre con un porcentaje muy elevado de CO₃Ca. Hacia la mitad del paquete se han reconocido una microfacies caracterizada por: *Mesorbitolina texana texana* (ROEMER), *Coskinolinella* sp., *Dorothia* sp., Nod-

osaridae, Textularidae, Miliolidos, Algas Solenoporaceas y radiolas y placas de equínidos.

Tal biofacies podrían anunciar, según los criterios de J. RAMIREZ del POZO, la proximidad del tránsito Aptiense-Albiense que, aunque no ha podido ser detectado aquí, es probable que se encuentre dentro de estas calizas, igual que ocurre en la secuencia del monte Andatza, que se describe a continuación.

2.2.5.2. El Complejo urgoniano en el monte Andatza

En este sector afloran términos del Complejo urgoniano que, en conjunto, presentan ligeras diferencias con los que existen en el Ernio. Aquí, en general, las potencias son algo inferiores a las observadas más al oeste. El espesor decrece progresivamente hacia el NE, a lo largo del afloramiento que se extiende por todo el flanco SW del sinclinal del monte Andatza; así, mientras al N de Zizúrquil se puede estimar un espesor de unos 900 m., entre Urnieta y Hernani, sólo afloran poco más de 100 m. Es posible, que esta reducción no sea tan exagerada como a primera vista se contempla y en parte se deba a laminaciones tectónicas, que de hecho se aprecian al NE de Andoain.

La proporción de facies terrígenas es mayor en el Andatza que en el Ernio y este incremento en la cantidad total de areniscas está acompañado de un aumento en su tamaño de grano.

La secuencia más completa de estos materiales se puede obtener en un corte efectuado al norte de Aduna. Se comienza por unos niveles de lutitas arcillosas laminadas de colores grises, semejantes a los que representan la base en el monte Gazume, en las que, como únicos restos fósiles, se han observado placas y radiolas de Equínidos y Algas Dasycladáceas. La continuidad lateral de estos horizontes es muy escasa; en la zona donde se ha estudiado este corte aparecen con una forma lenticular.

Encima existe un pequeño lentejón, también poco continuo lateralmente, de calizas masivas, zoógenas, con una litología similar a la de los niveles superiores del Ernio; es decir, se trata de calizas con alto contenido

de CO_3Ca , que se pueden clasificar como biolíticos de rudistas, dismicritas, y biodismicritas, a veces recristalizadas. En la parte baja de estas calizas, la biofacies reconocida está constituida por: *Sabaudia minutta* (HOFKER), *Haplophragmoides* sp., placas y radiolas de Equínidos, espículas de esponjas, Miliolidos, Textularidae y fragmentos de Lamelibranquios.

En su cima hemos datado la parte inferior del Aptiense superior, caracterizada por la asociación *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Simplorbitolina manasi* CIRY y RAT, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Mesorbitolina texana texana* (ROEMER), *Spiroculina* sp., *Glomospira* sp., *Haplophragmoides* sp., *A taxophragmiide* y Miliolidos.

Al lentejón calizo le sigue, refiriéndonos todavía al corte de Aduna, un tramo formado por la alternancia irregular de limolitas y areniscas, litológicamente semejantes a las que coronan el Complejo Purbeck-Weald. En otros cortes, en los que faltan las lutitas y calizas inferiores del Complejo urgoniano, se hace problemática la localización del límite entre ambos complejos.

Las areniscas de Aduna están formadas en un 90% por granos de cuarzo muy bien redondeados: contienen además pequeñas cantidades de fragmentos rocosos y de chert: la matriz está constituida por óxidos de hierro y arcilla.

Aunque sin fauna, la edad Aptiense superior del tramo queda definida por las dataciones efectuadas en los materiales infra y suprayacentes. El espesor es muy constante en todo el afloramiento urgoniano al SW de Andoain; entre esta localidad y Hernani, sin embargo, está ausente, siendo difícil precisar si su desaparición se debe únicamente a causas estratigráficas, o, por el contrario, a laminaciones tectónicas.

La parte superior de la sucesión corresponde a un paquete de calizas urgonianas masivas, a veces muy recristalizadas y litológicamente muy similares a las del lentejón calizo que acabamos de describir. La biofacies se mantiene idéntica hasta aproximadamente la mitad del paquete; a este nivel destaca la desaparición de *Simplorbitolina-manasi* CIRY y RAT, que es sustituida por *Simplorbitolina*

conulus SCHROEDER; en la parte alta hemos localizado asociaciones referentes al tránsito Aptiense-Albiense (según RAMIREZ DEL POZO, 1971 a), tales como: *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER, *Mesorbitolina texana texana* (ROEMER), *Lythophilum amphiroaeforme* (ROTHPL.), *Mesophilum* sp., *Archaeolithothamnium* sp., *Haplophragmoides* sp., Algas Solenoporáceas, fragmentos de Lamelibranquios y Radiolas y placas de Equínidos.

Según esto, la parte terminal del Complejo urgoniano pertenece ya al Albiense.

2.2.5.3. El Complejo urgoniano en el sector de Gaztelumendi

Se caracteriza por un predominio de los términos carbonatados y por presentar un espesor más reducido que en los sectores antes estudiados. Aquí, conforme a los criterios de datación aceptados hasta ahora, todo el Complejo urgoniano queda comprendido en el Aptiense, localizándose por encima una laguna estratigráfica que abarca, al menos, todo el Albiense; en efecto, sobre las calizas urgonianas del Gaztelumendi, se apoya el Cretácico superior.

Los primeros niveles atribuidos al Complejo urgoniano son unos lechos, en conjunto de muy poco espesor, de lutitas laminadas grises con restos de Ammonites («esquistos con Parahoplites»), interestratificados con calizas arcillosas. A continuación comienza un grueso paquete de calizas masivas, de colores generalmente grisáceos, con elevado contenido en CO_3Ca y gran cantidad de Lamelibranquios y Orbitolinas. En la parte alta de estas calizas se intercalan cuerpos lenticulares de areniscas de tamaño de grano medio, de color amarillo-rojizo, que contienen laminillas de mica blanca, que le confieren cierta hojiosidad, y nódulos ferruginosos. El cambio de facies entre las calizas y estas areniscas se hace de forma gradual, pasando por una alternancia de calizas arenosas y lechos de areniscas.

En el techo de estas calizas, culminando la serie, se ha determinado una asociación que permite situar este límite dentro del Aptiense superior. La biofacies consta de: *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER, *Mesorbitolina texana texana* (ROEMER), *Sabaudia minu-*

ta (HOFKER), *Bacinella irregularis* RADOICIC y *Coskinolinella* sp.

2.2.5.4. Otros afloramientos del Complejo urgoniano

Aparte de los ya descritos, únicamente quedan por mencionar algunos afloramientos asociados a estructuras diapíricas y los que bordean, por el NW, al Macizo de Cinco Villas.

De entre los primeros sólo son dignos de reseñar los que aparecen en los diapiros de Zarauz y en el de Martutene (al SE de San Sebastián). El Complejo urgoniano en Zarauz está constituido por materiales eminentemente detríticos, sobre todo lutitas y margas arenosas, entre los que se intercala un pequeño lentejón de calizas masivas y algunas masas, también de forma lenticular, de areniscas micáceas.

Al SE de San Sebastián, afloran pequeñas masas de calizas masivas en Martutene y en el monte Txoritokieta. En ambos casos, los contactos son siempre tectónicos por lo que es imposible determinar, los espesores reales.

También en el borde de Cinco Villas afloran de manera discontinua delgados paquetes de calizas urgonianas, alineadas según la falla que limita al Macizo. Se trata siempre de calizas bien estratificadas, con Orbitolinas, y a veces con débiles proporciones de granos de origen detrítico. Las potencias observadas son siempre muy reducidas, pues nunca se superan los 50 m., pero esto no es muy significativo por cuanto toda la zona está muy tectonizada y las laminaciones son muy frecuentes e intensas.

Al norte de la línea Oyarzun-Rentería no aflora el Complejo urgoniano y, como ya hemos indicado anteriormente, series detríticas del Albiense reposan sobre materiales más antiguos.

2.2.6. Complejo supraurgoniano

P. RAT (1959) denomina *Complejo arenoso supraurgoniano* a «un conjunto potente de areniscas, margas compactas o esquistos...» que se intercala entre «los últimos horizontes del Complejo urgoniano y los primeros niveles del flysch margoso del Cretá-

cico superior». Se caracteriza por su importante contenido en material terrígeno, procedente de recrudescimiento de los procesos erosivos en los márgenes continentales de la cuenca; el relieve quedó rejuvenecido a causa de los movimientos ante-cenomanenses, admitidos por muchos autores en el área pirenaica (FEUILLÉE y RAT, 1971).

Las secuencias, considerada la cuenca en su totalidad, son de carácter regresivo. Sin embargo, en el área estudiada, se adopta una disposición más bien referible a oscilaciones, no generalizadas, de bloques, primeramente levantados y posteriormente subsidentes. Esto implicaría la existencia de hiatos, aunque no los hayamos podido valorar exactamente, dada la escasez de fauna.

La identidad cartográfica del Complejo supraurgoniano es clara, pero su edad precisa es difícil de establecer. En diversos puntos de la cuenca se ha constatado la existencia de términos del Albiense superior y del Cenomaniense inferior. El conjunto, en Guipúzcoa, queda comprendido entre las calizas urgonianas, que se sitúan en el límite Aptiense-Albiense y los primeros niveles, más ricos en fauna, del Cenomaniense superior. Con todo, es probable, y así ha sido advertido (RAT, 1959), que los límites no sean isocronas, sino que puedan coincidir con hiatos de amplitud no determinada.

El carácter transgresivo del Complejo supraurgoniano se hace más perceptible conforme nos aproximamos al Macizo de Cinco Villas. En su borde NW, los materiales detríticos supraurgonianos son de grano muy grueso y llegan a reposar discordantemente sobre el Paleozoico. Más al interior de la cuenca, en los afloramientos de los montes Andatza y Ernio, las facies son de grano más fino, aunque persiste la naturaleza predominante detrítica; es de señalar el incremento en la proporción de cemento de precipitación química.

Al sur del Macizo de Cinco Villas, concretamente en la vertiente meridional de Gaztelumendi, no están representados los materiales del complejo supraurgoniano y términos del Cretácico superior reposan directamente sobre calizas datadas del Aptiense.

2.2.6.1. Materiales supraurgonianos del borde NW de Cinco Villas

El Complejo supraurgoniano aflora a lo largo de todo el borde NW del Paleozoico, entre Villabona e Irún. Al NE de Hernani, existen también materiales supraurgonianos con la misma facies, pero en puntos algo alejados del actual macizo: se relacionan con los bordes de algunas estructuras diapíricas (Santiagoomendi, San Marcos, Oyarzun).

El mejor corte, sobre todo para los niveles basales, se obtiene en la carretera que desde Oyarzun se dirige al Castillo del Inglés; en el km. 12 de la carretera se pueden observar los términos más bajos de su sucesión supraurgoniana, que en este punto reposa sobre materiales del Trías. Comienza esta sucesión por 3 ó 4 m. de limos y arcillas de colores amarillentos y rojizos que, en pequeños afloramientos, se confunden con los materiales del Keuper y de hecho deben provenir de la removilización de sedimentos triásicos. La intercalación de finos niveles carbonosos es un buen carácter diferencial.

Sobre los limos coloreados se sitúan unos 50 m. de secuencias rítmicas, en las que se repiten conglomerados, areniscas y, por último, limos y arcilla. Los conglomerados son de cantos cuarcíticos bien redondeados, aunque a veces se reconocen otros de areniscas, semejantes a las del Trías inferior; el tamaño de los cantos oscila alrededor de los 5 cm. Las areniscas que les suceden son cuarcíticas y con matriz micácea; presentan colores blanquecinos y rosados, y ocasionalmente se aprecia en ellas estratificación cruzada. Cada ritmo termina en lutitas de colores grisáceos y rojizos, que dan paso a un delgado horizonte de materia carbonosa. El espesor del ritmo completo oscila entre 3-4 m. y las superficies de separación entre ritmos consecutivos suelen ser erosivas; a veces las secuencias se encuentran truncadas, tanto en su base como en su cima.

La sucesión continúa con un espesor variable (hasta 400 m.) de areniscas en gruesos bancos y con superficies de estratificación irregulares, entre las que se disponen delgados lechos de limos de color amarillo. Eventualmente se intercalan en ellos delga-

das hiladas de conglomerados. Al microscopio, estas areniscas se manifiestan formadas esencialmente por granos de cuarzo y «chert» de tamaño arena media, bien redondeados y seleccionados: están cementadas por sílice de crecimiento secundario; hacia la parte alta el tamaño de grano disminuye y va aumentando progresivamente la proporción de matriz micácea-arcillosa. Más arriba y por mediación de un tramo de limos y areniscas de grano fino, alternantes, se pasa a una sucesión de 100 m. de limos y arcillas bien estratificadas, de colores amarillentos, con lo que termina la sucesión ⁽¹⁾.

De las observaciones efectuadas en la vertiente NW de las Peñas de Aya y en los alrededores de Oyarzun, P. FEUILLÉE (1967) concluye que la edad de su sucesión debe ser la misma que la de las areniscas de Ascain, datadas como Albiense (DELOFFRE, 1959, *in* FEUILLÉE, op. cit.).

Aunque en conjunto, las sucesiones supraurgonianas son uniformes de unos cortes a otros del borde NW del Macizo, se observan algunas variaciones relativas, sobre todo, al tamaño medio de grano de los componentes detríticos; tales diferencias dependen de la proximidad relativa al borde de la cuenca. Las ritmitas basales con conglomerados sólo se presentan bien desarrolladas en los alrededores de Oyarzun. Más al N, en el sector de Minas de San Narciso, el Complejo supraurgoniano, que reposa directamente sobre materiales paleozoicos, muestra en su base areniscas de grano medio, con esporádicas intercalaciones de conglomerados. Al SW de Oyarzun, jalonando la falla inversa que limita el Paleozoico, las sucesiones supraurgonianas se inician con areniscas y limos, que predominan sobre materiales de granulometría más grosera; es presumible que el límite de la cuenca estuviera más al E que el borde actual del Macizo.

2.2.6.2. El Complejo supraurgoniano en el Andatza y en el Ernio

En el sector del monte Andatza, formando el núcleo de un amplio sinclinal de dirección NE-SW, aflora una sucesión supraurgo-

(1) Las potencias señaladas son válidas para el sector Oyarzun-Irún.

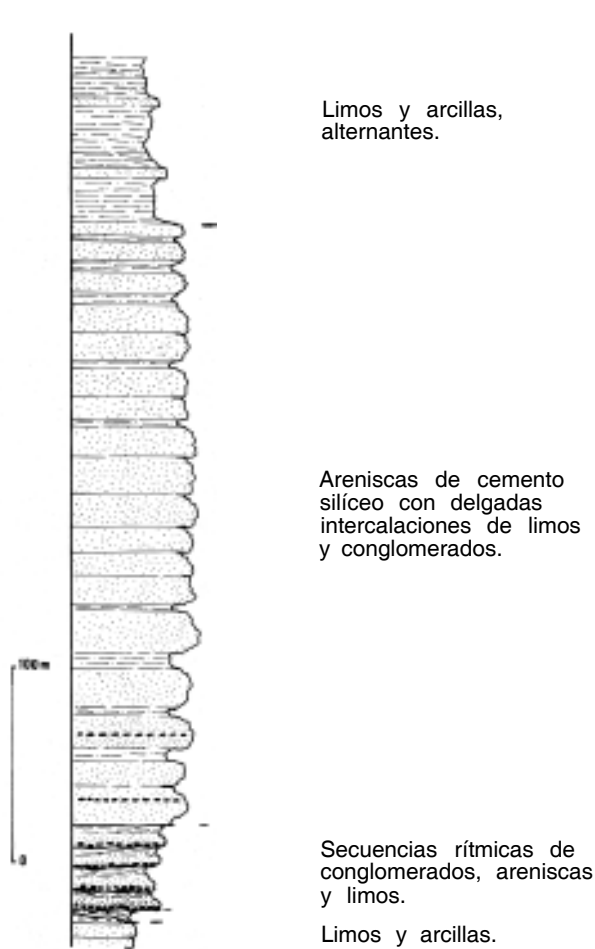


Fig. 6. Sucesión del Complejo supraurgoniano al NE. de Oyarzun.

niana, diferente a las descritas. Los materiales siguen siendo predominantemente detríticos, pero se aprecia en ellos una considerable disminución en el tamaño de grano, en relación con las secuencias del borde del Macizo de Cinco Villas.

La columna estratigráfica, que se describirá a continuación, se ha establecido a partir de observaciones efectuadas, por una parte, en los caminos que dirigen desde Aduna hacia el monte Andatza, para los términos inferiores y, por otra, en las pistas forestales existentes al S de Aguinaga.

Al N de Aduna, sobre las calizas masivas urgonianas, comienza la sucesión por un tramo formado por términos detríticos, en los que se dan alternancias de areniscas y limos con arcillas y delgados niveles carbonosos.

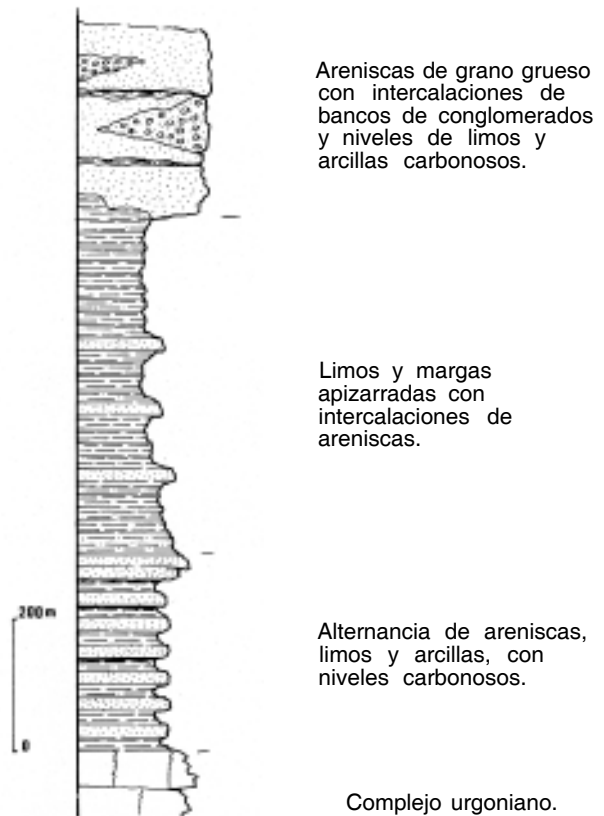


Fig. 7. Sucesión del Complejo supraurgoniano en el monte Andatza.

El color es amarillo y presentan frecuentes concreciones ferruginosas. Este primer paquete de la serie que tratamos tiene un espesor muy variable entre 50 y 300 m.

Las areniscas son de grano fino y están formadas principalmente por cuarzo y, en menor proporción, fragmentos rocosos; la matriz, que puede representar el 30% de la roca, la constituyen arcilla, mica y óxidos de hierro; el cemento es calcáreo. Las limolitas tienen laminación paralela, que resalta con gran nitidez por la existencia de finísimas acumulaciones ferruginosas, y en ocasiones se ha reconocido también laminación cruzada.

Por encima se sitúa un tramo potente y monótono, de más de 500 m. de espesor, en el que alternan repetidas veces limos y margas apizarradas con areniscas. Los primeros 20-30 m. de este gran paquete son limosos, estratificados en bancos de hasta 50 cm., con intercalaciones arcillosas delgadas; los limos son de color gris oscuro, casi negros, con

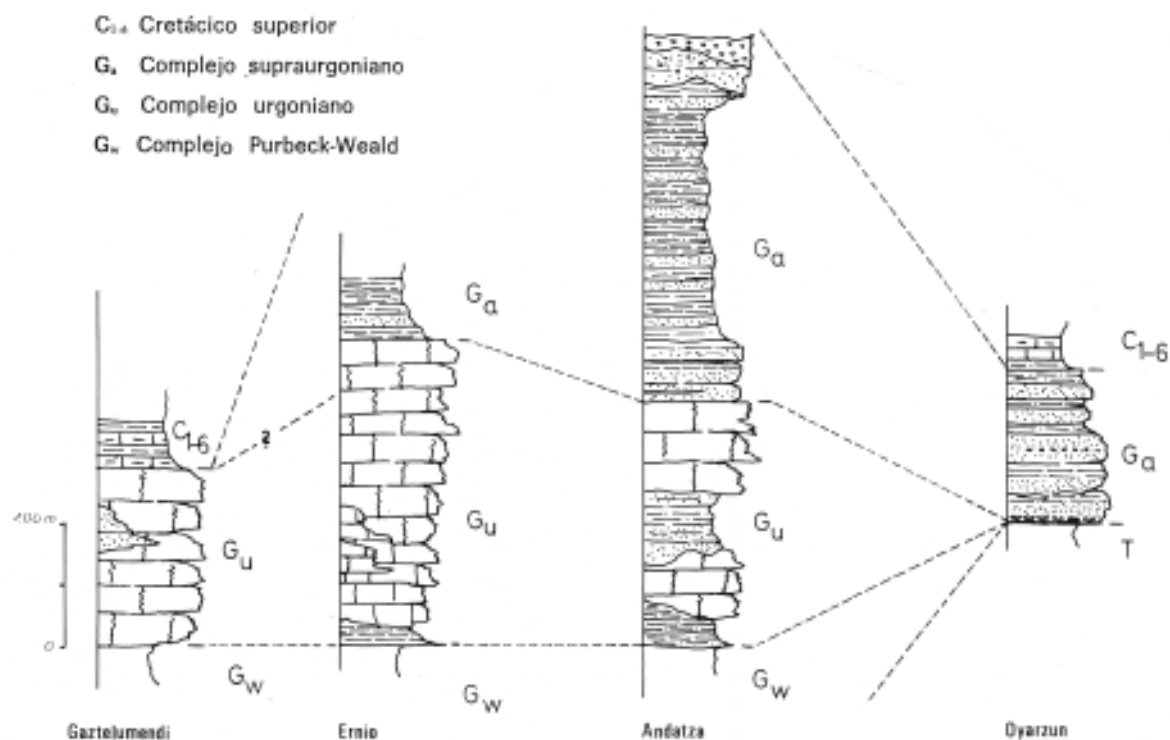


Fig. 8. Principales columnas de los Complejos urgoniano y supraurgoniano en el NE. de Guipúzcoa.

abundantes pajitas de mica dispuestas en láminas paralelas, que confieren al material una hojiosidad incipiente: el tamaño de grano, en algunos bancos, sobrepasa el límite del limo y se han clasificado como areniscas de grano fino; el cemento es calcáreo. El resto se caracteriza por la alternancia reiterada de horizontes limosos y arcillosos, con estratificación más fina. Por el modo de presentarse, se les ha considerado como un flysch («flysch negro» de RAT, 1959, y FEUILLÉE, 1967). Sin embargo, conviene notar la ausencia de niveles propiamente turbidíticos.

La sucesión supraurgoniana termina en el monte Andatza, con 300 m. de areniscas y conglomerados. Las areniscas, en bancos de 1 m. son de grano grueso, cuarzosas o cuarcíticas y con matriz limoso-arcillosa: presentan colores amarillos y rojizos y suelen estar interestratificados con delgados niveles de limos y arcillas carbonosas. De vez en cuando se reconoce algún banco conglomerático, con cantos generalmente cuarcíticos y algu-

nos de areniscas y limolitas micáceas amarillas: son cantos poco redondeados, con tamaño que no suele exceder de 5 cm. y con una matriz sobre todo limosa y arenosa, y una estratificación grosera en bancos de hasta 2 m. Los conglomerados se distribuyen como cuerpos lenticulares dentro del conjunto detrítico más fino. Hay que hacer notar que los materiales de grano grueso sólo han sido observados en este corte; más al W, en las inmediaciones del Alto de Andazarrate, el Cenomaniense superior reposa sobre términos equivalentes a los del paquete de limos y arcillas alternantes.

En el monte Ernio, el Complejo supraurgoniano está representado por una sucesión monótona de limos calcáreos y pizarras, con alguna intercalación de calizas arcillosas bien estratificadas en lechos de poco espesor, y algún delgado nivel de areniscas de grano fino. En conjunto, la fracción detrítica es más fina que en el Andatza.

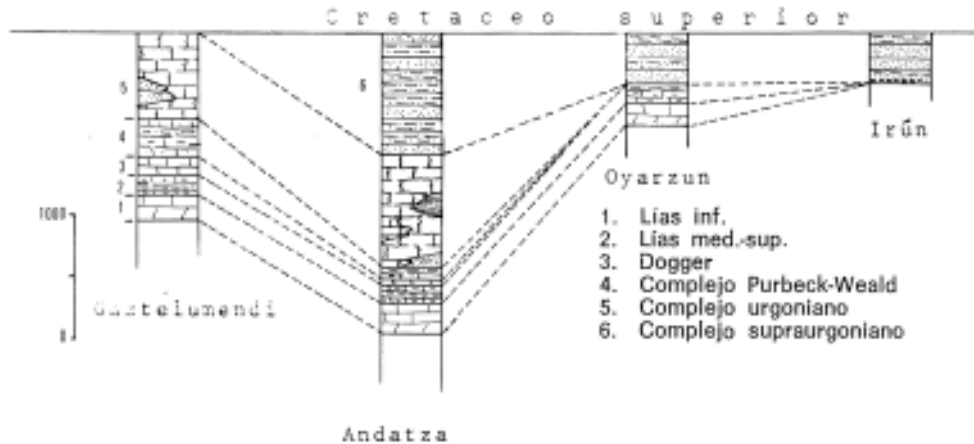


Fig. 9. Ensayo de correlación entre las principales sucesiones del Jurásico y Cretácico inferior del NE. de Guipúzcoa.

2.2.7. Sucesiones del Cenomaniense superior-Campaniense

Son los materiales conocidos como «flysch cretácico superior» (LAMARE, 1936; RAT, 1959, etc.), si bien en esa denominación se incluían los niveles del Maastrichtiense y los que marcan la transición Cretácico-Paleoceno. El apelativo de «flysch» no es del todo correcto, puesto que sólo la parte superior puede ser considerada como tal.

El carácter transgresivo del Cenomaniense superior es manifiesto a escala de la cuenca, pero la transgresión se aprecia mal en nuestra área porque la mayor parte de los contactos entre estas sucesiones y los términos inferiores son tectónicos.

Los sedimentos depositados desde el Cenomaniense superior hasta el Campaniense llegan a rebasar los 1.500 m. de espesor. De esta importante acumulación, únicamente los 100-200 primeros metros corresponden al Cenomaniense superior-Santoniense. La desproporcionada distribución de potencias a lo largo del Cretácico superior ha llamado la atención de otros autores, hasta hacerles admitir hiatos anteriores al Campaniense (FEUILLÉE, 1967; RAMIREZ del POZO, 1971 al. La existencia de tales hiatos es problemática ya que, como se verá, hemos conseguido obtener microfaunas del Cenomaniense, Turoniense, Coniaciense, Santoniense y Campaniense. Desde luego, no podemos garantizar absolutamente la continuidad en la sedimentación

y, por otra parte, las sucesiones están sujetas a importantes variaciones en sus espesores; a este respecto baste señalar que, frente a los 1.500 m. del Cretácico superior reconocidos en Orío-Usúrbil, sondeos efectuados entre San Sebastián e Irún sólo han conseguido cortar unos 500 m. (JEREZ MIR et al., 1971).

El estudio de nuestro Cretácico superior, que quedaría comprendido dentro de las facies que P. LAMARE (1936) llama «flysch norpirenaico», se ha referido a tres sectores en los cuales se presenta con características ligeramente diferentes:

- 1) *Al NW del Macizo de Cinco Villas.* Es donde más extensamente afloran las sucesiones y donde mayores potencias se alcanza. Dentro de esta zona se observan, no obstante, variaciones apreciables de unos sectores a otros.
- 2) *Al S de Cinco Villas.* Porción perteneciente a la llamada «Depresión intermedia» por P. LAMARE. Es el área en donde mejor se aprecia el carácter transgresivo del Cenomaniense superior.
- 3) *Cuenca de Vera de Bidasoa.* Dentro de nuestros límites de trabajo sólo existen pequeños afloramientos, pellizcados por la falla de Aritxulegui, zona que debió servir de comunicación entre la cuenca de Vera y la existente al NW del actual macizo.

2.2.7.1. Al NW de Cinco Villas

El Cretácico superior se presenta en este sector en un gran afloramiento que, desde Irún, en dirección SW, atraviesa en diagonal la hoja de San Sebastián. Al sur de esta capital el afloramiento queda dividido en dos ramas por el sinclinal del monte Andatza. La rama meridional forma parte de una estructura sinclinal limitada al NW por el anticlinal diapírico Hernani-Andoain y al SE por el macizo paleozoico; en la rama septentrional, entre San Sebastián y Zarauz, se localizan las mayores acumulaciones y las sucesiones más completas.

Las potencias son muy variables en este vasto afloramiento. Los mínimos espesores se sitúan en el sector de Irún; hacia el W, el grosor aumenta progresivamente, y en la columna de Orio se puede superar los 1.500 m.

A continuación describiremos las secuencias más características de los diferentes sectores de esta zona.

ENTRE SAN SEBASTIAN Y ZARAUZ

Se pueden distinguir dos tramos diferenciables litológicamente, uno inferior de naturaleza calcáreo-arcillosa y otro superior y mucho más potente, flyschóide.

El tramo inferior⁽¹⁾ tiene una potencia difícilmente calculable, ya que frecuentemente está reducido por laminaciones tectónicas; sin embargo, es posible que no supere los 200 m. de espesor. Está formado esencialmente por calizas arcillosas, generalmente con colores rosados, a veces son verdosas o grises; suelen contener una pequeña proporción de granos de cuarzo de tamaño limo, la fractura es astillosa o concoide y la estratificación normalmente es buena, en lechos con superficies irregulares y con un espesor de 30-40 cm. En ocasiones, como ocurre unos cuatro kilómetros al este de Aya, donde, por otra parte, se manifiesta con su máximo grosor, se presenta como calizas micríticas, mucho menos arcillosas de color gris y estratificadas en bancos de más de 50 cm. de espesor.

(1) Este tramo inferior fue considerado como Maastrichtiense en un trabajo anterior (CAMPOS y GARCIA-DUEÑAS, 1974c). El error en la atribución fue motivado por el parecido litológico y por varias dataciones sobre microfauas que han resultado ser incorrectas.

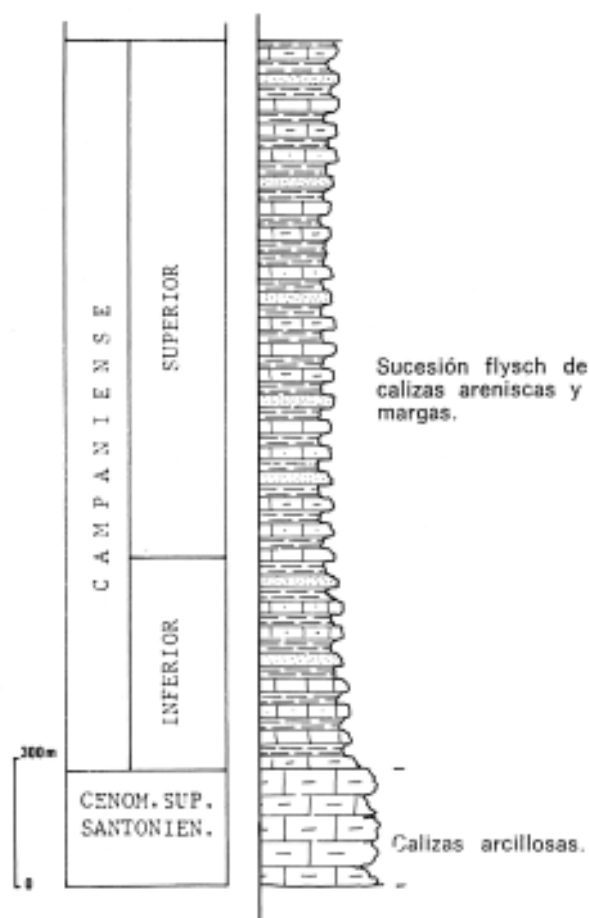


Fig. 10. Sucesión del Cenomaniense superior-Campaniense en el sector de Orio-Usúrbil.

El tramo inferior aflora de manera continua entre Aya y San Sebastián, alineándose, generalmente con buzamientos invertidos, a lo largo de la falla inversa de Usúrbil, que limita al norte la estructura sinclinal del monte Andatza. Habitualmente estos materiales son pobres en fauna y ésta suele estar mal conservada: sin embargo, en varios puntos han podido ser recogidas muestras con asociaciones que datan hasta el Santoniense superior. En los alrededores de Usúrbil, en el km. 10 de la carretera Bilbao-San Sebastián⁽¹⁾ hemos comprobado la existencia de Cenomaniense superior-Turonense inferior con: *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), *Dicarin-*

(1) Precisamente este corte ha sido citado por P. FEUILLEE (1967), quien únicamente encontró microfauas del Coniaciense.

lla difformis (BOLLI), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Marginotruncana tarfayaensis* (LEHMANN), *Dicarinella schneegansi* (SIGAL), *Rotalipora cushmani* (MORROW).

Por otra parte, en el sector de Lasarte, en el camino que se dirige hacia el N desde el km. 9 de la misma carretera, hemos datado el Santoniense con: *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI), *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI), *Marginotruncana coronata* (BOLLI), *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY).

En Ayete, al norte de Hernani, hemos podido constatar que todavía el Santoniense superior queda incluido en el tramo inferior, ya que en la cima existe la asociación: *Globotruncana fornicata* (PLUMMER), *Globotruncana aff. elevata* (BROTZEN), *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI).

El tramo superior corresponde a una sucesión monótona con caracteres de verdadero flysch, constituida por una alternancia irregular de calizas, margas, pizarras sedimentarias, limolitas, calizas arenosas, etc., en las que se encuentran frecuentes estructuras sedimentarias primarias, características de secuencias turbidíticas, tales como laminación paralela y cruzada, lechos gradados, «convoluted laminations», estructuras de deformación sinsedimentarias, etc.; de estas estructuras se pueden observar bellos ejemplos en el talud de la carretera de Bilbao a San Sebastián, entre Usúrbil y Orio. La estratificación es muy uniforme, en lechos de unos 25 cm. de espesor. Litológicamente, se han clasificado, entre otros tipos, limolitas calcáreas, micritas arcillosas, arcillitas calcáreas, areniscas carbonatadas, etc.; el contenido detrítico en todas ellas correspondiente a tamaño limo o arena fina, es apreciable. Recordemos que en algunos cortes, Orio por ejemplo, el tramo superior rebasa los 1.500 m.

El alto contenido faunístico de este potente tramo flyschoides permite la datación precisa del Campaniense; aproximadamente el tercio inferior del tramo pertenece al Campaniense inferior y el resto, con más desarrollo, al Campaniense superior.

El Campaniense inferior viene caracteri-

zado por la asociación, presente en varios cortes, de: *Globotruncana elevata* (BROTZEN), *G. fornicata* PLUMMER, *G. trinidadensis* GANDOLFI, *G. stuartiformis* DALBIEZ, *G. rossetta* CARSEY, *G. arca* (CUSHMAN), *G. linneiana* (D'ORBIGNY), *G. sp. aff. ventricosa* WHITE, *Dorothia crassa* (MARSSON), *Gyroidina nitida* (REUSS), *Lituotuba lituiformis* CUSHMAN y JARVIS⁽¹⁾.

El Campaniense superior también resulta muy rico en microfauna, con asociaciones de: *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. trinidadensis* GANDOLFI, *G. bulloides* VOGLER, *G. cf. austinensis* GANDOLFI, *Globotruncana sp. intermedia* entre *G. fornicata* PLUMMER y *G. contusa* (CUSHMAN), *G. gaudkoffi* MARTIN, *G. cf. stephensoni* PESSAGNO, *G. cf. plummerae* GANDOLFI, *G. caliciformis* VOGLER, *G. ventricosa* WHITE, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, *Reusella szajnoschae* (GRZYBOWSKI), *Verneuilina cf. munsteri* REUSS, *Dentalina cf. lorneiana* D'ORBIGNY.

Paleontológicamente no ha podido ser localizado el límite Campaniense-Maastrichtiense. No obstante, por encima de los términos bien datados como Campaniense superior, se sitúan otros litológicamente diferentes y que serán tratados más adelante, que suministran una abundante fauna del Maastrichtiense; suponemos que el límite cronoestratigráfico podría coincidir con el cambio vertical de litología.

ENTRE OYARZUN Y VILLABONA

También en este sector se pueden distinguir dos tramos, aunque litológicamente algo diferentes, sobre todo el inferior, de los existentes en él, antes considerado.

El tramo inferior es litológicamente variable a lo largo del borde del Macizo: Entre Ereñozu y Oyarzun se presenta bajo forma de pizarras calcáreas, de color gris y superficie brillante, bien estratificadas. Son rocas formadas por minerales micáceo-arcillosos y barro micrítico, entre las que hay dispersos granos de cuarzo de tamaño limo en propor-

(1) En opinión de M. A. LAMOLDA, que amablemente ha clasificado nuestras microfaunas, existen formas más propias del Campaniense superior que del inferior. Sin embargo la ausencia de formas de transición a *G. contusa* que aparecen más arriba, nos ha decidido por el Campaniense inferior.

ción muy baja; diferencias alternativas de composición confieren a la roca una laminación característica. En ocasiones se pueden observar en estos términos cantos dispersos, angulosos y de tamaño centimétrico, formados por restos de pizarras del Paleozoico; un buen ejemplo se tiene en el afloramiento existente unos dos kilómetros al S del barrio Iturrioz, de Oyarzun.

Más al SW, las facies se hacen más carbonatadas y se pierde la hojiosidad, a la vez que se intercalan niveles margosos. Este cambio litológico es la causa de que el tramo inferior se haga parecido al superior y por ello no están diferenciados en cartografía al SW de Fagollaga.

La microfauna del tramo inferior es poco abundante, sobre todo en el sector más nororiental, donde predominan las facies arcillosas. Más al Sur, cuando se hace más calcáreo y abundan las intercalaciones margosas, han podido ser datados varios pisos del Cretácico superior. Así, en el flanco N del domo de Fagollaga, en cuyo núcleo afloran areniscas del Complejo supraurgoniano, y a lo largo de la carretera de Goizueta a Hernani, hemos podido reconocer la presencia del Turoniense con *Globotruncana* aff. *linneiana* (D'ORBIGNY); en el flanco S del mismo anticlinal, las dataciones son más precisas, al haberse reconocido el Cenomaniense superior en la parte baja del tramo y más arriba el Turoniense y el Santoniense.

El Cenomaniense superior presenta asociaciones como *Pithonella* sp., *Rotalipora appenninica* (RENZ), *R. greenhornensis* (MORROW), *Praeglobotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Textularia* sp., *Tritaxia* sp., etc. En lechos superiores, el Turoniense se caracteriza por: *Marginotruncana helvetica* (BOLLI), *M. sigali* (REICHEL), *M. pseudolinneiana* PESSAGNO y *M. Coronata* (BOLLI). Finalmente el Santoniense, con: *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *M. marginata* (REUSS), *M. coronata* (BOLLI), *Hedbergella* sp., *Heterohellix* sp., etc.

En el Km. 12 de la carretera de Astigarraga a Oyarzun, al W de un pequeño afloramiento de Kouper diapírico allí existente, se ha confirmado la existencia del Cenomaniense superior con *Orbitolina conice* (D'ARCHACH),

Pseudocyclamina sp., Textularidae, placas y radiolas de Equínidos y fragmentos de Lamebranquios; en este punto las facies basales del tramo inferior resultan algo más arenosas.

La potencia del tramo inferior es variable y en ocasiones difícil de estimar, pero suele oscilar entre 200 m. al S de Oyarzun y 50 m. en Fagollaga, como valores extremos.

El tramo superior es muy similar al descrito para el sector entre San Sebastián y Zarauz. Se presenta como una alternancia monótona y muy potente de calizas, margas, calizas arenosas y areniscas, bien estratificadas, con características de flysch; entre sus niveles se observan con frecuencia episodios turbidíticos, con estratificación gradada, laminación disturbada (convoluted beds) y laminación paralela; existen también huellas de corriente en la base de algunos lechos y, a veces pliegues y brechas intraformacionales. En los horizontes inferiores del paquete se ha recogido una fauna que data aún el Santoniense ya que se encuentra *Globotruncana* aff. *austinensis* GANDOLFI. En este caso el tramo superior comprendería el Santoniense terminal y el Campaniense.

ENTRE OYARZUN E IRUN

Entre Oyarzun e Irún el Cretácico superior presenta diferencias notables respecto a las zonas anteriormente consideradas. Estas diferencias se acentúan sobre todo hacia el NE, en las proximidades de Irún; estriban principalmente en la reducción de la potencia y en una mayor abundancia de niveles detríticos. Los dos tramos distinguidos más al W son indiferenciables aquí.

Donde es posible la observación, la sucesión presenta en su parte más baja características similares a los últimos horizontes del Complejo supraurgoniano; está formada por 50 m. de margas arenosas de color gris azulado, entre las que se intercalan algunos niveles muy delgados de calizas arcillosas. Al S. del monte Zubelzu, en la base de estos niveles existen horizontes de brechas formadas esencialmente por cantos calizos angulosos; mucho más escasos son otros de areniscas y cuarcitas, estos más redondeados que los de caliza; el cemento es calcáreo.

Hacia la parte alta de estos primeros 50 m. se hacen más frecuentes los niveles calizos, presentándose como una alternancia de calizas arcillosas y margas. A partir de varios levigados de las margas se ha constatado la existencia de Turoniense-Coniaciense, por la presencia de *Praeglobotruncana stephaní* (GANODOLFI) y *Globotruncana sigali* (REICHEL).

Al S del monte San Marcial (Irún), la sucesión prosigue con un paquete (20 m., máximo) de calizas grises, a veces algo arenosas, bien estratificadas, aunque en lechos de grosor desigual. Parecen prolongar, al lado Sur de la frontera, las llamadas calizas de Behobia, (FEUILLÉE y SIGAL, 1965); las calizas de Behobia, mejor representadas en territorio francés, donde se las considera claramente transgresivas, han sido datadas por dichos autores como Santoniense. Al S del monte San Marcial desaparecen y, sobre los términos atribuibles al Coniaciense, existe una sucesión muy monótona (300-400 m.) en la que alternan lechos de calizas arcillosas, areniscas y margas, y algunos horizontes delgados de chert; los niveles de chert son más escasos hacia la parte alta de su sucesión, que se hace progresivamente flyschoide, aunque sin llegar a la frecuencia de turbiditas de otros sectores.

En los últimos 100 m. y en diversos puntos, hemos obtenido microfaunas del Campaniense superior, muy rico en formas tales como: *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *G. aff. caliciformis* VOGLER, *G. cf. rosseta* (CARSEY), *G. elevata* (BROTZEN), *G. cf. gansseri* BOLLI, *G. globulosa* (EHREMBERG), *G. linneiana* (D'ORBIGNY), *G. lapparenti* BROTZEN, *G. stuartiformis* DALBIEZ, *Spiroplectamina dentata* (ALTH), *Gaudryina laevigata* FRANKE, *Dorothia crass* (MARSSON), *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSLY), etc.

2.2.7.2. El Cretácico superior al S de Cinco Villas

Forma parte de la llamada por P. LAMARE «Depresión intermedia», que se extiende desde el Sur de Tolosa hasta Elizondo.

El carácter transgresivo de la sucesión, ya reconocido anteriormente por diversos autores (LAMARE, 1936; FEUILLÉE, 1967; VI-

LLALOBOS, 1977, etc.); no se puede apreciar por observaciones efectuadas en nuestra área, ya que el contacto está en gran parte tectonizado. Sin embargo, más al E, en la hoja de Sumbilla (n.º 90) y particularmente al E de Ezcurra, hemos constatado que los materiales del Cretácico superior reposan indistintamente sobre términos paleozoicos, triásicos o jurásicos. Otros autores citan, para ciertos cortes, la existencia de conglomerados y brechas poligénicas basales.

En la vertiente S del Gaztelumendi y en el puerto de Urto el Cretácico superior se apoya sobre calizas aptienses y comienza por unos metros de argilitas calcáreas, de color gris azulado (amarillas por alteración), que poseen una hojiosidad muy grosera. Más arriba se pasa a una sucesión flyschoide de más de 400 m., en la que alternan irregularmente margas hojosas, calizas arcillosas y algunos niveles de areniscas y calizas arenosas; todos los niveles están regularmente estratificados en lechos que raramente superan los 25 cm. de espesor. En los horizontes más arenosos se ven en ocasiones estructuras sedimentarias primarias («flute cast», «convoluted beds», etc.).

Los numerosos levigados efectuados han resultado estériles o sin fauna característica. P. FEUILLÉE (1967) supone, sin argumentos definitivos, que los niveles basales pueden ser del Coniaciense; por su parte F. K. EWERT (1964, in VILLALOBOS, 1977), al E de Leiza consigue datar el Turoniense en las brechas y conglomerados basales. En consecuencia, es probable que la sucesión completa incluya buena parte del Senoniense.

2.2.7.3. Terminación occidental de la cuenca de Vera de Bidasoa

Son pocos los afloramientos del Cretácico superior de la Cuenca de Vera existentes al W del río Bidasoa; por añadidura son de extensión reducida y se hallan pellizcados a lo largo de la falla de Aritxulegui. El trazado de la falla parece coincidir con la zona que debió servir de comunicación a la Cuenca de Vera.

Para el mejor conocimiento del Cretácico superior de Vera de Bidasoa remitimos al examen de algunos de los trabajos publica-

dos (RICHTER, 1963; FEUILLÉE, 1964 y 1967; CAMPOS et. al., 1975).

El corte del Bidasoa, el más completo del extremo occidental de la cuenca, deja ver una sucesión compuesta por un tramo basal, con calizas brechoides y calizas masivas zoógenas («calizas con Caprinidos» del Cenomaniense de FEUILLÉE, 1964) que resultan de la consolidación de gravas y fangos de origen arrecifal.

El tramo superior está formado por una alternancia de margas apizarradas y calizas arcillosas de color azulado (amarillos por alteración), con algunas intercalaciones de lechos de areniscas. Las muestras recogidas han resultado estériles por lo que no pueden ser hechas precisiones sobre la edad. En el sector de Vera de Bidasoa, unos kilómetros al E del área que hemos estudiado, L. VILLALOBOS (*in* CAMPOS et al., 1975) ha podido distinguir dos tramos, el inferior de edad Turoniense medio-Coniaciense medio y el superior Coniaciense superior-Campaniense.

2.2.8. Materiales Maastrichtienses. Transición Cretácico-Paleógeno

Sobre los materiales del Campaniense superior y en un afloramiento prácticamente continuo que se extiende desde Fuenterrabía hasta Zarauz, se sitúan unos términos de litología y coloración, característica, en los que han podido ser datados el Maastrichtiense y el Daniense.

De abajo a arriba, se distingue una variación ciertamente apreciable en la litología, variación más acusada en la mitad oriental. La parte inferior es más margosa y está formada esencialmente por margas y calizas muy arcillosas con fractura concoide, que presentan casi siempre tonalidades rosadas o rojas vivas: otras veces y sobre todo en los niveles más bajos, los tonos son verdosos o azulados. Este tramo margoso es siempre muy fosilífero y en él hemos datado repetidamente el Maastrichtiense con una abundante microfauna de foraminíferos planctónicos. En Fuenterrabía se han determinado, entre otros: *Globotruncana contusa* CUSHMAN, *G. cf. rossetta* (CARSEY), *G. calcarrata* CUSHMAN, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, *G. linneiana* (D'ORBIGNY), *Rugoglobi-*

gerina sp. y *Robigerineloides* sp. Al norte de Aguinaga, en un camino que, desde la carretera de Bilbao a San Sebastián, sube en dirección al monte Talaigaña, el Maastrichtiense contiene: *Globotruncana gansseri* BOLLII, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, *G. ventricosa* WHITE, *G. linneiana* (D'ORBIGNY), *G. elevata* BROTZEN, *G. area* (CUSHMAN) y *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER).

La parte superior es de naturaleza más calcárea y representa al Daniense. Está formada por calizas de color rosa salmón bien estratificados en lechos de unos 30 cm. de espesor. Litológicamente corresponden en ciertos cortes, a micritas arcillosas, con un contenido variable de carbonato cálcico, pues hay muestras que dan hasta un 93%, mientras que otras no sobrepasan el 65-75%; en otros cortes, el paquete ostenta un carácter más arcilloso, y los análisis no dan más de un 35-45% de carbonato, correspondiendo el resto a la fracción arcillosa y fósiles. En líneas generales se puede decir que la proporción de calizas disminuye de este a oeste.

En cualquier caso los materiales son muy fosilíferos, con ricas microfaunas del Daniense. En las canteras situadas 1 km. al SW de Fuenterrabía, hemos encontrado: *Globigerina pseudobulloides* (PLUMMER), *G. triloculinoides* PLUMMER, *G. daubjergensis* BRONNIMANN y *Globorotalia uncinata* BOLLII. En el sector de Orio, el Daniense queda caracterizado con: *Globigerina* gr. *mackannai* WHITE, *G. daubjergensis* BRONNIMANN, *G. triloculinoides* PLUMMER, *G. alanwoodi* EL-NAGGAR *G. pseudobulloides* PLUMMER, *Globorotalia compressa* (PLUMMER) y *G. angulata* WHITE.

La potencia del conjunto Maastrichtiense y Daniense es reducida y ligeramente variable de unos sectores a otros. El máximo espesor se presenta entre San Sebastián y Fuenterrabía, en donde se puede estimar en unos 75 metros de los que aproximadamente, los 25 m. superiores deben corresponder a las calizas del Daniense y el resto al Maastrichtiense. Hacia el W este grosor se reduce apreciablemente y en los alrededores de Orio no debe superar los 30 m., a la vez que el Daniense como ya se ha indicado, se hace más margoso y se confunde litológicamente con el Maastrichtiense.

2.3. MATERIALES PALEOGENOS

Los materiales preorogénicos más modernos de entre los que afloran en la región estudiada tienen una edad que comprende desde el Paleoceno medio hasta el Eoceno inferior. Únicamente se presentan en la zona costera de Guipúzcoa, en la que, por sus propias características litológicas, forman una alineación montañosa que, desde el Cabo Higuer hasta Zumaya, constituye una barrera que separa la costa de las tierras del interior.

En general, las formaciones terciarias tienen un marcado carácter de flysch y en algunas de ellas se superponen turbiditas con diferentes direcciones de aporte, lo que plantea interesantes problemas paleogeográficos.

Se pueden distinguir dos formaciones bien definidas litológicamente, que serán tratadas a continuación. En la parte inferior se sitúa el que llamaremos *Flysch de Guipúzcoa*, y, sobre él, la *Formación Jaizkibel*. En el sector oriental, entre San Sebastián y Fuenterrabía, las dos formaciones están bien diferenciadas, ya que al flysch de Guipúzcoa, de edad Paleoceno medio-superior, se superpone una potente sucesión areniscosa de más de 1.000 m., que abarca hasta el Eoceno inferior (formación Jaizkibel). Pero más al W, en Orio, las dos formaciones se interpenetran de forma que en la parte inferior de la formación Jaizkibel y suturados como cambio lateral de facies, se intercalan tramos de flysch de Guipúzcoa.

2.3.1. El Flysch de Guipúzcoa

Consideramos, por una parte, los afloramientos existentes entre San Sebastián y Fuenterrabía, en donde tiene menor potencia y puede ser perfectamente diferenciado de la formación superior, y, en segundo lugar, los situados más al W, representados por el corte «tipo» de Orio, en el que se observan, intercalados, algunos tramos de areniscas de la formación Jaizkibel.

ENTRE SAN SEBASTIAN Y FUENTERRABIA

Un buen corte de estos términos puede estudiarse en la playa de Fuenterrabía, en el talud al W de la carretera que se dirige desde el centro urbano hacia la punta del Cabo Higuer.

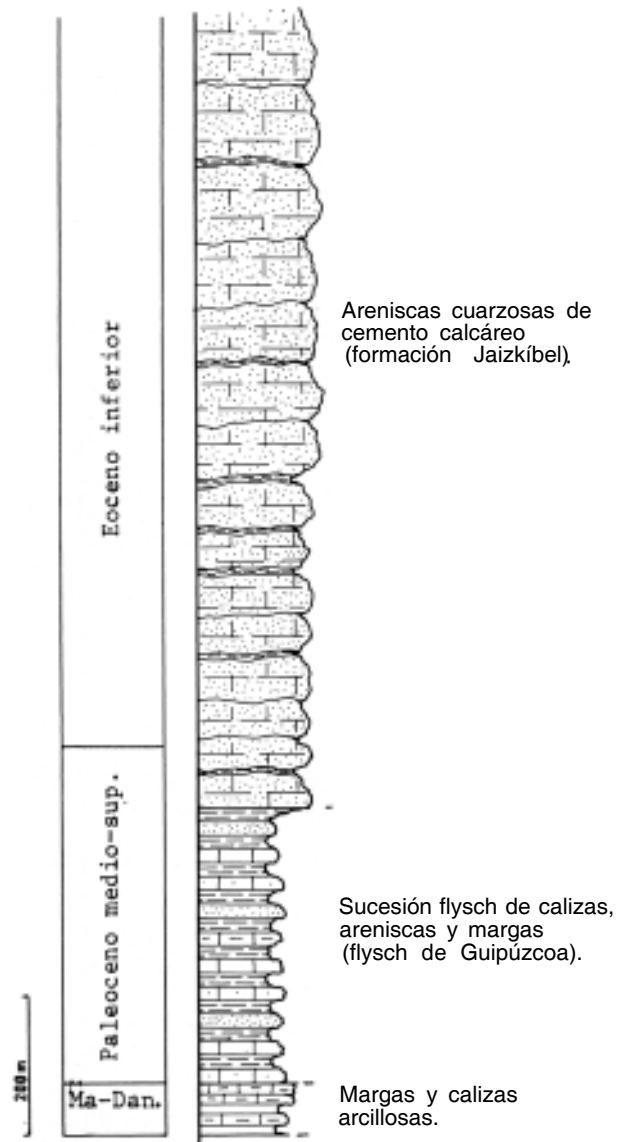


Fig. 11. Sucesión del Maastrichtiense y Paleógeno entre San Sebastián y Fuenterrabía.

En este perfil la secuencia presenta un espesor que no supera los 400 m. Se caracteriza por las reiteradas alternancias de niveles turbidíticos con otros de precipitación química y puede decirse que los términos detríticos representan aproximadamente el 25 por 100 del espesor que en total corresponde a la sedimentación de pizarras sedimentarias. Las secuencias de los ciclotemas del flysch no suelen presentarse completas, de modo que son frecuentes las secuencias truncadas en la base, carentes de su correspon-

diente intervalo de extrema gradación. Se reconocen en muchos bancos los intervalos de laminación paralela, laminación disturbada («convoluted beds») y el episodio lutítico; algunas de las secuencias están truncadas en su cima.

La base de cada secuencia suele corresponder a areniscas cuarzosas feldespáticas, con hasta el 5 por 100 de feldespatos, la litología de intervalo pelágico es del tipo de biopelmicritas limosas en paso a dismicritas, que terminan habitualmente coronadas por biomicritas arcillosas.

En los lechos lutíticos, en Fuenterrabía, hemos recogido una abundante microfauna de foraminíferos planctónicos. Gracias a ella hemos confirmado la datación del flysch, que queda incluido en el Paleoceno medio y superior; otros autores han citado una edad semejante (SAAVEDRA, 1971; KRUIT et al., 1972). En la parte inferior de la secuencia, el Paleoceno medio queda bien determinado con: *Globigerina compressa* PLUMMER, *G. pseudobulloides* PLUMMER, *G. aff. triloculoides* PLUMMER, *G. ex. gr. mckannai* (WHITE), *Globorotalia angulata* (WHITE), *G. oclusa* LOEBLICH y TAPPAN, *Pelosina complanata* FRANKKE, *Trochamminoides aff. proteus* KARRER, *Tritaxia pyramidata* REUSS, *Verneuilina triangularata* COOK, *Clavulina parisiensis* D'ORBIGNY, etc. La parte superior puede ser considerada como Paleoceno superior por contener: *Globorotalia cf. velascoensis* (CUSHMAN), *G. pseudomenardii* BOLLI, *G. triloculoides* PLUMMER, *Cibicides* sp., *Asterigerina* sp., etc.

En la margen derecha de la ría de Pasajes se puede observar una secuencia similar a la de Fuenterrabía, aunque aquí las condiciones de observación son mucho peores por estar parte de los términos ocultos por la vegetación o por las edificaciones. El Paleoceno medio ha librado: *Globorotalia oclusa* LOEBLICH y TAPPAN, *G. acqua* CUSHMAN y RENZ, *G. cf. subbotinae* MOROZOVA, *G. cf. uncinata-carinata* EL-NAGGAR, *G. cf. simulatilis* (SCHWAGER) y *Globigerina linaperata* FINLAY.

AL OESTE DE SAN SEBASTIAN

Tomaremos como tipo, para la parte inferior del flysch de Guipúzcoa en este sec-

tor, un corte realizado a 3 km. al este de Orio, en el camino que parte del Km. 17 de la carretera de San Sebastián a Bilbao, y asciende hasta el monte Talaigaña. En este corte, sobre los niveles datados como Daniense, afloran:

- 1) En la base, un paquete de calizas grises masivas, con una potencia variable y que se acuñan lateralmente. El espesor medio se puede estimar en unos 40-65 m. Litológicamente corresponden a biosparitas con intraclastos, con un contenido aproximado de 96-98% de carbonato cálcico.
- 2) Sigue una alternancia de calizas de grano fino con areniscas y algunos horizontes limosos; la potencia es de aproximadamente, 50 m. y, lo mismo que el tramo anterior, se acuñan lateralmente. Los lechos calizos se pueden clasificar como biomicritas más o menos arcillosas; en ellos se observan, en ocasiones, algunas estructuras de «slumping» y olistostromas.
- 3) Más arriba se intercala un paquete de areniscas feldespáticas, con un espesor aproximado de unos 40-50 m., estratificado en bancos cuyo grosor oscila entre 1-2,5 m. Hacia el W, junto a Zarauz, cuando, tras acuñarse, desaparecen los paquetes carbonatados 1 y 2 mencionados, estas areniscas reposan directamente sobre los materiales del Daniense. Litológicamente corresponden a subarcosas y protocarcitas pobres en fragmentos rocosos; sus características son similares a las que posee la formación Jaizkibel, situada, más al este, sobre el flysch paleoceno. De hecho los aportes de arenas deben guardar relación con los mismos fenómenos y áreas de alimentación que han determinado la acumulación de la formación Jaizkibel; a este respecto es interesante consultar la fig. 13, en la que se ensaya la correlación entre las columnas de Fuenterrabía y Orio.
- 4) Se prosigue con una sucesión de características flysch, muy semejante a la observada en la playa de Fuenterra-

bía, aunque la potencia es aquí mucho mayor: se puede estimar que oscila alrededor de los 1.000 m. Los niveles de ritmitas se encuentran también truncados por su base o por su cima; en la base de cada secuencia se suelen encontrar areniscas cuarzosas feldespáticas (5% de feldespatos), mientras que los intervalos pelágicos son de biopelmicritas bastante arcillosas. También se observan frecuentes huellas de muro en los lechos más areniscosos, tales como «flute-casts», marcas de carga, etc.; la dirección de aportes, deducida del estudio de huellas de corriente, es E-W, por lo que son, también axiales.

En la formación flysch y a unos 150 m. del techo se intercala un paquete de areniscas semejantes a las descritas en 3) y que, asimismo, suponemos asociables a la formación Jaizkibel (ver fig. 12).

Es estudio de las microfaunas planctónicas, en los cuatro paquetes diferenciados en el perfil de Orio, permite constatar que el límite inferior de la sucesión, se sitúa en el Paleoceno medio, tal como ocurre al E de San Sebastián, mientras que el límite superior queda incluido ahora dentro del Eoceno inferior.

El paquete inferior calizo (paquete 1 de la sucesión) contiene términos del Paleoceno medio, caracterizado por: *Globorotalia compressa* (PLUMMER), *G. occlusa* LOEBLICH y TAPPAN, *Haplophragmoides aggeri* CUSHMAN, *Pelosina complanata* FRANKE, *Cibicides* sp., *Bathysiphon* sp., etc.

En el paquete 2, se ha datado el Paleoceno medio-superior, con: *Globorotalia simulatilis* (SCHWAGER), *G. angulata* WHITE, *G. pseudomenardii* BOLLI, *G. aequa* CUSHMAN y RENZ, *Globigerina* ex. gr. *mckannai* (WHITE) y *G. linaperta* FINLAY.

En el paquete 4, ya que en el 3 los levigados efectuados han resultado estériles, todas las muestras recogidas dan faunas del Eoceno inferior. En la base hemos datado el Ypresiense inferior, con asociaciones de: *Globorotalia subbotinae subbotinae* MOROZOVA, *G. simulatilis* (SCHWAGER), *G. aequa* CUSH-

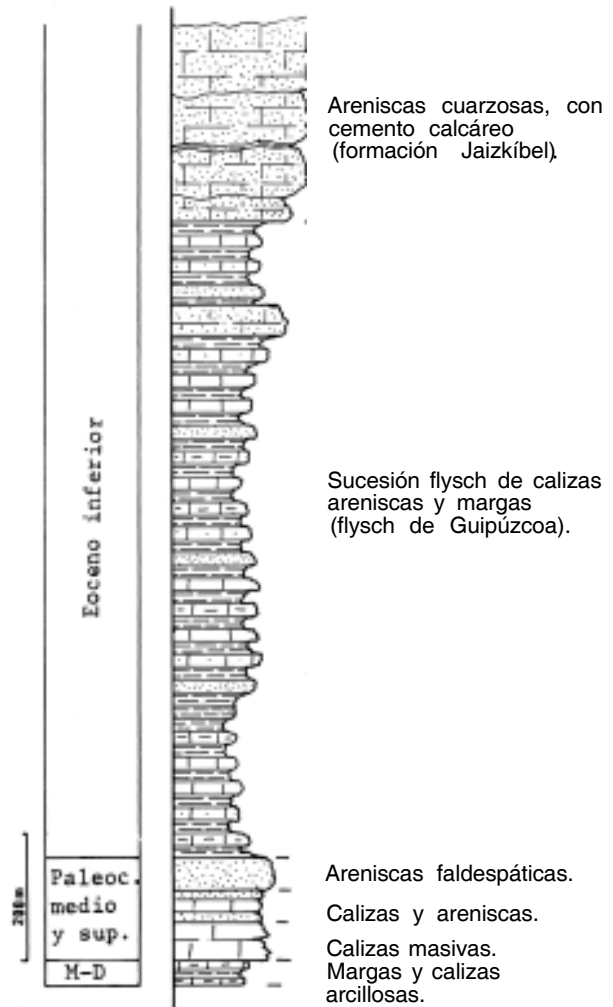


Fig. 12. Sucesión de Maastrichtiense y Paleógeno en el sector de Orio.

MAN Y RENZ, *G. bollii* EL-NAGGAR, *Acarina* cf. *crassata densa* (CUSHMAN), *A. intermedia* (SUBBOTINA) y *Globigerina mckannai* (WHITE). Los niveles superiores siguen siendo del Ypresiense, con abundante representación de: *Globigerina yeguaensis* WEINZERL y APPLIN, *Globorotalia crassata* (CUSHMAN) y *G. subbotinae subbotinae* MOROZOVA.

2.3.2. La formación Jaizkibel

Es una potente formación de litología muy característica, que se dispone, en la zona costera, sobre los materiales del Flysch de Guipúzcoa, formando un suave arco de concavidad al N, desde el Cabo Higuer hasta unos 10 km. al W de Zarauz. Localmente, en San Sebastián y en Zarauz, el trazado del arco se

ve perturbado por la interferencia de otras estructuras.

La formación Jaizkibel se compone de potentes bancos de areniscas cuyo grosor, de varios metros, crece de abajo hacia arriba, por lo general. Son areniscas cuarzosas de color amarillo por alteración y cemento calcáreo; están formadas por un entramado de granos de cuarzo bien redondeados, que pueden constituir hasta el 90% de la roca (siempre más del 75%), y cantidades subordinadas de feldespatos y fragmentos rocosos; los bancos suelen presentar una ligera graduación en el tamaño de grano y, en el conjunto de la sucesión, el tamaño medio de grano se hace mayor hacia la parte alta de la misma. Es frecuente encontrar en el techo de los bancos areniscos superficies erosionadas y rellenas por nuevos sedimentos. La mayoría de los lechos presentan laminación paralela y en ellos se observan estructuras formadas durante la compactación del material sedimentario (existen bellos ejemplos de «disch-structures» y «pillar-structures»).

Las estructuras de corriente son muy frecuentes en el muro de los estratos de areniscas. El estudio regional de las mismas refleja la existencia de un patrón divergente en abanico, en el que las corrientes, inicialmente la dirección N-S (perpendiculares, por tanto, al eje de la cuenca), se curvan hasta adquirir una dirección próxima a la E-W.

Intercalados entre los gruesos bancos areniscos, se disponen delgados niveles de naturaleza arcillosa; en ocasiones las intercalaciones son tan finas que los bancos de areniscas se apoyan prácticamente unos sobre otros. Son lutitas que presentan siempre una cierta pizarrosidad.

Recientemente se ha llegado a la conclusión de que la formación Jaizkibel se originó por acumulación de material detrítico en la desembocadura de un profundo cañón submarino (KRUIT, BROUWER and EALEY, 1972). Para ellos, el hecho de que la granulometría de las areniscas sea más grosera hacia la parte alta de la secuencia, a la vez que aumenta progresivamente el espesor de los bancos,

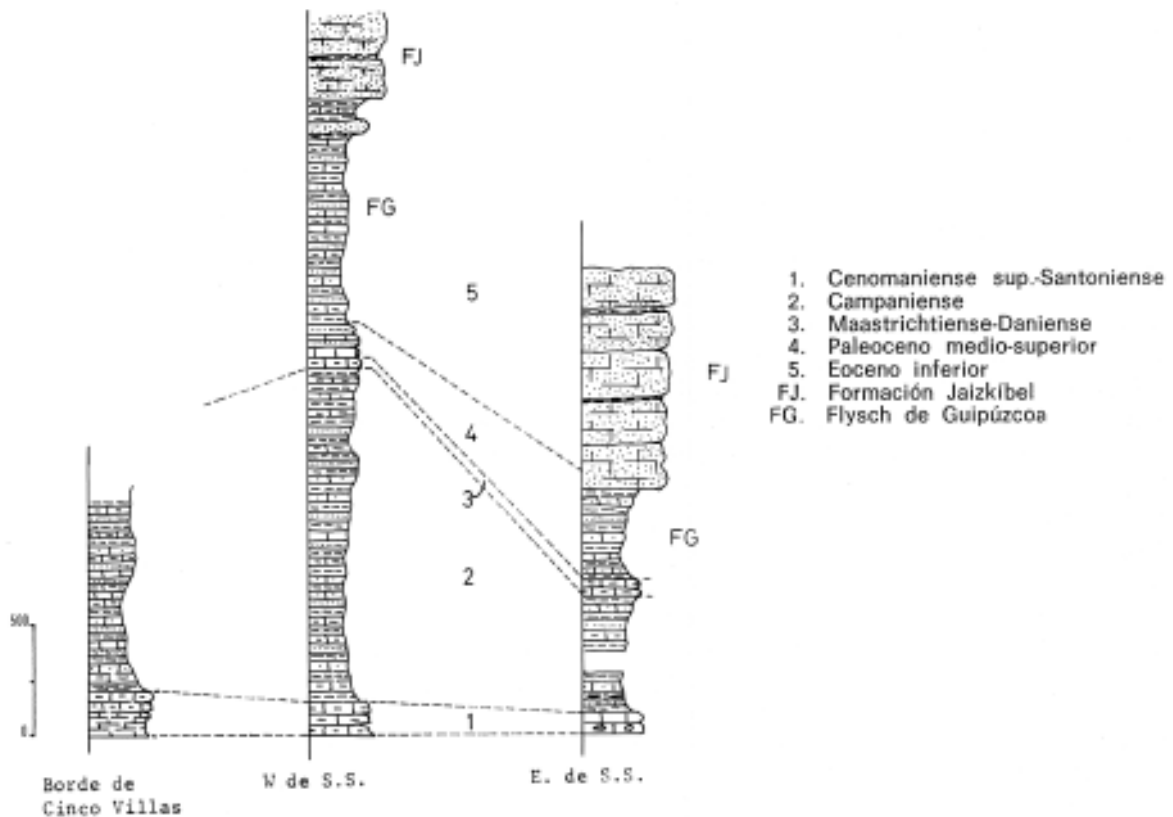


Fig. 13. Correlación entre las principales sucesiones del Cretácico superior y Paleógeno

es indicativo de que se trata de la parte media de un cono de deyección submarino, de acuerdo con el modelo propuesto para este tipo de depósitos por WALKER Y MUTTI (1973) (*in* KRUIT et al., 1975). Además, han estudiado la fauna contenida en estos materiales, encontrando fósiles que, aunque neríticos están claramente rodados; el estudio de las especies bentónicas, por otra parte, les lleva a la conclusión de que la acumulación se debió verificar a una profundidad variable entre 1.000 y 4.000 metros. Estiman también que los materiales arenosos se han depositado por corrientes de gravedad, que, como es sabido, pueden ocurrir a cualquier profundidad; por añadidura, no hay evidencias de ningún otro fenómeno o proceso propio de aguas poco profundas.

Al E de San Sebastián, entre el monte Urgull y Fuenterrabía, la formación Jaizkíbel alcanza su máximo desarrollo visible, superando los 1.000 m. de espesor. La base de la formación areniscosa se sitúa todavía en el Paleoceno superior, ya que en la ría de Pasajes hemos encontrado, en sus primeros niveles *Discocyclina seunesi* DOUVILLE y *Discocyclina* aff. *barkeri* VAUGHAN y COLE, que rápidamente dan paso a microfaunas del Eoceno inferior. Nuestra atribución concuerda con la establecida por KRUIT et al. (1975).

Por otra parte, al W de San Sebastián, según hemos señalado ya al tratar el flysch de Guipúzcoa, un apreciable espesor (más de 900 m.) de niveles flyschoides infrayacentes forman parte del Eoceno inferior, si bien poseen paquetes intercalados de areniscas de características similares a las de Jaizkíbel (fig. 12). Así, la formación de Jaizkíbel, entre Zarauz y San Sebastián, queda comprendida en el Eoceno inferior y muy por encima del tránsito al Paleoceno. La diacronía del límite entre el flysch de Guipúzcoa y la formación Jaizkíbel es, por lo tanto, manifiesta y puede suponerse motivada por la existencia de al menos dos grandes conos de deyección submarinos cuyos reiterados aportes nutren los distintos sectores de la cuenca, en diferentes momentos del Paleoceno terminal o el Eoceno inferior.

En ningún punto hemos recogido faunas posteriores al Eoceno inferior, edad que con-

cuerda con la asignada desde los trabajos de M. RUIZ de GAONA (1948) a nuestra formación Jaizkíbel.

Como ejemplos de algunas de las dataciones efectuadas citaremos las correspondientes a varios cortes.

En la ría de Orio, y en los términos más altos de la formación en este perfil, hemos encontrado: *Globorotalia simulatilis* (SCHWAGER), *G. crassata* (CUSHMAN). En la playa de Ondarreta, en San Sebastián: *Globorotalia aragonensis* MUTALL, *G. crassata* (CUSHMAN); *Chiloguembelina* sp., *Bulimina* sp. En fin, en el monte Jaizkíbel han aparecido asociaciones, en las cuales están presentes: *Globorotalia aequa* CUSHMAN y RENZ, *G. aragonensis crater* FINLAY, *G. pseudotopilensis* (SUBBOTINA), *Globigerina inaequispira* SUBBOTINA, *G. linaperta* FINLAY, *G. yeguaensis* WEINZEL y APPLIN, *Lenticulina nitidus* (REUSS), *Fissurina* cf. *crumenata* (CUSHMAN), *Cibicides pseudownellerstorfi* COLE.

2.4. CONSIDERACIONES PALEOGRAFICAS PARA EL CICLO SEDIMENTARIO ALPINO

La historia sedimentaria post-hercínica comienza en nuestra región a partir del Trías, puesto que es improbable que los términos basales, de los atribuidos al Buntsandstein, representen el Pérmico.

Todo el período sedimentario que procede al paroxismo alpídico está caracterizado por una sucesión de megarritmos transgresivos y regresivos, para los cuales hay que imaginar, a veces, causas de índole tectónica. El ciclo sedimentario culmina con la acumulación de un flysch eoceno, que precede a la orogénesis pirenaica propiamente dicha.

La cordillera hercínica, levantada al final del Carbonífero, debió ser pronto arrasada y, durante el Pérmico, se habría conseguido el desmantelamiento de buena parte de sus relieves. Durante el Trías se depositan sedimentos terrígenos cada vez más maduros, lo que indica el estado de peniplanización previamente alcanzado. La carencia de fósiles de las sucesiones triásicas impide precisar las condiciones reinantes durante la acumulación del Buntsandstein, que, en líneas generales

coincide con la implantación de un régimen continental de clima árido.

El Trías medio está localmente marcado por una leve etapa de transgresión, que da lugar a sedimentos marinos de naturaleza calcárea y dolomítica. La transgresión, sin embargo, no debe tener un carácter general; el mar debió cubrir sólo pequeñas áreas, las más deprimidas, quedando gran parte de la región en condiciones subaéreas, como lo prueba el hecho de que, en la mayoría de los sectores en que afloran materiales triásicos, no se presentan los materiales carbonatados del Muschelkalk, existiendo una aparente continuidad entre el Trías inferior y el superior.

Finalmente, en el Trías superior se generalizan de nuevo las condiciones de aridez y se implanta un régimen favorable a la precipitación de evaporitas, junto con margas ar-

cillosas multicolores. Los niveles terminales, de naturaleza dolomítica, representan la evolución hacia las condiciones marinas que van a reinar durante gran parte del Jurásico.

JURASICO Y CRETACICO INFERIOR

El período comprendido entre el comienzo del Jurásico y el del Cretácico superior es de fuertes oscilaciones y los importantes cambios de facies, reflejan la indudable existencia de inestabilidad tectónica en la cuenca de sedimentación. Son dos los máximos de inestabilidad más destacables, ya resalados por los autores que han trabajado en la Cuenca Vasco-Cantábrica; el primero se sitúa aproximadamente en el límite Jurásico-Cretácico y corresponde a la conocida como «fase neocimmérica», mientras que el segundo es Albiense («fase austriaca»). Aparte de

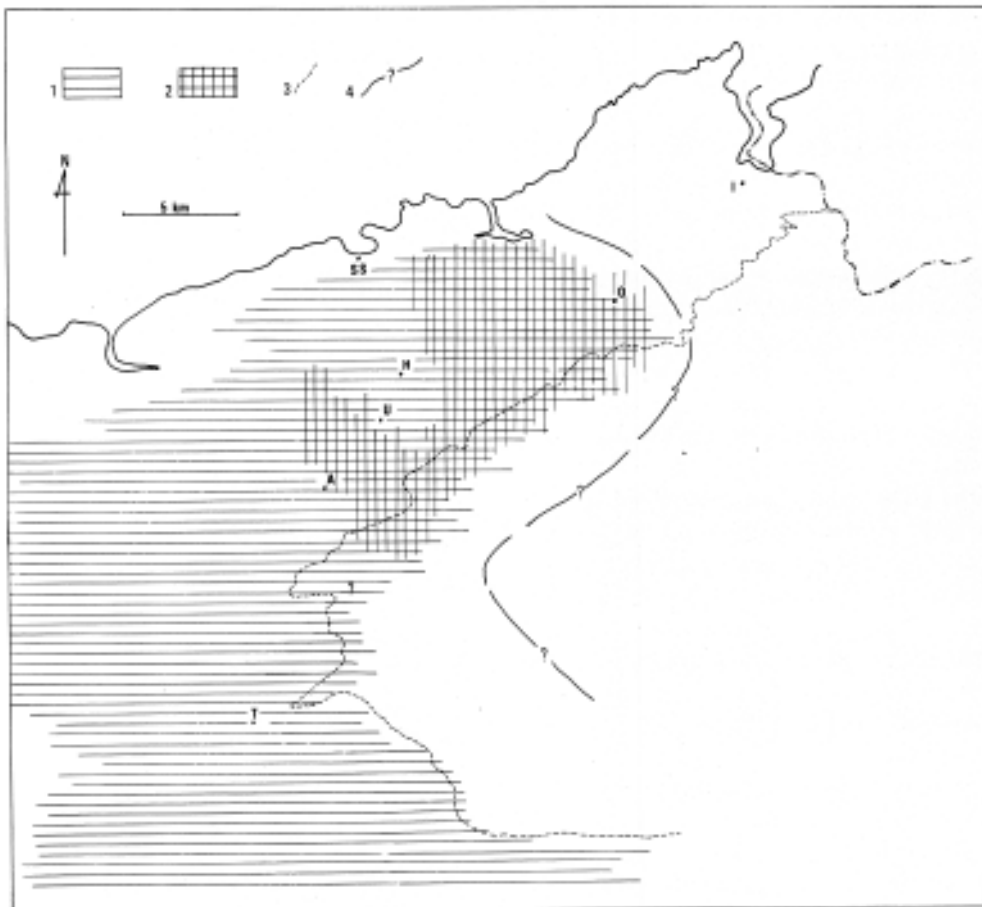


Fig. 14. Distribución de los sedimentos marinos del Jurásico. 1, áreas que reciben sedimentación durante el Dogger; 2, área en la que no están representados los materiales del Dogger; 3, límite actual del Macizo de Cinco Villas; 4, límite probable del área de sedimentación durante el Lías.

estos episodios más importantes es posible diferenciar otros de menor relevancia que influyeron también en la sedimentación ⁽¹⁾.

Al comienzo del Jurásico gran parte del área estudiada se ve invadida por el mar; la sucesión jurásica está constituida, como señala R. SOLER (1972), por dos megarritmos.

El megarritmo inferior, transgresivo, comienza con brechas dolomíticas, dolomías, carniolas, etc., representativas, según el citado autor, de un medio lagunar hipersalino, característico de extensas transgresiones; sobre estos términos, las calizas laminadas, que generalmente coronan el primer tramo diferenciado en el Lías, son depósitos característicos de plataforma de marea. Culmina esta primera etapa transgresiva con calizas arcillosas oscuras, de color gris azulado, debido a la conservación de materia orgánica: son propias de un medio marino profundo, con un bajo nivel de energía y pobreza de oxígeno (ambiente reductor).

A los términos arcillosos de color oscuro se superponen, en la zona meridional del área considerada, unos niveles de calizas a veces nodulosas y algo arenosas que, según R. SOLER, representan el comienzo del segundo megarritmo antes enunciado, esta vez regresivo, que culminará, a escala regional, con una emersión casi general y la acumulación de potentes series detríticas en el Jurásico terminal y Cretácico basal. Este tramo calizo, cuya edad es atribuida al Dogger, está desigualmente representado: el mayor desarrollo se alcanza en el sector de Tolosa y Gaztelumendi (150 m.), mientras que en la vertiente N del monte Gazume no se superan los 50 m. y, en Aduna, los 20-30 m. Como señalábamos en el epígrafe 2.2.3., las posibles calizas del Dogger desaparecen hacia el N, en Urnieta, y vuelven a encontrarse pequeños afloramientos en Hernani, pero al N de esta localidad, no sólo faltan las calizas del Dogger, sino que las facies del Lías superior son más detríticas (margas limosas) que las de la misma edad en otros sectores.

Aunque los datos son insuficientes para elaborar un mapa de isopacas, que ilustra

acerca de la paleogeografía de la cuenca jurásica, se pueden añadir algunos comentarios más sobre el Jurásico guipuzcoano.

Ya anteriormente diversos autores han presentado modelos paleogeográficos que, aun siendo en algunos casos producto de extrapolaciones de áreas limítrofes, resultan bastante acertados. P. LAMARE (1936) hace un esquema de la distribución de los depósitos jurásicos alrededor de los macizos paleozoicos, del que se puede obtener una información muy exacta de la disposición de esa cuenca sedimentaria. El mismo R. SOLER, después de analizar las series del Jurásico entre la Sierra de Aralar y Tolosa, concluye diciendo que, durante este período, la zona de Tolosa y Gaztelumendi funcionó como una pequeña cubeta marginal, alargada en dirección E-W, y separada del resto de la cuenca (el surco de Aralar) por el alto fondo de Alzo-Leiza.

El modelo que se puede deducir de nuestras observaciones es muy similar al de R. SOLER, si bien al N de Tolosa se completa con nuevas precisiones.

En un supuesto corte NE-SW (fig. 17), la cuenca jurásica de Guipúzcoa aparece constituida por dos surcos (Tolosa y Hernani), separados por una zona de umbral situada entre Urnieta y Andoain. Quizás el surco de Tolosa fuera simplemente una pequeña cubeta marginal de dirección E-W, como sugiere la disminución de la subsidencia en esa dirección, reflejada en la reducción de los espesores representados en las secuencias.

Al NE de San Sebastián, nos encontraríamos en la zona marginal de la cuenca, estando emergido el sector más septentrional del área estudiada (sector de Irún-Peñas de Aya).

No se tienen datos más al SE de la falla inversa de Ereñozu, límite actual del Macizo de Cinco Villas; sin embargo, a tenor de la extraordinaria reducción de potencia que se observa en los pequeños afloramientos jurásicos que jalonan dicho accidente, se pueden suponer que gran parte del Macizo ha debido permanecer emergido, aunque sus límites no corresponderían a los ahora existentes.

Tampoco disponemos de datos, por la falta de afloramientos, al W de una línea que uniera Hernani, Andoain y Aya. Desde luego

(1) Algunas fases de inestabilidad secundarias, intra-urgonianas, han sido precisadas recientemente (GARCIA-MONDEJAR, com. pers.).

es cuestionable la continuidad de los surcos de Gaztelumendi y Hernani, puesto que podrían representar un borde de cuenca, festoneado alrededor del Macizo hercínico.

A partir del Calloviense, o quizás del Oxfordiense, se dejan sentir los primeros efectos producidos por la llamada fase neocimmérica. En la zona más occidental de la cuenca Pirineo-cantábrica (en la provincia de Santander), la regresión, que ya se acusa en el Calloviense, trae como consecuencia la acumulación de espesas series depositadas en medio continental; en la zona oriental de Guipúzcoa se manifiesta asimismo el carácter regresivo aunque predomina el carácter marino de los depósitos. En opinión de J. RAMIREZ del POZO (1969) el borde de la cuenca Purbeck-Weald se situaría siguiendo aproximadamente la línea San Sebastián-Pamplona.

Los sedimentos del Complejo Purbeck-Weald son principalmente calizas arenosas, areniscas de grano fino y arcillitas. Generalmente son azoicos, aunque en algún punto se han encontrado restos de fósiles marinos y pueden contener lechos carbonosos e, incluso, pequeñas láminas de carbón (vertiente norte del monte Gazume). El pequeño tamaño de grano del sedimento, pese a la proximidad del borde de cuenca y la conservación de la materia orgánica señalan como más probable un medio de sedimentación de aguas tranquilas, en el que la materia orgánica aportada fuese abundante. Por otra parte, el relieve del área circundante debió de ser tan poco abrupto como para que las eventuales corrientes de agua que desembocaran en el mar no transportaran sedimentos detríticos gruesos.

La distribución de afloramientos y potencias en estas sucesiones detríticas sugieren un esquema paleogeográfico muy similar al descrito para el período precedente, aunque naturalmente el área de sedimentación quedaría más restringida. Los materiales del Complejo Purbeck-Weald se concentran en la zona que considerábamos como más subsidente para el Jurásico, el surco de Tolosa, surco en comunicación abierta con la cuenca vecina. Hacia el N y NE del surco de Tolosa se alcanzan dominios en los que posiblemente materiales aptienses se apoyan sobre los

del Dogger inferior, o quizás Lias superior; representan al umbral de Urnieta-Andoain, mal definido en sus límites y extensión, y que se prolonga desde mediados del Jurásico (fig. 17). Así se da paso a la reducida cubeta (?) de Hernani, de muy difícil delimitación por la escasez de afloramientos de Purbeck-Weald.

Podemos decir que la fase neocimmérica provocó, en Guipúzcoa, un débil levantamiento general, responsable del retroceso de la línea de costas, sin que se modificara sustancialmente el relieve preexistente; los aportes terrígenos, cuando predominan sobre la sedimentación química, son poco importantes y, casi siempre de grano fino. El carácter regresivo alcanza su máximo hacia finales del Jurásico, pero no es sincrónico en toda la región.

Tras la activa sedimentación terrígena, de régimen continental o marino restringido, con que comienza el Cretácico, la cuenca Vasco-cantábrica sufre una nueva transgresión a principios del Aptiense. En los bordes de los macizos paleozoicos vascos, sin embargo, esta transgresión fue aún incompleta y probablemente quedaron en gran parte emergidos; los límites del mar aptiense debieron ser parecidos a los del Lías y Dogger. Efectivamente, hacia el N se observa una progresiva disminución del espesor en las series del Complejo urgoniano y al N de Rentería ya no hay representación de estos materiales, coincidiendo aproximadamente con la línea a partir de la cual se efectuaba, en el Lías superior, el cambio hacia facies más litorales. En el borde del Macizo de Cinco Villas el Complejo urgoniano no rebasa los 100 m. de espesor, lo que representa también una importante reducción frente a los 1.000 m. que se alcanzan más a W (corte de Aduna, por ejemplo). Conviene advertir que una parte de las reducciones de potencia observadas obedece al carácter transgresivo o regresivo de ciertas formaciones post-aptienses.

El mar aptiense sera poco profundo (alrededor de 100 m., según RAMIREZ del POZO, 1971 a), de aguas agitadas y templadas que permitieran la vida de organismos arrecifales. La subsidencia del fondo de la cuenca y la acumulación, incluidos los aportes detríti-

cos fueron notables, consiguiéndose así la formación de potentes sucesiones que pueden superar los 1.000 metros de espesor.

A pesar de encontrarse en un mar agitado, en el interior del entramado arrecifal las aguas debían estar en calma, explicándose así la abundante matriz micrítica contenida por estas formaciones. Probablemente debido a los gases liberados por la actividad biológica, en estos depósitos se forman galerías y fisuras que han sido ocupadas, inmediatamente o posteriormente, por calcita espática, originándose dismicritas y biodismicritas, que pueden ser consideradas como microfacies típicas de estos sedimentos.

Litológicamente, el Complejo urgoniano se compone (véase epígrafe 2.2.5.) de calizas organógenas recifales o pararecifales y de sedimentos detríticos, lutitas y areniscas. Precisamente las areniscas, clasificadas co-

mo sublitarenitas con fragmentos rocosos de origen sedimentario o de bajo metamorfismo y menos del 1% de feldespatos, nos informan sobre un área fuente ubicada en el dominio de los actuales macizos paleozoicos.

Es de suponer que la cantidad de material terrígeno aportado a la cuenca controlara en cierto modo la formación en la misma de construcciones organógenas. Cuando los aportes detríticos fueran escasos se desarrollarían con facilidad los edificios arrecifales que condicionaría a su vez, al disponerse irregularmente en el fondo de la cuenca, la acumulación del material alóctono. Intermitentemente, llegarían a la cuenca mayores cantidades de aportes terrígenos, que modifican el medio sedimentario y dificultan el proceso bioconstructor; la causa de estos aportes masivos de material podría encontrarse en una inestabilidad tectónica que pro-

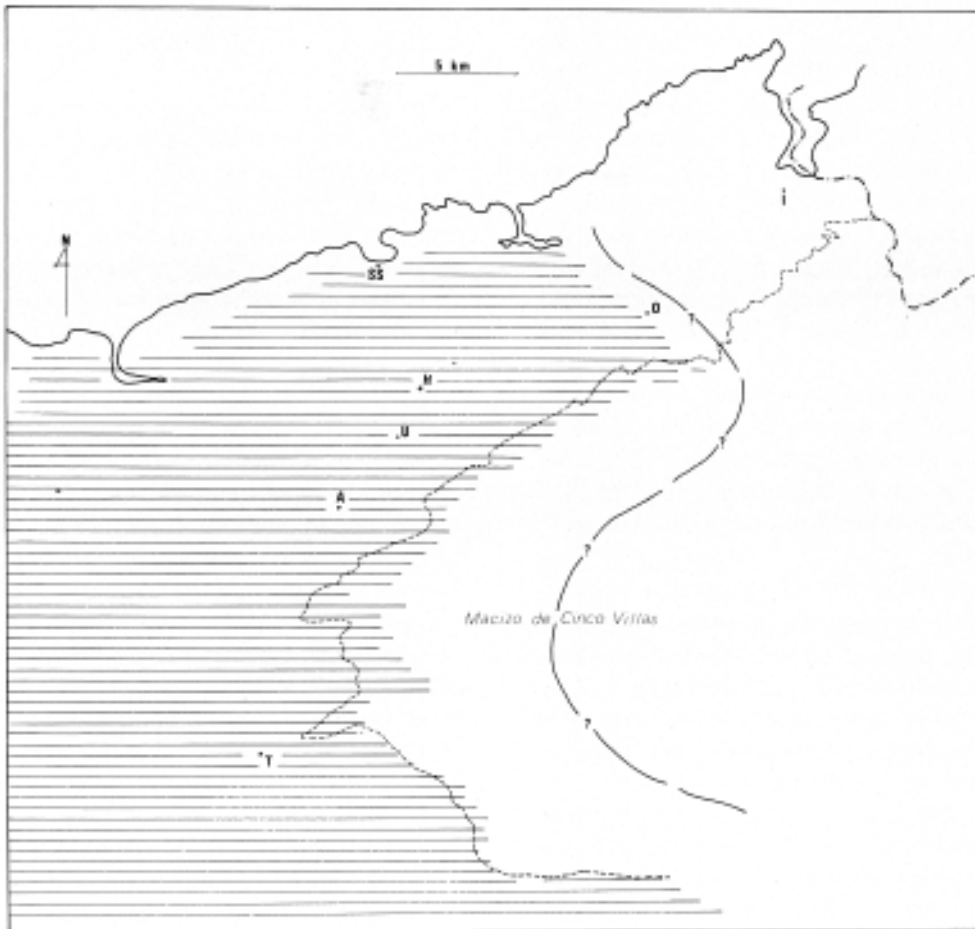


Fig. 15. Extensión de área de acumulación del Complejo urgoniano. 1, límite probable de la cuenca.



Fig. 16. Distribución de los materiales del Complejo supraurgoniano. 1, facies del borde de Cinco Villas; 2, materiales de características flyschoides («flysch negro» de Rat, 1959). 3, área sin representación del Complejo supraurgoniano; 4, límite actual del Macizo de Cinco Villas; 5, límite posible del área de acumulación supraurgoniana.

dujera el levantamiento y rápida erosión de las zonas marginales, emergidas, de la cuenca, tal como ha sido anteriormente sugerido por algunos autores (FEUILLÉE y RAT, 1971) y recientemente demostrado en otras zonas de la región Cantábrica (GARCIA MONDEJAR, com. pers.). La proximidad del área fuente es, a nuestro juicio, la causa de que se den tan reiteradamente interpenetradas las facies organógenas y las detríticas.

Hacia la mitad del Albiense y coincidiendo con la sedimentación supraurgoniana, se contempla en la región un nuevo período de inestabilidad tectónica que influye enormemente sobre los depósitos que se acumulan

a partir de entonces. Los movimientos diastróficos verticales vigorizan los procesos erosivos y, como consecuencia, la cuenca recibe enormes cantidades de materiales terrígenos que se acumulan en potentes sucesiones detríticas que, en ocasiones, llegan a alcanzar más de 1.000 m.

A escala regional esta inestabilidad tectónica origina un levantamiento general y las secuencias son de carácter regresivo sobre los materiales infrayacentes (FEUILLÉE y RAT, 1971). Sin embargo, como ya se indicó anteriormente, en el borde noroccidental de los Pirineos Vascos estos movimientos tectónicos debieron ocasionar una fragmentación en bloques, de tal manera que quedarían unos le-

vantados y serían fuertemente erosionados, mientras que otros serían hundidos y subsidentes, recibiendo gran cantidad de sedimentos.

Con esta fragmentación el dispositivo paleogeográfico, que había permanecido con pocas variaciones durante gran parte de la historia sedimentaria precedente, se ve modificado considerablemente; zonas que habían recibido importantes cantidades de sedimentos (sector de Gaztelumendi) se ven ahora elevadas y sometidas a la erosión; por el contrario, otras que habían permanecido emergidas durante largo tiempo (sector de Oyarzun-Irún) son ahora invadidas por las aguas y reciben los materiales erosionados de las áreas levantadas circundantes.

En la región estudiada hemos distinguido dos tipos de facies correspondientes al Complejo Supraurgoniano. En la parte más oriental y bordeando los macizos paleozoicos, las series son detríticas y de carácter litoral: hacia el norte, al hundirse el bloque de Peñas de Aya respecto al Macizo de Cinco Villas, aquél se ve en parte invadido por las aguas y las sucesiones albienses transgreden sobre materiales bastante antiguos, estableciéndose a partir de este momento una comunicación directa con la cuenca norpirenaica.

En zonas más internas de la cuenca (sectores de Andatza y Ernio) las facies, aunque siguen siendo detríticas, presentan un tama-

ño medio de grano más pequeño y alcanzan grandes espesores (unos 1.000 metros en el monte Andatza). La litología predominante está formada por arcillitas negras impurificadas por elementos detríticos de tamaño limo o arena, que en ocasiones contienen pequeñas cantidades de micrita y foraminíferos calcáreos pelágicos. En segundo lugar, por su importancia volumétrica, se encuentran las areniscas, generalmente impurificadas por arcillas y carentes de feldespatos; más esporádicamente aparecen conglomerados y areniscas conglomeráticas, cuyos cantos mayores son de fragmentos rocosos de rocas sedimentarias (chert, areniscas) y metamórficas (cuarcitas, esquistos cuarzo-moscovíticos), y excepcionalmente se pueden encontrar algunos niveles de calizas.

Todos estos materiales, que provienen del desmantelamiento de las zonas emergidas, se debieron acumular en una zona profunda en la que las condiciones euxínicas permitieran la conservación de la materia orgánica. Según P. FEUILLÉE y P. RAT (1971), el área de sedimentación sería una fosa de pequeñas dimensiones que significaría la continuación hacia el este del surco norpirenaico y en la que «...se acumulan depósitos de tipo "wild-flysch" arenoso (fluxoturbiditas) ...».

Estas facies profundas, que se extienden en la zona más septentrional de la Cuenca

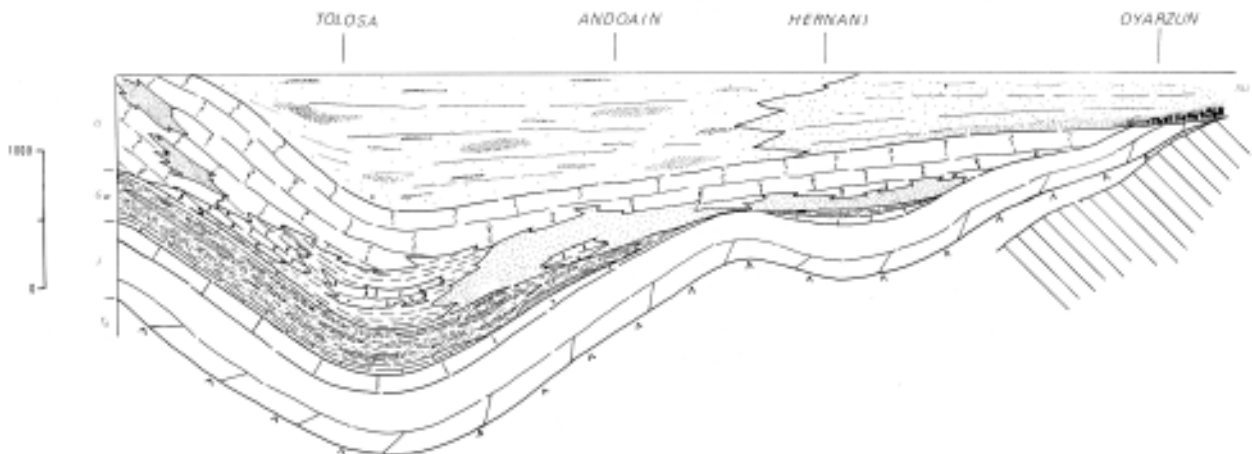


Fig. 17. Sección estratigráfica idealizada en la que se muestran las variaciones de facies y potencias del Jurásico y Cretácico inferior. T_k, Triás superior; J, Jurásico marino; G_w, Complejo Purbeck-Weald; U, Complejo urgoniano; SU, Complejo supraurgoniano.

Vasco-cantábrica, entre San Sebastián y Bilbao, adquieren un carácter flyschoides; esto, unido al color negro que les confiere el contenido en materia orgánica, ha determinado el apelativo de «flysch negro» con el que se las conoce (RAT, 1959; FEUILLÉE, 1967).

Más al S, entre Tolosa y Leiza, se diferencia una franja, que permanece sobre elevada (umbral) y sin recibir aportes de materiales hasta el Cretácico superior. Es el umbral que separa el surco de grandes acumulaciones de un dominio epicontinental situado inmediatamente al S (cuenca navarro-cántabra, de FEUILLÉE y RAT, 1971).

En resumen, decimos que la inestabilidad intraalbiense provoca el basculamiento de grandes bloques, que se hunden hacia el N y W. Las grandes subsidencias se trasladan en esas direcciones mientras que el umbral Tolosa-Leiza permanece levantado y sin sedimentación.

En esta misma época se individualiza la cuenca de Vera de Bidasoa, cuyo relleno comienza en el Albiense, con acumulación de facies detríticas, que se indentan con otras arrecifales; esta cuenca recibirá sedimentación durante todo el Cretácico superior.

CRETACICO SUPERIOR Y TERCIARIO

A comienzo del Cretácico superior tiene lugar una nueva transgresión y, durante todo el período que resta hasta la orogénesis pirenaica la mayor parte de la región queda cubierta por un mar abierto y de fondo subsidente, en el que se dejan sentir dilatados episodios de inestabilidad durante los cuales se acumulan potentes sucesiones de flysch.

La transgresión se efectuó al principio de una forma tímida y, por supuesto, la sedimentación no comenzó a la vez en todos los sectores de la región. En aquellas zonas en que la sedimentación no estuvo interrumpida du-



Fig. 18. Extensión del área de sedimentación durante el Cretácico superior. 1, límite actual del Macizo de Cinco Villas; 2, posible límite del área de acumulación.

rante la época anterior (NW del Macizo de Cinco Villas), se constata la existencia de Cenomaniense superior, pero en los umbrales sometidos a erosión (sectores de Aritxulegui y Leiza) parece que los efectos de la transgresión se dejaron sentir algo más tarde; así lo apoyan las dataciones efectuadas por algunos autores en los niveles basales de las secuencias del Cretácico superior.

Al W de los macizos paleozoicos, la primera parte del Cretácico superior está caracterizada por la depositación de calizas arcillosas o arcillitas calcáreas, con fósiles pelágicos; son depósitos característicos de mar abierto. Las series están comprimidas (en los primeros 100-150 m. se puede datar desde el Cenomaniense superior hasta el Santonienense) y es posible, aunque no seguro, que existan algunos hiatos. Según P. FEUILLÉE (1967), la sedimentación, en esta parte de la región pirenaica, está influenciada aún por los movimientos verticales de los bloques en que está compartimentado el basamento paleozoico; él apoya esta suposición no sólo en la existencia de lagunas estratigráficas, sino también en la presencia de niveles brechoides. Nosotros también hemos encontrado, en los bordes de los macizos paleozoicos, algunas muestras de esa inestabilidad; brechas calizas del SE de Irún, niveles brechíticos

con cantos de pizarras en el borde de Cinco Villas y algunas brechas y conglomerados intraformacionales.

Progresivamente una parte de los bloques emergidos se van hundiendo y posiblemente en el Turoniense (o quizás al principio del Coniaciense) existiría clara comunicación de la cuenca de Vera de Bidasoa con el mar abierto, a la vez que el umbral albiense de Tolosa-Leiza estaría ya recibiendo sedimentación. Es posible, no obstante, que quedaran algunas zonas emergidas y los macizos de Cinco Villas y Peñas de Aya se presentaran como dos islas. La misma disposición paleogeográfica debió permanecer invariable durante todo el Senoniense.

En el Campaniense la subsidencia y acumulación se hacen considerables; los sedimentos, con más de 1.500 m. de espesor en algunos casos, acusan los caracteres de un verdadero flysch (epígrafe 2.2.7.1.).

Durante el Maastrichtiense y el Daniense se deja sentir un período de tranquilidad en la cuenca sedimentaria. Se depositan margas y calizas micríticas arcillosas de color rojo salmón, que contienen fósiles pelágicos; los depósitos son de mar abierto y de medio oxigenado, aunque ciertamente algo profundos. Regionalmente se produce una regresión que, en algunas áreas más meridionales y lejos

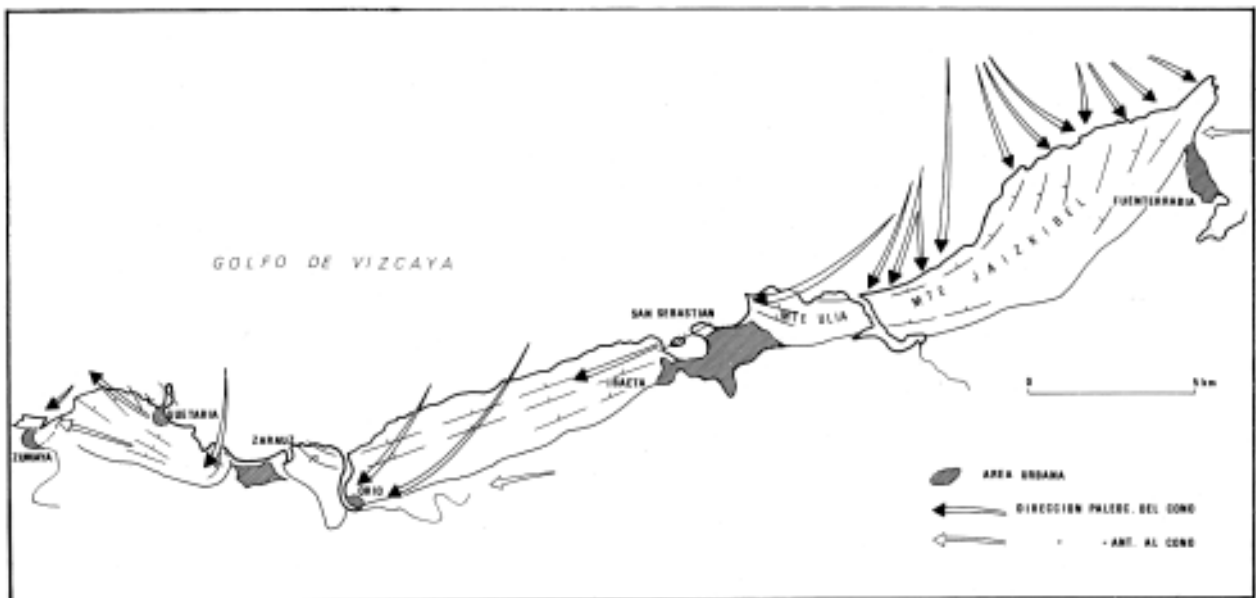


Fig. 19. Distribución de paleocorrientes durante la acumulación del flysch de Guipúzcoa y la formación Jaizkibel (según KRUIT et al. 1975).

de la zona por nosotros estudiada, llegan a ocasionar la aparición de facies continentales (Garumniense).

El Paleoceno medio coincide con la reaparición de sucesiones de carácter flysch, probablemente las más llamativas de las existentes en la región. La distribución regional de las huellas de corriente indica que el surco de acumulación tenía una dirección E-W y recibía los aportes desde el E.

A partir del Paleoceno superior se suceden importantes descargas de material terrígeno que, procedentes del N, se relacionan con la desembocadura de profundos cañones submarinos (KRUIT, BROWER y EALEY, 1972; KRUIT et al. 1975). La distribución de estos materiales terrígenos en el fondo de la cuenca adopta la forma de enormes conos de deyección, con disposición en abanico de las huellas de corriente, que se aproximan asintóticamente al eje del surco en las porciones distales externas de cada cono.

Las descargas, procedentes del N, coexistían con aportes turbidíticos axiales alimentados desde el E, pero estos, mucho menos brutales, serían absorbidos y reordenados por las imponentes masas de arenas aportadas por los cañones submarinos. Lateralmente, las areniscas de los antiguos conos se suturan con las sucesiones de flysch.

Concretamente en nuestra área se pueden distinguir dos conos de deyección submarinos, uno oriental (sector del monte Jaizkibel), que comenzaría a formarse en el Paleoceno superior y continuaría recibiendo aportes en el Eoceno inferior, y otro, occidental (entre San Sebastián y Zarauz), cuya base se sitúa en el Eoceno inferior; aparte de estos dos es posible que existiera algún otro de menor importancia, responsable de algunas otras intercalaciones de areniscas que se encuentran en el flysch de Guipúzcoa, al W de San Sebastián.

CAPITULO 3 PETROLOGIA

3.1. EL STOCK GRANITICO DE PEÑAS DE AYA

Aflora en una extensión de algo menos de 100 km.², en la zona noroccidental de la hoja de Vera de Bidasoa. Adopta en superficie una forma ligeramente ovalada y alargada en sentido NNE. El afloramiento se introduce, en su parte más septentrional, dentro del territorio francés, pero allí su extensión es muy pequeña.

El stock está dividido en dos partes por la falla de Aritxulegui, importante accidente tectónico de dirección E-W de orígenes posthercínicos, que ha jugado un importante papel durante el ciclo alpídico.

La roca encaja siempre en materiales carboníferos. En algún punto se pone en contacto con rocas mesozoicas, pero estas han sido depositadas cuando la erosión había hecho aflorar en superficie al granito; el Trías, que se apoya sobre el granito de Peñas de Aya, lo hace discordantemente y no muestra huellas de metamorfismo de contacto.

Los contactos con la roca encajante son netos, observándose alguna vez una zona de transición, con un espesor de menos de un metro, representada por una roca de composición feldespática, muy alterada.

En la proximidad del granito, se desarrolla en la roca encajante un metamorfismo térmico, con formación de corneanas de andalucita y cordierita (corneanas hornbléndicas); más lejos, se pasa gradualmente a zonas de metamorfismo más bajo, de corneanas con albíta-epidota.

El espesor de la auréola de contacto es variable y difícil de determinar; las rocas de las facies hornbléndicas no suelen extenderse más allá de los 25 m., llegando incluso a faltar. El espesor de las rocas asociadas a la facies de corneanas con albíta-epidota es más difícil de precisar; por una parte, el tamaño desmesuradamente pequeño de los minerales que se forman hace difícil la delimitación de la auréola sobre el terreno y por otra, a escala regional, las rocas del Carbo-

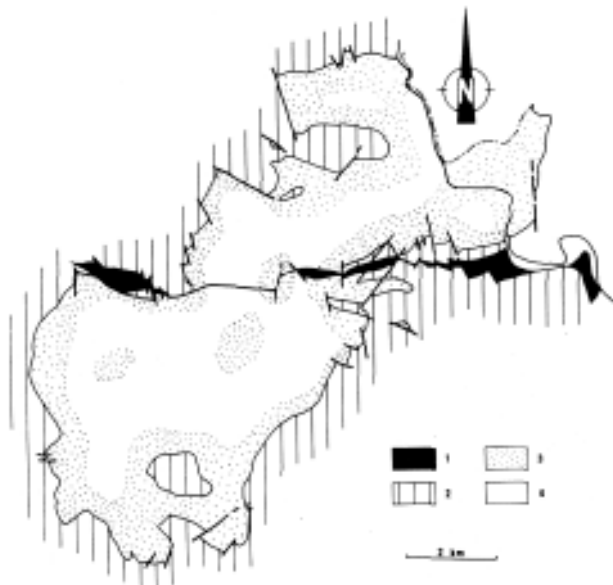


Fig. 20. Esquema cartográfico del stock granítico de Peñas de Aya mostrando la distribución aproximada de sus facies petrográficas. 1, Mesozoico; 2, sucesión esquistosa de Cinco Villas; 3, rocas ígneas de la facies de borde; 4, granito de la zona interna.

nífero de Cinco Villas parecen haber sufrido, entre otros, un metamorfismo térmico, cuyos efectos pueden confundirse con los de la periferia de la auréola, si es que ambos metamorfismos fuesen debidos a causas diferentes.

Quizá conviene adelantar que el plutón se considera como sincinemático tardío o post-cinemático, respecto a las dos fases de deformación principales que se pueden distinguir en el Carbonífero; su emplazamiento posiblemente anteestefaniense, pudo tener lugar en el Carbonífero superior.

Dentro del afloramiento granítico se pueden distinguir dos zonas diferenciadas por sus facies petrográficas. La zona interna corresponde a un granito con biotita, de grano medio a grueso: la zona de borde está representada por rocas desigualmente repartidas, tales como granitos porfídicos y, eventualmente, granodioritas con biotita y hornblenda, cuarzodioritas y dioritas, todas ellas con un tamaño de grano inferior al presentado en la zona interna. También es frecuente encontrar, englobados en el granito y cerca del contacto, enclaves de roca encajante parcialmente digerida.

La extensión de afloramiento de las rocas representativas de las facies de borde es muy grande, no limitándose a la zona próxima al contacto. Estimamos que la superficie topográfica actual está tallada precisamente en las proximidades de la cúpula del stock, y es esta circunstancia la que determina dos características del afloramiento del cuerpo ígneo. De una parte la citada extensión desproporcionada de las facies de borde y de otra, el que, incluso el área ocupada por las facies internas, esté salpicada de afloramientos de granitos porfídicos, granodioritas, etc. Dos de estos afloramientos dejan ver además jirones de la auréola de contacto, respetadas por la erosión (fig. 20).

En relación con este granito, encajando en él o en su proximidad, aparecen también rocas filonianas de diferente naturaleza, entre las que cabe citar pequeños filones de pegmatitas y, sobre todo, filones de cuarzo. Estos últimos son los más destacables tanto por su abundancia como por su prominencia, que los hace resaltar en el paisaje.

3.1.1. La facies interna del stock

3.1.1.1. El granito con biotita de Peñas de Aya

La facies petrográfica que caracteriza a la zona interna del stock corresponde a granito con biotita y, a veces, granito alcalino con biotita. Microscópicamente las rocas de esta zona del plutón presentan un aspecto masivo, mostrando un grano medio a grueso; se observa a simple vista un mosaico de grandes cristales (hasta de 1 cm.) de feldespatos con forma irregular y cuarzo subredondeado. Entre estos cristales leucocráticos destacan otros pequeños de biotita.

Superficialmente la alteración es muy intensa, la roca se granula y desmorona fácilmente, tiñéndose de color pardo-rojizo por los óxidos de hierro procedentes de la alteración de la biotita. En corte fresco y debido a la gran cantidad de feldespato potásico que contiene, el granito muestra un color rosado pálido.

Frecuentemente presenta huellas de una fuerte tectonización posterior a la consolidación, que se pone de manifiesto por el desarrollo de fracturas, microscópicas o submicroscópicas.

cópicas rellenas de óxidos de hierro y clorita y por la extinción ondulante del cuarzo.

MINERALES ACCESORIOS

Están representados por zircón y apatito principalmente: a veces hay también magnetita.

El ZIRCON se presenta en cristales idiomorfos de tamaño comprendido entre 50 y 150 micras. Normalmente está incluido en biotita, dando un halo pleocroico; se dispone con su eje cristalográfico *c* paralelo al plano de exfoliación basal de la mica. En muy pocas ocasiones está incluido en cuarzo o feldespatos y algunas de las veces en que esto ocurre, los minerales que lo incluyen han reemplazado a biotitas anteriores, que se encuentran corroídas.

El APATITO es prismático y de color verde pálido, casi incoloro. Aparece en largos cristales que pueden tener varios milímetros de longitud, aunque lo normal es que no sobrepasen las 200 micras. Puede estar incluido en cualquiera de los minerales esenciales.

La MAGNETITA se encuentra dispersa formando cristales cúbicos de pequeño tamaño.

MINERALES ESENCIALES

Se encuentran biotita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, que describimos detalladamente a continuación.

BIOTITA: Es el único melanocrato existente en esta zona interna y constituye menos del 10% de la roca. Es biotita marrón, fuertemente pleocroica, que se encuentra alterada a biotita verde, de tal manera que es mucho más común el producto de alteración que el mineral original. No son raros los cristales parcialmente alterados, en donde coexisten ambos tipos de biotita interestratificados.

Los cristales suelen ser idiomorfos, con un tamaño que puede llegar hasta los 2 mm., aunque no es raro encontrarlos mucho más pequeños y de contornos irregulares, debido a la corrosión sufrida, cuando están incluidos en el seno de minerales leucocratos.

A veces se observan agregados intersticiales de pequeños cristales de biotita entre los minerales posteriormente formados. Algunos de estos agregados pueden haberse

originado por recristalización durante el crecimiento del cuarzo y los feldespatos.

La biotita está fuertemente corroída por el cuarzo y el feldespato potásico. El cuarzo se introduce entre las láminas de la biotita y la sustituye, quedando en ocasiones sólo un «esqueleto» del primitivo cristal.

El feldespato potásico reacciona con ella dando clorita y cuarzo, que forma gotas con apariencia mirmequítica. El hierro liberado queda entre las láminas de la mica y ocupa los intersticios entre los granos. En los contactos entre la biotita y el feldespato potásico no es raro que se forme, por reacción, un estrecho anillo de mica blanca.

La alteración de la biotita es muy intensa y no sólo a causa de la corrosión ejercida por los minerales formados después que ella, sino también por acciones posteriores a la consolidación del material ígneo. Como productos de alteración se forman principalmente clorita y óxido de hierro, que quedan «in situ» o se movilizan y recristalizan rellenoando grietas; también de forman rutilo y titanita.

PLAGIOCLASA: Además de la plagioclasa albitica, procedente de desmezcla peritítica, se pueden diferenciar dos generaciones.

La plagioclasa 1 se presenta en cristales que frecuentemente no superan las 400 micras, aunque en alguna ocasión pueden alcanzar un tamaño de hasta 1 mm. Estos cristales están normalmente maclados con la ley de la albita y se encuentran incluidos en feldespato potásico peritítico o en cuarzo.

Se han hecho determinaciones del contenido en anortita de estas plagioclasas mediante el uso de la platina universal de cinco ejes (método de Rittman). Las composiciones varían entre An₉ y An₁₈, con un valor medio de An₁₂.

Las inclusiones de plagioclasa 1 en feldespato peritítico son generalmente de sección rectangular. El borde de estas inclusiones se encuentra lixiviado con liberación de cuarzo, que queda como una película entre la plagioclasa y el feldespato potásico; este lixiviado produce una albitización de las plagioclasas. Como ejemplos citaremos las siguientes variaciones en la composición zonal de las inclusiones:

Composición original	Borde lixiviado
An ₁₃	An ₂
An ₁₅	An ₄
An ₁₁	An ₀
An ₁₅	An ₀

La plagioclasa 2 aparece en grandes cristales tabulares que pueden tener hasta 6 mm. de largo. Está maclada con la ley de la albita y a veces de albita y periclina.

En ocasiones la plagioclasa 2 crece alrededor de un cristal de plagioclasa 1, que queda incluido en ella; está corroída por el cuarzo y el feldespato potásico y, en sus contactos con este último mineral, presenta bordes lixiviados, con la consiguiente albitización.

La composición de la plagioclasa de la segunda generación es muy semejante a la anterior: el contenido en anortita varía entre 5 y 14%, siendo la media de An₁₁. En los bordes albitizados se han observado variaciones en la composición como las siguientes:

Composición original	Borde lixiviado
An ₁₃	An ₂
An ₁₄	An ₅
An ₁₄	An ₉

Sólo en tres láminas de las estudiadas han sido determinadas plagioclasas con contenidos en anortita superiores a los anteriormente citados concretamente An₂₀, An₂₄ y An₃₀, pero en los tres casos las muestras habían sido recogidas cerca de enclaves más básicos, de los que son frecuentes en la zona de borde del plutón.

No es rara la presencia de pequeños cristales de albita intersticial entre los grandes cristales de feldespato potásico. Parece razonable pensar que esta albita procede de cristales de plagioclasa descalcificados, que han sido comprimidos y aprisionados durante el crecimiento de otros de feldespato potásico; así explica K. R. MEHNERT (1968) el origen de la albita intersticial, sin recurrir a un aporte exterior de sodio.

FELDESPATO POTÁSICO: Es el mineral más abundante; puede llegar a constituir el 50% de la roca. Se trata de ortoclasas peritíticas con algunos indicios de microclinización, como lo demuestra el valor de los ángulos 2V medidos, siempre superiores a 60°, siendo 80°

el valor más frecuente. El ángulo $\chi\Lambda a$ oscila entre 5° y 8° y el $\chi\Lambda(001)$ varía alrededor de 7°. En algún caso se ha medido un ángulo $\chi\Lambda a$ de 18°, que indica la existencia de verdadera microclina.

La pertita se presenta en películas y en manchas. Las manchas de desmezcla generalmente tienen un tamaño comprendido entre 150 y 200 micras.

Los cristales de ortoclasa pueden alcanzar en algún caso extraordinario hasta 1 cm., pero lo normal es que oscilen alrededor de los 5 mm. Incluyen o corroen a plagioclasa y cuarzo, mientras que se observan en el feldespato peritítico golfos de corrosión originados por el cuarzo de la tercera generación.

Entre las inclusiones se encuentra cuarzo cóncavo («concave quartz», MEHNERT, 1968); en este caso es clara la anterior cristalización del cuarzo y su posterior corrosión. Pero otras veces, además, las inclusiones comprenden cuarzo en gotas, que pueden ocupar una parte de las zonas externas del cristal de ortoclasa.

Las inclusiones periféricas de gotas de cuarzo pueden extinguir simultáneamente por grupos, con la apariencia de una textura pseudogranofídica; en ocasiones las gotas incluidas extinguen a la vez que granos de cuarzo de mayor tamaño en contacto con la ortoclasa. En general es difícil de precisar si el feldespato sustituye al cuarzo o es este quien corroee al feldespato, pero ciertamente ambos minerales han crecido en las postrimerías del proceso de consolidación, de forma que pueden crecer juntas y corroerse mutuamente.

CUARZO: Es siempre xenomorfo. Lo hay de varias generaciones ⁽¹⁾, citadas indirectamente al referirnos a otros minerales, todas ellas tardías en el proceso de consolidación magmática.

La primera de las tres generaciones principales (cuarzo 1) está constituida por cuar-

(1) Se excluye el cuarzo originado en los procesos póstumos o tardíos, que no guardan relación inmediata con el de cristalización de la roca. Es habitual en las láminas estudiadas la aparición de pequeñas fracturas rellenas de cuarzo de segregación o hidrotermal, pero son evidentemente posteriores a la solidificación del granito, o al menos a la solidificación de la zona cortical del stock.

zo incluido en ortoclasa, bien en granos con bordes cóncavos, con bordes cóncavos y rectos, o en forma de gotas.

Otra generación importante (cuarzo 2) está formada por el cuarzo en gotas que se encuentra en las zonas externas de los cristales de ortoclasa, formando a veces verdaderas texturas granofídicas.

Por último, el cuarzo 3 está representado por los grandes cristales (de hasta 5 mm.) que corroen o incluyen al feldespato potásico; también por el cuarzo que se introduce en los espacios intergranulares y planos de exfoliación del feldespato potásico.

La cristalización del cuarzo 1, cuarzo 2 y cuarzo 3, de las tres generaciones mencionadas, forma parte de un proceso prácticamente continuo que se puede jalonar según se esté formando ortoclasa o haya dejado de crecer este mineral.

Las pequeñas gotas de cuarzo existentes en los bordes albitizados de las plagioclasas o en los planos de exfoliación de la biotita, originadas por reacción de estos minerales con la ortoclasa, constituyen otra generación de cuarzo, iniciada, como es lógico, con el comienzo de la cristalización de la ortoclasa.

MINERALES ACCIDENTALES

Están representados, sobre todo, por los productos de alteración de los minerales accesorios y esenciales. Entre ellos se encuentran mica verde, óxidos de hierro, titanita, rutilo y clorita procedentes de la alteración de la biotita. Tampoco es raro encontrar mica blanca, resultante de la reacción de la biotita con el feldespato.

La alteración de la plagioclasa es muy intensa y produce sericita, que se presenta en pequeñas pajitas dispersas por el mineral original.

3.1.1.2. Principales conclusiones petrogenéticas

Como resumen, se puede esquematizar de la siguiente manera el proceso de consolidación magmática y la cristalización de los componentes mineralógicos de la facies interna del plutón granítico:

- 1.^o Cristalización del zircón y del apatito.
- 2.^o Cristalización de la biotita, que incluye a los minerales anteriores.

3.^o Formación de las plagioclasas, que se inicia con la aparición de pequeños cristales, una parte de los cuales permanecen como tales de modo que nos aparecen englobados por otros minerales, se sitúan intersticialmente entre cristales posteriores, etc. Raramente, en las facies internas, se han visto indicios de *si neusis* a partir de los cristales de talla reducida. Muchos otros representan el papel de «núcleos» en la subsiguiente cristalización de plagioclasa que da lugar a cristales mayores, crecidos sobre los cristales embrionarios, carentes de zonación.

4.^o Cristalización del feldespato potásico, que corroe y engloba a la biotita y plagioclasa ya formadas. Algo después de iniciado el crecimiento de la ortoclasa comienza a formarse cuarzo, que crece conjuntamente con ella y después.

5.^o Cristalización de cuarzo, que engloba o corroe al resto de los minerales, coincidiendo con la última etapa de la consolidación del magma.

6.^o Posteriormente ha tenido lugar una fase hidrotermal con nueva cristalización de cuarzo y que ocasionaría la alteración de parte de los minerales anteriormente formados (biotita y plagioclasa sobre todo). Probablemente este hidrotermalismo constituye un proceso póstumo en la evolución del stock.

3.1.2. Facies en la zona de borde del stock

La zona de borde es muy variable petrográficamente; la constituyen rocas desde muy ácidas hasta ligeramente básicas, que están distribuidas con poca regularidad.

En general, cuando uno se mueve desde la zona central del granito hacia sus bordes, se observa que gradualmente decrece el tamaño de grano a la vez que se hace más marcada la heterometría, llegando a aparecer una roca porfídica; en ella, a la escala de muestra de mano, se aprecian grandes cristales de forma ovoide de cuarzo y feldespato, que pueden alcanzar un tamaño de

hasta un centímetro, inmersos en una matriz de grano mucho más pequeño, en la que se encuentran los melanocratos, que le dan un color más oscuro. Sólo en ciertos casos se puede adivinar una ligera orientación de los fenoblastos, manifestando una estructura fluidal incipiente. En la zona de contacto se pueden presentar texturas cataclásticas, observables al microscopio por la trituración de la matriz: esta deformación puede ser relacionada tanto con el propio emplazamiento de la roca plutónica como con una tectonización posterior.

La mayor parte de la zona de borde está constituida por este tipo de granito porfídico, cuya composición mineralógica es idéntica a la del granito propio de las facies internas. Sin embargo y de una manera irregular se encuentran diferenciaciones más básicas, entre las que son frecuentes granodioritas, granodioritas porfídicas, cuarzdioritas y dioritas, así como enclaves de la roca encajante. A veces el propio granito porfídico que caracteriza a esta zona del borde, se hace algo más rico en melanocratos, llegando a contener incluso hornblenda, mineral que en ningún caso ha sido identificado en la zona central.

La tupida cubiertavegetal y la intensidad de los procesos edáficos dificultan mucho la delimitación de las distintas variedades petrográficas, con todo es posible asegurar que cada una de las diferenciaciones más básicas ocupa un volumen reducido, ya que su espesor no sobrepasa en ningún caso los 15 m. y su continuidad lateral es siempre pequeña, del orden de decenas de metros. No es raro encontrar zonas relativamente amplias en las cuales alternan, de forma irregular, cuarzdioritas, granodioritas y restos de la roca encajante metamorfizada, con granitos porfídicos e, incluso, con estrechas bandas de granito típico de la zona central. Donde mejor se ha encontrado expuesta esta secuencia ha sido en el camino que, desde el km. 23 de la carretera del pantano de Articutza, desciende hasta Ergoyen; en este corte la tectonización es marcada y la cataclasis, a veces intensa, determina cambios texturales en la matriz del granito porfídico, que presenta abundantes muestras de alteración y removilización hidrotermal.

Es posible que, al menos en parte, la aparición de composiciones granodioríticas y dioríticas representen fenómenos de diferenciación básica producidos dentro de la masa ígnea durante la cristalización magmática; pero el hecho de que se encuentren en muchos casos cerca del borde del stock y a veces en relación con enclaves de la roca encajante, hace pensar que la causa de su formación sea la asimilación por el magma intrusivo de fragmentos de la roca de caja. Esto está apoyado por la presencia en algunas de estas rocas de cordierita y xenolitos de hornblenda y biotita que son productos frecuentes de la asimilación magmática de areniscas y lutitas (TURNER y VERHOOGEN, 1960).

3.1.2.1. Granito porfídico

Está formado por una matriz de composición granítica y fenocristales de feldespato potásico y cuarzo predominantemente, aunque también los puede haber de plagioclasa. La proporción relativa de fenocristales y matriz es muy variable, encontrándose desde rocas de grano fino que aisladamente contienen algún cristal de cuarzo o feldespato de gran tamaño, hasta rocas en las que predominan grandes fenoblastos con una matriz intersticial.

El tamaño de grano de los componentes de la matriz es bastante uniforme; oscila entre 400 y 700 micras. Los fenoblastos tienen un tamaño medio comprendido entre 3 y 5 milímetros, pero no es raro encontrarlos de hasta 1 cm.

MINERALES ACCESORIOS

Los minerales accesorios son, como en el granito común, zircón y apatito. El ZIRCON también se encuentra aquí generalmente incluido en biotita, es idiomorfo y suele dar en las micas un halo pelocroico característico. El APATITO se presenta igualmente incluido en los minerales posteriormente formados, tiene hábito prismático y suele ser de tamaño muy pequeño.

MINERALES ESENCIALES

Son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, principalmente; no es raro, sin embargo, que la hornblenda verde entre

a formar parte de la roca en proporción superior al 5%. Los melanocratos únicamente forman parte de la matriz.

BIOTITA: Es marrón y muy pleocroica; aparece en cristales que rara vez superan las 200 micras. Su alteración a biotita verde y a clorita suele ser menos intensa que la presentada por este mismo mineral en la facies interna. Está fuertemente corroida por los feldespatos y el cuarzo, en los que es frecuente encontrarla incluida. El cuarzo formado en la última etapa de la cristalización suele sustituir a la biotita introduciéndose entre sus láminas de exfoliación.

En algunas ocasiones la biotita aparece en pequeños cristales que se adaptan a la superficie de los grandes granos de cuarzo de forma esferoidal, dando una textura pseudo-orbicular; en estas estructuras globulares, la biotita puede ser el único mineral que rodee al cuarzo o puede existir una capa más interna de pequeños cristales de hornblenda verde. Otras veces la mica negra se presenta en la parte externa de xenolitos, cuyo núcleo está formado por un agregado de pequeños cristales de hornblenda.

HORNBLENDA: No es un mineral siempre esencial. Aparece preferentemente en zonas de transición hacia composiciones más básicas, sobre todo relacionadas con fenómenos de contaminación. El contenido, por tanto, varía de una manera insensible desde algunos cristales pequeños y muy diseminados, hasta áreas de gran concentración.

La elevación en el contenido de hornblenda lleva consigo también un aumento en la proporción de biotita. En ciertos casos de alta concentración de hornblenda la roca deja de tener una composición granítica típica y aparece caracterizada por una relativa abundancia de feldespatos alcalinos y cuarzo, junto a una elevada cantidad de ferromagnesianos.

La hornblenda es de color verde, con pleocroismo en diferentes tonalidades. Las medidas de $2V_x$ dan resultados comprendidos entre 65° y 80° , con un valor medio de 72° ; el ángulo α_{Ac} oscila entre 16° y 18° . De acuerdo con estos valores la composición debe corresponder a la de hornblenda cuyo contenido

en magnesio es del 50-65% del total de (Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn).

Normalmente se presenta en cristales aislados cuyo tamaño no excede de las 300 micras, pero donde hay mayores porcentajes, no es raro que se concentre formando agregados irregulares rodeados por una corona de láminas de biotita. Como ya hemos señalado, esas concentraciones de melanocratos (hornblenda y biotita en este caso) pueden representar xenolitos típicos de la asimilación magmática de areniscas y pizarras. Sin embargo, no se debe despreciar la posibilidad de que se trate simplemente de fenómenos locales de diferenciación magmática favorecidos por el rápido enfriamiento en la zona de borde.

Los xenolitos de hornblenda frecuentemente están muy alterados, apareciendo como productos secundarios óxidos de hierro, calcita, clorita y epidota principalmente

PLAGIOCLASA: Puede formar parte de la matriz y de los fenocristales, aunque es más frecuente lo primero. Cuando aparece en fenocristales, no presenta señales de crecimientos secundarios, que tan frecuentes son en el caso del feldespato potásico y del cuarzo. Los fenocristales, que pueden alcanzar un tamaño de hasta 5 mm., tienen una composición que suele oscilar entre An₁₀ y An₂₀, con la media en An₁₃. No presentan zonación, si bien tienen los bordes corroidos por reacción con el feldespato potásico y el cuarzo, igual que ocurre en el granito con biotita propio del núcleo del stock.

Frecuentemente los granos mayores de plagioclasa no son monocristales, sino que están formados por orientación y agrupación sinéutica de pequeños cristales que presentan una extinción casi uniforme.

En la matriz se encuentra plagioclasa de dos tipos: En cristales de 100 a 600 micras, con maclas de la albita y un contenido en anortita similar al de los fenocristales y, lo mismo que ellos, corroidos por el feldespato potásico y el cuarzo, o bien, albita intersticial o incluida en fenoblastos de microclina.

La albita intersticial frecuentemente contiene cuarzo mirmequítico cuando está en contacto con el feldespato potásico, lo que hace pensar en que la albitización ha sido

originada por reacción con este último mineral y no por un proceso de metasomatismo sódico tardío.

En ocasiones los pequeños cristales de plagioclasa, junto con cuarzo, se agrupan en coronas que rodean a granos ovoides de feldespato potásico; ciertas ramificaciones ameboides de feldespato potásico se introducen entonces entre los granos de la matriz, a la que engloban en parte. En esos casos es también normal que existan inclusiones de albita y cuarzo que se disponen dentro del fenoblasto en zonas concéntricas, correspondientes a las caras cristalinas que limitaron las sucesivas etapas de crecimiento del fenoblasto.

FELDESPATO POTÁSICO: Tanto en la matriz como en los fenocristales puede aparecer como ortoclasa o microclina. La ortoclasa es perítica y anterior en su formación a la microclina; presenta ángulos $2V_x$ que oscilan entre 60° y 80° ; aunque puede formar parte de la matriz, normalmente constituye el núcleo idiomorfo de los fenocristales.

En los fenocristales de feldespato potásico se observa con relativa frecuencia cómo el crecimiento se efectúa por el sucesivo desarrollo de las caras del primitivo cristal, pudiendo apreciarse en el microscopio las trazas correspondientes a las diferentes etapas de la blastesis del mineral. El cuarzo y las plagioclasas, anteriormente formadas, son empujadas hacia la periferia o son parcialmente digeridos y englobados durante la cristalización. El resultado es la aparición, dentro del fenoblasto, de inclusiones de pequeños granos de cuarzo y plagioclasas, alineados en capas concéntricas, que siguen el trazado de caras del cristal y, en la periferia, de una corona formada por agregación de estos mismos minerales, entre los cuales se indentan apófisis de feldespato potásico, en continuidad con el fenocristal.

A veces no se ven inclusiones alineadas y zonadas sino que la parte externa del fenocristal presenta una corona formada por intercrecimiento gráfico de cuarzo y microclina. Según K. R. MEHNERT (1968) esto indica una fase de rápido crecimiento, en un medio rico en volátiles. Normalmente estas zonas

periféricas, en las que se forman las coronas de inclusiones, están formadas por microclina con macla en enrejado.

También en la matriz se encuentra con frecuencia microclina con maclas en enrejado; en este caso su crecimiento es intersticial y corroen a las plagioclasas, formándose a estas algunos bordes mirmequíticos.

A veces la microclina se introduce en los planos de exfoliación de los cristales de plagioclasa a la cual albitiza y reemplaza en parte.

Según V. MARMO (1971, p. 171) la única manera por la que se puede formar microclina sin la previa cristalización de feldespato monoclinico es el reemplazamiento metasomático de plagioclasa por feldespato potásico. Este metasomatismo lleva consigo la seritización de la plagioclasa de tal forma que, cuanto más avanzado esté el proceso, más sericitica será esta. En casos de reemplazamiento muy avanzado se puede formar albita secundaria no alterada.

En nuestro granito porfídico se puede observar este fenómeno de reemplazamiento en diversas de sus etapas de desarrollo, desde pequeñas manchas de microclina que corroen ligeramente a grandes plagioclasas fuertemente seritizadas, hasta las inclusiones de albita que han quedado en la auréola de los fenocristales de feldespato potásico.

Muchos de los petrólogos transformistas tratan de ver en el crecimiento metasomático de los feldespatos en granitos porfídicos una prueba del mismo origen para toda la masa ígnea. Pero, en éste lo cierto es que sólo se observa el reemplazamiento como una fase final de la cristalización del granito cerca de la roca encajante (TURNER y VERHOOGEN, 1960). El crecimiento metasomático de los porfidoblastos a temperaturas relativamente bajas, en la zona de la cúpula de la intrusión ígnea, puede estar favorecida por la existencia de una fase fluida residual rica en potasio. El potasio podría ser un excedente de la consolidación del propio magma, o bien representar un enriquecimiento secundario por asimilación de material arcilloso de la roca adyacente al granito.

CUARZO: Se pueden diferenciar al menos dos generaciones. La primera está formando siempre parte de la matriz en pequeños granos

dispersos, a veces incluidos en la parte externa de los fenoblastos de feldespato potásico.

En la segunda generación este mineral se presenta de diferentes maneras. Una de ellas es el cuarzo intersticial que cristaliza en los espacios intergranulares o aprovechando superficies de exfoliación de minerales anteriormente formados.

Pero el cuarzo 2 también puede formar fenocristales de dos tipos. Frecuentemente son grandes granos globulosos, con bordes ameboides, que a veces engloban parcialmente, en su zona más extensa, a pequeños cristales de la matriz, incluida la microclina. El otro tipo está representado por grandes cristales, también esferoidales, que no tienen un borde ameboides sino neto y que están rodeados por una capa discontinua de pequeños cristales de biotita y/o hornblenda, con una textura pseudoorbicular.

D. FLINN (1969) estableció de un modo estadístico que los granos cristalizados a partir de una masa fundida tienden a localizarse en contacto con fases de diferente naturaleza a fin de conseguir una mínima energía interfacial. Esto se consigue mediante la diseminación del cristal en el seno de la matriz o bien por la formación de grandes cristales únicos para disminuir la superficie total de los contactos entre cristales de la misma fase.

La posibilidad apuntada podría explicar la aparición de cuarzo intersticial y los fenocristales ameboides; en estos últimos, los brazos que se introducen entre la matriz podrían representar los caminos seguidos por el cuarzo para integrarse al cristal único.

Sin embargo, en el caso de las texturas pseudoorbitales no puede ser aplicado el modelo anterior, ya que la disposición periférica de los cristales de biotita y hornblenda requiere la previa individualización del grano de cuarzo. Esta textura podría tener su origen en la separación precoz de dos fases diferentes si la presión de vapor llega a ser superior a la litostática en la zona superficial de la masa ígnea (W. I. PHILLIPS, 1973). Se consigue entonces la individualización de pequeñas masas globulares, ligeramente enriquecidas en componentes volátiles, lo que rebajaría su

temperatura de cristalización, con la consiguiente formación de grandes cristales, compatibles con la tendencia a disminuir el potencial químico; la tensión superficial de estas masas globulosas impide la incorporación a su interior de los cristales de biotita y hornblenda y determina la disposición tangencial de los mismos en el borde del cristal del cuarzo.

MINERALES ACCIDENTALES

Los productos de alteración más frecuentes que proceden de los minerales esenciales son rutilo, clorita, titanita, epidota, calcita, óxidos de hierro y sericita. A veces se encuentra también cuarzo removilizado.

3.1.2.2. Granodioritas

Tienen un tamaño medio de grano que oscila entre 500 micras y 1 milímetro. Normalmente son equigranulares, pero a veces presentan textura porfídica, en la que los fenocristales son de plagioclasa exclusivamente.

Los únicos melanocratos presentes son hornblenda y biotita. La HORNBLENDA es verde y generalmente muy abundante; los cristales pueden alcanzar un tamaño de hasta 1 mm. y otras veces se encuentran formando agregados, iguales a los descritos en el caso del granito porfídico.

BIOTITA: Es marrón y muy pleocroica. Puede llegar a ser menos abundante que la hornblenda y está, normalmente, corroída por los feldespatos y el cuarzo y muy alterada a clorita y óxidos de hierro.

PLAGIOCLASA: Es el leucocrato más abundante. Se presenta en cristales hipidiomorfos que pueden alcanzar más de 1 mm. de tamaño. Su composición oscila entre An_{20} y An_{30} , siendo las más frecuentes las situadas alrededor de An_{25} . A veces están ligeramente zonadas, variando la composición en un mismo cristal desde An_{25} en el centro hasta An_{15} en los bordes. Suelen estar corroídos por el cuarzo y el feldespato potásico, presentando en ocasiones bordes mirmequíticos.

FELDESPATO POTÁSICO: Es mucho menos abundante que la plagioclasa. Se trata de ortoclasa peritítica en cristales xenomorfos, cuyo tamaño no suele sobrepasar las 500 micras.

CUARZO: Es el mineral que alcanza a cristalizar más tardíamente y se puede presentar en granos xenomorfos o bien en pequeños cristales intergranulares. Normalmente suele dar extinción ondulante.

Como minerales accesorios puede haber en estas rocas zircón y apatito.

La alteración es muy fuerte en los melanocratos y plagioclasas; éstas están a veces tan seritizadas que resulta imposible la distinción de sus maclas polisintéticas. Los productos de alteración de los melanocratos son muy numerosos y frecuentemente no se encuentran «in situ» sino que han sido movilizadas y rellenan grietas o impregnan la superficie de otros granos; entre ellos normalmente se pueden distinguir clorita, epidota, zoisita, calcita, titanita, rutilo y óxidos de hierro.

3.1.2.3. Dioritas

Se presentan al microscopio como un entramado de cristales tabulares de plagioclasa fuertemente zonada, entre los que hay, en ocasiones, grandes cristales de piroxeno y anfíboles que pueden alcanzar 3 ó 4 mm. de tamaño.

La **PLAGIOCLASA** es andesínica, con una composición que oscila entre An35 y An40, aunque no es raro encontrar cristales con hasta un 50% de contenido en anortita. Normalmente está zonada.

El piroxeno es **AUGITA** y suele estar incluido en hornblenda, lo cual demuestra su anterior formación. En ocasiones se encuentran grandes cristales, muy corroidos en sus bordes por la plagioclasa, con un núcleo formado por piroxeno que hacia su parte externa pasa a hornblenda verde.

La **HORNBLENDA** es el más abundante de los ferromagnesianos, siempre es de color verde y aparece tanto en grandes cristales como en otros más pequeños, distribuidos por toda la roca.

La **BIOTITA** no suele ser abundante; es biotita marrón, normalmente muy desferrificada y alterada a clorita.

A veces hay pequeñas cantidades de **CUARZO** intersticial, que produce grandes golfos de corrosión en el resto de los minerales. La cantidad de cuarzo es en algunos

casos superior al 5%, lo que permite entonces clasificar a esas rocas como *cuarzodioritas*.

Como minerales accesorios suelen encontrarse zircón y apatito. Sólo en una muestra hemos podido detectar *cordierita*, como componente accesorio de estas rocas. Los productos de alteración son muy abundantes y entre ellos se encuentran los característicos de este tipo de rocas (titanita, epidota, óxidos de hierro, rutilo, etc.).

3.1.2.4. Enclaves y rocas filonianas en el stock de Peñas de Aya

Cerca del contacto con la roca encajante es normal la presencia de pequeños enclaves, en los que generalmente no se observan síntomas de digestión y ni siquiera ha sido borrada la estructura esquistosa original.

El metamorfismo térmico no ha sido muy fuerte, y en los enclaves se encuentran rocas de la facies de corneanas con hornblenda, semejantes a los de la zona interna de la aureola de contacto. La asociación más frecuente en rocas pelíticas es cuarzo-mica blanca-biotita-cordierita, a veces también aparece plagioclasa sódica. La cuestión de la evolución de metamorfismo térmico será tratado más adelante (epígrafe 3.2.).

Existen pequeños filones de pegmatita encajados tanto en el granito, sobre todo en la zona de borde, como en la roca encajante, cerca del contacto con el stock. Estos filones tienen poca potencia, no sobrepasan los 5 m. de espesor, y escasa continuidad lateral. Su composición mineralógica es muy simple; suelen estar formados casi exclusivamente por cuarzo y feldespato potásico crecidos conjuntamente en una estructura gráfica. Entre los grandes cristales granofídicos se disponen otros tabulares de tamaño muy inferior de plagioclasa albitica. Como minerales accesorios contienen turmalina verde y moscovita.

Mucho más aparentes que las pegmatitas, tanto por su frecuencia como por las características del afloramiento, son los filones de cuarzo. Encajan casi siempre en el Carbonífero, a veces lejos del granito, aunque lo normal es que lo hagan cerca de él; alineándose paralelamente al contacto del stock; tal como

ocurre cerca del borde occidental de este, en los sectores de Alzacogaña y Usategieta.

Estos filones tienen una potencia de aproximadamente 10 metros y son subverticales. Están formados casi exclusivamente por cuarzo, con cantidades subordinadas de moscovita y óxidos de hierro, pueden estar presentes pequeñas cantidades de feldespatos normalmente caolinizados. No son raras las mineralizaciones asociadas de óxidos y sulfuros, que han sido en alguna ocasión motivo de explotaciones en la actualidad completamente abandonadas.

3.1.2.5. Conclusiones petrogenéticas sobre las facies de borde

En conjunto, la composición de la zona de borde del stock es muy similar a la facies interna, si bien se observan inclusiones con una mineralogía que refleja un mayor contenido en ferromagnesianos.

Se podría pensar que estas concentraciones más básicas fueran debidas a fenómenos de contaminación, o bien suponer la existencia de dos intrusiones diferentes, una ocupando la zona central y otra el borde actual del cuerpo intrusivo. Sin embargo, según el modelo planteado por W. J. PHILLIPS (1973), parece lógico que la variedad litológica de la zona periférica sea producto de una diferenciación temprana debida a la intrusión en una posición superficial, en la que la presión de vapor fuera superior a la presión de carga: ello acarrearía la separación de dos fases, una más rica en ferromagnesianos que cristalizaría dando rocas de composición más básica, y otra rica en volátiles, que sería de composición granítica y que provocaría la formación de granitos porfidoblásticos; la fase residual sería la causante de la actividad neumatólica e hidrotermal que origina los filones de tipo pegmatítico instruidos en la aureola de contacto y la alteración metasomática de los minerales de metamorfismo formados en la roca encajante.

En resumen, la evolución esquemática de la zona de borde del stock sería como sigue:

- 1.º Separación de los líquidos inmiscibles en una zona superficial por descenso de la presión de carga.
- 2.º Cristalización de los principales cons-

tituyentes(1), dando una roca con un tamaño de grano menor que el de la facies interna por un descenso más rápido de la temperatura. De esta primera cristalización, en la que se formaría la matriz de las rocas porfidoblásticas, queda un residuo rico en volátiles, entre los cuales habría potasio y SiO_2 , que permanecerían sin incorporar por completo a las fases minerales.

- 3.º Al descender la temperatura el potasio y la sílice se incorporan metasomáticamente a las fases minerales anteriormente formadas, provocando el crecimiento blástico del feldespato potásico y del cuarzo cristalizados con la matriz. Simultáneamente se registra la formación de microclina y cuarzo en disposición intersticial.
- 4.º Otra parte de los componentes residuales volátiles actúan sobre la roca encajante, en la medida en que la permeabilidad de ésta lo permite y producen alteración hidrotermal en ella. El resto aprovecha fracturas y se introduce por ellas para solidificar en forma de filones de composición pegmatítica.

3.1.3. Aureola de contacto del stock

La aureola de contacto que envuelve al stock de Peñas de Aya tiene un desarrollo muy variable. Normalmente, por lo que se deduce de los cortes realizados, no sobrepasa en muchos el centenar de metros de espesor, si bien su límite externo es en la mayoría de los casos difícil de precisar por cuanto, a escala más amplia, las sucesiones del Carbonífero manifiestan un ligero metamorfismo térmico, en muchos casos similar en intensidad al presentado por las corneanas.

Junto al pantano de Articutza se incrementa la extensión de afloramiento de la aureola, pero ese sector se sitúa precisamente en la cúpula del granito, como se manifiesta por la disposición del contacto granito-aureola, que se hunde hacia el S.

(1) Para el orden de cristalización véanse los epígrafes 3.1.1.2. y 3.1.2.1.

Las isogradas de la aureola se disponen concéntricamente al stock, aunque con ciertas irregularidades. En la zona más interna se desarrollan asociaciones minerales indicativas de la facies de corneanas con hornblenda, hecho normal para este tipo de intrusiones: pero en ciertas ocasiones las rocas inmediatamente en contacto con el granito no reflejan un metamorfismo tan intenso, hecho que se puede interpretar como indicio de que la aureola ha sido laminada, ya sea durante el propio proceso de encajamiento del granito, que podría haberse efectuado en varias etapas, o a causa de deformaciones posteriores ligadas a esfuerzos tectónicos regionales. En cualquier caso, los espesores actualmente visibles de la aureola de Peñas de Aya, no se encuentran seriamente afectados por la tectonificación posterior al encajamiento del stock.

3.1.3.1. Las corneanas de Peñas de Aya y sus asociaciones minerales

En la zona externa de la aureola, el metamorfismo de contacto empieza a ponerse de manifiesto con la aparición de pizarras moteadas, con motas que van variando su composición según su proximidad al stock, es decir conforme aumenta el grado de metamorfismo.

En el estadio metamórfico más bajo las motas están constituidas exclusivamente por pequeñas concentraciones de óxido de hierro con forma ovalada y alargadas miméticamente según la foliación más generalizada a escala regional (S_1). A medida que la recristalización se va haciendo más intensa, el interior de las motas aparece ocupado por agregados desorientados con asociaciones que van desde cuarzo-albita-clorita hasta biotita roja-andalucita: el óxido de hierro primitivo va quedando reducido, en las motas nucleadas, a una aureola, cada vez más pequeña.

Con la proximidad del granito las rocas se van haciendo cada vez más compactas, sin que se llegue a perder su estructura esquistosa original. El aumento de tamaño de los minerales micáceos proporciona a las rocas un aspecto satinado, sin que habitualmente lleguen a distinguirse a simple vista los minerales originados en el metamorfismo tér-

mico. Solo cerca del contacto con la roca intrusiva se pueden observar, en algunas ocasiones, corneanas con andalucita, en las que este mineral ha alcanzado un extraordinario desarrollo, encontrándose cristales de más de 5 cm., dispuestos desordenadamente.

En la inmediata vecindad del stock existe una zona que no suele sobrepasar el metro de espesor en la que hay señales de asimilación. Allí, las rocas tienen un aspecto compacto y en ellas se ha perdido toda traza de su anterior estructura: se forma, en tales casos, un entramado visible de pequeños cristales de feldespato, de un tamaño próximo al milímetro, desorientados entre una mesostasis de color oscuro con tonalidades verdosas. El examen microscópico revela la abundancia de fenoblastos de plagioclasa (alrededor de An_{30}) y, en ocasiones, de hornblenda verde; la mesostasis se compone de cuarzo intersticial, biotita verde, clorita y cordierita. La acción hidrotermal ha sido muy intensa en estas rocas, con formación de turmalina y apatito: también se encuentran gran cantidad de productos de alteración, tales como epidota, calcita, sericita, etc., que impregnan a los minerales originales, haciendo muy difícil su identificación.

PRINCIPALES ASOCIACIONES MINERALES

Salvo en el mismo contacto en donde aparecen normalmente las rocas que acaban de ser descritas, en la aureola se suelen encontrar asociaciones mineralógicas que permiten agrupar a las corneanas en dos facies: las facies de corneanas con albita-epidota, en la zona externa, y la facies de corneanas hornbléndicas en la zona más interna de la aureola.

La facies de corneana con albita epidota está más ampliamente desarrollada que las corneanas hornbléndicas, ya que éstas, cuando se conserva, se limitan a los 25 metros más internos. En el sector de Articutza, es donde se observa un mayor desarrollo superficial de las rocas más metamorfizadas, debido a la geometría del afloramiento según ha sido expuesto.

Las asociaciones minerales presentes se caracterizan por la constante presencia de cuarzo y moscovita. Además de estos dos minerales, las asociaciones más frecuentes que

se observan, siempre en rocas de composición originalmente pelítica, son:

a) *Facies de corneanas con albita-epidota.*

- Clorita - óxido de hierro
- Clorita - óxido de hierro - epidota
- Clorita - albita
- Albita - epidota
- Albita - biotita
- Biotita - clorita

b) *Facies de corneanas hornbléndicas.*

- Biotita - andalucita
- Biotita - cordierita
- Andalucita - cordierita

Superpuesta a la fase de metamorfismo térmico suele haber otra, no muy intensa de carácter hidrotermal, en la que cristalizan turmalina marrón y verde en cristales que no sobrepasan normalmente un tamaño de 200 micras; se provoca, además, la alteración de los minerales anteriormente formados, produciéndose clorita, óxidos de hierro, sericita, titanita y rutilo. En relación con esta acción hidrotermal se forman también venillas rellenas de cuarzo y pinnita.

La cristalización ligada al metamorfismo de contacto es posterior a la formación de las dos esquistosidades principales observables a escala regional; dichas esquistosidades son parcialmente obliteradas por la blastesis de nuevos minerales, que crecen desordenadamente. Sin embargo, en algunas ocasiones se puede asegurar que en medio del proceso metamórfico se sitúa una etapa cinemática, en la cual se desarrolla esquistosidad de fractura. Algunos ejemplos han sido puestos de manifiesto en relación con la evolución metamórfica de las motas de óxido de hierro; estas concentraciones de hierro se formaron con anterioridad al desarrollo de la esquistosidad de fractura aludida y son atravesadas por ella; posteriormente el metamorfismo progresivo determina el crecimiento sobre la marcha y a expensas de su concentración en hierro, de biotitas y cloritas desorientadas y peciloblásticas, en cuyo interior hay reliquias de la esquistosidad de fractura y de las anteriores (fig. 21).

Con posterioridad a la blastesis principal del metamorfismo de contacto existe una deformación por aplastamiento («flattening»),

que se pone de manifiesto sobre todo en las relaciones texturales de la andalucita; debe guardar relación con el propio encajamiento del stock (fig. 22).

DESCRIPCION MINERALOGICA

CUARZO: Normalmente procede de la recristalización de granos detríticos existentes en la roca original. Con el metamorfismo creciente suele cambiar sus rasgos texturales: en la auréola externa presenta bordes indentados y los granos están alargados en el sentido de la esquistosidad más manifiesta (S_1) y, a medida que aumenta el grado metamórfico con la proximidad al granito, los granos, se van haciendo más equidimensionales, dejan

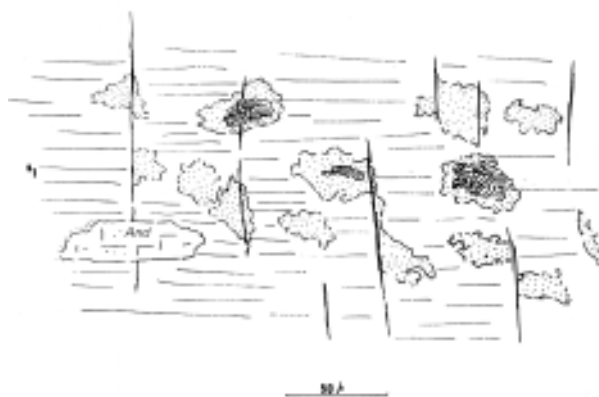


Fig. 21. Esquema mostrando la relación de las motas de óxido de hierro (algunas parcialmente sustituidas por biotita) con la esquistosidad de fractura. Corneanas de la auréola de contacto del stock de Aya.

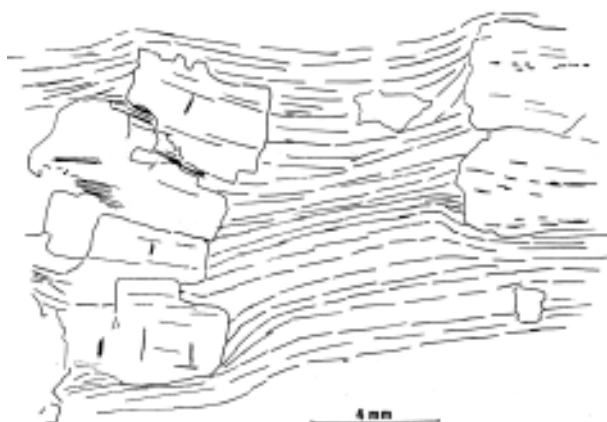


Fig. 22. Esquema mostrando la disposición de grandes cristales de andalucita con deformación por aplastamiento («flattening»).

de tener extinción ondulante y los bordes se hacen más rectos, formándose numerosos puntos triples cuando se ponen en contacto varios cristales del mismo mineral. En la aureola interna se suelen encontrar granos de contorno poligonal con inclusiones grafitosas, que dibujan las esquistosidades originadas anteriormente al metamorfismo de contacto.

También se encuentra cuarzo formado en relación con una etapa hidrotermal tardía. En ese caso aparece en pequeños cristales poligonales que rellenan pequeñas fracturas.

MOSCOVITA: Lo mismo que en el caso del cuarzo, la moscovita procede sobre todo de la recristalización de los minerales arcillosos de origen detrítico, que están orientados y recrecidos según S_1 ; por eso es frecuente encontrarse a este mineral mimetizando a esta esquistosidad. Cuando se pone de manifiesto S_2 , esquistosidad de crenulación, suele aparecer la moscovita formando arcos poligonales.

Con el aumento del metamorfismo térmico, la mica blanca, que en la aureola externa escasamente llega a tener un tamaño de 100 micras, va presentándose en cristales cada vez mayores, a la vez que deja de estar orientada según S_1 y aparece en agregados desorientados en los cuales se pueden dar láminas desordenadas que alcanzan hasta 600 micras.

ALBITA: Puede proceder de la recristalización de feldspatos detríticos, pero normalmente aparece en pequeños cristales peciloblásticos de tamaño generalmente inferior a las 300 micras, con bordes lobulados e inclusiones de cuarzo. En algunas ocasiones presenta maclas polisintéticas.

Las determinaciones efectuadas para calcular su contenido en calcio revelan que, en general, suelen ser inferiores a An_5 y lo más común es encontrar composiciones entre An_0 y An_2 .

Su alteración hidrotermal es muy intensa provocando la formación de pajillas de sericita que ensucian la superficie de los cristales.

CLORITA: Se ha formado como mineral de

metamorfismo en la facies de corneanas con albíta-epidota; su desaparición al elevarse la temperatura, favoreciendo la formación de cordierita, marca el límite inferior de las rocas que hemos considerado como pertenecientes a la facies hornbléndica.

Suele aparecer en pequeños cristales que, en lámina delgada, presentan pleocroísmo en color verde pálido, que va creciendo en intensidad con el aumento del metamorfismo. Generalmente están orientados al azar, pero pueden al igual que la moscovita, disponerse paralelamente a las esquistosidades antiguas, mimetizándolas.

También puede ser un producto de retro-metamorfismo o proceder de la alteración hidrotermal de la biotita. Entonces puede aparecer interestratificada con dicho mineral y contener inclusiones de rutilo y óxido de hierro (este último mineral dispuesto según los planos de exfoliación) procedentes de esa alteración.

Por último, se puede encontrar clorita rellorando pequeñas fracturas de origen hidrotermal; se trata entonces de cristales radiales de pinnita con color verde claro, casi incoloros, y con color de interferencia azul.

EPIDOTA: Se manifiesta siempre en pequeños agregados irregulares muy sucios que están desorientados. Su color de interferencia suele ser elevado.

BIOTITA: Sus características varían con el incremento del grado de metamorfismo. En la parte más externa de la aureola aparece en pequeños cristales pleocroicos de color verde y a medida que uno se acerca al plutón empiezan a aparecer biotitas que, al principio, tienen color marrón pálido, para acabar, en la zona más interna, formándose grandes cristales desorientados de color rojo intenso y muy pleocroicos, que llegan a alcanzar un tamaño de hasta 1 mm.

Es frecuente la alteración hidrotermal de la biotita, dando clorita, rutilo y óxido de hierro, como productos más frecuentes de esa alteración.

ANDALUCITA: Sólo aparece en relación con las corneanas hornbléndicas, en la zona más interna de la aureola. Al principio se suele presentar en pequeños cristales peciloblásti-

cos de contornos irregulares, que contienen inclusiones grafitosas y micáceas, para ir después, en zonas de mayor grado metamórfico, pasando a formar cristales idiomorfos de andalucita que pueden alcanzar un tamaño enorme. En el sector de Articutza afloran corneanas con andalucita en las que se pueden ver cristales prismáticos de este mineral que alcanzan casi los 10 cm. de longitud: alrededor de estos cristales se suele presentar un ligero «flattening», que se supone relacionado con el aplastamiento de la roca encajante en la zona de bóveda del granito por efecto de la propia intrusión.

CORDIERITA: Es un mineral siempre difícil de identificar, no sólo por sus propias características, sino también porque suele encontrarse muy alterado a minerales micáceos.

Habitualmente es peciloblástico y presenta contornos irregulares, contiene inclusiones de otros minerales y raramente aparece en maclas cíclicas. Su ángulo $2V_x$ oscila alrededor de los 80° .

3.1.3.2. Consideraciones sobre el desarrollo y evolución de la aureola

Dos hechos importantes han de ser tenidos en cuenta al tratar el problema de la evolución del metamorfismo de contacto en relación con la intrusión granítica: el grado metamórfico alcanzado por las rocas de la aureola y el espesor de la misma.

El grado metamórfico alcanzado (facies de corneanas hornbléndicas) es el normal en este tipo de intrusión. Como es sabido, en las rocas situadas en contacto directo con el cuerpo intrusivo no se alcanza una temperatura superior al 60% de la del propio magma más aquella a la que se encontraban las rocas encajantes antes de la intrusión: de tal manera que suponiendo que el magma granítico tuviera una temperatura original entre 700° y 800° y la intrusión se realizara a una profundidad de 5-6 km., se alcanzarían en dicho contacto los 600° - 650° C. (JAEGER, 1957; *in* WINKLER, 1974).

En el caso que nos ocupa la intrusión debió de ser poco profunda, dada la posición estratigráfica de los materiales encajantes, con lo cual las temperaturas en el contacto serían algo más bajas que las anotadas, pe-

ro todavía se estaría dentro del intervalo de temperaturas que caracterizan a la facies de corneanas hornbléndicas propias de los 530° a 610° C, a presión de 1000 bars (aprox. 4 km. de profundidad).

A partir de esa temperatura de borde (la más alta de la auréola) y teniendo en cuenta la amplitud del afloramiento, se puede ensayar la reconstrucción aproximada de las isogradas alrededor del stock.

En efecto, la anchura cartográfica mínima del plutón es de unos 4 km. y la temperatura del magma no debía ser muy superior a 700° C. Si la profundidad de encajamiento era de unos 2 km., la temperatura propia de las rocas para un gradiente geotérmico normal sería de unos 60° .

De acuerdo con estos datos y conforme a valores generalmente aceptados (WINKLER, 1965, p. 59), a unos 400 m. del contacto, la roca encajante llegaría a alcanzar algo más de 400° C. Por otra parte, las corneanas con albíta-epidota comienzan a formarse a partir de 400° C, aproximadamente, lo que vendría a concluir que las facies de la aureola podrían prolongarse teóricamente hasta casi 400 m. del borde del plutón.

Sin embargo, la aureola del stock de Peñas de Aya, por término medio, no deja ver efectos apreciables de metamorfismo de contacto a más de 100 m. del granito. Por otra parte, las facies de corneanas con hornblenda, aunque desigualmente repartidas no tienen un desarrollo superior a los 25 m. de espesor.

De acuerdo con todo lo anteriormente expuesto, es necesario hacer algunas observaciones acerca de las causas que puedan haber contribuido al desarrollo aparentemente anormal de la aureola de Peñas de Aya. De entre estas causas, las más destacables parecen ser las siguientes:

1. Temperatura de intrusión bastante baja.
2. Emplazamiento superficial.
3. Intrusión no realizada en una sola etapa.

Analizaremos someramente, una tras otra, estas tres posibilidades.

Es posible que la temperatura del magma

en el momento de su emplazamiento fuera inferior a los 700° C supuestos anteriormente, con lo cual el flujo de calor hacia el medio circundante habría sido relativamente bajo; MARMO (1968) indica la posibilidad de formación de granito en un medio hidrotermal a temperaturas inferiores a 650° C (incluso del orden de 400-500° C), pero en este caso no hay pruebas para admitir tal proceso. No obstante, cabe que un magma rico en elementos volátiles y H₂O pueda alcanzar, aún en estado fundido, temperaturas por debajo de los 700°-800° C, supuestamente normales para magmas graníticos; esto puede influir en el escaso desarrollo de la aureola de contacto de Peñas de Aya.

Por otra parte, la intrusión pudo hacerse en niveles muy próximos a la superficie, con el doble efecto de que las pérdidas de calor podrían haber sido importantes y que la roca encajante se encontraría originalmente a temperaturas bajas (del orden de 60° C a 2 km. de profundidad). Es un hecho indudable la superficialidad de emplazamiento del granito de Peñas de Aya, no hay que olvidar que intruye en los materiales estratigráficamente más altos de las sucesiones paleozoicas; efectivamente, el Carbonífero en su totalidad no debe exceder los 2.000 m. y esto incluyendo el posible incremento del espesor primitivo por efecto de las deformaciones sufridas en las fases de deformación anteriores a la intrusión. Como consecuencia, las pérdidas de calor de la masa ígnea debieron ser considerables y el enfriamiento relativamente rápido.

Finalmente, en relación con la tercera de las causas invocadas puede indicarse que el magma pudo haber sido emplazado primeramente en una zona más profunda y más tarde, a temperatura más baja, haber ascendido hasta el nivel de encajamiento actual. Como se ha señalado en el epígrafe 3.1.3.1., al describir las corneanas de la aureola, una esquistosidad de fractura se ha desarrollado localmente, mientras las rocas sufrían los efectos derivados de la proximidad del cuerpo ígneo. Las primeras motas de óxidos de hierro están deformadas por la esquistosidad de fractura, mientras que los minerales de mayor temperatura, crecidas sobre la mota, obliteran dicha esquistosidad. Creemos admisi-

ble que tal esquistosidad se relacione con la presión generada en una segunda etapa de encajamiento del granito.

En definitiva, el reducido espesor de la aureola parece controlado por la baja temperatura del magma intruido, menor que 700° C (?), la temperatura de intrusión siendo a su vez dependiente del apreciable contenido en volátiles y de la escasa profundidad de emplazamiento (menos de 2 km. de profundidad). A todo esto hay que añadir la verosímil posibilidad de que el ascenso ocurriese en más de una pulsación.

3.1.4. Edad de la intrusión

No se tienen datos de edad absoluta que permitan definirse acerca del momento en el cual se realizó el emplazamiento del granito de Peñas de Aya, pero se pueden hacer algunas consideraciones sobre la edad de intrusión, en relación con la edad de los materiales encajantes y la de las fases de deformación existentes.

La disposición cartográfica del stock es la de un cuerpo alargado con su eje mayor de dirección N45E, aproximadamente. La geometría primitiva está modificada por el juego de la falla de Aritxulegui, falla que controla en buena medida la distribución de las facies mesozoicas, desde el Jurásico hasta el Cretácico superior.

El stock de Peñas de Aya tiene un trazado semejante al de otras estructuras mayores de la región, tales como el antiforme compuesto de Aranaz, cuyo núcleo se sitúa en un extenso afloramiento de calizas que aparece como resultado de la superposición de plegamientos; el eje mayor del plutón parece congruente con el máximo estadístico de distribución de los pliegues de la segunda fase de deformación hercínica (anteestefaniense). Sin embargo, los cristales peciloblásticos de la aureola del granito engloban a una esquistosidad de crenulación, groseramente paralela a los pliegues de la segunda fase, además de a la esquistosidad de primera fase.

Desgraciadamente los conglomerados estefanienses afloran lejos del granito y no pueden establecerse relaciones entre uno y otros. Sí sabemos que las fases de deformación mencionadas no afectan al Estefaniense.

Por todo lo expuesto y teniendo en cuenta la edad del material encajante (epígrafe 2.1.2.), la intrusión debió ocurrir después del Namuriense y probablemente antes del Estefaniense. En nuestra opinión el granito de Peñas de Aya puede considerarse como tardío o postcinemático, pero ciertamente hercínico.

3.2. RASGOS METAMORFICOS DE LAS SUCESIONES PALEOZOICAS

Las rocas que constituyen la sucesión esquistosa de Cinco Villas conservan aún muchas de sus características sedimentarias, y como tales las hemos descrito en el epígrafe 2.1.2. No obstante, en ellas se presenta, de manera generalizada, una esquistosidad (S_1) de flujo, que es bastante penetrativa y atraviesa, incluso, charnelas de pliegues isoclinales; los minerales aparecen entonces recristalizados y orientados paralelamente a S_1 .

El crecimiento sincinemático de minerales respecto a S_1 hace necesario considerar la existencia de un metamorfismo dinamo-térmico.

Sin embargo, el grado metamórfico ha sido tan bajo que básicamente produce una recristalización de los minerales preexistentes, sin que aumente su tamaño de forma ostensible, lo que dificulta enormemente el estudio de las texturas metamórficas y la determinación microscópica de las asociaciones minerales presentes.

Las condiciones son tales que, inmediatamente después de producidos los pliegues de F_1 , o bien, llegados a un cierto grado de evolución de los mismos, se desarrollan cizallas que forman un bajo ángulo con las superficies axiales y que determinan la tectonización de los flancos. En relación con ellas se originan texturas cataclásticas y, en ocasiones, se llegan a formar verdaderas milonitas.

Los planos axiales de los pliegues P_1 y las cizallas subsecuentes son plegadas por los pliegues P_2 , a los que se asocia una esquistosidad de crenulación en los niveles pelíticos. En relación con esta nueva esquistosidad no hay recrecimiento de minerales, pues a lo sumo se observan reorientaciones de los minerales micáceos hasta disponerse paralelamente a las superficies de esquistosidad

S_2 ; sólo en algunas ocasiones se ha observado un «tectonic-banding» originado por concentraciones diferenciales de cuarzo en las charnelas de los micropliegues.

Todavía, en algunos casos parece existir un recrecimiento de minerales post- S_2 que sugiere la posibilidad de una última fase de metamorfismo térmico, contemporáneo quizás de una débil actividad hidrotermal.

METAMORFISMO DINAMO-TERMICO

Es conocida la dificultad que presenta la delimitación del estadio más bajo de metamorfismo, al no estar bien establecidos sus límites con la diagénesis. Tiene que existir un paso gradual desde la diagénesis al metamorfismo al aumentar la carga y la temperatura, pero es difícil separar, en el estadio metamórfico más bajo, los cambios que se producen en las rocas como consecuencia de uno y otro proceso, ya que gran parte de ellos son comunes a ambos; muchas veces es necesario recurrir a criterios no puramente mineralógicos para definir el inicio de un proceso metamórfico.

En las rocas que constituyen la sucesión esquistosa del Macizo de Cinco Villas nos encontramos ante un caso en el que resulta problemática la consideración del metamorfismo (eventual reorganización diagenética avanzada?) a que han llegado a estar sometidos los sedimentos. En dichas rocas se ha desarrollado una verdadera esquistosidad y en relación con ella se ha originado una reorientación y crecimiento sincinemático de algunos minerales: pero la propia naturaleza de los minerales de neoformación, y el reducido tamaño de sus granos, impiden la determinación microscópica de los mismos, y el conocimiento del grado de cristalinidad alcanzado. Aparte de cuarzo, los únicos minerales de neoformación reconocibles en lámina delgada son los micáceos, para cuya determinación precisa se requieren técnicas especiales, con ayuda de Rayos X.

Precisamente, basándose en el estudio de la fracción arcillosa, B. KUBLER (1966) definió la zona de anquimetamorfismo (límite inferior del metamorfismo), utilizando como único criterio el grado de cristalinidad de la illita.

De acuerdo con las constantes establecidas por B. KUBLER, H. HEDDEBAUT (1973) ha estudiado la fracción arcillosa de un centenar de muestras escogidas en el Devónico que aflora en el Macizo de Aldudes.

H. HEDDEBAUT ha revelado la presencia de illita, clorita y paragonita en el Devónico inferior; de illita, pirofilita, allevardita y paragonita en el Devónico medio, y de illita, clorita, pirofilita y allevardita en el Frasnense. Se mantienen pues asociaciones semejantes a cualquier nivel de la serie esquistosa y todas ellas son típicas de un metamorfismo de grado muy bajo, que puede incluirse en la zona de anquimetamorfismo de KUBLER.

Entre los caracteres típicos de anquimetamorfismo de las muestras devónicas, se ha señalado la ausencia de montmorillonita, la constante presencia de illita y clorita, el desarrollo simultáneo de pirofilita y allevardita y la aparición de ciertos silicatos sódicos (paragonita), todo ello acompañado de una verdadera esquistosidad. Destaca también la existencia de cloritoide, en algún caso y muy disperso, hecho bastante anormal si se le supone asociado a la anquizona⁽¹⁾.

Es muy probable que, al W del río Bidasoa, el Carbonífero haya estado sometido a un metamorfismo similar al descrito para el Devónico del Macizo de Aldudes.

En la sucesión esquistosa de Cinco Villas hemos podido constatar la presencia de cuarzo, mica blanca y clorita, además de grafito y óxido de hierro. El cuarzo es, en gran parte, detrítico pero se encuentra también cuarzo de neoformación, crecido entre los granos clásicos recrecidos; los granos que formaban parte de la trama están alargados según S_1 , y en los de mayor tamaño, a consecuencia del aplastamiento («flattening»), se desarrollan colas de presión. En ocasiones, es posible observar en el campo pequeñas venas de cuarzo, de 3 ó 4 cm. de espesor, que están plegadas durante la F_1 .

(1) Ya apunta, H. HEDDEBAUT la posibilidad de que existiera un foco térmico el cual estaría ligado al cloritoide. De hecho, advierte que este mineral no guarda relación con la esquistosidad y es claramente postcinemático. Al W del río Bidasoa, J. CHACON citó la presencia de cloritoide en una de las muestras de la aureola de contacto del granito de Aya (CAMPOS et al., 1975).

Los minerales micáceos son de pequeño tamaño, raramente alcanzan las 100 micras, y aparecen siempre bien orientados según S_1 . Casi siempre se suele tratar de mica blanca y, en menor proporción, clorita, con un color verde pálido y débilmente pleocroica. En ocasiones, la clorita parece manifestar un color de interferencia algo elevado, lo que hace pensar que pudiera tratarse de una biotita verde formada en un grado muy bajo de metamorfismo; no obstante, el pequeño tamaño de los cristales impide asegurar esta suposición, ya que muchas veces el color de interferencia verdadero puede estar enmascarado por el de otros minerales circundantes.

Aunque toda la sucesión esquistosa está situada por debajo del frente de esquistosidad, parece que la intensidad del metamorfismo es decreciente hacia la parte alta de la sucesión esquistosa. Así se deduce de las diferencias en el grado de recristalización de las rocas de unos sectores a otros; en las zonas central y oriental del Macizo estudiado es donde mejor desarrollada se encuentra S_1 , y donde el metamorfismo se hace más patente, con claras muestras de crecimiento sinclínico de los minerales. Por el contrario, en el borde NW de Cinco Villas, en los términos más altos de la sucesión, el tamaño de grano y la orientación preferencial de los minerales micáceos es mucho menos acusada.

Subsecuentemente al desarrollo del metamorfismo regional, las rocas del Carbonífero de Cinco Villas se han visto sometidas a una fuerte tectonización como consecuencia de la acción de cizallas que, formando un bajo ángulo con los planos axiales de los pliegues de F_1 , laminan los flancos de dichos pliegues llegando, en ocasiones a desenraizar los núcleos. Aparecen entonces texturas cataclásicas y las rocas se transforman en milonitas o ultramilonitas, con alguna recristalización de la matriz (hartschiefer); a veces, la roca se presenta atravesada por superficies anastomosadas que cortan a S_1 , que originan una textura lenticular, dando lugar, cuando el tamaño de grano es pequeño, a una filonita.

METAMORFISMO TERMICO

No parece existir una nueva fase metamórfica ligada al plegamiento de la F_2 , ya

que, según hemos advertido, no se aprecia recristalización sincinemática de minerales en relación con S_2 ; a lo sumo, se produce reorientación de minerales anteriormente formados y, en algunos casos, aparición de «tectonic banding» por segregación de cuarzo en las zonas de charnela de los micropliegues, que contrastan con las concentraciones micáceas en las superficies de esquistosidad.

Pero en bastantes muestras de las estudiadas se aprecia un crecimiento post- S_2 de algunos minerales, puesto de manifiesto por las texturas desordenadas y poligonales que presentan. Tal recristalización sugiere la acción de un ligero metamorfismo con blastesis en medio estático.

La acción metamórfica post- F_2 no parece afecta: de una manera general a toda la sucesión esquistosa de Cinco Villas; por el contrario, se reduce a pequeñas áreas irregularmente distribuidas por el Macizo, que no guardan siquiera relación con la posición estratigráfica de los materiales afectados. El área en la que mejor se manifiestan sus efectos es la situada al norte de Leiza, entre los sectores de Leizalarrea y Goizueta; también se pueden apreciar sus efectos en pequeños sectores del área del río Bidasoa y en algunos puntos cercanos al borde NW del Macizo, como ocurre al N de Aldudekogaña. Es posible, pues, que este metamorfismo sea originado por la existencia de pequeños domos térmicos cuyo origen consideraremos más adelante.

La asociación mineralógica que caracteriza a esta fase de metamorfismo estático está formada esencialmente por cuarzo-mica blanca-clorita (biotita?).

El cuarzo de esta fase procede, sobre todo, de la recristalización de granos detríticos en los que se origina una poligonización de sus bordes, con límites rectos y aparición de puntos triples. También hay cuarzo de origen hidrotermal que rellena pequeñas venas, microscópicas, que cortan netamente a las superficies de esquistosidad.

La mica blanca suele recristalizar mimetizando a S_1 , pero cuando la crenulación de F_2 es bien patente se presenta formando arcos poligonales. Otras veces aparece mica blanca desorientada claramente postcinema-

tica, en cristales alargados que, en casos extremos, pueden alcanzar hasta las 200 micras; entonces es frecuente observar interestratificados de mica blanca y clorita, con óxidos de hierro incluidos según los planos de exfoliación, hecho que induce a pensar que, al menos en parte, la moscovita proceda de cristales de biotita desferrificada por alteración.

La clorita se presenta en pequeños cristales (de unas 50 micras) desorientados, con color verde pálido y débilmente pleocroica. A veces resulta de la alteración de biotita, formando interestratificados con mica blanca o biotita verde (o vermiculita?). Es frecuente también que clorita de color verde más intenso (pinnita) rellene filoncillos de origen hidrotermal.

La biotita es verde. Se encuentra muy alterada a clorita y a mica blanca, como hemos indicado, por una desferrificación intensa. El color verde pálido, de tonalidades amarillentas, que presenta la biotita indica que el grado metamórfico es muy bajo, habiéndose logrado únicamente la formación incipiente de este mineral. Así lo han señalado diversos autores (in DEER, HOWIE y ZUSSMAN, 1962; vol. 3), para los cuales el color de la biotita depende de la composición y del grado de metamorfismo, de tal manera que, con metamorfismo creciente, aumenta la relación $TiO_2/MgO:FeO$, y el color varía desde amarillo verdoso a marrón oscuro; el color verde es típico de la biotita de rocas pelíticas y psamíticas que han sufrido un grado muy bajo de metamorfismo.

La actividad hidrotermal asociada a esta etapa de metamorfismo produce la formación de venas rellenas de cuarzo y pinnita, y, a veces, zeolita. También hemos visto pequeños cristales de turmalina, de color verde o marrón claro, cuyo origen esté ligado posiblemente al hidrotermalismo y asimismo hay pequeñas concentraciones de hierro en fracturas, hierro que ha reaccionado con las micas colindantes.

La existencia de una etapa de metamorfismo térmico en el Paleozoico de los Pirineos Vascos sólo había sido supuesta antes, aunque de forma velada, por H. HEDDEBAUT (1973) al no encontrar otra forma de explicar

la presencia de cloritoide postcinemático en el Devónico del Macizo de Aldudes.

En nuestra área el metamorfismo estático no se manifiesta con carácter general, sino que se limita a pequeños sectores irregularmente distribuidos. El origen de esos domos térmicos así detectados se podría encontrar en el propio granito de Peñas de Aya, correspondiendo a apófisis, que no llegan a aflorar, pertenecientes a un cuerpo ígneo de gran volumen. De hecho aparecen pequeños enclaves de rocas granitoides sacados a la superficie en relación con accidentes tectónicos, en zonas bastante alejadas de las Peñas de Aya (zona del «manto de los mármoles» de P. LAMARE, 1936; por ejemplo).

Existe también la posibilidad de que el metamorfismo térmico sea de edad alpina. En el citado «manto de los mármoles» el Jurásico se encuentra afectado por un metamorfismo estático que puede tener un origen común con el que comentamos; no hemos estudiado el área ocupada por ese Jurásico metamorfozado y no nos podemos definir a este respecto. Sin embargo hemos de señalar que el metamorfismo asociado al llamado «manto de los mármoles» aparece circunscrito a una franja muy restringida, pudiendo asociarse a algún accidente concreto y carecer de relación con el puesto de manifiesto en la sucesión esquistosa de Cinco Villas.

3.3. ROCAS IGNEAS BASICAS

Describiremos en este apartado las rocas básicas que encajan en términos paleozoicos y triásicos.

DIABASAS

Afloran diseminadas entre los materiales paleozoicos. Su forma de yacimiento es variable según los casos: muchas veces constituyen filones que cortan netamente a la estratificación, pero otras, ramificaciones de un filón se sitúan paralelamente al trazado de las capas.

Las diabasas encajan a cualquier altura de la sucesión paleozoica del área estudiada,

pero son especialmente abundantes en el sector de Lesaka y Yanci. En las calizas de Aranzaz existen múltiples afloramientos de estas rocas, que cortan netamente a la estratificación.

Las diabasas son holocristalinas, hipidiomorfas, con un tamaño de grano medio y homogranulares; la textura es ofítica.

Sus principales componentes son plagioclasa bastante cálcica y piroxeno, posiblemente augita, que se presenta alterada a biotita; a su vez la biotita pasa con frecuencia a clorita con liberación de óxidos de hierro. Otras veces adquieren un carácter porfídico, con fenocristales de plagioclasa cálcica alterada y piroxeno monoclinico muy alterado; la matriz que envuelve a los fenocristales está constituida principalmente por plagioclasa.

OFITAS

Las ofitas muestreadas son granudas, de grano fino con textura holocristalina hipidiomorfa. Son abundantes los cristales de piroxeno augítico, de hasta 30 ó 40 mm. de tamaño, con inclusiones de plagioclasa de hasta 0,5 mm., rodeados por pequeños cristales tabulares de plagioclasa, mena metálica y productos de alteración. La plagioclasa es del tipo labradorita y entre los minerales accesorios son especialmente abundantes los opacos, probablemente magnetita, y en menor proporción existen apatito y zircón. La alteración ha progresado uralitizando los piroxenos, que pasan a dar anfíboles, del tipo de actinolita, que se transforman en cloritas.

En algunos casos, estas rocas, calificadas bajo el nombre de ofitas, presentan el carácter de serpentinitas constituidas por un entramado desorientado de crisotilo y antigorita, con las que coexisten carbonatos y menas metálicas.

No puede hacerse el análisis de los contactos de estas rocas con las rocas encajantes por cuanto, estando englobados en el Trías, los contactos actuales están retocados por los movimientos halocinéticos de las masas plásticas envolventes.

CAPITULO 4

T E C T O N I C A

El contenido de este capítulo es algo heterogéneo, porque la propia ubicación del área estudiada así lo determina. La superposición en el espacio de dos orogenias y la influencia de sucesivas fases de deformación de cada una de ellas es la causa de la relativa dificultad de algunas interpretaciones. En cada ciclo orogénico las condiciones de deformación y la reacción íntima de los materiales han sido diferentes. Las estructuras hercinianas se han desarrollado en su mayor parte por debajo del frente de esquistosidad mientras que para el ciclo alpino, la que consideraremos tectónica pirenaica, se exterioriza en la configuración de estructuras de cobertera propias del nivel estructural superior. Los pliegues y fracturas alpidicas afectan de distinta forma al zócalo y a la cobertera, pero únicamente en contadas ocasiones se asocian a esquistosidades de fractura.

Finalmente la misma evolución del ciclo alpino sólo cobra su verdadera significación cuando se inscribe en un proceso de tectónica global como es el de apertura del Golfo de Vizcaya.

4.1. ETAPAS TECTONICAS HERCINICAS

La monotonía litológica que manifiesta el Carbonífero del Macizo de Cinco Villas, como únicos materiales aflorantes en su porción situada al W del río Bidasoa, complica enormemente el estudio estructural. Tan sólo en el sector entre Lesaka y Yanci, los contrastes litológicos, entre formaciones con suficiente desarrollo, hacen que se puedan dibujar contactos cuya geometría tiene valor estructural, puesto que sugieren la superposición de dos plegamientos de direcciones diferentes.

Sin embargo, el análisis de los micro y mesopliegues, frecuentes en los materiales carboníferos, nos ha permitido deducir los rasgos de la estructura general, a la vez que se ha puesto de relieve la existencia de varias deformaciones superpuestas de diferente estilo.

Una dificultad más para el estudio de las fases de deformación propiamente hercinianas consiste en que todo el Macizo de Cinco Villas se ha visto sometido a los esfuerzos de la orogenia pirenaica, con directrices tectónicas que interfieren con las anteriores, hasta enmascararlas en algunos casos.

Las primeras conclusiones sobre la estructura del sector más occidental del Macizo de Cinco Villas se deben a D. RICHTER (1963, 1965), que señala la existencia de pliegues con una dirección que oscila entre N-S y NNE-SSW, a los que se superponen otros de dirección E-W; en su opinión, los primeros, cuyo estilo no precisa, deben ser hercínicos, mientras que para los de dirección E-W plantea la doble posibilidad de que sean alpinos o de una fase hercínica tardía, ya que su orientación coincide con la predominante en los pliegues que midió en materiales cretácicos, y con el trazado de las estructuras, consideradas por él de fase saálica, que deforman al Estefaniense y al Pérmico.

Ambas direcciones estructurales han sido también puestas de manifiesto (MOHR y PILGER, 1965; MÜLLER, 1967, etc.) en el Macizo de Quinto Real, situado al SE de Cinco Villas, en el que existen pliegues cartografiados. En Quinto Real, H. F. KRAUSSE (1973) y L. VILLALOBOS (1977) señalan la existencia de una esquistosidad de plano axial ligada a los pliegues de dirección N-S, a la que se superpone otra más espaciada de dirección predominante NW-SE. Para estos últimos autores, tanto estos pliegues como los E-W son de edad Westfaliense, mientras que les resulta problemática la datación de las fracturas de dirección E-W, que coinciden con la que frecuentemente adoptan las fallas alpidicas; a este respecto, L. VILLALOBOS concluye que «...se debe considerar para esta zona la posibilidad de la formación hercínica de fallas orientadas E-W, como rupturas transversales que han podido volver a actuar posteriormente».

Para la mitad oriental del Macizo de Cinco Villas, los geólogos alemanes de la Universi-

dad de Clausthal han puesto de manifiesto la existencia de importantes cabalgamientos de edad hercínica. H. REQUADT (1966), con su detallada cartografía del Señorío de Bertiz-Arana (al este de Sumbilla), mostró cómo el contacto mayor que envuelve los afloramientos devónicos es tectónico, comprobando que el Carbonífero se hunde bajo ese contacto; la superficie de cabalgamiento corta oblicuamente a las sucesivas formaciones devónicas y, por encima de la superficie principal, existen otras que determinan la individualización de varias unidades alóctonas, cuya traslación respectiva es difícil de evaluar. Por otra parte, al NE de Maya de Baztán, se ha constatado la superposición anormal del Silúrico sobre términos del Devónico (JUCH y SCHAFFER, 1971).

Todos estos datos y conclusiones han sido recogidos con mayor extensión y ampliados con numerosos nuevos resultados en algunos trabajos recientemente aparecidos (CAMPOS y GARCIA-DUEÑAS, 1974c; CAMPOS et al., 1975).

4.1.1. Fases de deformación deducidas de las estructuras menores

A partir del estudio de las micro y meoestructuras-presentes en los materiales paleozoicos hemos puesto de manifiesto varios sistemas de pliegues sobreimpuestos, asociables, en principio, a otras tantas etapas de deformación.

Algunas de las fases diferenciadas pueden identificarse sin riesgo de error como hercínicas, pero otras, las más tardías, resultan más problemáticas de datar y no se tienen argumentos sólidos para descartar su actividad durante el ciclo alpídico. Es posible, como veremos, que algunas de las estructuras formadas en fases tardías de la orogenia hercínica volvieran a funcionar más tarde, en tiempos mesozoicos y hasta cenozoicos; así ha sido admitido por diferentes autores.

Las deformaciones más antiguas que afectan al Carbonífero corresponden a dos fases que son las más directamente responsables de la estructura hercínica. Los efectos de esas dos fases de deformación pueden resumirse de la siguiente manera:

Fase 1 (F_1).—Pliegues (P_1) tumbados de

flanco inverso bien desarrollado, en relación con los cuales se origina una esquistosidad, generalmente de flujo, subhorizontal (S_1), subparalela a la estratificación (S_0), en los flancos de dichos pliegues. Esta esquistosidad es bastante penetrativa y se puede diferenciar bien de S_0 en las charnelas de pliegues dibujados sobre los niveles más cuarcíticos; llega a borrar toda traza de estratificación cuando los lechos son de naturaleza lutítica. A favor de S_1 existe crecimiento de algunos minerales, en relación con un metamorfismo dinamo-térmico de bajo grado. Existe una fuerte dispersión en la orientación espacial de los ejes P_1 , provocada por otros plegamientos sobreimpuestos; sin embargo, de las máximas concentraciones observadas, se deduce que la dirección predominante oscila entre N-S y NE-SW.

Fase 2 (F_2).—Es apreciable la variación de estilo de sus pliegues según la litología de los niveles plegados; en los más lutíticos tienden a ser similares, mientras que en los grauwáquicos o cuarcíticos suelen ser isopacos. Los hay de simetría rómbica o monoclinica, pero estos últimos suelen ser pliegues parásitos de otros de mayor tamaño. En relación con los pliegues de F_2 se desarrolla una esquistosidad (S_2) poco penetrativa, que crenula a S_1 , en los lechos más micáceos y no se manifiesta o se hace de fractura, a veces muy espaciada, en los lechos cuarcíticos. Dicha esquistosidad adopta una disposición en abanico, respecto de las superficies axiales, que son subverticales casi siempre. Los diagramas de ejes B de pliegues de F_2 reflejan un máximo principal para pliegues de dirección NE-SW (pliegues P_{2a}) y otro secundario para los NW-SE (pliegues P_{2b}): admitimos que los P_{2b} pueden ser conjugados de los P_{2a} .

Como estructuras menos frecuentes en el Paleozoico de Cinco Villas hay que citar la existencia de kink-bands, formados con toda probabilidad en una fase hercínica tardía; el escaso número de estas estructuras nos ha impedido el obtener unas pautas estadísticas sobre su distribución y direcciones, aunque

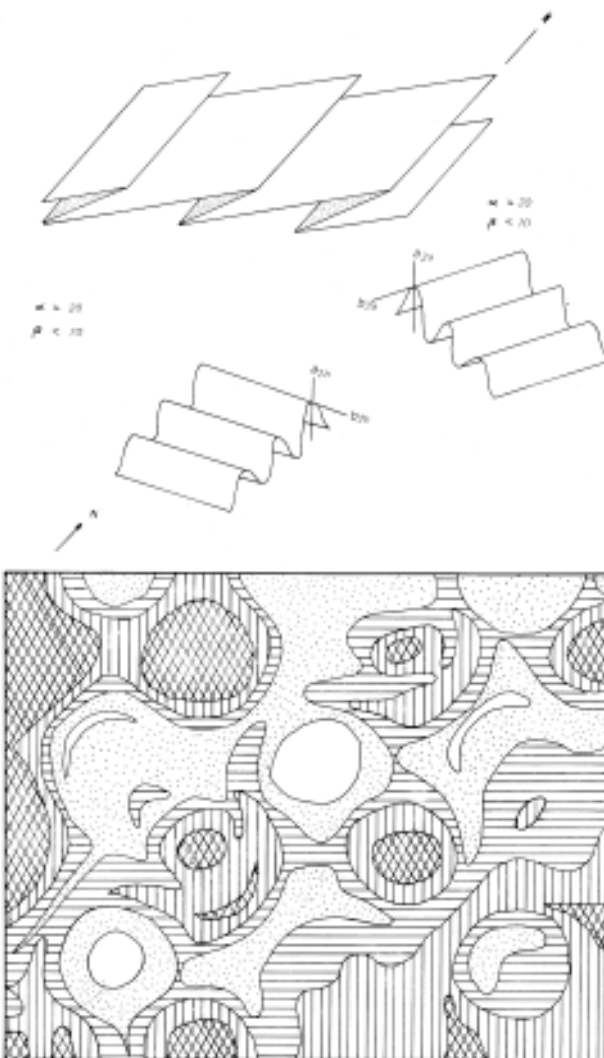


Fig. 23. Relaciones angulares y posible pauta de interferencia de los pliegues originados en las dos principales fases hercínicas.

sí destaca la presencia de dos sistemas conjugados.

Además de las fases de deformación que acabamos de resumir, se reconocen en el Carbonífero otras estructuras de comprensión sobrepuestas. El hecho es que sus direcciones son congruentes con los de otras estructuras pirenaicas y en ocasiones prolongan, en otro nivel estructural, algunos accidentes de la cobertera.

4.1.1.1. La primera fase de deformación

Los pliegues de primera fase, ya se ha dicho, poseen el estilo de pliegues isoclina-

les tumbados con un flanco inverso largo; para su estudio hemos tenido que limitarnos a las observaciones en trincheras, en las que son reconocibles normalmente pliegues métricos o decamétricos, a los que se asocian pliegues parásitos de menor tamaño y menor desarrollo relativo del flanco corto: este carácter se acentúa especialmente en los pliegues desarrollados sobre niveles más competentes.

Las superficies axiales y la esquistosidad ligada a estos pliegues debieron ser en origen poco inclinadas y los buzamientos, a veces bastante acusados, que ahora se miden son consecuencia de la superposición de los pliegues de F_2 en menor grado, de otras deformaciones posteriores.

En la fig. 24 se recogen ejemplos de las geometrías más características de los pliegues P_1 . En todas ellas resalta el comportamiento diferencial entre los niveles de distinta naturaleza litológica. Los menos dúctiles (grauwacas y cuarcitas) tienden a conservar su potencia constante, aunque la observación microscópica demuestra que poseen una esquistosidad de plano axial, de bajo ángulo con el flanco. Los pliegues que afectan a paquetes más competentes, constituidos por bancos areniscos separados por delgadas alternancias lutíticas, manifiestan caracteres isopacos y una acusada geometría similar; presentan, por tanto, grandes flancos planos y charnelas muy reducidas, es decir, el aspecto de pliegues angulares muy cerrados, con charnelas rellenas de material lutítico.

Para el caso de niveles lutíticos bien desarrollados, tan abundantes en el Carbonífero de Cinco Villas, se desarrolla una esquistosidad de flujo y la obliteración de S_0 es habitual, los pliegues son de geometría similar con adelgazamiento exagerado de los flancos.

Cuando alternan regularmente niveles de distinta litología aparecen pliegues de comportamiento parcialmente flexural en los que se sigue evidenciando el comportamiento diferencial de las distintas capas. Mientras que en los niveles incompetentes se observa un buen desarrollo de la esquistosidad paralela al plano axial y una aparente acumulación de material en las zonas de charnela, en las más com-

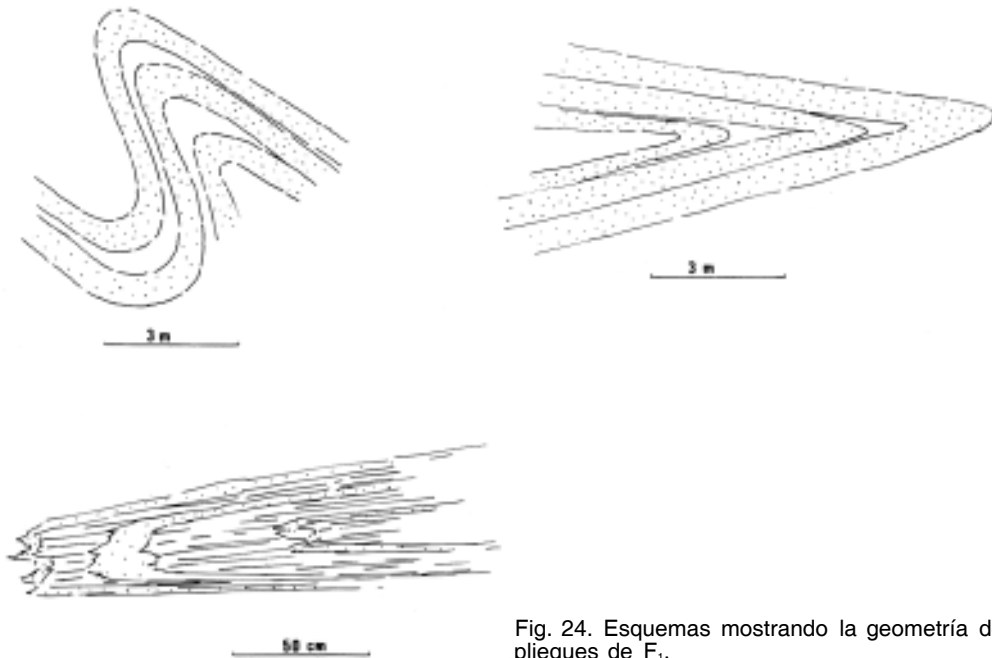


Fig. 24. Esquemas mostrando la geometría de algunos pliegues de F_1 .

petentes el espesor varía muy poco de unas zonas a otras del pliegue. En esos casos se observa con cierta frecuencia refracción en la esquistosidad; así, en las zonas de charnela de lechos más cuarcíticos, la S_1 se dispone en abanico divergente, también hacia el núcleo del pliegue.

Todavía, en relación con la primera fase de deformación, destaca el desarrollo de cizallas tendidas que laminan los flancos de los pliegues y producen trasposiciones, a veces importantes, en las estructuras de plegamiento. Estas superficies se observan a cualquier escala: al microscopio, como después veremos, se presentan originando una textura lenticular típica del metamorfismo dinámico. A escala del afloramiento se manifiestan como superficies frecuentemente arqueadas, delimitando entre superficies consecutivas «peces tectónicos» que pueden contener charnelas de pliegues desenraizados.

El desarrollo de estas superficies de cizalla, con las trasposiciones asociadas, es inmediatamente subsiguiente a la formación de los pliegues P_1 y de la esquistosidad S_1 . En ciertos casos favorables se ven las superficies de cizalla plegadas por pliegues de F_2 y cómo consiguen laminar los flancos inversos de los P_1 (fig. 30).

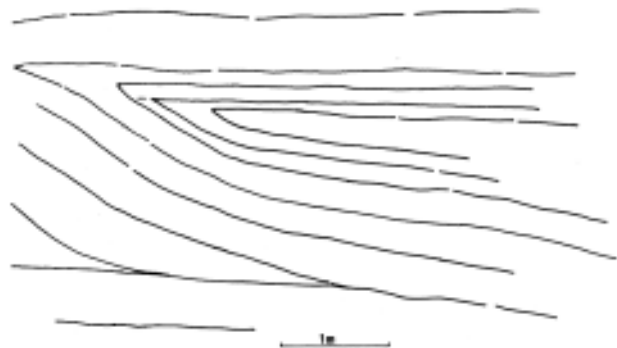


Fig. 25. Pliegue isoclinal de F_1 , plano axial horizontal. (Esquema tomado de una fotografía). Carretera de Leiza a Hernani, Km. 36.

El propio cortejo de estructuras asociadas a la F_1 , hace más difícil establecer la vergencia de los pliegues tumbados. La propia geometría casi isoclinal de los P_1 , con un flanco inverso bien desarrollado, condiciona el que, en los reducidos afloramientos de la región, pueda saberse cuál es el flanco más largo y cuál el más corto; es muy raro que en un afloramiento continuo lleguen a verse varios pliegues decamétricos P_1 sucesivos y, aún así, cabe la incertidumbre de pensar si estarán asociados a un pliegue de un orden mayor y en qué flanco de ese posible pliegue estarán situados. No obstante y a pesar

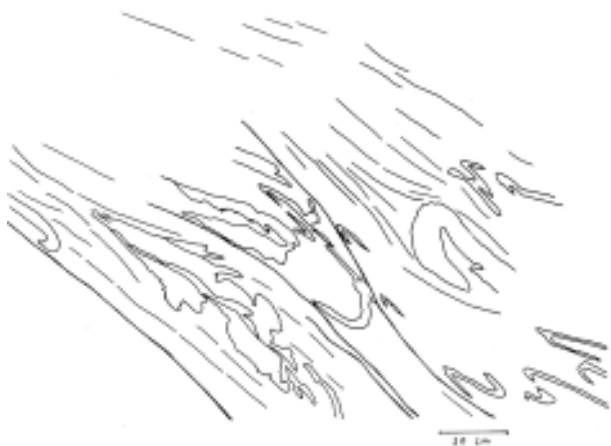


Fig. 26. Estructuras de F1 mostrando fuerte transposición. Km. 45 de la carretera de Leiza a Hernani. (Según foto).



Fig. 27. Pliegues de F1. Carretera de Leiza a Hernani, Km. 26. (Según foto).

de estas dificultades, los datos recogidos nos inducen a creer la mayor probabilidad de las vergencias generales sean hacia el W; tampoco se han visto casos de pliegues tum-bados sucesivos, en los que los pliegues 1 más «altos» lleguen a recubrir a sus inmediatos inferiores, situados a su W. De esta suerte, la disposición general parece ser la recogida en la fig. 31, en la que se dibujan pliegues P_1 , descontados los efectos de las fases de deformación posteriores.

LA ESQUISTOSIDAD S_1

Ya hemos adelantado que, en relación con los pliegues de primera fase, llega a desarrollarse una esquistosidad de flujo, con-

siderando este término como sinónimo de «slaty cleavage», «flow cleavage» y «axial-plane cleavage».

La S_1 es penetrativa y se presenta en general paralela a los planos axiales de los pliegues; no obstante, cuando hay alternancia de niveles de distinta litología, sufre refracción en las zonas de charnela y aparece dispuesta en abanico, convergente o divergente, según la capa en la que se observa.

En los flancos de los pliegues la esquistosidad se hace subparalela a S_0 , de tal manera que en el campo son indiferenciables con frecuencia ambas superficies, S_1 y S_0 . En las charnelas se aprecia cómo S_0 llega a mostrarse traspuesta y crenulada a lo largo de las superficies de esquistosidad.

En los niveles lutíticos la elongación perpendicular al aplastamiento es apreciable



Fig. 28. Pliegue de F1 limitado por superficies de cizalla. Carretera de Leiza a Hernani. Km. 44. (Según foto).

con lo que la estratificación, casi siempre borrada, tiende a coincidir con S_1 en los flancos; ni siquiera en las charnelas se reconoce bien la traza de estratificación, obliteradas por la S_1 muy cerrada y por el crecimiento orientado de minerales.

Al microscopio la S_1 se manifiesta, en los horizontes lutíticos, por una orientación paralela de los minerales micáceos de neoformación, que rodean a los elementos detríticos residuales, algunos de los cuales, como el cuarzo, se encuentran recristalizados y alargados en el sentido de la esquistosidad; en los extremos de ciertos granos se desarrollan colas de presión⁽¹⁾.

Cuando la litología es más rica en elementos detríticos, tal como ocurre en las rocas grauwáquicas, se aprecia una foliación caracterizada por la alternancia de finísimos niveles cuarcíticos y micáceos, cuyo espesor varía entre 500 micras y 1 mm. Las capitas cuarcíticas están formadas por cristales de cuarzo alargados en el sentido de la esquistosidad; los fenómenos de cataclasis son muy frecuentes dentro de ellas formándose texturas miloníticas (los granos más gruesos se han triturado), con claras señales de recristalización. No es raro que estos niveles más cuarcosos se presenten microboudinados entre los más micáceos. En los lechos de grano más fino S_1 se encuentra bien patentizada por la disposición paralela de los minerales micáceos de neoformación.

En las rocas más pobres en elementos micáceos (cuarcitas, microconglomerados cuarcíticos), S_1 sólo se manifiesta por la orientación preferencial y el aplanamiento de los granos detríticos.

Examinando los diagramas de la fig. 32 se aprecia cómo la S_1 se encuentra a veces fuertemente inclinada, pero tal disposición no debe ser la original; de hecho se puede advertir, en algunos de estos diagramas, cómo los polos de la esquistosidad se distribuyen en círculos π , cuyos ejes tienen direcciones que coinciden aproximadamente con

(1) Superpuesta a S_1 , en los niveles lutíticos, suele aparecer una textura lenticular, resultante de la disposición anastomosada de superficies de transposición. Estas superficies deben guardar relación con las cizallas subsecuentes de los pliegues P_1 .

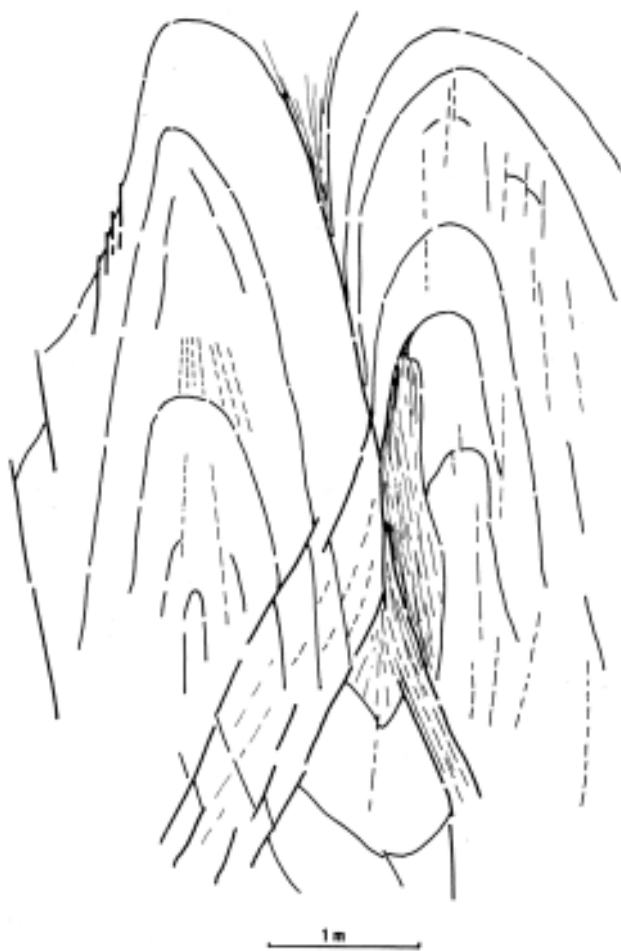


Fig. 29. Pliegues de F , limitados por superficies de cizalla. Carretera de Leiza a Hernani, Km. 44. (Según foto).

las de plegamiento detectadas en fases posteriores. De acuerdo con las características del plegamiento ligado a F_1 , la posición original de la S_1 debió, en un principio, adoptar una disposición bastante tendida.

De acuerdo con las propias características de las estructuras formadas en esta fase de la deformación, cabe esperar un desarrollo irregular de la lineación de intersección de S_0 y S_1 . En efecto, la S_1 es subparalela a la estratificación en los flancos de los pliegues por lo tanto, sólo en las zonas de charnela existe la posibilidad de encontrar una buena lineación de intersección. En las superficies de estratificación de los bancos detríticos se distingue bien la lineación de crenulación, asociada a la de intersección en las charnelas preferentemente.

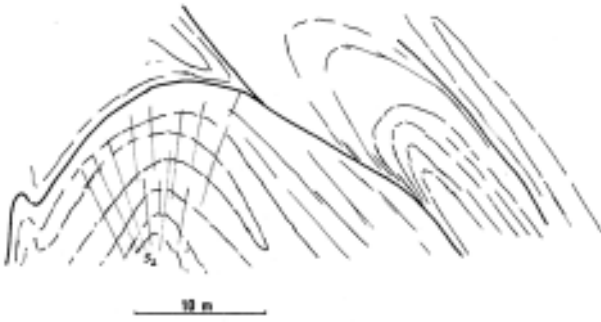


Fig. 30. Esquema mostrando superficies de cizalla subsecuentes de F_1 , plegadas por P_2 . Carretera de Hernani a Leiza, Km. 45. (Según foto).



Fig. 31. Esquema de la disposición primitiva que debían presentar los P_1 .

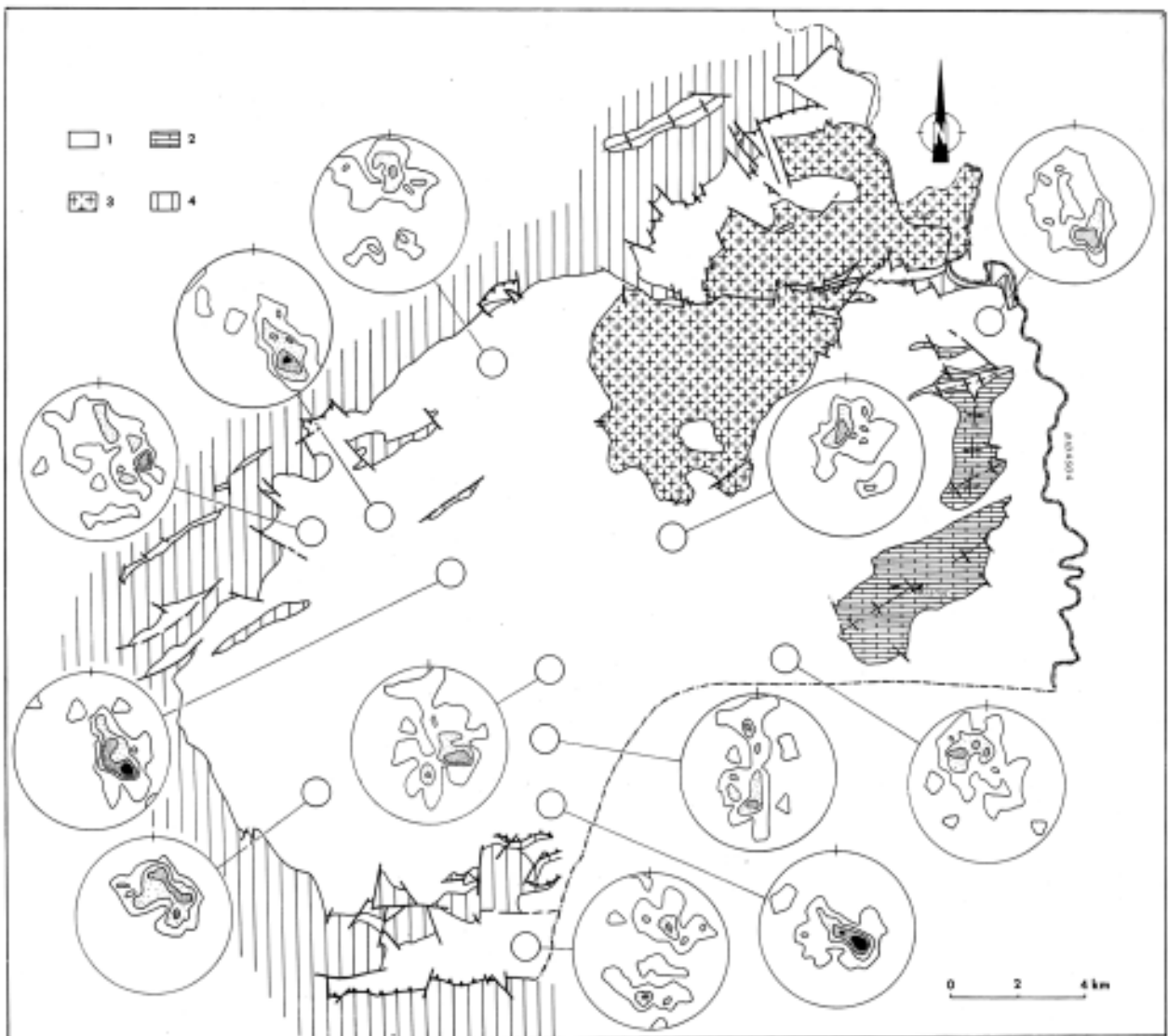


Fig. 32. Diagramas de proyección de polos de S_1 , S_0 , indicando el sector a que cada uno de ellos representa. Intervalos: 2-4, 6-8, 10-12 y $> 12\%$, 1, sucesión esquistosa de Cinco Villas; 2, calizas de Aranaz; 3, granito de Peñas de Aya; 4, Mesozoico.

LAS DIRECTRICES ESTRUCTURALES DE LA F₁

El estudio de la orientación de las estructuras de plegamiento formados en la primera fase hercínica resulta difícil, ya que han sido modificadas por las deformaciones posteriores. Las condiciones de afloramiento han impedido obtener, aunque fuera en subáreas reducidas el trazado cartográfico de las figuras de interferencia originadas por la superposición de plegamientos, para a partir de ellas emprender la reconstrucción de la forma y orientación originales de las estructuras de F₁. En consecuencia, se ha recurrido al sistema de recoger medidas de ejes de plie-

gues en diferentes sectores favorables, agrupando dichas medidas en respectivos diagramas de proyección equiareal, a fin de obtener una distribución estadística de las orientaciones (fig. 33).

Como se puede apreciar en los diagramas, la distribución de polos de ejes de P₁ refleja una dispersión acentuada. Sin embargo, se pueden observar máximos que indican que las estructuras de plegamiento originadas en esta fase debían tener una orientación preferente próxima a la N-S, al N del área estudiada, mientras que, hacia el sur, adoptan una dirección NE-SW, describiendo en conjunto un ligero arco cuya concavidad

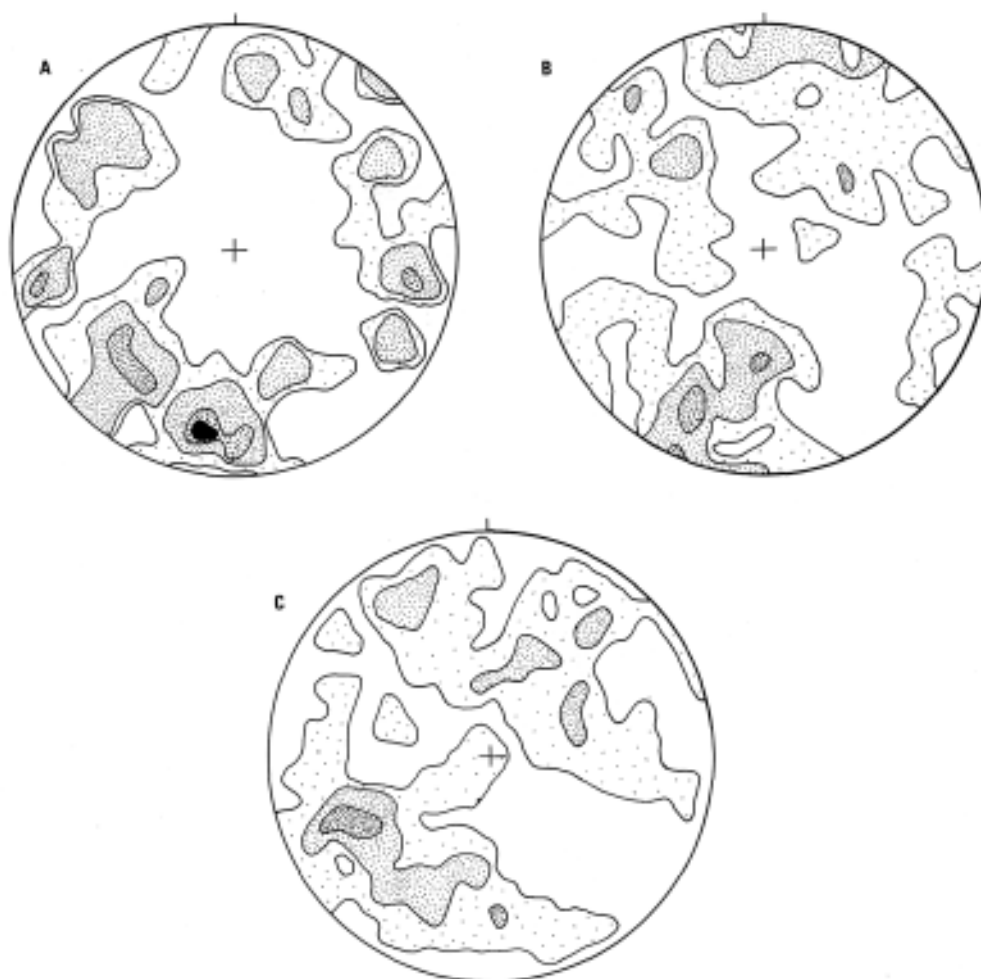


Fig. 33. Representaciones en proyección equiareal de ejes de P₁. Intervalos: 4-2, 3-5, 6-7 y > 7%. Cada diagrama corresponde a la proyección en el hemisferio inferior de 100 ejes. A, al N del río Urumea; B, Goizueta-Arano; C, sector del río Bidasoa.

está situada hacia el NW. Es posible que este arqueamiento no sea original sino que se haya provocado por efecto de esfuerzos posteriores.

Además de esos máximos, en los diagramas se observan ciertas concentraciones de puntos: examinándolas detenidamente se puede apreciar cómo, aproximadamente, se distribuyen insinuando círculos máximos o mínimos de la esfera, lo que hace suponer que se trate de distribuciones que reflejan vagamente las modificaciones en orientación provocadas por plegamientos posteriores. También y de alguna manera las cizallas ligadas a la F_1 pueden haber contribuido a la dispersión en las orientaciones de los ejes de pliegues P_1 .

En definitiva, se puede concluir, de acuerdo con lo que ya había sido adelantado por autores anteriores (RICHTER, 1963, 1965; KRAUSE, 1973; CAMPOS y GARCIA DUEÑAS, 1975; CAMPOS et al., 1975; VILLALOBOS, 1977), los pliegues de esta fase debieron formarse con sus ejes orientados aproximadamente en dirección N-S.

4.1.1.2. La segunda fase de deformación

Se manifiesta por la aparición de pliegues que deforman a los de la F_1 y por el plegamiento generalizado de S_1 ; los más abundantes, de tamaño medio, poseen una cuerda de algunas decenas de metros. Son pliegues aproximadamente simétricos (simetría rómbica) y con el plano axial subvertical; pueden presentar una ligera vergencia, pero ésta es variable de unos a otros y puede ser explicada en muchos casos suponiendo que la superficie que se pliega, ya deformada anteriormente, poseía una inclinación inicial, que podía ser diferente de unos sectores a otros. En general, los pliegues decamétricos de F_2 son suaves y en su núcleo se observa, a la escala del afloramiento, una fracturación muy grosera que se abre en abanico hacia la zona de charnela; en ocasiones se desarrollan pequeñas fallas inversas que extruyen el núcleo y laminan el flanco más corto del pliegue. Otras veces los núcleos más intensamente replegados, agrupan pliegues angulares de menor tamaño, con agudas charnelas fracturadas.



Fig. 34. Pliegue de F_2 . Esquema dibujado sobre la superficie pulida en una muestra perpendicular al eje.

Muy frecuentemente, en el campo, se presentan pliegues de menor orden (decimétricos a centimétricos) que acompañan a los de orden mayor. Entonces poseen simetría monoclinica, con uno de los flancos ligeramente más largo y se han formado con un fuerte componente flexural.

La geometría de los pliegues de F_2 está fuertemente controlada por las características litológicas de los niveles que se pliegan: mientras los lechos de grano más grueso, los menos dúctiles, muestran un comportamiento isópaco, los horizontes lutíticos tienden a engrosarse en el núcleo y a adelgazarse en los flancos. En el núcleo de los pliegues sobre materiales incompetentes en niveles finalmente filiados se desarrolla una esquistosidad de fractura poco espaciada, acompañada de trasposición.

En ocasiones la deformación de F_2 se manifiesta por la formación de pliegues angulares de pequeño tamaño. Cuando son monoclinicos, lo que es usual, desarrollan una esquistosidad en el flanco corto únicamente; tal esquistosidad no es paralela al plano axial y forma un ángulo bajo con el flanco largo, a la vez que crenula a la S_1 del flanco menos desarrollado.

Los pliegues de F_2 se asocian en dos sistemas conjugados P_{2a} y P_{2b} que no tienen ne-



Fig. 35. Pliegues menores de F_1 afectados por una S_2 de fractura. Esquema dibujado sobre la superficie pulida de una muestra.

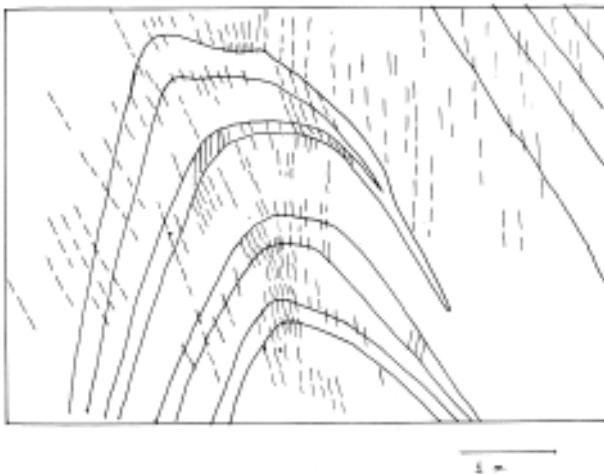


Fig. 38. Pliegue de F_2 . Carretera de Leiza a Hernani, Km. 44. (Según foto).

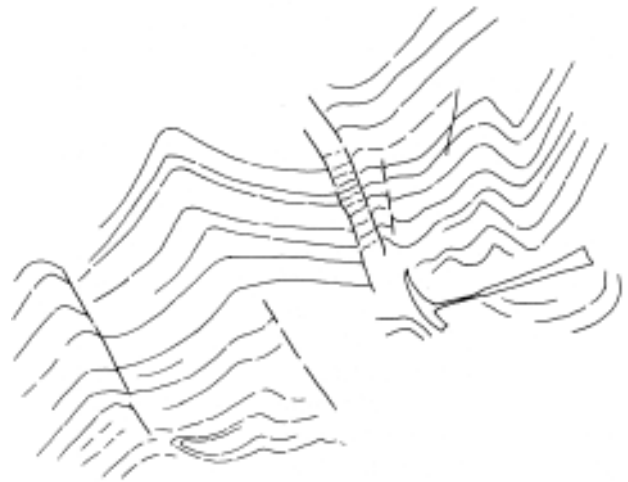


Fig. 36. Pliegues de F_2 . Carretera de Leiza a Hernani, Km. 25. (Según foto).

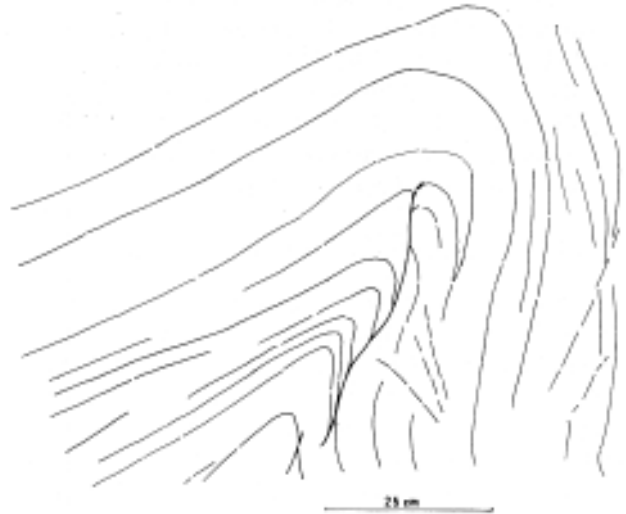


Fig. 37. Pliegue de F_2 . Carretera de Leiza a Hernani, Km. 45. (Según foto).

cesariamente que ser contemporáneos y que normalmente se encuentran aislados, aunque en algún caso han podido ser observados conjuntamente. El estilo de ambos sistemas de pliegues es muy semejante, y ambos sistemas responden a las características geométricas que acabamos de describir.

En la figura 39 se recogen los diagramas en los que se representan estadísticamente las orientaciones de los ejes B de pliegues de F_2 , agrupados por diferentes sectores. Como puede observarse, los máximos agrupamientos indican que la orientación preferen-

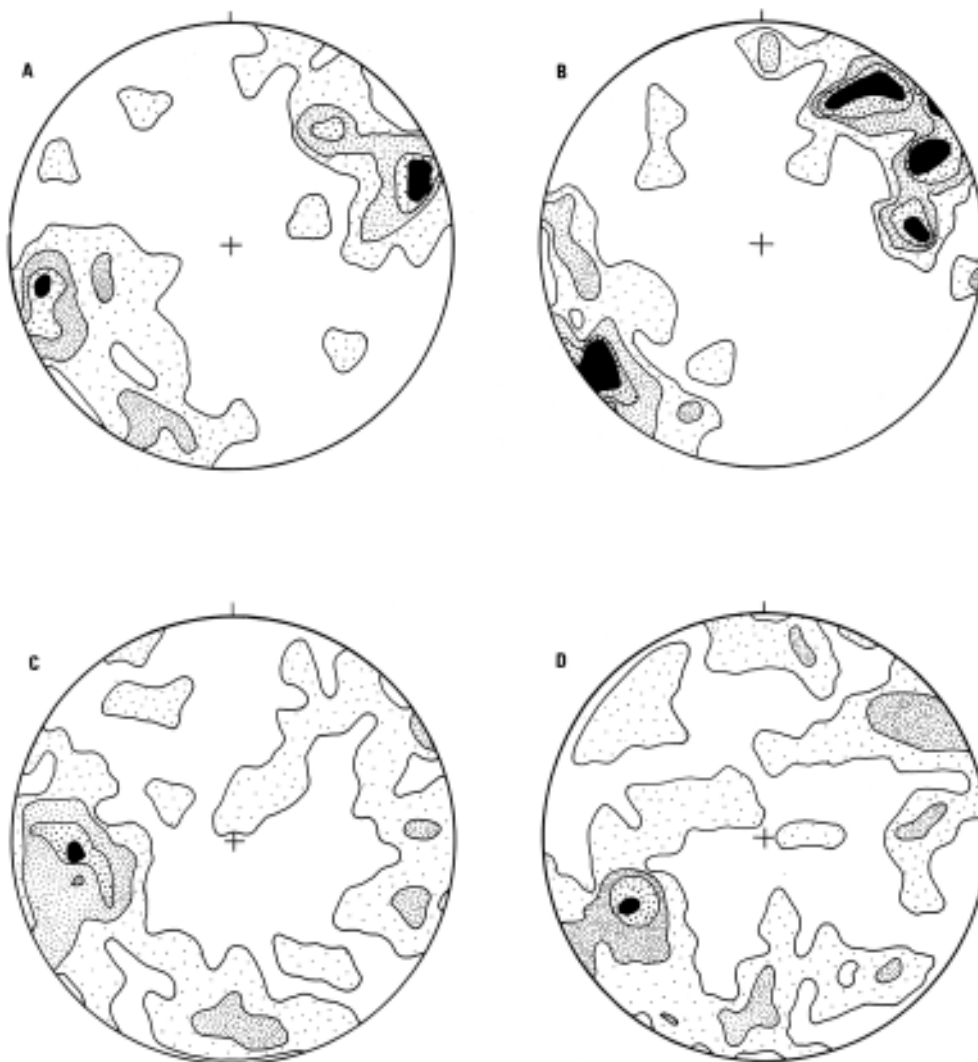


Fig. 39. Representaciones en proyección equiareal (hemisferio inferior) de ejes de pliegues de F_2 . Intervalos: 1-2, 3-5, 6-7 y $> 7\%$. Cada diagrama representa 100 medidas. A, sector de Arano; B, sector del río Bidasoa; C, al N del río Urumea; D, entre las minas de Ollín y el río Leizarán.

te de estos pliegues es NE-SW y más exactamente oscila entre $N 25^\circ E$ y $N 75^\circ E$ (P_{2a}); sin embargo, en algunos de estos diagramas se perciben concentraciones de pliegues P_{2b} , con una orientación aproximada NW-SE, que consideramos como la conjugada del sistema anterior. Los pliegues P_{2a} deben ser algo anteriores a los P_{2b} y, de hecho, las máximas concentraciones en los diagramas de sus ejes, ocupan áreas alargadas según círculos mayores, cuyos polos se sitúan entre las máximas concentraciones de ejes P_{2b} .

Los pliegues de ambos sistemas no son

igualmente frecuentes, siendo mucho más abundantes los de dirección NE-SW, muchas veces homoxiales con los P_1 de primera fase; el sistema NW-SE sólo se presenta localmente, por lo que el número de medidas representadas en los diagramas es mucho menor.

LA ESQUISTOSIDAD S_2

En relación con los pliegues de F_2 existe una esquistosidad que no es penetrativa, afectando únicamente a los niveles de grano más fino.

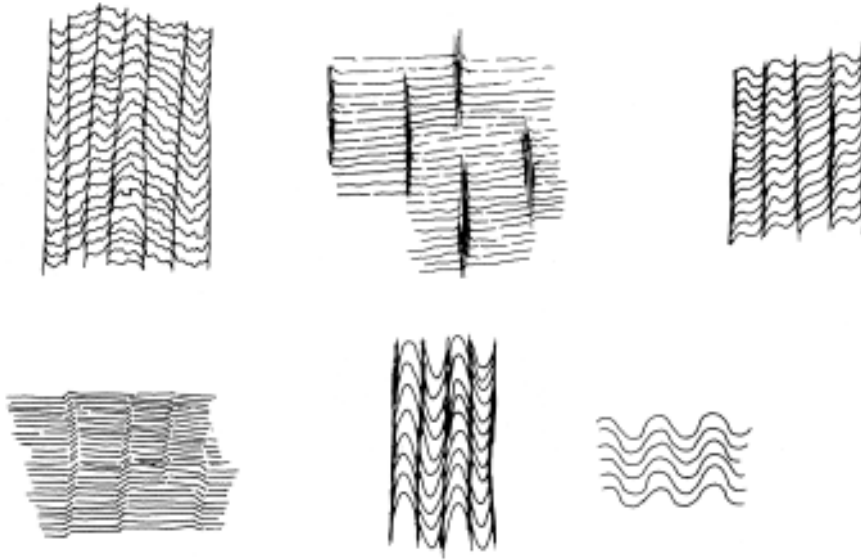


Fig. 40. Esquemas de los diferentes aspectos que presenta al microscopio la esquistosidad S_2 .

Esta esquistosidad es de fractura, de espaciado milimétrico y produce un microplegado, a veces intenso, de S_1 y S_0 en los niveles lutíticos, mientras que no afecta nunca a los areniscosos. En los flancos de los pliegues es subparalela al plano axial, pero en el núcleo se abre formando un ligero abanico. Cuando atraviesa niveles de diferente ductilidad suele sufrir una ligera refracción.

La S_2 no atraviesa a los lechos areniscosos, y cuando entre ellos se intercala uno lutítico, en éste se desarrolla bien, doblándose y tendiendo a hacerse paralela al límite que separa a las dos litologías.

En lámina delgada esta esquistosidad adopta características variadas. Con frecuencia se manifiesta como una esquistosidad de fractura espaciada y muy irregular que produce una ligera crenulación de $S_1 + S_0$, en esos casos las superficies S_2 resaltan por la concentración en ellas de óxidos de hierro.

En ciertas ocasiones la esquistosidad se manifiesta como un intenso microplegamiento en el que no se pierde la continuidad de las superficies de S_1 . Los micropliegues suelen ser asimétricos y las alineaciones de sus flancos cortos representan las superficies S_2 .

Por último, en los casos en que mejor se patentiza la esquistosidad S_2 , ésta se materializa por una serie de planos de discontinuidad paralelos y muy poco espaciados.

entre los cuales se disponen microlitones en los que $S_1 + S_0$ se encuentran intensamente microplegadas. En este caso se aprecian débiles trasposiciones según las superficies de S_2 y pequeñas láminas de mica y concentraciones de hierro se orientan paralelamente a dichas superficies.

En rocas en las que previamente existía una foliación formada por alternancias de delgados lechos micáceos y cuarzosos, S_2 sólo se manifiesta en los más micáceos crenulando intensamente a S_1 . Raramente atraviesan los planos de esquistosidad a los horizontes cuarzosos, y cuando lo hacen, sólo aparecen fracturas aisladas y muy irregulares, preferentemente en los núcleos de los pliegues.

Cerca del borde de NW de Cinco Villas, donde afloran los términos aparentemente más altos de la sucesión carbonífera, S_2 es una esquistosidad de fractura espaciada e irregular.

En los casos en que la crenulación de S_2 es más intensa, se produce en las zonas de charnela de los micropliegues una concentración diferencial de cuarzo de segregación o de zeolitas; entonces la roca, al microscopio, se presenta caracterizada por una repetida alternancia de delgados lechos claros y oscuros que puede ser interpretada como un «tectonic-banding» (DE SITTER, 1964).

En algunas láminas transparentes se pueden observar dos esquistosidades posteriores a S_1 , que se cortan, siendo una de ellas posterior a la otra. Debe tratarse de los dos sistemas conjugados a los que ya nos hemos referido anteriormente al tratar los pliegues de F_2 . Ambos lotes de superficies (S_{2a} y S_{2b}), no presentan el mismo aspecto; la S_{2a} , mucho más patente, suele ser una esquistosidad de crenulación y está deformada según S_{2b} y que coincide con los planos más espaciados de un microplegado de apariencia angular.

No se ha encontrado en el campo ninguna lineación de estiramiento de objetos preorogénicos en relación con F_2 . Sólo en los bancos más lutíticos se puede apreciar una lineación producida por la intersección de S_{2a} con $S_1 + S_0$; además está generalmente representada la lineación correspondiente a la propia crenulación producida a favor de S_{2a} .

A veces, superpuesta a las anteriores lineaciones, se puede apreciar otra mucho más espaciada y discontinua que se dispone paralelamente a los ejes de los pliegues P_{2b} ; coincide con la traza de delicados planos de fractura y debe corresponderse con la intersección de S_{2b} con las restantes superficies.

La orientación de las lineaciones consideradas coincide, lógicamente, con la de los ejes de los pliegues originados en la segunda fase de la deformación hercínica.

4.1.1.3. Kink-bands

Sólo en casos aislados hemos podido constatar la existencia de kink-bands, que únicamente se manifiestan en rocas pizarrosas con una esquistosidad S_1 bien desarrollada. Se presentan como pequeños pliegues angulares con los flancos rectos; las superficies axiales de tales pliegues son planas y están marcadas por claras superficies de discontinuidad.

La separación entre cada dos superficies axiales contiguas (ancho de la banda) suele ser muy pequeña; no se han observado nunca estructuras de este tipo con una anchura superior a los 5 cm., aunque lo normal es que sea menor.

Es frecuente que los kink-bands se encuentren asociados en dos sistemas conju-

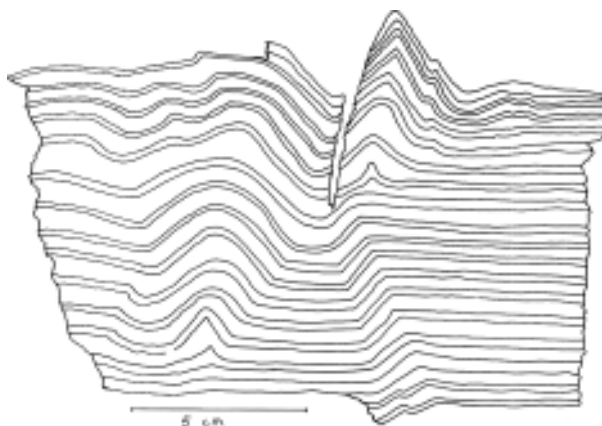


Fig. 41. Ejemplo de kink-band. Dibujado sobre una superficie pulida de la roca.

gados. Los ejes de los pliegues angulares que los forman suelen ser subhorizontales; los planos de kink conjugados, fuertemente inclinados, forman entre sí ángulos $40-50^\circ$, su intersección es subhorizontal con una orientación, en los pocos ejemplos que hemos medido, aproximadamente NE-SW. El sentido de giro de las bandas de kink indica un máximo acortamiento horizontal en dirección perpendicular al eje de los micropliegues y una distensión vertical.

Es posible, tal como sugiere la orientación de los esfuerzos que originan la formación de kink-bands, que éstos guarden cierta relación con algunos de los pliegues de F_2 , aunque representando una etapa más avanzada de la deformación. Sin embargo, el número de los pares de kink-bands encontrados es tan bajo, que no es posible analizar estas estructuras ni relacionarlas adecuadamente con otras de las presentes en el Carbonífero de Cinco Villas

4.1.2. Los antiformes de Aranaz y Lesaka

El examen de la cartografía del sector Lesaka-Aranaz ilustra sobre la existencia de dos estructuras antiformes algo complejas cuyo núcleo está formado por las «calizas de Aranaz» que, como indicamos en su momento, representan la base de la sucesión del Carbonífero.

El trazado del contorno de ambos afloramientos sugiere que la estructura es el resultado de la superposición de dos direcciones de plegamiento cruzadas, una aproxima-

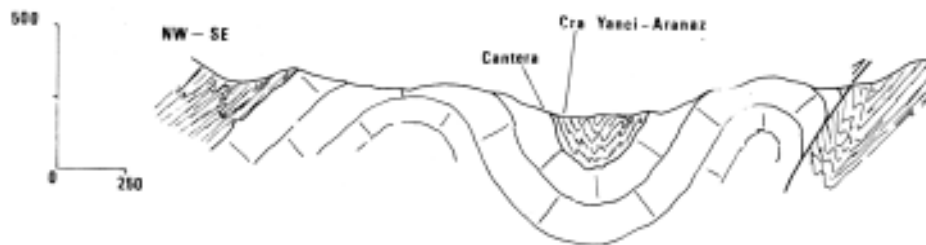


Fig. 42. Corte a través de los antifformes de Aranaz y Lesaka.

damente N 10°E y otra N 60°E; los pliegues de esta última dirección parecen ser vergentes hacia el SE, como lo indica la posición vertical o ligeramente invertida de las calizas en el flanco situado al NE de Aranaz y la existencia de algunas fallas inversas de pequeño salto, cuyos planos buzcan hacia el NW (fig. 42).

La orientación de los dos plegamientos cruzados en los antifformes coincide aproximadamente con los pliegues P_1 y los P_{2a} diferenciadas en los materiales pizarrosos del Carbonífero. Sin embargo, no hemos reconocido pliegues tumbados en las calizas recristalizadas de Aranaz, por lo que, si realmente no existen, cabe la posibilidad de una disarmonía entre dichas calizas y los materiales suprayacentes. En tal caso el potente paquete calizo podría desarrollar pliegues flexurales de radio grande durante F_1 , mientras los materiales más recientes, finamente estratificados, daban lugar a los pliegues P_1 descritos (RAMBERG, 1964).

A pesar de todo lo dicho hay que considerar que la dirección N 60°E de los antifformes de Lesaka y Aranaz, es también coincidente con la de ciertas estructuras que afectan a la cobertera mesozoica y, por lo tanto, no se puede descartar completamente la posibilidad de que sea consecuencia de deformaciones alpínicas. Desafortunadamente no disponemos de los datos necesarios para resolver definitivamente este problema.

4.1.3. Correlación estructural con otros segmentos hercínicos del Pirineo

Ya hemos visto (epígrafe 2.1.2.) que la sucesión esquistosa de Cinco Villas, en la que se evidencia las etapas de deformación referidas hasta ahora, debe pertenecer ya al

Westfaliense, aunque posiblemente los términos basales incluyen parte del Namuriense. Los términos más antiguos, discordantes sobre la sucesión esquistosa y sin trazas de estar plegados por los pliegues P_1 , P_{2a} y P_{2b} , pertenecen a un Estefaniense bien datado, poco alejado de nuestra región (monte Ibanately).

Se puede suponer, por tanto, que las que llamamos fases F_1 y F_2 de deformación tuvieron lugar durante el Westfaliense. En general, los autores que han publicado sobre la «zona axial» del Pirineo admiten, más o menos directamente, la edad Westfaliense de estas deformaciones hercínicas; en particular, H. J. ZWART (1963) supone que el plegamiento principal tuvo lugar durante el Westfaliense B (fase astúrica).

En el Macizo de Cinco Villas, la cronología relativa de los plegamientos superpuestos parece claramente establecida e incluso la relación con la intrusión del stock de Peñas de Aya (epígrafe 3.1.4.). En efecto, la intrusión del granito es posterior a la formación de los pliegues P_1 y P_{2a} , como lo confirma el hecho de que los minerales de metamorfismo de la auréola sean helicíticos sobre las esquistosidades S_1 y S_{2a} . Las relaciones del plutón con los pliegues P_{2b} no han sido establecidas y otro tanto puede decirse respecto a las estructuras más tardías, tales como los kink-bands.

El cuadro 1 recoge la sucesión de etapas de deformación establecidas en diferentes sectores, ya conocidos, de los Pirineos centrales y orientales. Una ojeada a este esquema permite comprobar que en la región estudiada por nosotros se encuentran estilos de deformación esencialmente semejantes a los del resto del Pirineo y ello, a pesar de las diferencias derivadas del distinto grado

ZWART, 1963		MATTAUER et al 1967		GUITARD, 1967		SANTANACH, 1973		ESTEVEZ, 1973	
Ante esqu	Pl.concéntricos E-W			Pliegues concéntricos		Pliegues concéntricos			
1	Infraestructura: isoclinales E-W supraestructura: concéntricos E-W	1	Pliegues isoclinales tumbados E-W vergenia S					1	Isoclinales y mantos penninicos NW-SE
2	Pliegues isoclinales tumbados-N-S, vergencia E. Esquistosidad subhorizontal	2	Pliegues isoclinales tumbados. N-S. Esquistosidad subhorizontal	1	Pliegues isoclinales NE-SW y ENE-WSW, y pliegues asimétricos de dirección variable	1	Pliegues isoclinales tumbados NW-SE Esquistosidad subhorizontal	2	Pliegues isoclinales
			Cizallas horiz.				Cizallas horizontales		
3	Pliegues conjugados NW-SE y NE-SW	3	Pliegues en acordeón N120E Esquistosidad subvertical.	2	Pliegues en acordeón N120E a E-W. Esquistosidad subvertical	2	Pliegues concéntricos y en acordeón N110E.	3	Pliegues concéntricos N47E.
4	Pliegues en acordeón E-W Esquistosidad subvertical	4	Pliegues en acordeón y kink-bands N120E a NE-SW.	3	Pliegues en acordeón y kink-bands NE-SW a N-S.	3	Kink-bands NE-SW	4	Pliegues concéntricos N10W a N3 0W
5	Kink-bands			4	Blastomilonitas plegadas.	4	Kink-bands Esquistosidad subhorizontal	5	Pliegues N110E
Pirenaica	Fracturas		Fracturas		Fracturas		Fracturas		Fracturas

Cuadro 1 (según Estévez, 1973; simplificado)

de metamorfismo de los materiales deformados.

Nuestra F_1 , como se puede apreciar, es correlacionable con la segunda de pliegues tumbados y esquistosidad subhorizontal encontrada por H. J. ZWART (1963 a); es comparable a la fase 2 de M. MATTAUER et al. (1967) y a la fase 1 de P. F. SANTANACH (1974) y G. GUITARD (1967). En dos sectores del Pirineo Oriental (MATTAUER et al., 1967; SANTANACH, 1974) se han citado cizallamientos subhorizontales en una etapa tardía de la fase que produce los pliegues isoclinales tumbados, cizallamientos posiblemente equivalentes a los que hemos descrito para el Macizo de Cinco Villas.

Aparentemente, nuestra Fase 2, tal como se desarrolla en Cinco Villas, es comparable a la Fase 3 de H. J. ZWART, quien la considera compuesta de dos sistemas de pliegues conjugados. Equivale, asimismo, a las Fases 3 + 4 de A. ESTEVEZ (1973), y en parte a las Fases 3 de MATTAUER et al. y a la 2 de G. GUITARD y P. F. SANTANACH.

La relación del plutonismo con las fases de deformación es también semejante a la de otros sectores, presentándose la actividad ígnea después o al final del desarrollo de las estructuras de nuestra segunda fase; tal como indicamos al estudiar el cuerpo granítico de Peñas de Aya, la intrusión se supone sincinemática tardía o postcinemática de nuestra F_2 (epígrafe 3.1.4.).

4.2. ESTRUCTURAS TARDIHERCINICAS Y OTRAS DE ATRIBUCION PROBLEMÁTICA

Los ejes de los pliegues de F_2 , especialmente los P_{2a} , se encuentran muchas veces con inclinaciones superiores a 30° - 40° ; estas acusadas pendientes axiales no son originarias, sino debidas a otras deformaciones. Aunque en los diagramas de ejes B de pliegues de F_2 (fig. 39) se aprecian suaves alargamientos en los máximos de distribución que ya sugieren la posibilidad de que estén plegados, tales alargamientos implican un plegamiento post- F_2 con dirección aproximada E-W, muy común entre las estructuras alpídicas.

La misma duda surge al estudiar algunas fallas existentes en los materiales carboníferos⁽¹⁾ con las que se encuentran asociados pliegues menores con una esquistosidad de fractura grosera y muy espaciada. La representación estadística de los ejes de estos pliegues menores (fig. 43) señala también una dirección predominante E-W, que es asimismo la que poseen las fracturas con las que se asocian; por lo demás, este tipo de estructuras, y con igual orientación, se dan en las fases pirenaicas, como es el caso de las escamas cortadas por la carretera de Leiza a Goizueta, en las que materiales del Buntsandstein quedan pellizcados entre el Carbonífero.

LAS FRACTURAS TARDIHERCINICAS

De acuerdo con la mayoría de los autores recientes (FEUILLÉE y RAT, 1971; MATTAUER y SEGURET, 1971; KRAUSSE, 1973, etcétera), hay que admitir como última fase hercínica, o al menos como fase límite entre esta orogenia y el inicio de la alpídica, la que coincide con la formación de fracturas que compartimentan el edificio recién construido.

Para algunos (MATTAUER y SEGURET, 1971; CHOUKROUNE, LE PICHON, SEGURET y SIBUET, 1973), en esta fase se originan fracturas con una componente en dirección importante que son características de esta etapa en todo el SW de Europa. H. F. KRAUSSE (1973) supone que, al menos en este sector del Pirineo que nos ocupa, debe tratarse simplemente de una etapa de distensión que provoca estructuras de tipo germánico y una compartimentación como la actual de los macizos hercínicos. Según P. FEUILLÉE y P. RAT (1971), la traslación horizontal a favor de estas fracturas es difícil de valorar al menos la de su primer funcionamiento.

La historia de dichas fracturas es complicada. Su funcionamiento no se limita a la fragmentación original del edificio hercínico, antes indicada, sino que continúa durante gran parte del ciclo alpídico, ejerciendo un importante control sobre la sedimentación.

(1) Nos referimos aquí a fallas de extensión limitada, localizadas en algunos sectores, como el de las minas de ollín.

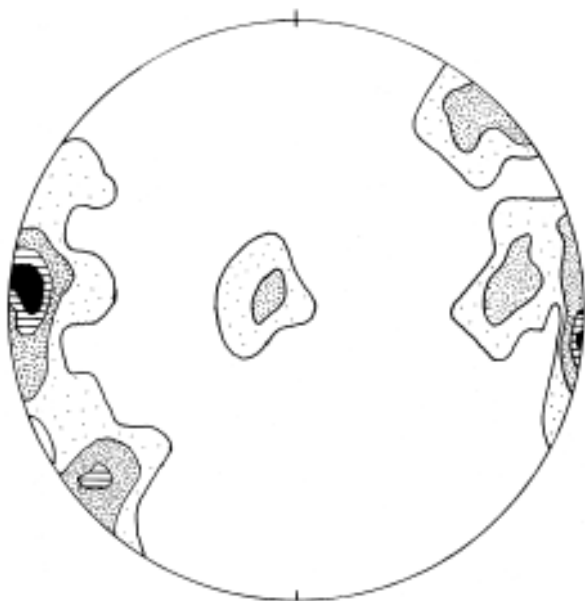


Fig. 43. Diagrama de proyección de ejes de pliegues menores post-F₂. Intervalos < 5, 5-10, 10-15 y > 15%.

Si bien en su origen pudieron responder a una distensión, en épocas posteriores han llegado a funcionar bajo efectos de compresión, hasta el punto de que hoy nos aparecen como fallas inversas que accidentan a materiales posthercénicos.

Las principales fallas que hemos detectado cuyo origen es posible que se remonte a tiempos premesozoicos, son las que constituyen los bordes S y NW del Macizo de Cinco Villas y la que separa a este Macizo del de Peñas de Aya (falla de Aritxulegui). Se puede, por lo tanto, considerar la existencia de dos sistemas, uno de dirección E-W y el otro NE-SW.

Dentro del Macizo de Cinco Villas, existen fracturas que se orientan con las mismas direcciones y que podrían ser también tardihercénicas; a lo sumo afectan a materiales de edad triásica, por lo que no ha podido ser puesta de manifiesto su influencia en la sedimentación mesozoica, es decir, que no se sabe si han funcionado reiteradamente a lo largo de un dilatado período de tiempo.

Aunque hasta ahora hemos hablado de «fallas») o «fracturas» al referir los accidentes tardihercénicos, estos términos no se han utilizado en su estricto sentido; las pri-

meras deformaciones de estos accidentes pudieron no ser discontinuas, mostrándose como simples flexuras a lo largo de zonas deprimidas, sobre las que se habrían de localizar las intensas deformaciones producidas por esfuerzos posteriores.

El comportamiento de estas estructuras como fallas de salto en dirección y como fallas inversas, pertenece ya a la historia alpina, y como tales serán consideradas al analizar las deformaciones pirenaicas.

4.3. GENERALIDADES SOBRE LA TECTÓNICA PIRENAICA

Es un hecho generalmente admitido para los Pirineos vascos que la inestabilidad tectónica alpídica se prolongó a lo largo de un dilatado período de tiempo.

Algunas de las fases de su evolución tectónica no condicionan deformaciones ostensibles y ocasionan sobre todo movimientos verticales de grandes bloques, aprovechando quizás accidentes o zonas de debilidad anteriores. Son movimientos que provocan modificaciones en la cuenca sedimentaria y que influyen selectivamente en la acumulación de material sedimentario.

Entre las fases tectónicas más precoces conocidas se pueden resaltar dos. La primera de ellas, tradicionalmente conocida como fase neocimmérica, tiene lugar coincidiendo aproximadamente con el límite Jurásico-Cretácico y determina la falta de sedimentación, por sectores, o la aparición de sucesiones detríticas en virtud del rejuvenecimiento de los relieves periféricos. La segunda, tiene lugar durante el Albiense superior (fase áustrica o movimientos ante-cenomanienses) y es, asimismo, la causa de la acumulación de materiales detríticos, a veces con características flyschoides.

Las condiciones de inestabilidad que rigen la sedimentación del flysch paleoceno y eoceno inferior de Guipúzcoa son ya prolegómenos de la orogenia pirenaica propiamente dicha.

De las estructuras originadas en la orogénesis principal, el hecho que más resalta cartográficamente es la agrupación de los pliegues en dos sistemas con direcciones diferentes; al NW de Cinco Villas predominan los

pliegues alargados en dirección NE-SW, mientras que, al S y SW, las estructuras adoptan una disposición que va de NW-SW a E-W; la dirección NW-SE es la de trazado de los pliegues de la cobertera entre los macizos paleozoicos vascos y el meridiano de Bilbao, es decir, la dirección dominante en la rama occidental del llamado «Arco Vasco» (RAT, 1959; FEUILLÉE y RAT, 1971).

Quizá uno de los aspectos más notables de nuestra región sea el de significar la evolución de ciertas estructuras cuando pasan de la cobertera al zócalo. Es curioso comprobar la diferencia en el comportamiento de los materiales de cada uno de esos pisos tectónicos, bajo la acción de los mismos esfuerzos regionales.

No obstante, hay que aclarar que no se trata de un «zócalo» en el sentido restringido del término, es decir de un «basamento cristalino» que se comporta pasivamente ante los esfuerzos fracturándose. Por el contrario, el zócalo en los Pirineos vascos parece participar activamente de las deformaciones alpínicas y la disarmonía entre zócalo y cobertera es más una consecuencia del papel del Trías plástico como nivel de despegue, que del comportamiento mecánico diferencial entre ambos pisos tectónicos. Mecánicamente, podríamos considerar como zócalo de los Pirineos vascos a todos los materiales situados por debajo del Trías superior (CAMPOS y GARCIA-DUEÑAS, 1975).

En este sentido, P. LAMARE (1936) ya hizo la distinción entre «plis de couverture» y «plis de revêtement», entre los primeros incluye las estructuras diapíricas y los pliegues de cobertera como estructuras independientes del zócalo, y entre los segundos, las adaptaciones de la cobertera a deformaciones configuradas a mayor profundidad, precisamente en el zócalo.

Desde luego, la mayoría de los autores precedentes han concedido prioridad al estudio de las estructuras alpínicas de la cobertera frente al conocimiento de la estructura interna de los macizos paleozoicos. Los grandes rasgos de la tectónica pirenaica son por ello conocidos.

Pocos son los autores que en mayor o menor grado han invocado una tectónica tangencial al presentar un modelo de las estruc-

turas alpinas, pero los únicos que apuntan en este sentido han interpretado precisamente estructuras de la región estudiada por nosotros.

F. LOTZE (1931 a) supone la existencia de traslaciones horizontales de vergencia SE entre Astigarraga y Villabona, anteriores a los movimientos pirenaicos propiamente dichos, que darían lugar a estructuras E-W. L. JEREZ (1968) delimitó un klippe («islo de Zarauz»), testigo, en su opinión, del trazado del frente de su manto de Aya-Zarauz corrido hacia el NE, que se enraíza, más al SW, en la falla inversa del Pagoeta de P. RAT (1959). Muy recientemente H. HANISCH (1974) ha insistido y generalizado las hipótesis aloctonistas.

Como se ve entre estas hipótesis hay discrepancias y también se apartan de nuestra propia opinión; serán discutidas más adelante.

4.4. LAS ESTRUCTURAS DE LA CORBETERA

Ya hemos señalado antes que el rasgo más sobresaliente de las estructuras de compresión de la cobertera, en el área estudiada, es su disposición en dos sistemas principales (N60E y NW-SE) que, junto con otras E-W, dibujan en conjunto un arco con su concavidad hacia el N (Arco Vasco de P. FEUI y GARCIA-DUEÑAS, 1974 c).

Sin embargo la estructura actual del Arco Vasco es el resultado de tres tipos principales de accidentes: diapiros, pliegues y fallas inversas y fallas de tensión. Desde luego que esto no es el orden cronológico riguroso en que se han desarrollado; sobre todo entre los dos primeros tipos señalados no se puede hacer una distinción clara ya que algunas de las estructuras de compresión (tipo segundo) poseen un marcado carácter diapírico y las que consideramos dentro del primer grupo se localizan en zonas bien definidas en relación con las estructuras de plegamiento.

Por otra parte, entre los pliegues y fallas inversas se presentan estilos diferentes; en unos casos son estructuras disarmónicas respecto al zócalo, con absoluto despegue de la cobertera, mientras que en otros, la disarmonía no parece ser total y, de alguna manera, la cobertera se adapta a la estructura de un substrato algo más rígido.

Hay estructuras de compresión en las cuales intervienen zócalo y cobertera, de manera que, cuando tratemos en el epígrafe 4.5. de las estructuras alpidicas que afectan al zócalo, hay que entender que tales accidentes no son exclusivos de este último. Muchas estructuras del zócalo han sido determinantes de la extensión de la cuenca sedimentaria; su historia es la del borde de la cuenca y sus pulsaciones registradas por las variaciones de las facies, ya han sido analizadas al considerar la paleogeografía.

4.4.1. Diápiros

Estudiaremos aquí aquellas estructuras que se han desarrollado merced a la plasticidad y menor densidad del Keuper, consecuencia de su contenido en sales. Es posible que en algún caso la inyección del material salífero se haya efectuado en relación con las fuerzas de compresión causantes de las estructuras anticlinales y de las fallas inversas que las acompañan. Pero también existe la posibilidad de que las estructuras anticlinales se hayan fijado sobre diapiros precoces, que quedarían englobados en el seno de un accidente regional. El resultado en ambos casos es que la mayor parte del Trías implicado se encaja actualmente por inyección forzada.

Por ello, aunque entre las estructuras diapíricas se pueden incluir tanto las cúpulas como las láminas y muros diapíricos, por ahora sólo consideraremos a las primeras, es decir, aquellas que poseen en cartografía un contorno más o menos redondeado y que, en principio, puedan tener su origen en la diferente densidad y plasticidad del Keuper respecto de los términos que se le superponen. No obstante, algunas de estas estructuras guardan también relación con otras originadas por esfuerzos de compresión, localizándose en la intersección de dos anticlinales y originándose por tanto a la vez que ellas. Veremos en su momento la relación que la situación de tales diapiros pueden tener con el desarrollo de otras estructuras de plegamiento y el interés que ello pueda representar en orden a la consideración de las relaciones del zócalo y la cobertera.

Los diapiros de forma subcircular son consecuencia, creemos, del campo de fuerzas gravitatorio, sin la influencia decisiva de otros esfuerzos orientados (CAMPOS y GARCIA-DUEÑAS, 1974 c). Se han originado directamente por el flujo centrípeto de material poco denso hacia aquellas verticales con menor carga de materiales supratríasicos o con acúmulo inicial, por cualquier razón, del material potencialmente diapírico. Si concurren estas condiciones, se genera al principio una «almohadilla» producida por concentración de material salino y simultáneamente, la periferia de la almohadilla, que paulatinamente va evolucionando hasta conformar un domo salino, sirve de asiento a un surco periférico (TRUSHEIM, 1960). El surco facilita la concentración de una sobrecarga adicional de material sedimentario más denso que el salino y, si esto ocurre, el fenómeno de migración de la sal se autoceba, hasta conseguir la perforación, con la consiguiente elevación relativa del material menos denso. En algunos casos no se alcanza el estadio de perforación; existe un ejemplo de domo, el de Fagollaga, en el que el Keuper no ha llegado a perforar y que podríamos considerar como el resultado de un proceso diapírico abortado; la estructura final es un domo alargado en el sentido E-W, en cuyo centro afloran las arcillas y conglomerados albienses que aparecen rodeados de términos cretácicos más altos.

Entre los diapiros más importantes, que pasaremos a describir a continuación, se encuentran los siguientes: diapiro de Oyarzun, diapiros de San Marcos y Martutene, diapiro de Santiagomendi, domo de Fagollaga y diapiro de Zarauz.

Mención aparte merece el afloramiento triásico de Villabona, que, pese a su carácter localmente perforante, será descrito a continuación de las estructuras diapíricas enumeradas.

DIAPIRO DE OYARZUN

Es una estructura de contorno bastante irregular, situada en el sector en que se amortigua por el W la falla de Aritxulegui.

A causa de la erosión la estructura en cúpula aparece abierta por su borde oriental,

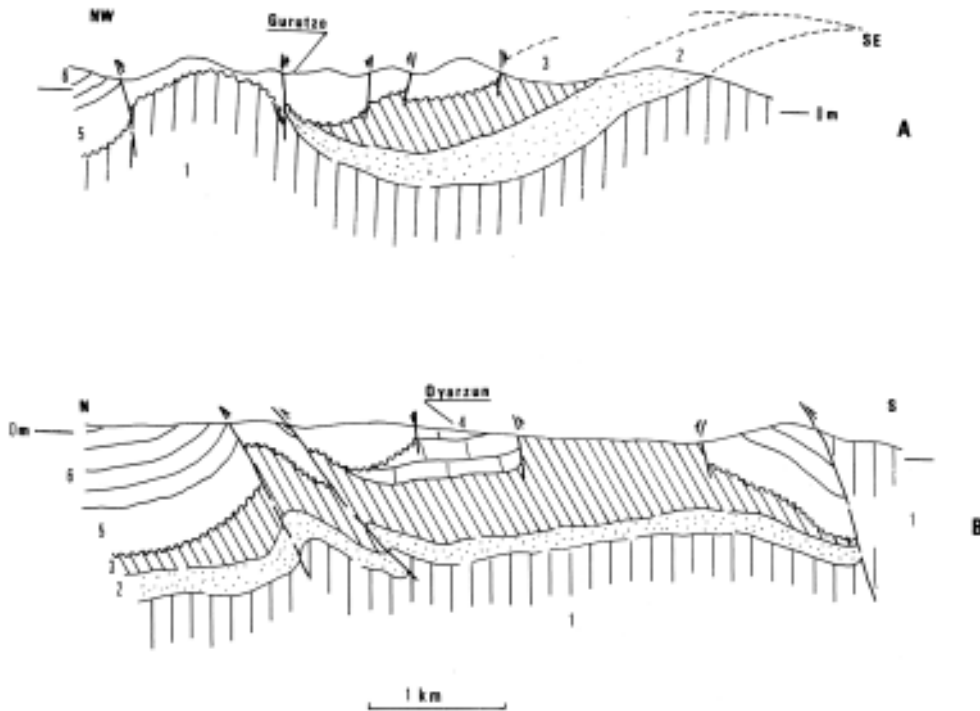


Fig. 44. Cortes esquemáticos de la estructura diapírica de Oyarzun. 1, Paleozoico; 2, Trías inferior; 3, Trías superior; 4, Jurásico; 5, Complejo supraurgoniano; 6, Cretácico superior.

por lo que el Trías superior de Oyarzun se ve reposar sobre el Trías inferior de Cinco Villas.

En el resto de su contorno, el trazado más o menos radial de algunas fracturas de tensión es indicio del movimiento ascensional del material plástico. Los términos de la sucesión supatriásica se encuentran perforados y hacia el centro grandes bloques, irregularmente dispuestos, de ofitas y materiales jurásicos «flotan» entre las arcillas del Keuper.

A pesar de que, casi en la totalidad del borde, el Keuper se pone en contacto con niveles del Cretácico, no hay que pensar en que el ascenso ha sido demasiado importante. Debemos recordar que la situación de esta estructura coincide, aproximadamente, con el que fue el borde de la cuenca sedimentaria durante el Jurásico y la mayor parte del Cretácico inferior, por lo que, localmente, sobre el Trías se llegaron a depositar sedimentos albienses; de hecho, al NE de Oyarzun se puede observar cómo los términos que reposan directamente sobre el Trías son los niveles de conglomerados del

Albiense y, donde hay materiales más antiguos, como los Jurásicos, éstos son poco potentes y presentan facies litorales.

El diapiro de Oyarzun es ligeramente asimétrico con una cierta vergencia hacia el N. En el borde S, aunque existen algunas laminaciones de las sucesiones supatriásicas, el contacto entre el Keuper y los materiales encajantes buza hacia éstos, no observándose superposición anormal del Trías diapírico; por el contrario en el borde N las series albienses y, en algunos casos, el jurásico se encuentran invertidos e, incluso, al N de Oyarzun, las arcillas triásicas, recubiertas por conglomerados y areniscas albienses discordantes, cabalgan sobre la prolongación occidental del anticlinal de San Narciso, en cuyo núcleo afloran los esquistos del Carbonífero, que soportan directamente al Albiense. En la figura 44 se puede apreciar la disposición estructural que acabamos de explicar.

En el borde más occidental, del diapiro al N de la carretera de Astigarraga a Oyarzun, se han podido localizar, próximos a la base del Cretácico superior, algunos niveles brechíticos, entre los que se aprecian cantos

de calizas jurásicas y de ofitas. Este hecho se puede interpretar como producto de una perforación precoz; en ese momento, el material diapírico y su cobertera formaban ya una estructura en domo, relieve positivo en la cuenca sedimentaria, que puede ser erosionado y los materiales arrancados, redepositados en una zona próxima, más deprimida; esto no es obstáculo para que la estructura diapírica haya evolucionado posteriormente,

incluso coincidiendo con la etapa orogénica principal.

Existían referencias sobre el desarrollo, en el N de la Península, de un diapirismo antiguo, en el que al menos en algunos casos, se habría conseguido una perforación total durante el transcurso del Albiense: baste citar a R. BRINKMANN y H. LÖGTERS (1968) entre los autores que recientemente han sostenido este punto de vista.

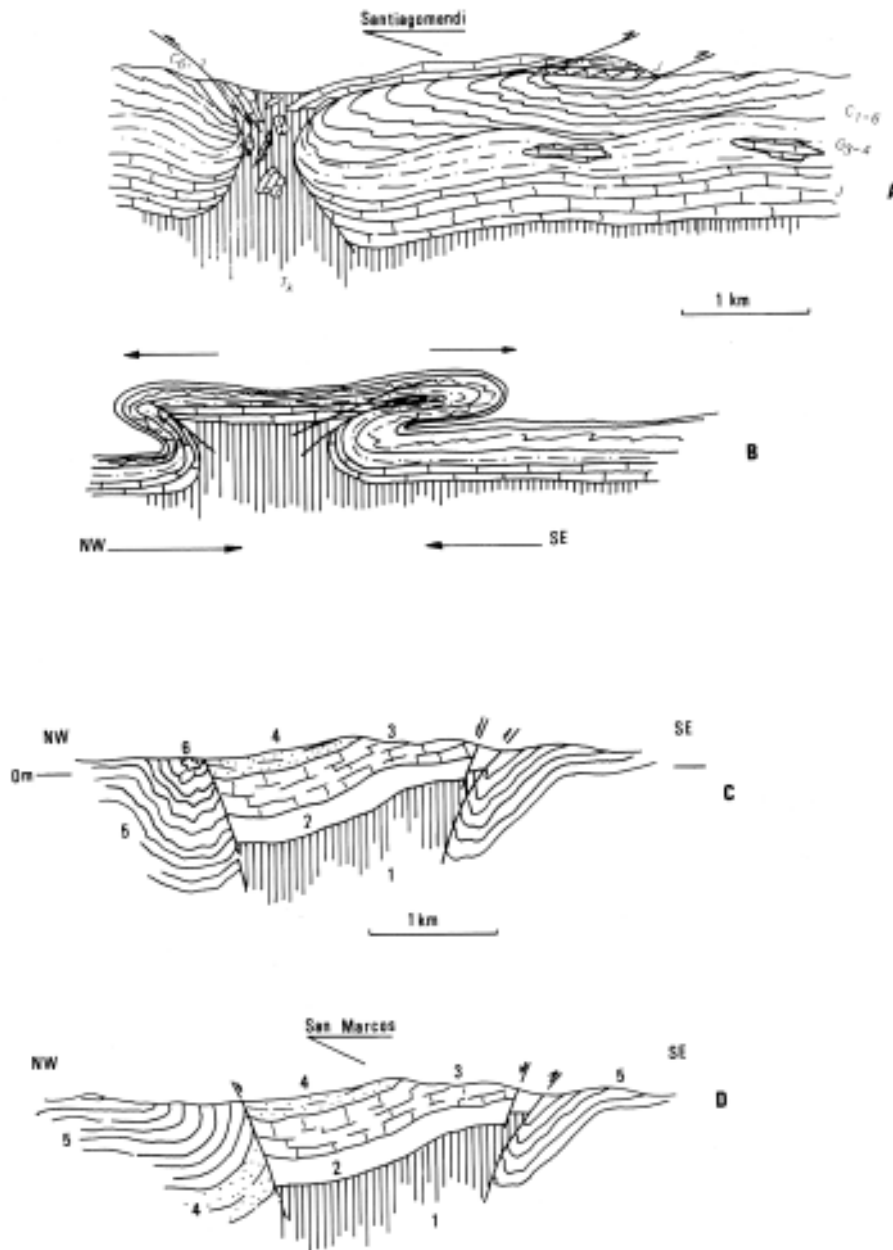


Fig. 45. A y B: Esquemas de L. JEREZ et al. (1971) (reducidos) para explicar las estructuras de Martutene y Santiagomendi. C. corte del Diapiro de San Marcos según J. CAMPOS y V. GARCÍA-DUENAS (1974c); 1, Trías superior; 2, Jurásico; 3, Complejo urgoniano; 4, Complejo supraurgoniano; 5, Cretácico superior; 6, Mastrichtiense-Daniense. D, interpretación actual del mismo corte anterior.

DIAPIROS DE SAN MARCOS Y MARTUTENE

Ambas estructuras fueron descubiertas por P. LAMARE (1936) y discutidas posteriormente por L. JEREZ et al (1971). Se presentan como dos cúpulas coalescentes en las que se ha conseguido la perforación de los materiales de la sucesión supratriásica. En el borde norte de los diapiros, términos del jurásico y cretácico inferior cabalgan al Cretácico superior, invertido. En el borde S, es el Keuper el que se pone en contacto con el Cretácico superior.

L. JEREZ et al suponen que, en el contacto septentrional de dichas estructuras, existen materiales que pueden ser considerados como de edad Maastrichtiense. A partir de ahí concluyen que el conjunto se encuentra cabalgando en todo su contorno, mereciendo el calificativo de «escamas tectónicas» (figura 45 A y B).

Por no disponer tampoco de una datación precisa de las calizas arcillosas rosadas aflorantes a todo lo largo de contacto N anteriormente exageramos el carácter cabalgante de dicho borde septentrional (CAMPOS y GARCIA-DUEÑAS, 1974 c). Pero tales términos no son de edad Maastrichtiense, sino que se trata de los niveles basales del Cretácico superior que, a veces, son justificadamente confundibles con aquéllos por su semejanza litológica.

Las nuevas dataciones nos han permitido reinterpretar la estructura (fig. 45 D), señalando la inversión del borde N de los domos de Martutene y San Marcos.

Para explicar la geometría actual no es necesario, sin que ello signifique negar su concurso, recurrir a empujes horizontales importantes. Esa disposición se puede alcanzar en un estado avanzado del proceso diapírico, debido al creciente aflujo de material salífero hasta conseguir su extrusión. La asimetría que presenta la estructura puede ser debida a que dicha extrusión se consiguió antes por el borde N que por el S.

DIAPIRO DE SANTIAGOMENDI

El Jurásico inferior de Santiagomendi y el Albiense del Alto de Elmillaga, situado al SE, ambos en relación con estrechos afloramientos

de Keuper, habían sido interpretados como unidades superpuestas al Cretácico superior (LAMARE, 1936; JEREZ et al, 1971). No coincidimos con esa opinión porque el estudio detallado de los afloramientos nos induce a pensar en la autoctonía de las supuestas unidades corridas.

P. LAMARE advirtió que las areniscas albienses, del Alto de Elmillaga están en contacto tectónico con la base del Cretácico superior, los otros autores mencionados piensan que dicho contacto se efectúa con términos mucho más altos y concluyen que lo más acertado es suponer la aloctonía como mejor interpretación de la estructura: imaginan la existencia de hasta dos «escamas», la de Santiagomendi y la del Alto de Elmillaga, con una «patria» común y una traslación mínima de unos tres kilómetros procedentes «...probablemente de la charnela o de los flancos de un pliegue tumbado con el flanco inverso estirado. (fig. 45 A y B).

En los niveles del Cretácico superior más próximos a los afloramientos de Santiagomendi y Elmillaga hemos apreciado el desarrollo, sólo en los lechos más arcillosos, de una esquistosidad de fractura cuya relación con la estratificación permite disponer de un buen criterio de polaridad. En todo el contorno las capas del Cretácico superior buzan siempre hacia el interior de los supuestos klippe, hundiéndose bajo materiales más antiguos; pero la esquistosidad, que corta oblicuamente a la estratificación, buza siempre menos que ésta, indicando que, alrededor de toda la estructura, el Cretácico se encuentra invertido.

Nuestras observaciones descartan la hipótesis de aloctonía, y confirman la presencia de una estructura diapírica compleja, producto de un mecanismo similar al utilizado para explicar la génesis de los diapiros de San Marcos y Martutene (fig. 46).

Ciertamente el Albiense de Elmillaga no forma parte, como L. JEREZ et al creían, del flanco invertido de un pliegue tumbado, puesto que, como se aprecia en la cartografía, la sucesión estratigráfica es normal: tal disposición es confirmada por la existencia de Cretácico superior, yacente en contacto normal sobre las areniscas albienses. Pensamos

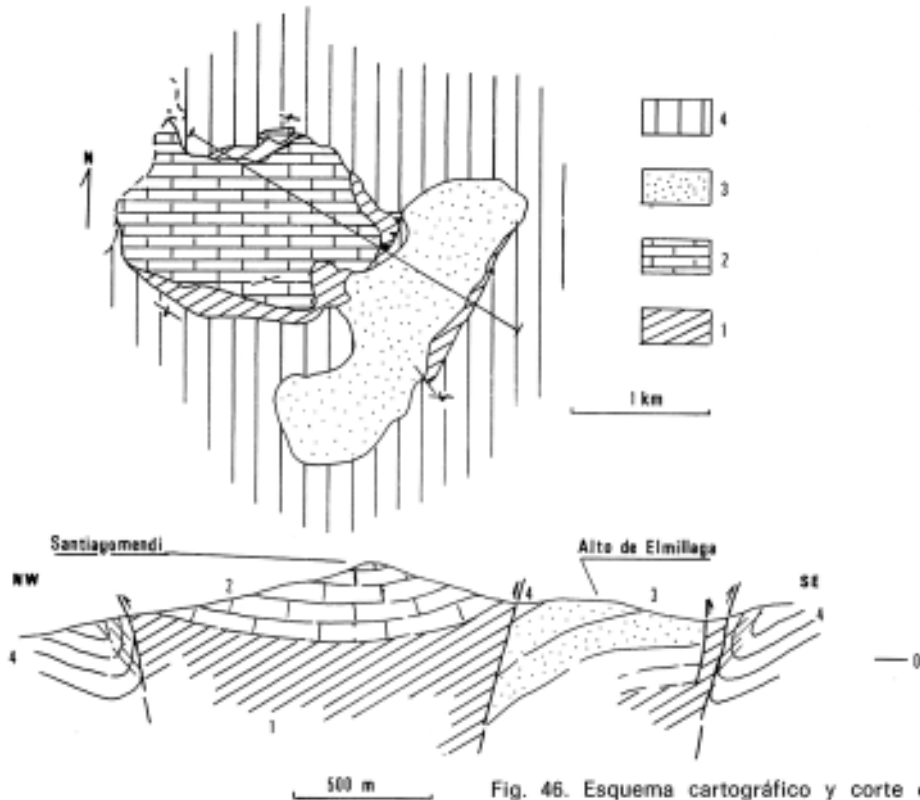


Fig. 46. Esquema cartográfico y corte del diapiro de Santiagomendi. 1, Triás superior; 2, Jurásico; 3, Complejo supraurgoniano; 4, Cretácico superior.

que la estructura del Alto de Elmillaga posee también carácter diapírico, y que la falla inversa que la separa del domo de Santiagomendi puede relacionarse con los esfuerzos responsables del funcionamiento del sistema regional de fallas de dirección N60E.

DOMO DE FAGOLLAGA

Es posiblemente una estructura de origen diapírico en la que el Keuper no ha llegado a perforar totalmente y que podríamos considerar como el resultado de un proceso diapírico abortado, quizá por falta de alimentación halocinética.

La estructura final es de un domo algo alargado en el sentido E-W, en cuyo centro afloran las areniscas y conglomerados albienses, que aparecen rodeados de términos cretácicos más recientes.

La simplicidad de la estructura no requiere que se insista en su descripción, ya que queda perfectamente reflejada en la cartografía. Sin embargo debemos advertir un carácter que creemos importante; el pliegue es

ligeramente vergente hacia el N, presentando su flanco septentrional con buzamiento vertical o, incluso, ligeramente invertido, mientras que en el meridional, la sucesión estratigráfica es normal; en el extremo oriental del domo, se alcanza la máxima proximidad entre las areniscas del Trías inferior cabalgante por la falla de Ereñozu y el Albiense de Fagollaga. Con estas observaciones nos sentimos inclinados a pensar que la conformación del abombamiento es anterior a las fases de plegamiento principales.

DIAPIRO DE ZARAUZ

Es ésta quizás la estructura más polémica de todas las existentes en la región estudiada, habiendo sido objeto de diversas interpretaciones por los diferentes autores que se han ocupado de ella.

L. JEREZ (1968) interpreta la estructura que existe al S de Zarauz como un isleo tectónico, que representa al frente del cabalgamiento existente en la vertiente NE de los montes Gazume y Pagoeta («escama del Pa-

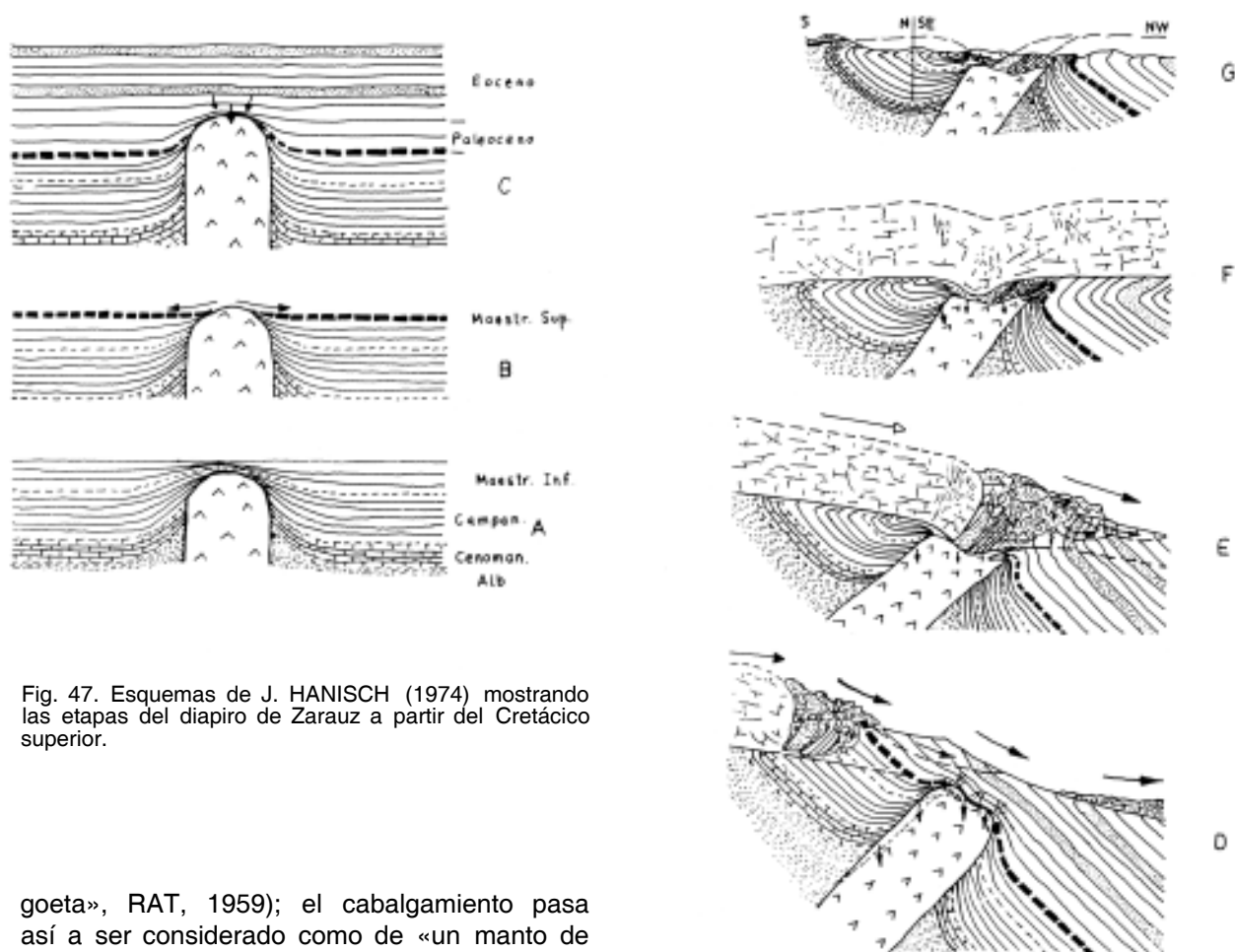


Fig. 47. Esquemas de J. HANISCH (1974) mostrando las etapas del diapiro de Zarauz a partir del Cretácico superior.

goeta», RAT, 1959); el cabalgamiento pasa así a ser considerado como de «un manto de corrimiento originado por un gran pliegue-falla». L. JEREZ supone que la inversión de los materiales terciarios, en el sector de Zarauz, es ocasionada por el choque del frente del manto.

Recientemente, J. HANISH (1974) ha realizado un detallado estudio de esta estructura, efectuando un análisis de su evolución con apoyo en datos estratigráficos. En la fig. 47 se resume esquemáticamente la idea que J. HANISH tiene sobre la evolución del diapiro. Piensa, basándose en las variaciones de espesor de las sucesiones próximas a la estructura, y en la aparición de conglomerados polimícticos (HANISH y PFLUG, 1974) que las arcillas triásicas perforantes habían ya alcanzado el fondo marino en el Maastrichtiense, apreciándose, desde esta edad hasta el Paleoceno, sucesivos soterramientos y extrusiones del material diapírico, hasta que, más tarde, es recubierto por una sedimentación

potente. Posteriormente, mediante una traslación de la misma envergadura y origen que la propugnada por L. JEREZ, los materiales del Cretácico inferior llegan a superponerse al Triás, a la vez que su empuje provoca la inversión de las capas del Flysch terciario, ya buzante por efecto del diapirismo.

Una vez alcanzado el diapiro por el manto, fragmentos desgajados del alóctono se hundieron parcialmente en el Triás y fueron rebasados por el frente del manto: el hundimiento se acentuó más tarde por migración y hasta disolución de la masa salina, siendo esta la causa de que «...actualmente el isleo tectónico se encuentre al mismo nivel topográfico que el flysch».

Evidentemente la hipótesis de J. HANISH es rebuscada y también es muy difícil de reunir todos los datos suficientes para apoyar

categoricamente todas sus afirmaciones. Aunque coincidimos con él en el desarrollo precoz del diapirismo ⁽¹⁾, hemos de matizar varias de las pruebas que aporta para demostrar la extrusión de las arcillas triásicas en el Maastrichtiense y Paleoceno inferior, por ser inconsistentes: en efecto, supone, por ejemplo, que el color rojo de las margas del Maastrichtiense es debido a la difusión y redepositación en el fondo submarino de los materiales del Keuper, pretensión a nuestro juicio inexacta.

Asimismo, la hipótesis del diapirismo intracretácico se ve, en su opinión, soportada por la existencia de conglomerados a diferentes niveles. Si bien es cierto que algunos de los conglomerados polimícticos, intercalados en el Maastrichtiense, pueden guardar relación con perforaciones diapíricas, no creemos que este tenga que ser el origen (HANISH y PFLUG, 1974) de otros conglomerados cretácicos citados por P. FEUILLÉE y B. MATHEY (1972) o por nosotros mismos.

Desde el punto de vista tectónico, creemos que la inversión observada en los términos terciarios en el sector de Zarauz es un fenómeno localizado, cuya causa no corresponde al empuje del manto de corrimiento. Por el contrario la disposición de los horizontes invertidos, formando un arco que rodea a la estructura diapírica, sugiere que haya sido originada por el propio movimiento ascensional y perforante de la masa salina. En el borde S de la estructura, la posición del Cretácico inferior sobre el Maastrichtiense, puede ser debida a empujes posteriores a la configuración del diapiro o a la sucesión de extrusiones y recubrimientos, desarrollados con diferentes intensidades según las verticales, en cada época.

Desde nuestro punto de vista y después de valorar los datos existentes, creemos que la geometría de la estructura de Zarauz puede ser explicada por efectos de un diapirismo más o menos complejo en el detalle, sin necesidad de invocar a la aloctonía del Cretácico inferior.

(1) Nuestras apreciaciones sobre el desarrollo precoz del diapirismo han sido ya publicadas (CAMPOS y GARCIA-DUENAS, 1974c, p. 34: «El diapirismo podría ser en parte preceno o más antiguo»).

AFLORAMIENTO TRIASICO DE VILLABONA

Es el más extenso de toda la región estudiada y posee un tratado irregular, aparentemente ameboide. Sin embargo, su carácter diapírico es poco perceptible: en casi todo su contorno las series supratriásicas se encuentran completas, sin que se observen laminaciones ni contactos anormales, lo que indica que no ha existido la perforación ascensional característica de los diapiros.

Al NE de Villabona y en el sector del Alto de Andazárate, el Keuper se pone en contacto con términos cretácicos. En el resto del afloramiento, los contactos entre las arcillas triásicas y los materiales liásicos están claramente tectonizados, presentándose con frecuencia zonas brechíticas en las que unos y otros materiales están mezclados; existen también laminaciones parciales de las dolomías de base del Jurásico.

Una observación meticulosa permite explicar la forma de este afloramiento, pues su perímetro estrellado es el resultante de la interferencia de dos sistemas de pliegues que se cruzan. De sus cuatro brazos principales, en aspa, dos tienen dirección NW-SE y los otros dos NE-SW, aproximadamente: coinciden, pues, con las dos directrices principales que el plegamiento presenta en toda esta región.

Por un estrecho corredor, que aprovecha el curso del río Oria, el afloramiento de Villabona, se comunica con otro afloramiento triásico de características similares, situado en el sector de Tolosa, aunque este último, sobre todo en su borde S, presenta signos de una perforación más acusada, con laminaciones periféricas más importantes.

La estructura de ambos afloramientos corresponde a la de dos domos, es decir, dos culminaciones, originadas en el cruce de dos estructuras anticlinales vergentes al N, de dirección N60E, con otras dos —pliegues y falas inversas— NW-SE; en los dos primeros anticlinales participa el zócalo, que probablemente llega a intervenir también en los accidentes NW-SE. Una vez configurados los dos domos de interfencia, la migración del Trías superior se vería estimulada hacia el centro de las culminaciones que representan, con lo que los espesores de material salífero lle-



Fig. 48. Esquema cartográfico del área de Villabona-Tolosa. 1, Paleozoico + Trías inferior; 2, Trías superior; 3, Jurásico; 4, Cretácico; Q, Cuaternario. Principales accidentes: A, sinclinal de Gazume; B, falla inversa del Pagoeta; C, sinclinal del Ernio; D, anticlinal de Mendicute; E, anticlinal de Belaunza; F, falla inversa de Ereñozu; G, sinclinal de Goiburru; H, anticlinal de Hernani-Andoain; I, anticlinal del Ondolar; J, sinclinal del Uzturre.

gan a ser muy variables según las verticales.

Si se observa el mapa esquemático de la fig. 48, se puede apreciar la existencia de dos anticlinales principales ENE-WSW, cuyos ejes se hunden hacia el SW: anticlinales del Ondolar y de Belaunza. Entre ellos se sitúa el sinclinal de Uzturre, que presenta su núcleo cretácico «colgado» hacia el W.

De las estructuras NW-SE lo más destacable es el trazado del sinclinal del Ernio, limitado al N y al S por dos disposiciones antiformes asociadas a las fallas inversas del Pagoeta y de Mendicute.

4.4.2. Pliegues y fallas inversas

En la cobertera se distinguen varias alineaciones coincidentes con ejes de pliegues y fallas inversas. Estas estructuras de compresión se pueden agrupar en dos sistemas que, además de poseer direcciones diferentes, presentan un estilo algo distinto.

El sistema mejor representado, aunque sólo sea en el área estudiada aquí, es el de dirección N60E, está formado sobre todo por pliegues que se alinean paralelamente al borde NW del Macizo de Cinco Villas, en los que el rasgo más sobresaliente es la existen-

cia de estrechos anticlinales con el núcleo extruido, con un marcado carácter diapírico, algunos de los cuales han evolucionado dando fallas inversas de pendiente fuerte.

Cabe que la directriz N60 E se corresponda con accidentes de zócalo y ello explicaría el importante desnivel estructural que existe a uno y otro lado de las más destacables estructuras de este sistema (veáse mapa geológico): los propios accidentes, prolongándose hasta el zócalo, condicionarían el gradiente halocinético y la inyección forzada del Trías, perforante en las charnelas de los aparentes anticlinales fallados.

El segundo sistema, NW-SE, presenta señales de mayor independencia del substrato. Está formado por pliegues volcados, vergentes hacia el NE, que al S de nuestra área tienden a doblarse y adoptar una dirección E-W, paralela al borde sur del Macizo de Cinco Villas (alineación de la Sierra de Aralar, manto de los «mármoles». etc.).

A continuación pasaremos a describir las principales estructuras de plegamiento y fallas inversas relacionadas con ellas, agrupándolas según el sistema a que pertenezcan.

4.4.2.1. Las estructuras N60E

Las estructuras de este sistema se agruparán según su ubicación en una u otra de las dos zonas separadas por la prolongación hacia el W (hasta San Sebastián,) de un importante accidente: la zona de fractura de Aritxulegui. Esta falla, a la que nos hemos referido en repetidas ocasiones, ha ejercido un gran papel en la historia paleogeográfica, controlando durante un largo período de tiem-

po la distribución de facies de los materiales sedimentarios acumulados en la cuenca.

Al ser las series estratigráficas diferentes al N y S de dicho accidente, no sólo litológicamente, sino también en su espesor, el estilo de las estructuras será también ligeramente distinto a uno y otro lado de la zona de fractura. En el sector de Irún, el Albiense reposa directamente sobre materiales del Trías inferior y del Paleozoico, comportándose solidariamente con el zócalo en las deformaciones; la única disarmonía se presenta en el Cretácico superior, cuyos materiales manifiestan una estructura interna relativamente complicada. Por el contrario, al SW de Oyarzun las series mesozoicas están completas y existe un Trías superior que actúa como nivel de despegue de la cobertera, que se pliega en disarmonía con el zócalo, aunque como hemos indicado, es posible que las estructuras de plegamiento estén localizadas en relación con accidentes del zócalo.

LAS ESTRUCTURAS DE LA COBERTERA EN EL SECTOR DE IRUN

Como acabamos de decir, los materiales posthercínicos se pliegan aquí solidariamente con el zócalo, por lo que en este caso tendremos que considerar conjuntamente la estructura de ambos pisos estructurales.

La única estructura que, por sus dimensiones, puede ser representada en cartografía en el sector es el pliegue antiformal de San Narciso. Es un anticlinal en cuyo núcleo afloran los materiales carboníferos de la sucesión esquistosa de Cinco Villas, de manera que estos presuntos materiales del zócalo

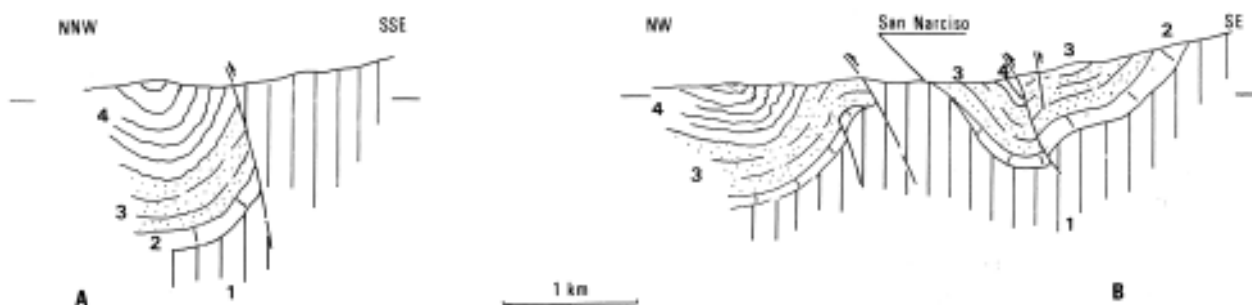


Fig. 49. Dos cortes del borde NW del Macizo de Aya. A: al S de Irún, B: por las minas de San Narciso. 1, Paleozoico; 2, Trías inferior; 3, Cretácico inferior; 4, Cretácico superior.

aceptan activamente la deformación del plegamiento alpino.

El anticlinal de San Narciso tiene una dirección aproximada N70E y es ligeramente vergente hacia el NW. En su flanco septentrional, las areniscas albienses, discordantes sobre el Carbonífero, están invertidas y, en algunos puntos, laminadas, presentando un espesor muy reducido; esto nos ha inducido a interpretar como de falla inversa el contacto entre dichos dos términos en ese flanco.

De la observación de la cartografía puede deducirse que la estructura anticlinal se prolonga hacia el SW por el antiforme situado al norte del diapiro de Oyarzun (fig. 44 A).

En el flanco S la sucesión cretácica está normal sobre el Paleozoico; el Cretácico superior aflora en un apretado sinclinal, también vergente hacia el NW, y cuyo flanco S está afectado por las fallas que limitan el Macizo (fig. 49).

Quizás la característica más sobresaliente, desde el punto de vista estructural, en el área situada al sur de Irún sea la deformación interna del Cretácico superior, con pliegues de menor orden que los cartográficos y desarrollados sin la existencia de un despegue neto con los términos infrayacentes. La secuencia supraalbiense posee una potencia relativamente grande y una litología (alternancia de lechos competentes y otros plásticos) apropiada para plegarse con un estilo diferente de su substrato, que es más rígido y con predominio de areniscas y conglomerados en el Albiense y, más abajo, con un Paleozoico ya plegado anteriormente. Es frecuente observar cómo los lechos del flysch cretácico superior se presentan muy replegados, con pliegues decamétricos a métricos que, mientras en los niveles más competentes tienden a manifestar un carácter isopaco, en los más arcillosos muestran un adelgazamiento de los flancos y engrosamiento de la zona de charnela, contribuyendo a darles una geometría próxima a la de pliegues similares, en los que se desarrolla una esquistosidad de plano axial muy irregular: la esquistosidad suele ser mejor desarrollada en los núcleos, a causa de la deformación por aplastamiento (flattening) en el interior de los pliegues flexurales. El mecanismo de plegamiento de

conjunto es flexural, con aplastamiento para los niveles arcillosos. En algunos afloramientos hemos reconocido en estos mismos materiales, pliegues angulares métricos que se encuentran fracturados en sus charnelas. No hemos podido medir suficiente número de ejes de estos pliegues como para representarlos en diagrama, pero las determinaciones realizadas indican que su dirección oscila alrededor de N60E, y su vergencia es hacia el NW, siendo pues congruentes con los pliegues mayores que existen en el sector.

LOS PLIEGUES Y FALLAS INVERSAS ENTRE OYARZUN Y AYA

Al SW de las estructuras diapíricas que se emplazan entre Oyarzun y San Sebastián, la estructura de la cobertera está caracterizada por varias alineaciones coincidentes con la dirección de los ejes de pliegues (fig. 50).

Las principales estructuras son el *sinclinal de Goiburu*, inmediatamente al norte de la falla de Ereñozu que limita al Macizo de Cinco Villas, el *anticlinal de Hernani-Andoain*, con núcleo triásico inyectado, que se anastomosa por el NE con los diairos de Santiagomendi y San Marcos-Martutene, y el *sinclinal del Monte Andatza*, sinclinal colgado, limitado al N por la *falla de Usúrbil* y al S por el anticlinal de Hernani-Andoain.

Estas estructuras acaban hacia el SW contra el afloramiento triásico de Villabona o chocando, en el caso de las más septentrionales de ellas, con la falla de Pagoeta, que las cabalga. Es esto lo que ha llevado a P. RAT (1959) a hacer algunas consideraciones sobre la cronología de los dos sistemas de estructuras de la cobertera; como veremos más adelante, este único hecho no es concluyente para tomar una postura al respecto y no podemos afirmar por el momento si ambos sistemas son el resultado de dos fases separadas en el tiempo o se trata de estructuras desarrolladas casi simultáneamente.

Aunque el tamaño de estas estructuras es suficientemente grande para quedar reflejados con cierto detalle en cartografía y su simplicidad no requiere extenderse mucho en su descripción, haremos algunas observacio-



Fig. 50. Esquema cartográfico en el que se indican los nombres de las principales estructuras de dirección N60E en el área de San Sebastián-Zarauz-Tolosa.

nes acerca de los rasgos que nos parecen más interesantes.

Sinclinal de Goiburu.—Es un pliegue relativamente simple, cuyo núcleo está formado por materiales del Cretácico superior. Hacia el NE acaba en un cierre perisinclinal, un tanto irregular, por interferencia con los domos de Santiagomendi y Fagollaga. El extremo SW se sitúa en los alrededores de Villabona, en donde se ve limitado por el Trías superior que allí aflora.

Sus flancos están marcados por dos importantes accidentes tectónicos. En su flanco meridional, el Cretácico superior está afectado por la falla inversa de Ereñozu, a lo largo de la cual afloran de manera discontinua materiales del Jurásico y Cretácico inferior, aprovechando las escamaciones que se originan en relación con el gran accidente. En el flanco N, los materiales cretácicos se po-

nen en contacto con el Trías diapírico del anticlinal Hernani-Andoain; dicho contacto ha sido anteriormente interpretado (LOTZE, 1931; LAMARE, 1936; RAT, 1959; JEREZ-MIR et al., 1971), como el frente de un cabalgamiento hacia el SE («escama de Buruntza», LAMARE, op. cit.), cuyo origen se encuentra en un pliegue volcado despegado a nivel del Keuper. Sin embargo, aunque en algunos puntos, sobre todo entre Hernani y Andoain, el Trías se superpone al Cretácico superior, hemos encontrado datos indicativos de que estos últimos términos están invertidos, y en otros puntos, al SW de Andoain, el Cretácico buza hacia el S, adivinándose su posición sobre las arcillas del Keuper. En definitiva, pensamos que no existen criterios para suponer la existencia de una unidad cabalgante hacia el SE y que el Trías de Andoain puede ser interpretado como diapírico, existiendo la posibilidad

de que, en algunos puntos, el Keuper al ser extruido produjera la inversión de los materiales perforados, bien como consecuencia de la propia perforación o por la acción, además, de posteriores esfuerzos de compresión.

El anticlinal de Hernani-Andoain. —Situado inmediatamente al NW del sinclinal de Goiburru, es la estructura que los autores anteriores habían definido como «escama de Buruntza» a la que acabamos de referirnos.

Se trata de un anticlinal diapírico cuyo núcleo, ocupado por arcillas del Keuper, ha sido extruido.

El flanco N se puede considerar dividido en dos segmentos que presentan una complicación tectónica diferente, separados por una posible discontinuidad, no observable por encontrarse cubierta por los aluviones del río Oria, a su paso por Andoain.

Al SW de ese pueblo, las sucesiones supratríasicas se encuentran completas, o, a lo sumo, están laminados los términos inferiores de las mismas; sus buzamientos en la proximidad del contacto son muy suaves hacia el N y la secuencia está normal. Por el contrario, entre Andoain y Hernani, el mismo flanco N está invertido, buzando hacia el SW, encontrándose laminados los materiales del Jurásico y el Cretácico inferior. La inversión es progresivamente más acusada hacia el NE, y al N de Urnieta la estructura se resuelve en una serie de pequeñas escamas vergentes

al NW (fig.51). La observación de estas inversiones en el sector del monte Buruntza ha llevado a imaginar (JEREZ et al., 1971) que el pliegue vergente al SE supuesto por P. LAMARE se trataba en realidad de un pliegue en forma de abanico.

Por nuestra parte, volvemos a insistir sobre la naturaleza diapírica de esta estructura cuyas vergencias aparentes se pueden explicar por un simple fenómeno de extrusión, sin necesidad de recurrir a traslaciones horizontales de importancia.

En su extremidad más septentrional, el anticlinal diapírico, se divide en varias ramas, que corresponden al cruce de dos accidentes de diferente dirección; el diapiro de Martutene parece representar la prolongación del anticlinal que estamos describiendo, que en el sector de Hernani interfiere con otra estructura antiforme, de dirección aproximada E-W. En ella pueden diferenciarse dos elementos principales; hacia el E, el diapiro de Santiagomendi, del que ya nos hemos ocupado, y al W el afloramiento diapírico de Recalde-La Florida («braquianticlinal de Recalde-La Florida», LAMARE, 1936); la estructura es alargada, ligeramente curvada, con convexidad hacia el N en cuyo núcleo afloran las margas triásicas; en sus flancos, las series jurásicas se encuentran invertidas y escamadas, con vergencias divergentes respecto al eje del anticlinal (fig. 52).

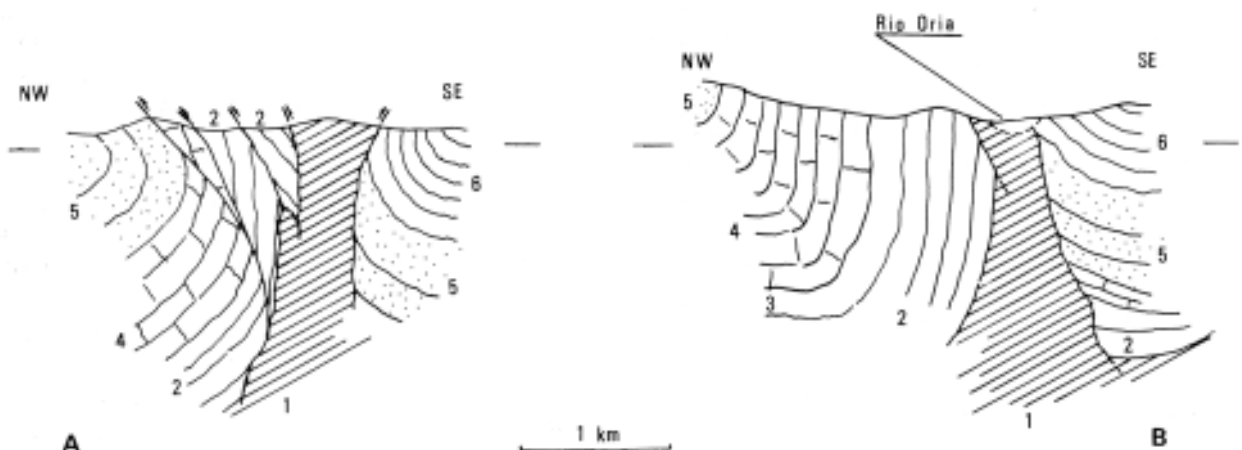


Fig. 51. Dos cortes transversales del anticlinal Hernani-Andoain. A: entre Hernani y Urnieta; B, entre Andoain y Villabona. 1, Trías superior; 2, Jurásico; 3, Complejo Purbeck-Weald; 4, Complejo urgoniano; 5, Complejo supraurgoniano; 6, Cretácico superior.

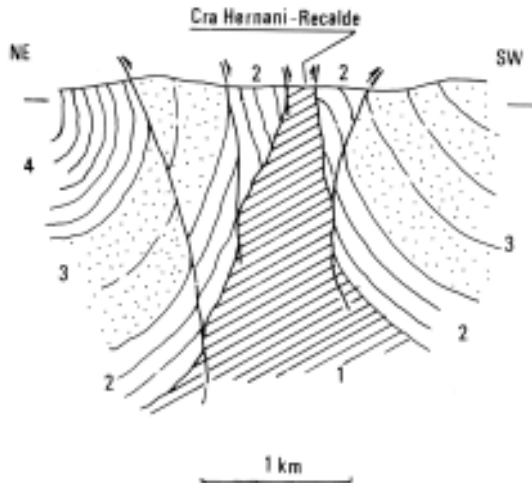


Fig. 52. Corte del anticlinal diapírico de la Florida. 1, Trías superior; 2, Jurásico; 3, Cretácico inferior; 4, Cretácico superior.

Sinclinal del Monte Andatza y Falla inversa de Usúrbil.—Al N del anticlinal diapírico de Hernani-Andoain, la estructura del sector del monte Andatza se presenta con un amplio sinclinal colgado, cuyo núcleo está ocupado por materiales supraurgonianos.

Es un pliegue asimétrico, como puede apreciarse en el corte correspondiente al Monte Andatza, del anexo 2, con el eje ligeramente inclinado hacia el SW. Su flanco meridional sigue una dirección NE-SW, característica de estas estructuras, pero al llegar a la altura de Aduna, cambia de orientación, doblándose hacia el W y resolviéndose, al N de Asteasu, en una ondulación con concavidad hacia el SE: precisamente esta incurvación es uno de los argumentos utilizados por P. RAT (1959) para separar en el tiempo la formación de los dos sistemas de pliegues existentes: dicho autor la supone debida a los empujes que originaron la estructura del Monte Ernio, lo que indica para él que éstos se produjeron cuando ya estaba configurada la estructura del Monte Andatza. En efecto, como ya hemos señalado en el epígrafe 4.4.1., se puede ver en ese sector la interferencia de dos sistemas de pliegues (uno NW-SE y otro N60E) que ocasionan la aparición de una estructura de contorno estrellado, pero la pequeña incurvación que aquí se observa puede ser ocasionada por simple esfuerzo ascensional y extrusión diapírica, sin necesidad de

recurrir a empujes tangenciales. De hecho en esa parte de la estructura se aprecian vergencias contrarias, hacia el exterior de la misma y no sólo hacia el NE, como es el caso en los pliegues del sector del Monte Ernio.

El supraurgoniano del núcleo sindical del Monte Andatza cabalga por el NW, al Cretácico superior de Orio.

La falla de Usúrbil, en relación con la cual se efectúa el cabalgamiento, se extiende a lo largo de unos 17 km., entre Aya y el río con un trazado NE-SW que al N de Urumea, Hernani, tiende a hacerse E-W. La superficie de la falla tiene un buzamiento poco variable en todo su trazado y siempre es próxima a la vertical, aunque inclinándose hacia el SE. Próximo a la falla se desarrolla una esquistosidad subvertical en los niveles más arcillosos, tanto supraurgonianos como del Cretácico superior, mientras que en los lechos detríticos de grano grueso se forman pliegues parásitos que, en ocasiones, se encuentran traspuestos por cizallas. En su extremidad occidental la falla acaba en un pequeño afloramiento de Keuper diapírico (diapiro de Bekoerrekka), al E de Aya.

La estructura parece tener su origen en un accidente más profundo, que en la cobertera se traduce, en un principio, por una flexura y que más tarde evolucionará diapíricamente, como un pliegue diapírico fallado.

En efecto, una fractura en el zócalo, siendo el bloque hundido el N, provoca, al adaptarse pasivamente a él, una vergencia aparente hacia el N en los materiales de la cobertera. La desnivelación tectónica ocasionada puede favorecer la migración y concentración del Trías plástico a lo largo de la zona de fractura, y el mismo Trías al tender a inyectarse entre las series suprayacentes, acentúa la asimetría de la estructura de la cobertera. En una etapa posterior, el concurso de empujes horizontales puede conducir a la configuración actual del accidente; sin embargo, el desplazamiento horizontal no debió ser muy importante, como lo demuestra el hecho de que la falla posea en casi todo su trazado un fuerte buzamiento y que apenas se encuentre deformado el pequeño diapiro de Bekoerrekka.

4.4.2.2. Las estructuras NW-SE

Están representadas en la región estudiada por los pliegues y fallas inversas que existen entre el Monte Pagoeta, al W de Aya, y el sector de Tolosa.

Así como en las estructuras N60E, que acabamos de estudiar, predomina el carácter diapírico, sin necesidad de recurrir para explicarlas a grandes acortamientos, las de dirección NW-SE manifiestan un mayor acortamiento horizontal, con pliegues muy apretados y vergentes al NE, a la vez que las fallas inversas asociadas son mucho más tendidas. Sugieren una mayor independencia de la cobertera, despegada de su substrato; sin embargo, el despegue no debe ser total y, de alguna manera, se localizan en relación con ciertos accidentes del zócalo, como veremos más adelante.

Las estructuras (fig. 53) que hemos de considerar en este apartado son: el *sinclinal de Gazume* y la *falla inversa del Pagoeta*; el *sinclinal del Ernio*, separado del anterior por la falla de Régil, y que hacia el Valle del Oria incurva su eje; al S del sinclinal del Ernio se sitúan el *anticlinal fallado de Mendicute* y el *anticlinal y sinclinal de Urquizu*. Los pliegues del sector de Urquizu se prolongan hacia el SE, fuera de nuestros límites.

Sinclinal del Gazume y Falla inversa del Pagoeta.—Al N de Régil, las series del Jurásico y Cretácico inferior forman una estructura sinclinal, colgada, en cuyo núcleo afloran materiales supraurgonianos: es el sinclinal del Gazume (o sinclinal de Santa Engracia, P. RAT, 1959). Aunque en el núcleo los términos cretácicos adoptan aparentemente la forma de un pliegue simétrico, en conjunto

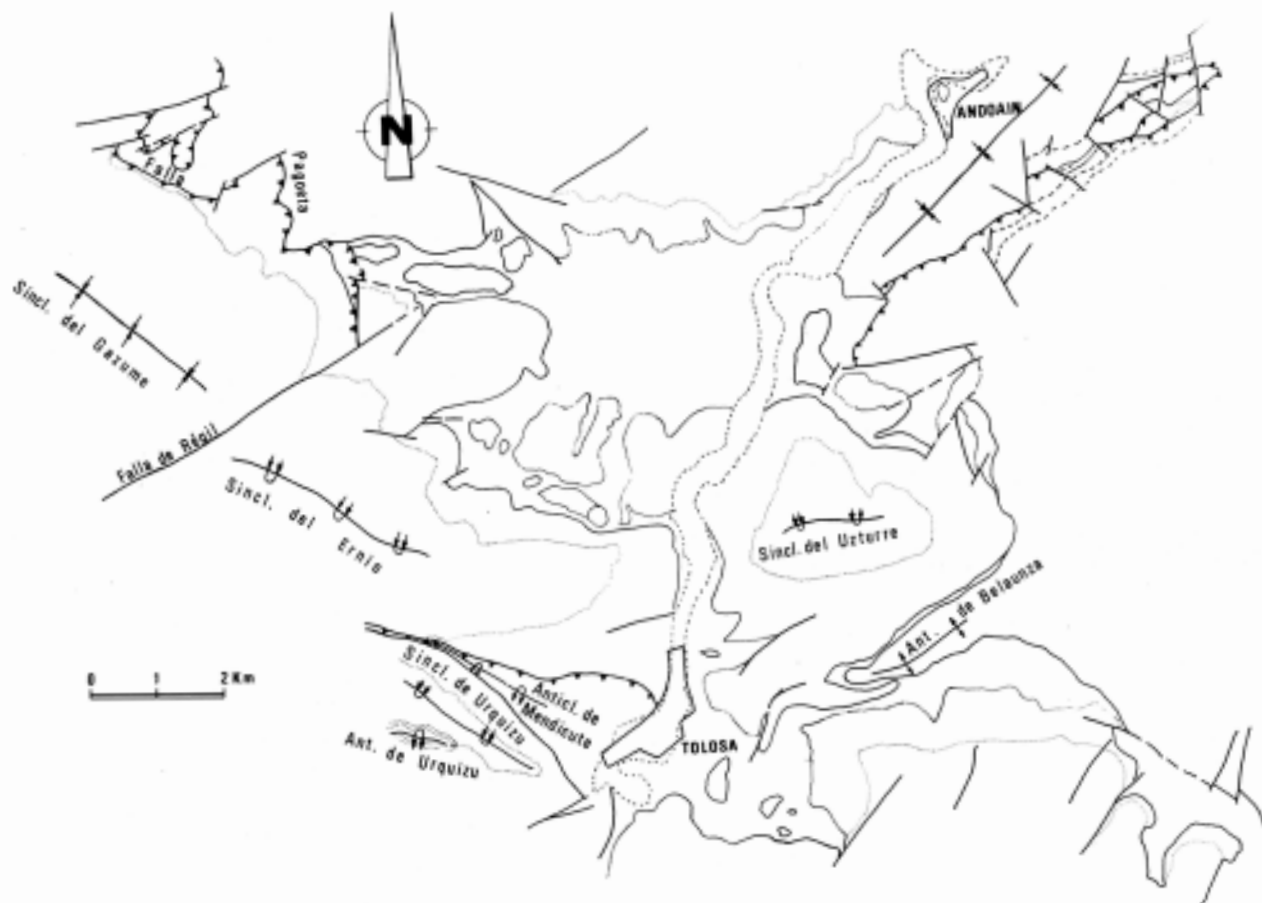


Fig. 53. Esquema cartográfico parcial en el que se indican los nombres de las principales estructuras del sistema NW-NE.

presenta una ligera asimetría. En efecto, mientras su flanco NE buza de forma más o menos constante hacia el SW, en el flanco SW, del que sólo aflora en el área estudiada su extremo SE, se puede apreciar cómo el buzamiento de los niveles va variando hacia la parte baja de la sucesión estratigráfica y los niveles jurásicos se encuentran invertidos.

Por el NE, la estructura del Monte Gazume cabalga, con un frente a lo largo de unos diez kilómetros, a las formaciones supraurgonianas y del Cretácico superior. Este accidente, ha merecido la atención especial de otros autores (RAT, 1959; JEREZ, 1968), que han señalado la importante traslación horizontal del labio cabalgante; el último de ellos ha llegado incluso a considerarlo como un manto de corrimiento, suponiendo que los materiales del Cretáceo inferior, que afloran en el diapiro de Zarauz, constituyen un isleo tectónico. Sin embargo, como ya hemos indicado, no existen pruebas concluyentes para admitir que sea cierta la hipótesis de L. JEREZ, y solamente es posible afirmar que el salto de la falla de Pagoeta es como mínimo de unos 4,5 km., distancia aproximada entre los puntos más avanzados y la posición presumible de la raíz del cabalgamiento.

La base del paquete cabalgante está formada generalmente por arcillas del Keuper, que suelen englobar cantos angulosos de ofitas y de dolomías de la base del Jurásico; no obstante, en algunos sectores los materiales que forman el frente de cabalgamiento son estratigráficamente más altos. La observación detallada del mapa geológico permite apreciar cómo las variaciones en los materiales situados en el frente festoneado actual se distribuyen según alineaciones paralelas entre sí y ello nos sugiere que la sucesión cabalgante pudiera encontrarse ligeramente plegada antes de que se desarrollara el accidente, con lo que la superficie de traslación cortaría oblicuamente a los niveles estratigráficos.

Por otra parte, el trazado festoneado de la cartografía parece responder a varias causas, y no sólo a la intersección con la topografía de una superficie poco inclinada. En efecto, la falla parece estar afectada por pliegues N60E, que pueden haber contribuido a

acentuar las irregularidades en el trazado cartográfico; de nuevo nos tropezamos con la cuestión de la cronología relativa de los dos sistemas de pliegues y fallas de la cobertera, ya que, por lo que acabamos de exponer, se afectan unas a otras parcialmente.

Según P. RAT (1959) las propias características litológicas de los términos cabalgados han influido en el desarrollo de esta gran falla inversa, que no se ha debido beneficiar únicamente del papel lubricante del Trías superior plástico.

En la proximidad del accidente, se aprecian algunos tipos de estructuras menores que sin duda están relacionadas genéticamente con aquél; entre ellas podemos citar la formación, en los niveles más detríticos, de pliegues de arrastre, de tamaño centimétrico, y de una esquistosidad en los lechos más arcillosos; en el km. 31 de la carretera de Orio a Villabona se pueden observar bellos ejemplos de estos pliegues y esquistosidad.

Aunque no ha podido ser constatado a lo largo de todo el trazado (fig. 54), el afloramiento en los alrededores de Aya de términos datados como pertenecientes a la base

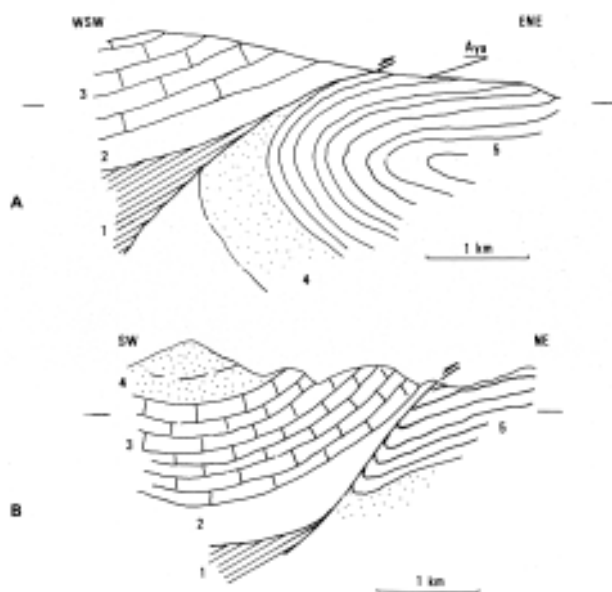


Fig. 54. Dos cortes de la falla inversa del Pagoeta. A: en el sector de Aya; B: entre Aya y el monte Gazume. 1, Trías superior; 2, Jurásico; 3, Complejos Purbeck-Weald y urgoniano; 4, Complejo supraurgoniano; 5, Cretácico superior.

del Cretácico superior indica que los materiales cabalgados se encuentran invertidos junto a la falla inversa. Ello indica que la estructura podría tener su origen en un pliegue volcado que haya evolucionado hasta dar una falla inversa de ángulo tendido, con laminación de su flanco invertido.

Por último, señalaremos siguiendo a P. RAT que la amplitud del desplazamiento horizontal no es constante a todo lo largo de su trazado, aumentando hacia el NW, pues varía desde poco más de un km. en las proximidades del monte Ernio hasta unos tres kilómetros en el sector de Indamendi (fuera de los límites del área estudiada por nosotros); la misma progresión hacia el NW del salto sería, según esta hipótesis, la causa de la curvatura que se aprecia en el sinclinal del Ernio.

Sinclinales del Ernio y del Uzturre.—La estructura del Gazume se continúa hacia el SE, después de la discontinuidad de Régil, con la del monte Ernio. Es este un sinclinal, igual que aquél, en cuyo núcleo afloran términos de edad Albiense.

En el Ernio la asimetría del pliegue es mucho más acusada, pues su flanco septentrional buza suavemente hacia el S y el meridional se encuentra invertido, inclinándose con un fuerte ángulo también en el mismo sentido (fig. 55).

La falla inversa del Pagoeta no tiene tampoco continuidad al SE de la falla de Régil; al N del sinclinal del Ernio, las series jurásicas se disponen normalmente sobre el Keuper, que aflora ampliamente en el área de Villabona, y al que ya nos hemos referido anteriormente.

Al S de Alquiza, el sinclinal del Ernio, cuyo eje poseía una dirección NW-SE, sufre una inflexión y adopta la N70E; aparentemente podría seguirse, después de atravesar el valle del río Oría, por el sinclinal del monte Uzturre, pero, si se considera la posibilidad de que existan pliegues superpuestos, parece más razonable admitir que la terminación del sinclinal del Ernio resulte de la prolongación de un sinclinal del sistema N60E, quizá el sinclinal de Goiburu.

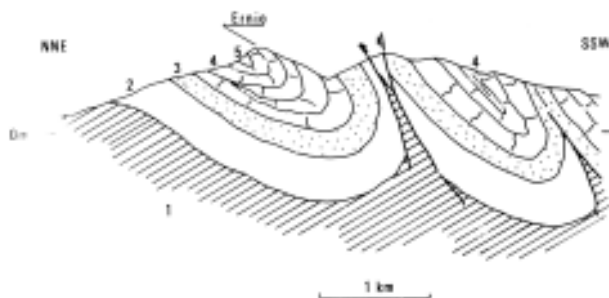


Fig. 55. Corte del sinclinal del Ernio y pliegues de Urquiza. 1, Trías superior; 2, Jurásico; 3, Complejo Purbeck-Weald; 4, Complejo urgoniano; 5, Complejo supraurgoniano.

El sinclinal del Uzturre (fig. 56) es también un pliegue colgado, asimétrico, con su flanco meridional invertido, pero con características geométricamente algo diferentes de las de Ernio. La estructura está relacionada con la disposición del zócalo ya que se sitúa en una depresión del substrato de forma sinclinal, limitada por dos pliegues anticlinales, al N el del monte Ondolar, que se cierra periclinalmente en Villabona, y al S, el de Belaunza, que hunde su eje hacia el W (véase también fig. 48). La estructura sinclinal está, sin embargo, acentuada en la cobertura que se encuentra visiblemente despegada; pensamos que una migración del Keuper hacia las zonas de charnela de los dos pliegues anticlinales citados y el posterior concurso de esfuerzos tangenciales, han podido ser las causas de la disarmonía de la cobertura respecto del zócalo.

Como ya hemos indicado, las estructuras del Pagoeta y del Ernio están separadas por una superficie de discontinuidad, que llamaremos *falla de Régil* («déchocement de Zelatun» de RAT, 1959).

Es una fractura de trazado rectilíneo y transversal a las estructuras dirección N60E), en la que se aprecia un aparente salto en dirección. Este «desgarre», sin embargo, no está patentizado por un desplazamiento horizontal relativo de los dos bloques separados por el accidente, sino más bien por un diferente comportamiento de los mismos ante los esfuerzos compresivos a que han sido sometidos. El bloque N, formado por los materiales que intervienen en la falla del Pagoeta, ha absorbido dichos esfuerzos trasladándose

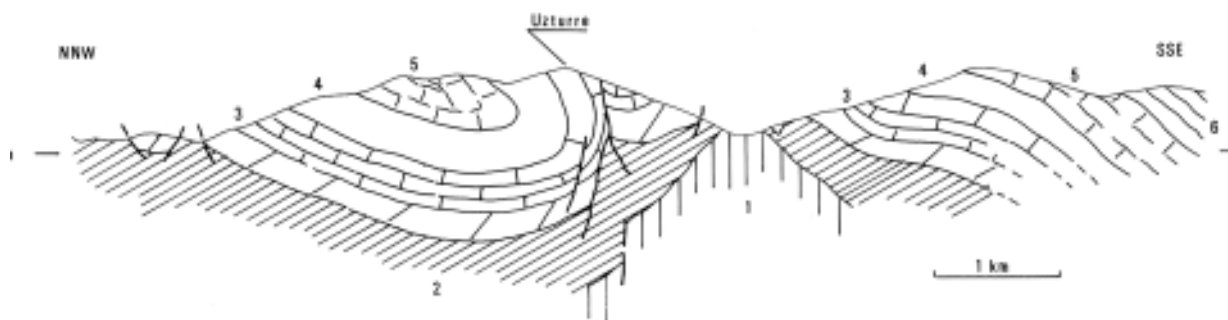


Fig. 56. Corte del sinclinal del Uzturre y del anticlinal de Belaunza, 1, Trías inferior; 2, Trías superior; 3, Jurásico; 4, Complejo Purbeck-Weald; 5, Complejo urgoniano; 6, Cretácico superior.

hacia el NE, probablemente después de formarse un amplio y suave sinclinal volcado y otros pliegues de menor longitud de onda. Por el contrario en el bloque meridional, el del sinclinal del Ernio, el acortamiento se ha conseguido con la formación de pliegues muy apretados, sin que se produjera traslación apreciable.

Esa diferencia de comportamiento, por supuesto, no es debida a causas litológicas, puesto que los materiales que han intervenido a ambos lados de la fractura son los mismos. Es admisible pensar que, cuando los materiales fueron sometidos a los empujes NE-SW, ya estuviera configurado un abombamiento, en la zona de Villabona por migración del Keuper, y esta supuesta flexura evitara la traslación por falla inversa de la cobertera; más al NW, donde no existía esa inhomogeneidad tectónica previa, el acortamiento se consiguió por traslación horizontal en vez de por apretamiento de los pliegues, aunque éstos estuvieran previamente configurados en su trazado y desarrollo parcial. Concretamente el anticlinal diapírico de Asteasu podría prolongarse hacia el W, por debajo del actual bloque cabalgante, constituyendo una discontinuidad importante que facilitaría el nacimiento de la falla del Pagoeta, que terminaría por biselar el sinclinal N60E del Andatza. Desde luego, la falla de Régil parece la repercusión en la cobertera de una falla sinestrosa del zócalo, que hubiese aprovechado una fractura previa de dirección N60E.

Los pliegues del sector de Urquizu.—Al S del sinclinal del Ernio, los materiales del Jurásico y Cretácico inferior se disponen adoptando una estructura en pliegues apretados y vergentes al N, en los que se aprecian frecuentes laminaciones.

De N a S se pueden distinguir tres pliegues que, siguiendo a P. RAT (1959), hemos llamado anticlinal de Mendicute, sinclinal de Urquizu, y anticlinal de Urquizu. En la figura 55 se representan estas estructuras y su relación con el sinclinal del Ernio.

El anticlinal de Mendicute es un pliegue muy apretado, casi isoclinal. Sus flancos se encuentran laminados y el núcleo está formado por dolomías liásicas que afloran en una estrecha franja; el contacto entre las dolomías y los términos más altos está jalonado por pequeñas masas de Keuper, no representables en el mapa. Hacia el SE, el afloramiento jurásico del núcleo se ensancha, pero sigue en contacto tectónico con los materiales que forman los flancos, hasta enlazar con el Trías superior de Tolosa; no es posible, sin embargo, observar la naturaleza del contacto entre ambos por encontrarse cubierto por los aluviones del río Oria. La estructura es la de un anticlinal con un núcleo diapírico extruido.

El anticlinal de Urquizu, el pliegue más meridional de los tres que aquí existen, es en su geometría muy similar al anterior, aunque en este caso el núcleo no ha sufrido una extrusión tan marcada como en el anterior.

Es también muy apretado, lo que nos ha obligado a considerar en su núcleo la existencia de una fractura por la que puede haberse inyectado el Keuper, que no llega a aflorar.

No hemos estudiado la prolongación de los pliegues de Urquizu hacia el NW, pero se sabe que evolucionan haciéndose progresivamente menos apretados y así, en las cercanías de Régil, no son otra cosa que «...una serie normal, comenzando por las margas liásicas, que se apoya contra el sinclinal del Ernio» (RAT, 1959).

Disposición de la cobertera en el Sector de Gaztelumendi.—Los materiales que afloran en Gaztelumendi adoptan una disposición en sinclinal («sinclinal de Larte», LAMARE, 1936). Creemos que se trata simplemente de una ligera ondulación originada por la concurrencia de dos estructuras de carácter diferente: las series de la cobertera se encuentran en esa zona reposando normalmente sobre la vertiente meridional del Macizo de Cinco Villas, disponiéndose con buzamiento hacia el S y al W, en el sector de Leaburu, esos materiales se ponen en contacto tectónico con el Trías de Tolosa, cuya acción diapírica las hace doblarse y buzarse hacia el E. De esta manera la disposición de cada uno de los flancos del «sinclinal» es consecuencia de un proceso tectónico diferente.

Hacia el E, cerca de Berástegui y en las cercanías del Puerto de Urto, el Keuper llega a contactar diapíricamente con el Cretácico inferior y superior (esto más al SE), pero estas estructuras no guardan una relación clara con la del sistema NW-SE.

4.4.3. Fallas de tensión

No existen en la región estudiada fallas normales que sean dignas de mención especial. Es posible, sin embargo, que algunas de las fracturas que ahora se observan en el zócalo como fallas inversas (de las que aún no nos hemos ocupado) tengan una larga historia y en épocas anteriores hayan funcionado como fallas de tensión.

Entre las fallas normales las hay ligadas a pliegues o a estructuras diapíricas.

Las fallas normales que acompañan a las estructuras plegamiento son generalmente

transversales a los ejes de las mismas; se suelen agrupar en cada pliegue disponiéndose en los clásicos sistemas conjugados. Estas fracturas, poseen un trazado rectilíneo y un salto usualmente pequeño, pues sólo en algún caso aislado se han alcanzado los 100 m. en el valor del salto total.

4.5. LAS ESTRUCTURAS ALPÍDICAS EN EL ZÓCALO

Ya hemos dicho que, en nuestro caso, el término zócalo no se ha utilizado en un sentido estricto ya que no se trata de un basamento rígido, que únicamente responda a los esfuerzos fracturándose. Por el contrario, los materiales que forman el substrato sobre el que se depositan los sedimentos mesozoicos participan activamente en las deformaciones alpílicas, con las restricciones, claro está, que impone su comparativa rigidez.

De hecho, cuando nos referimos a zócalo y cobertera no diferenciamos entre materiales antehercínicos y posthercínicos. El Trías inferior, netamente discordante sobre el Paleozoico, se comporta solidariamente con éste y debe, desde el punto de vista de la deformación, ser considerado como parte integrante del zócalo.

Al abordar las estructuras alpílicas representadas en el zócalo nos hemos de enfrentar con el mismo problema que dificultaba el estudio de las deformaciones hercínicas, la falta de niveles guía que permitan realizar una cartografía detallada de las mismas; en este caso, sin embargo, la dificultad es menor puesto que al estar implicados materiales posthercínicos, perfectamente diferenciados, quedan mejor reflejados los grandes rasgos de estas estructuras.

Para el estudio de las estructuras alpílicas del zócalo comenzaremos por la descripción de las existentes en los bordes que limitan a los actuales macizos paleozoicos; en ellas, naturalmente, se encuentran implicados materiales del zócalo y de la cobertera. Después nos ocuparemos de las existentes en el interior de los macizos, en los que no se encuentran afloramientos de términos que propiamente se puedan considerar pertenecientes a la cobertera: en estos casos, la pre-

sencia de Buntsandstein facilita la reconstrucción de la estructura y justifica la atribución de la misma al ciclo alpino.

4.5.1. El borde NW de Cinco Villas

Se presenta jalonado por una falla inversa de gran salto, según la cual, a lo largo de más de 18 km., entre Villabona y Ergoyen, el Carbonífero cabalga con vergencia NW, y según una superficie bastante inclinada, a la cobertera mesozoica. A ella se asocian otras fallas inversas satélites que delimitan escamas igualmente vergentes, constituidas por materiales cuya edad oscila entre el Lías inferior y el Albiense.

A todo este conjunto de accidentes los llamaremos *zona de fallas de Ereñozu o, simplemente, falla inversa de Ereñozu*.

Este contacto ha sido estudiado anteriormente, pero sin que se hiciera resaltar su carácter de falla inversa; P. LAMARE (1936) describe con detalle el borde NW del Macizo de Cinco Villas, interpretándolo y resolviéndolo con una familia de pliegues volcados hacia el N, la mayor parte de las cuales muestran su continuidad, especialmente desde el monte Adarra hacia el NE.

En nuestra opinión, el accidente principal que jalona el borde rectilíneo del Macizo es una falla inversa, de salto comprendido entre 1,5 y 3 km., según los cortes. Este accidente produce fuertes arrastres y una escarnación apretada en los términos jurásicos y cretácicos. En los cortes seriados de la figura 57 se intentan expresar los rasgos más significativos de esta zona de fallas, según los sectores.

La historia de la falla de Ereñozu es compleja y difícil de detallar; es posible que en un principio se tratara de una falla normal o una flexura que, más tarde, ante esfuerzos comprensivos, evolucionara hasta transformarse en falla inversa. La razón que nos ha llevado a esta suposición es la coincidencia de la línea de fractura con la zona hacia la cual se acuñan las series que se depositaron en la cuenca mesozoica; si esto es cierto, algunas de las fallas que determinaron la extensión de la cuenta paleogeográfica, han podido representar zonas débiles que absorbie-

ron gran parte de la deformación por compresión.

De acuerdo con los cortes de la figura 57 es probable que en etapas aún tempranas del desarrollo del accidente se produjeran pliegues isoclinales en la cobertera; los isoclinales serían ya volcados en su origen, apareciendo con la misma vergencia NW de la falla. Después se desarrollarían varias fallas inversas satélites, con trazado más irregular y que, en algún caso, aprovechan parcialmente, los trazados de la estratificación deformada por los pliegues primitivos (por ejemplo, escamas del sector de las Cuevas de Aizbitarte, unos 4 km. al este de Santiagomendi, corte B de la figura); otras veces las fallas secundarias cortan netamente al plano axial de dichos pliegues (sector de Cucutetxiki, corte D de la figura).

Las distintas escamas diferenciadas se acuñan rápidamente en profundidad, como parece desprenderse de la observación de los cortes naturales más profundos, los de Ereñozu (valle del Urumea) y Ergoyen; en ambos casos en sucesión esquistosa de Cinco Villas se superpone al Cretácico superior mediante una superficie de falla inversa.

En algunos cortes, sobre todo en el corte D de la fig. 57, la geometría del conjunto de fallas parece relacionada con una falla principal de superficie cóncava hacia arriba.

Como resumen señalaremos que la estructura del borde NW del Macizo de Cinco Villas se resuelve en una serie de fracturas, con superficies posiblemente alabeadas, que cortan a estructuras isoclinales previas y que en parte de su recorrido pueden y deben aprovechar las trazas de la estratificación, subparalelas a los planos axiales de los pliegues.

El Cretácico superior en la proximidad del accidente, presenta una estructura interna bastante compleja; los lechos de litología alternante que lo constituyen se encuentran muy replegados. Es frecuente observar en él pliegues de tamaño decimétrico a métrico de simetría monoclinica, a veces son muy apretados, casi isoclinales. En ellos, los niveles más carbonatados y los de grano más grueso, es decir, los más competentes, tienden a formar pliegues isópacos, mientras que

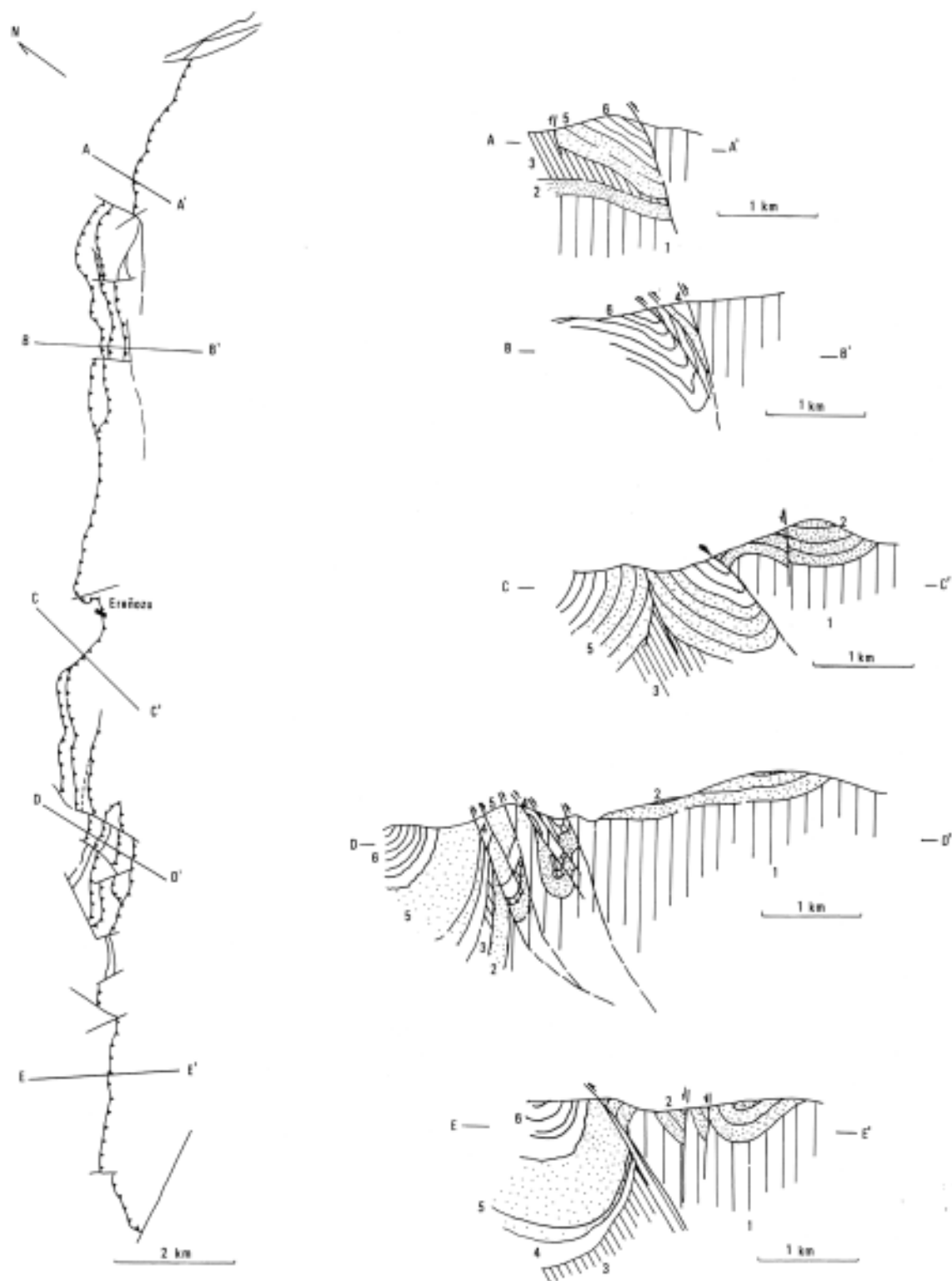


Fig. 57. Cortes seriadados de la zona de falla de Ereño. 1, Paleozoico; 2, Trías inferior; 3, Trías superior; 4, Jurásico; 5, Cretácico inferior; 6, Cretácico superior.

los arcillosos forman pliegues con geometría próxima a la similar en los que se desarrolla una esquistosidad muy grosera paralela al plano axial.

Es posible también observar en el Cretácico superior, aunque en menor escala, el desarrollo de pequeñas cizallas que laminan los flancos de los pliegues en los niveles competentes, con una disposición que es congruente con las escamas inmediatas.

Hacia el SW, las escamas que caracterizan a este borde del Macizo, van desapareciendo y el salto de la falla inversa se va haciendo menor, por lo cual el Carbonífero no llega a aflorar en las proximidades de la misma. Al W. del meridiano de Villabona el cabalgamiento se amortigua y debe quedar absorbido por el colchón plástico que supone el gran afloramiento de Keuper de Tolosa y Villabona.

Por su extremo NE, la falla de Ereñozu se prolonga hasta las proximidades de Ergoyen, en donde intersecta con la fractura de Aritxulegui, y la componente en dirección de este accidente debe ser la causa de su amortiguamiento y de su ausencia más al E.

4.5.2. La falla de Aritxulegui

Los macizos de Cinco Villas y Peñas de Aya se encuentran separados por un importante accidente que, con dirección E-W, se extiende desde Ergoyen hasta Vera de Bidasoa; lo hemos denominado *falla de Aritxulegui*.

Se trata de una falla inversa de vergencia norte a lo largo de la cual se puede haber realizado un movimiento diferencial entre los dos macizos, con una componente en dirección de cierta importancia.

Hacia el E la fractura se relaciona con el sinclinal de Vera de Bidasoa, de manera que la falla se puede considerar como la continuación lateral de dicha estructura. Este sinclinal es un pliegue cuyo núcleo está ocupado por series cretácicas transgresivas sobre el zócalo: ha sido estudiado con detalle por D. RICHTER (1964), quien pone de manifiesto la diferente intensidad de la deformación en cada uno de sus flancos y, mediante la utilización de diagramas, concluye que el eje del pliegue es de dirección E-W, con cierta

pendiente axial hacia el E y ligeramente vergente al N.

A lo largo de todo el accidente de Aritxulegui se puede observar cómo, entre los bloques separados por la falla, quedan pequeños pellizcos de materiales cretácicos y triásicos. Es esto lo que confirma que la zona de falla representa la evolución lateral del sinclinal de Vera, el cual, hacia el W, se va haciendo cada vez más apretado, hasta que sus flancos llegan a laminarse completamente.

La historia de esta fractura debe ser compleja y remontarse originariamente a épocas en las que aún existía acumulación de materiales en la cuenca sedimentaria.

Del estudio estratigráfico se deduce que la cuenca de Vera se debió individualizar en la segunda mitad del Albiense, ya que los materiales de esta edad son en ella transgresivos sobre el zócalo; entonces quedaba comunicada con la cuenca guipuzcoana a través de un brazo de mar de anchura desconocida y cuyo trazado podría coincidir en líneas generales con el de la falla de Aritxulegui.

El trazado de esa franja hace pensar que estuviera marcada por una flexura o unas fracturas que dejaran una zona más deprimida separando a los macizos de Cinco Villas y Peñas de Aya.

De todo esto se deduce finalmente que la zona de fractura que separa a los dos macizos tiene un origen que se remonta quizá a tiempos tardihercínicos. En los primeros períodos de evolución, respondiendo a esfuerzos de tensión, se desarrollarían fallas normales que delimitarían a una estrecha y alargada fosa en la que se acumularían sedimentos cretáceos; más tarde, en la orogenia pirenaica, ante empujes horizontales, dichas fracturas rejugarían como fallas inversas con salto en dirección entre las cuales se pliega intensamente la cobertera, que adopta una estructura sinclinal.

En el Cretácico superior pellizcado entre el Paleozoico se aprecia el desarrollo de una esquistosidad, circunscrita a los niveles más arcillosos, que es paralela al plano axial de pliegues menores, con un eje de dirección ligeramente variable, aunque siempre próximos a E-W; suponemos que estas estructuras menores se han originado en relación con el

accidente mayor. De la misma forma, en los niveles carboníferos se pueden observar estructuras con las mismas características y dirección. Por su parte, el granito, mucho más rígido, se comporta de diferente manera y, en la zona en donde lo atraviesa la falla, se encuentra bastante brechificado, con fracturas netas estriadas, que permiten apreciar la dirección del desplazamiento relativo de los bloques.

La disposición de las estrías confirma la impresión cartográfica de que debe ser considerada la existencia de una componente de dirección: el movimiento relativo, deducido del mapa geológico, implica el desplazamiento hacia el E del bloque septentrional.

4.5.3. El macizo de Peñas de Aya al S de Irún

Ya nos hemos referido, al ocuparnos de la estructura que, en el sector de Irún, adopta la cobertera, a la adaptación de esta a su substrato por la falta de un adecuado nivel de despegue capaz de provocar una disarmonía entre ambos. En el epígrafe 4.4.2.1. describimos el anticlinal de San Narciso, en el que participa tanto el Carbonífero como el supraurgoniano y el Cretácico superior.

Más al S, el Paleozoico de Peñas de Aya cabalga hacia el NW al Cretácico superior. Hacia el SW (fig. 49), las series de la cobertera participan de dicha estructura, que se continúa casi hasta los alrededores de Oyarzun, en donde queda amortiguada por el colchón plástico que representa la concentración de Keuper que allí aflora. Entre esta falla inversa y el anticlinal de San Narciso, el Cretácico superior se dispone en un estrecho y agudo sinclinal vergente al N; los materiales, apretados en su núcleo, se encuentran muy replegados y desarrollan una esquistosidad bien patente.

La historia de esta estructura no se reduce, como en tanto otros casos a un único episodio, sino que debe remontarse a tiempos en que se acumulaban materiales en la cuenca sedimentaria; así parece atestiguarlo el hecho de que jalonando la zona de fractura se encuentran brechas en la base del Cretácico superior y conglomerados de edad, posiblemente, Albiense. Quizás nos encontra-

mos en una zona que primitivamente funcionó como una estructura de tensión y que posteriormente, ante los esfuerzos de compresión alpínicos, evolucionó como falla inversa, cosa probable porque esta falla inversa parece desempeñar en el sector de Irún, un papel parecido al que juega la de Ereñozu más al SW.

Otro afloramiento de Carbonífero que contacta anormalmente con los materiales de la cobertera, es el que existe en el Monte San Marcial, al SE de Irún. En él se aprecia una estructura antiformal que parece significar la continuidad hacia el NE del anticlinal de San Narciso. Sin embargo, mientras en San Narciso parece existir una vergencia N, este accidente presenta su flanco septentrional normal, con las series posthercínicas reposando sobre su zócalo; es en su flanco meridional, donde el Carbonífero cabalga al Cretácico superior según una superficie fuertemente inclinada y con brechas tectónicas.

4.5.4. El borde meridional de Cinco Villas

El Cretácico superior al S del Macizo de Cinco Villas aflora en una amplia estructura sinclinal, de la que nosotros hemos estudiado sólo una parte de su flanco N.

En este flanco hemos de considerar dos porciones que presentan un grado de complejidad diferente. Entre Tolosa y el río Leizarán no aparece ninguna complicación digna de mención, pues las series de la cobertera se encuentran normalmente dispuestas sobre el zócalo, del que se hallan despegadas a nivel del Keuper.

A partir del río Leizarán, hacia el E, la estructura se complica. El Carbonífero es levantado y se pone en contacto con el Cretácico superior; la superficie de contacto es subvertical, buzando fuertemente al N, por lo que ha de interpretarse como una falla inversa; jalonando el accidente, hay pequeños afloramientos de materiales triásicos, jurásicos y cretácicos pellizcados a lo largo de la superficie de fractura. Como casi siempre que se encuentra en las proximidades de una falla inversa, el Cretácico superior muestra pliegues asimétricos, de vergencia congruente con la falla y desarrolla una esquistosidad poco penetrativa.

Aunque aparentemente el salto de la falla parece ser grande, no debe representar un accidente de mucha importancia; el Cretácico superior es transgresivo en este sector y se pone en contacto erosivo con cualquiera de los términos más antiguos. Todavía más al E, en Ezkurra, hemos podido comprobar, cómo una falla inversa del borde meridional de Cinco Villas se amortigua y, a partir de allí, la sucesión cretácica reposa discordante sobre términos inferiores, cualquiera que sea su edad.

4.5.5. Estructuras alpínicas dentro del macizo de Cinco Villas

La escasez de materiales posthercínicos en el interior del Macizo y la ausencia de niveles guía en la sucesión esquistosa impiden establecer de una manera precisa el grado de deformación experimentado por el Paleozoico durante la orogenia alpílica.

Afortunadamente, la existencia en algunos sectores de afloramientos triásicos permite, aunque sólo sea parcialmente, la reconstrucción de la estructura.

Pliegues de dirección N60E están bien representados en la parte NW del Macizo entre Elduayen y el stock de Peñas de Aya; aquí, que aflora extensamente el Buntsandstein, se aprecia perfectamente cómo éste se adapta a su basamento antehercínico y configura una serie de pliegues suaves, cuyo eje es paralelo a la estructura del borde NW del Macizo; algunos de esos pliegues manifiestan una ligera vergencia hacia el NW. Hacia el SW, los pliegues, representados fundamentalmente por los anticlinales del monte Ondolar y Belaunza, hunden su eje bajo la cobertera mesozoica; precisamente el sinclinal del monte Uzturre es en cierta medida una adaptación al sinclinal que, en el Macizo, se interpone entre los dos anticlinales principales mencionados.

En la parte S. de Cinco Villas, entre los ríos Leizarán y Bidasoa, se dispone una zona de escamas de dirección casi E-W, que se apartan algo del borde meridional del Macizo.

En el corte del río Urumea, por la carretera de Leiza a Hernani, se puede apreciar algún detalle de la geometría de estas escamas. En ellas se presenta un paquete de

areniscas triásicas intercaladas tectónicamente entre las pizarras del Carbonífero; la estratificación del Buntsandstein es subvertical y los dos contactos que limitan a las areniscas son aproximadamente paralelos a la estratificación. En dos de las tres escamas del Urumea hemos apreciado que el paquete de areniscas tiene su techo hacia el N, sin que se haya podido reconocer el flanco septentrional de los hipotéticos sinclinales pinzados por el Paleozoico; en principio, el contacto tectónico de mayor traslación habría de ser el que limita cada una de las escamas por el N.

Inmediatamente al E del Urumea las escamas desaparecen al acuñarse el Buntsandstein con lo que contactan directamente términos carboníferos de ambos bloques; hacia el W, en el sector de Liezalarrea, un ancho afloramiento de Buntsandstein, en continuidad con las escamas, adopta una estructura sinclinal limitada por fallas subverticales. Con estos datos podría sugerirse que las escamas provienen de sinclinales agudos, cuyos flancos septentrionales se laminan con el concurso de fallas importantes y el ensanchamiento lateral de la estructura se puede explicar por la disminución del salto de tales fallas, acompañado del despegue de una parte del Triás inferior, hasta ser extruido localmente.

Conviene advertir que entre el río Urumea y el Bidasoa existen otras escamas (VILLALOBOS, 1977) en las cuales el bloque cabalgante es el S. Así, en la estructura general de la zona de escamas participan fallas inversas de vergencia N y fallas subverticales, con desplazamiento ascendente del bloque septentrional de varios centenares de metros.

La asociación en el espacio de estas estructuras puede explicarse por el funcionamiento de una falla inversa mayor de superficie cóncava hacia arriba, cabalgante al S. Las fallas del tipo de las del corte del Urumea son fallas sintéticas, habiendo sufrido una rotación externa a causa de la curvatura de la superficie principal: mientras que las fallas de vergencia N. serían antitéticas de la principal y consecuencia del mayor acortamiento sufrido en niveles progresivamente más altos, también como consecuencia de la concavidad de la superficie principal.

4.6. CONSIDERACIONES SOBRE LAS DEFORMACIONES ALPIDICAS

En muchas cadenas de montañas es obligado distinguir entre dos pisos tectónicos que han reaccionado de manera diferente ante los esfuerzos orogénicos responsables del plegamiento y de la configuración tectónica del conjunto. En estos casos es posible diferenciar el zócalo, rígido y habiendo sufrido los efectos de una orogenia más antigua, y la cobertera, con características mecánicas tales que conducen a un estilo de deformación diferente, con estructuras disarmónicas de las del zócalo. Si, además, entre el zócalo y la cobertera se intercala un paquete potente, móvil y muy plástico, la disarmonía llega a ser brutal, aunque puede reducirse si el zócalo es aceptablemente dútil y se deforma en condiciones muchas veces distantes de las que se necesitan para su acortamiento frágil.

Estas características están presentes en nuestra región y, de una manera indirecta, se han resaltado al describir las estructuras de zócalo y cobertera. Sin embargo, en la descripción no se ha llegado a abordar el hecho de que zócalo y cobertera se deforman simultáneamente y de que el acortamiento de ambas, función de estructuras de compresión diferentes, se mantiene en el mismo orden de magnitud.

Por ello parece necesario culminar nuestras descripciones con alguna consideración acerca de los estilos de deformación de zócalo y cobertera, para extendernos finalmente sobre la evolución tectónica de conjunto del Pirineo occidental.

4.6.1. Comportamiento del zócalo y de la cobertera

Al tratar de las relaciones entre zócalo y cobertera se plantean algunas cuestiones previas. ¿Cómo se deforman los materiales del piso tectónico más bajo hasta conseguir el grado de acortamiento necesario? ¿de qué manera estas estructuras profundas llegan, si esto ocurre, a repercutir sobre la cobertera?

A. CAIRE (1960) ha estudiado para el caso del Jura los tipos de soluciones posibles, con modalidades, que permiten explicar el

mecanismo por el que el zócalo ha podido acortarse después de las fases de plegamiento. De las soluciones propuestas por el autor, las que mejor pueden aplicarse en nuestro caso son aquéllas que suponen una contracción del zócalo. Tal contracción se puede conseguir bien por plegamiento o por escamación, aunque el primero de estos mecanismos implicaría el desarrollo de pliegues muy apretados y, por tanto, un comportamiento plástico de zócalo.

En los Pirineos la incógnita sobre el modo de la deformación del zócalo se reduce por cuanto aflora en cierta extensión y se pueden reconocer en él estructuras de edad alpidica.

M. MATTAUER (1968) señala que la característica más sobresaliente en los Pirineos es la disposición en abanico de las estructuras. La zona axial cabalga tanto al norte como al sur, sobre los materiales mesozoicos mediante fallas inversas de gran buzamiento. Esta disposición estructural se consigue, según M. MATTAUER, como consecuencia de la aproximación de dos bloques de la corteza, las placas europea e ibérica, con una aproximación entre ambas que puede haber ocasionado un acortamiento estimado en unos 50 km.

P. CHOUKRONE y M. SEURET (1973) aceptan el valor estimado por M. MATTAUER y concluyen que la deformación de las rocas afectadas por la tectogénesis pirenaica representa un acortamiento aproximadamente N-S, perpendicular a la cadena, acompañado por una extensión máxima en dirección vertical.

En el extremo occidental del Pirineo, el Macizo de Cinco Villas cabalga hacia el norte sobre el Cretácico superior de Vera, y hacia el sur sobre el Cretácico de Leiza; ha habido pues un acortamiento N-S. Pero, a su vez, el Macizo cabalga hacia el NW a lo largo de la zona de falla de Ereñozu, por lo que también hay que invocar un acortamiento en esa dirección.

La deformación, mediante fracturas, del zócalo implicaría la existencia de horts, de los cuales tendríamos un ejemplo en el Macizo de Cinco Villas.

La compartimentación del zócalo en blo-

ques no se consigue, sin embargo, a causa de esfuerzos de compresión, sino por tensión, y la primera acción sufrida por nuestro zócalo fue una extensión. A tal conclusión hemos llegado por consideraciones de índole paleogeográfica, las sucesiones mesozoicas se acuñan hacia los bordes de los bloques en que queda compartimentada la cuenca y las oscilaciones sedimentarias se originan por movimientos verticales relativos entre unos bloques y otros.

Los límites de los macizos no deben haber variado ostensiblemente a lo largo de la historia geológica de la región, y las que ahora observamos como fallas inversas, en tiempos en que la cuenca recibía acumulación de materiales, debían ser flexuras o fracturas de tensión.

Según este esquema, la región debía estar dividida en una serie de bloques separados por dos sistemas de accidentes: uno de dirección aproximada E-W (falla de Aritxulegui, borde S de Cinco Villas) y otro N60E (falla de Ereñozu). Esta compartimentación condicionaría la distribución de sedimentos en la cuenca, con máximas acumulaciones en las áreas deprimidas y rápidos acuñamientos de las sucesiones hacia las áreas de relieve positivo.

Indirectamente, la existencia de bloques a diferentes niveles en el zócalo acarrearían otras reacciones en los materiales de la cobertera además de esa distribución de materiales. Una reacción inmediata debe ser la tendencia al desarrollo de un diapirismo por migración de Trías superior hacia las zonas de mayor desnivel, que por otra parte, son aquellas en las que se acuñan las sucesiones sedimentarias, con la consiguiente disminución de la carga de la columna litológica.

Otra de las consecuencias de la tectónica de bloques es la desaparición por sectores del nivel de despegue. En las áreas en las que se conserva el nivel de despegue, la disarmonía de la cobertera respecto al zócalo puede ser enorme; pero en aquellas otras en que ha sido erosionado, la cobertera se adaptará pasivamente a las deformaciones del zócalo. En nuestra región se diferencian dos zonas en las que se reconocen ambos tipos de fenómenos; al N de la línea Oyarzun-

San Sebastián, la falta de materiales del Trías superior (nivel de despegue regional) hace que las sucesiones del Cretácico se plieguen solidariamente con el zócalo sin que se aprecie una clara disarmonía entre los pisos tectónicos; pero, al SE, la existencia de un nivel plástico y poco denso en la base de la cobertera hace que esta se deforme en disarmonía con su zócalo, si bien es posible que los accidentes de ambos tengan correspondencia en vertical.

De todo lo expuesto podemos extraer la conclusión de que hay una deformación solidaria del zócalo y de la cobertera. Analizando la región no parece que se pueda invocar la existencia de grandes mantos gravitatorios, como ocurre en otras regiones del Pirineo, con migración de cobertera desde la zona axial hacia el exterior. No pretendemos que dichos fenómenos no existan en esta transversal, sino únicamente que no aparecen en nuestra región. Aunque con ciertas diferencias, admitimos que la cobertera actual debió yacer siempre sobre el zócalo que ahora tiene debajo.

Un hecho que prueba las relaciones de la cobertera mesozoica con los macizos hercínicos es la transgresividad de aquellas sucesiones sobre los bordes de los actuales afloramientos paleozoicos. Podría admitirse un cierto deslizamiento gravitatorio a favor del gran «antiforme» de Cinco Villas, pero la forma redondeada del Macizo haría que la cobertera, con el deslizamiento, perdiera continuidad, por aparición de tensiones radiales: pero a lo largo del borde del Macizo no se ven otros ensanchamientos que los que representan los afloramientos de Trías superior.

Más problemático, en principio, es el planteamiento de que sólo una parte de la cobertera fuera autóctona. Nos referimos a la posibilidad de que hubiera no cabalgamientos importantes, sino a la de que grandes volúmenes de cobertera estuvieran desenraizados y superpuestos a sucesiones mesozoicas autóctonas. En este sentido, hemos de señalar cómo algunos autores han invocado a la aloctonía para explicar algunas de las estructuras de la cobertera. Sin embargo, a la vista del mapa geológico parece imposible tal planteamiento ya que las grandes unidades

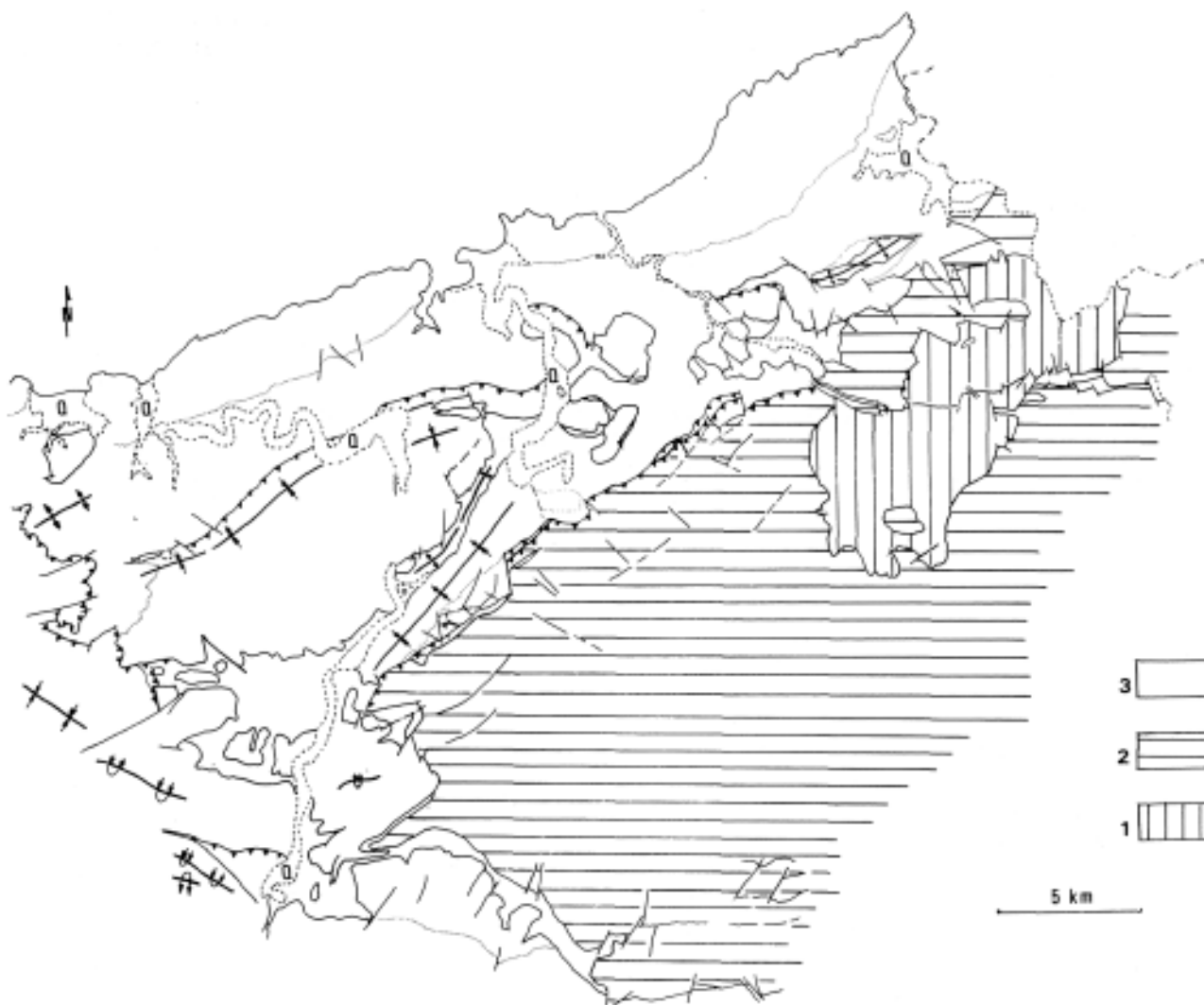


Fig. 58. Esquema tectónico del área estudiada. 1, Granito de Peñas de Aya; 2, Paleozoico y Trías inferior; 3, Trías superior-Terciario; 4, Cuaternario. (Q)

que se pudieran suponer alóctonas (sinclinal del Andatza, por ejemplo) no se encuentran aisladas. Por otra parte, dada la disposición de la cuenca, parece que las coberteras que eventualmente pudieran existir en Cinco Villas debían ser incompletas y, probablemente, sin Keuper.

En definitiva, podemos admitir que, salvo pequeñas diferencias localizadas, zócalo y cobertera se corresponden en verticales a lo largo de toda la historia geológica, ya que no se observan traslaciones importantes en el despegue basal. No obstante, comparando en los cortes las estructuras alpinas visibles en

el Macizo de Cinco Villas con las de la cobertera, es necesario imaginar la existencia de un despegue.

Salvo en el caso de la zona de escamas entre los ríos Leizarán y Bidasoa, en donde necesariamente tiene que existir un acortamiento importante, en general la estructura alpídica de los macizos parece producir menos acortamiento que el que aparenta presentar la cobertera, deducible de los cortes. No obstante, en casi todos los cortes se representan estructuras diapíricas, en las que las violentas curvaturas de las capas no responden a un acortamiento.

Ahora bien, admitida la existencia de un diapirismo anterior a los esfuerzos de compresión, es inevitable considerar que las estructuras con Trías perforante debieron ser modificadas por el acortamiento orientado que sufre toda la región.

Según el eje menor del elipsoide de deformación regional los diapiros tenderán a ser estrangulados y esto provoca una inyección forzada adicional del material plástico. Simultáneamente, las bóvedas de los domos podrán llegar a hacerse cabalgantes sobre los flancos. Es esta, a nuestro juicio, la razón que ha determinado que algunos de los domos diapíricos existentes hayan sido interpretados como klippen.

Acabamos de hablar del elipsoide de deformación regional y, aunque lo hemos mencionado con referencia exclusiva a nuestra región, conviene hacer todavía algunas precisiones.

A la vista del esquema tectónico de la fig. 58 se observa con toda claridad que los acortamientos más importantes se han producido en dos direcciones principales, según el área considerada. Es evidente que las alineaciones NW-SE y N60E no se han superpuesto en toda la región, sino únicamente en la zona límite de los dominios correspondientes a cada una de ellas.

En las estructuras N60E es notable la intervención activa del zócalo (estructura del borde NW de Cinco Villas, por ejemplo), intervención que se manifiesta en la cobertera con la formación de pliegues, muchas veces relacionadas con diapirismo, sea por adaptación a curvaturas previas, por inyección forzada durante el acortamiento, o por ambas cosas a la vez. En cualquier caso la disposición de los pliegues está condicionada por la distribución de los espesores de las series, controlada por accidentes en el zócalo durante el período de sedimentación. La conformación del surco sedimentario del flysch de Guipúzcoa (Paleoceno y Eoceno inferior), con direcciones de aportes para las turbiditas axiales desde el E, confirma que todavía en el Terciario persistía la influencia de accidentes o flexuras de dirección ENE-WSW.

Las estructuras de dirección N60E de la cobertera sufren una suave inflexión en las proximidades de la falla de Aritxulegui, inflexión que coincide con el movimiento dextro a lo largo de la falla y que se refleja, además, en el contorno estructural del contacto Mesozoico-Terciario, el juego de la falla de Aritxulegui se prolonga entonces, más o menos amortiguado, según la dirección Oyarzun San Sebastián, sin que la componente en dirección del salto se manifieste en la cobertera.

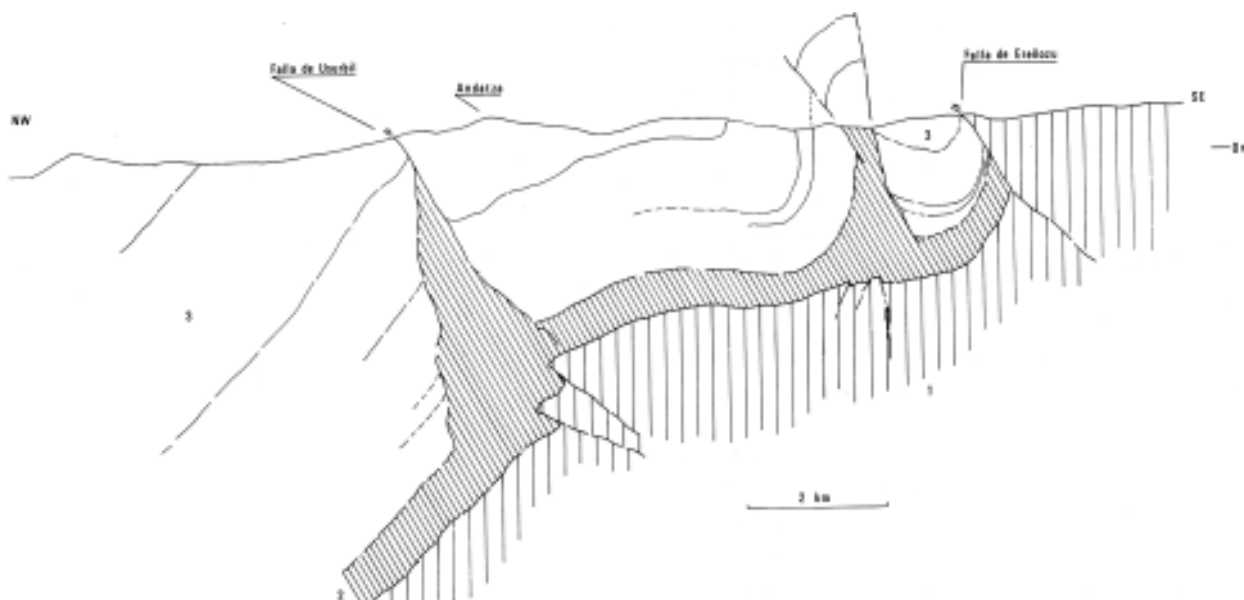


Fig. 59. Corte transversal a las estructuras de dirección N60E en el que se ha dibujado la traza probable del zócalo. 1, Paleozoico y Trías inferior; 2, Trías superior; 3, Cretácico superior.

tera. Al N de la falla, en el sector de Irún, el espesor de la cobertera se ve muy disminuido, están ausentes el Keuper y sus singulares efectos mecánicos y los pliegues N60E tienen una longitud de onda menor.

En consecuencia, admitimos que las estructuras N60E de la cobertera deben reflejar con cierta fidelidad la existencia de correspondientes estructuras en el zócalo, aunque éstas no tengan un estilo exactamente homologable con el de las primeras: en la diferencia de estilo ha influido notablemente el diapirismo.

Para los pliegues y fallas inversas de dirección NW-SE nuestro planteamiento es menos amplio ya que únicamente están presentes en el sector del Ernio. Los pliegues son más apretados que los N60E y su vergencia más evidente. Además están asociados al cabalgamiento del Pagoeta, que supone una traslación de varios kilómetros.

El papel del Trías superior en la configuración de estas estructuras parece haber sido diferente. El Mesozoico de la cobertera, hacia el W, es muy potente y las variaciones en las potencias de las sucesiones son menos aparatosas. En estas condiciones la independencia entre zócalo y cobertera puede haber sido mayor y la función esencial del Keuper corresponde a la de facilitar la autonomía entre una cobertera de más de 4 km. de espesor que se pliega flexuralmente, si bien con disarmonías internas, y un zócalo cuyos mecanismos de deformación pasan desapercibidos.

Ciertamente el zócalo aquí se ha fracturado también, a causa de tensiones habidas a lo largo de la historia de la cuenca, y esas fracturas han canalizado el ascenso de magmas básicos (doleritas, lavas basálticas, etc.) aflorantes a lo largo del anticlinal y sinclinal de Vizcaya (RAT, 1959). Pero es indiscutible que estas fracturas han influido mucho menos que las localizadas en los bordes de la cuenca, en las proximidades de los macizos paleozoicos actuales, y que su dirección puede apartarse de la que adoptan los pliegues.

Tanto para la extensión ocupada para los pliegues N60E como para la de alineaciones NW-SE, hay que pensar que el zócalo ha su-

frido, durante el ciclo alpídico, primero un proceso de alargamiento (épocas de tensión y subsidencia) y después un acortamiento que, lógicamente, será transversal al trazado de los pliegues.

Para la porción entre Zarauz, San Sebastián y el Macizo de Cinco Villas, con pliegues y fallas inversas de dirección N60E, ya hemos indicado que, en parte por efecto de los diapiros, la cobertera aparenta un acortamiento que no se sabe cómo habrá de manifestarse en el zócalo.

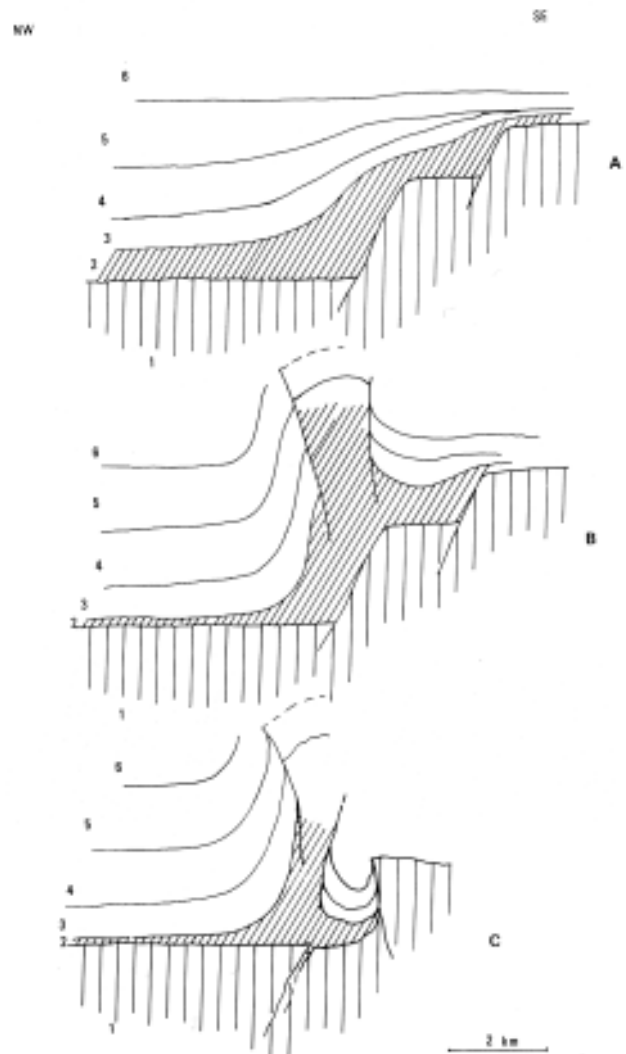


Fig. 60. Esquemas que muestran la evolución posible de la estructura del zócalo en la vertical del anticlinal Hernani-Andoain. 1, Paleozoico y Trías inferior; 2, Trías superior; 3, Jurásico; 4 y 5, Cretácico inferior; 6, Cretácico superior.

A este propósito es interesante dibujar, como se ha hecho en la figura 59, el trazado previsible de dicho zócalo (al que incorporamos el Trías inferior) por debajo de la cobertera, completando por encima del perfil de erosión actual algunas estructuras.

En este corte se aprecian tres zonas de discontinuidad en la cobertera, que de SE a NW son: la falla de Ereñozu (borde de Cinco Villas), el anticlinal de Hernani-Andoain (núcleo de Keuper diapírico) y la falla de Usúrbil (cabalgamiento hacia el NW). Estas tres discontinuidades persisten con continuidad de más de 15 km. hasta la falla de Aritxulegui y su hipotética prolongación Oyarzun-San Sebastián.

El comportamiento del zócalo a favor de la falla de Ereñozu no ofrece dudas y ha sido detenidamente expuesto al tratar de la estructura del borde de Cinco Villas (epígrafe 4.5.1.). El Paleozoico, previamente levantado, cabalga a la cobertera, dando lugar a una escamación intensa, que parece precedida por un plegamiento violento de los materiales mesozoicos. La cobertera, inmediatamente al N de las escamas, se ve afectada por estos empujes, llegándose a la inversión (flanco sur del sinclinal de Goiburu, por ejemplo). Entre los efectos no perceptibles del empuje hay que considerar la débil traslación hacia el NW de todo el sinclinal de Goiburu, deslizándose respecto al zócalo a favor del Trías plástico; el deslizamiento puede ir acompañado de una rotación externa de todo el sinclinal ⁽¹⁾, en el mismo sentido en que rota el flanco S del pliegue.

En el caso de la falla inversa de Usúrbil, el trazado del zócalo en profundidad parece que puede corresponderse con la estructura superficial. El accidente, a nivel del zócalo, podría ser una falla o zona de escamas equiparable a la de Ereñozu, y así se ha dibujado en la figura. A favor de la discontinuidad, y a consecuencia del acortamiento, el Trías superior puede ser inyectado, aunque es posi-

ble que estos movimientos, sincrónicos con la compresión, hayan sido precedidos de alguna extrusión localizada, a la que se adapta la estructura de la cobertera: este puede ser el caso del diapiro de Bekoerreka, en la terminación occidental de la falla inversa, que puede representar una chimenea diapírica deformada con inyección adicional.

Las relaciones del anticlinal Hernani-Andoain con el zócalo son más complejas y requieren un análisis más detenido. La disposición del zócalo por debajo del pliegue carece de desniveles estructurales o los tiene muy pequeños, conforme se deduce de la figura 59; sin embargo el pliegue, en cuyo núcleo el Keuper es netamente diapírico, expresa un acortamiento que puede calcularse fácilmente con el auxilio de las trazas superpuestas de las formaciones erosionadas, esquematizadas por encima del perfil topográfico del corte. Por otra parte, el anticlinal es muy disimétrico, con su flanco septentrional casi completo y colocado vertical o ligeramente invertido, mientras que al S el «muro» de Keuper, algo cabalgante sobre el Cretácico superior, está limitado por una superficie muy inclinada que corta bruscamente al flanco norte del sinclinal de Goiburu. Es de resaltar asimismo el heteropismo de la cobertera de uno a otro lado del pliegue, ya que al N, la sucesión, desde el Jurásico basal hasta el límite con el Cretácico superior, supera los 2,5 km. de espesor; al S, y considerando que en el borde de Cinco Villas aparece reducido el Jurásico, apenas si existe Complejo urgoniano y el sugraurgoniano transgresivo está muy mermado en su potencia, el espesor extrapolado no puede suponerse muy superior a 1 km.

Si este importante cambio en la potencia de la cobertera hubiera estado condicionado por el funcionamiento de una falla normal en el zócalo, cosa muy probable, la disposición hacia finales del Cretácico inferior debía ser comparable a la que se esquematiza en la figura 60 A⁽¹⁾ Las acciones diapíricas, promovi-

(1) Si esta rotación ha existido, debió ser más acentuada hacia el extremo SW del sinclinal, y casi precisa, como condición previa, la existencia de la discontinuidad, del núcleo del anticlinal de Hernani-Andoain, con lo que el núcleo sinclinal quedaría prácticamente envuelto por el Keuper. (Véase la figura 59).

(1) El cambio de espesor es de 1.5 km. y la distancia entre ambos flancos es ahora menor que 1 km., de tal forma que, si el desnivel se hubiera producido únicamente por una flexura, el flanco monoclinial habría tenido que alcanzar buzamientos de 40-50° sin haberse llegado a la fracturación. La dirección del

das por las diferencias de carga, podrían haber producido la perforación del Keuper a lo largo de la franja en la que el zócalo está fuertemente desnivelado, tal como se representa en el esquema B de la misma figura; el movimiento ascensional del Keuper, acompañado del descenso simultáneo de la potente sucesión del flanco N, lleva consigo la verticalización de dicho flanco y el arqueamiento más suave del flanco S, que por su menor espesor tiende a dejarse cabalgar por la masa perforante.

Cuando sobrevienen, en el Terciario, las deformaciones pirenaicas, tanto cobertera como zócalo sufren un acortamiento. Como resultado de este acortamiento, el zócalo vuelve a nivelarse, reduciendo la brutal desigualdad de su trazado, hasta alcanzar el que parece tener en la actualidad (fig. 59); para simplificar este movimiento hemos supuesto que se aprovecha exactamente la misma superficie que en tiempos mesozoicos tuviera la falla normal (fig. 60 C). La recuperación del nivel del zócalo supone ahora un acortamiento de varios centenares de metros ⁽²⁾, acortamiento que se muestra en la cobertera como una aproximación de los dos flancos del pliegue, hasta la extrusión del Keuper y la inversión del flanco N, que estaba ya próximo a la vertical.

Creemos que la evolución tectónica recogida en la figura 60 constituye una hipótesis que explica bastante bien estructuras como el anticlinal diapírico de Hernani-Andoain, con rasgos geométricos tan curiosos como aparentar estar despegado del zócalo y mostrar una disimetría estratigráfica entre sus flancos, con elevación generalizada del que presenta las sucesiones más potentes.

Indirectamente, el mecanismo propuesto puede constituir una explicación para ciertos acortamientos de cobertera que no aparecen reflejados en el zócalo. Para la correcta aplicación de este mecanismo es necesario poder demostrar que existieron fallas de tensión

accidente, de acuerdo con las observaciones estratigráficas, tuvo que ser ENE-WSW.

(2) La cuantía exacta del acortamiento depende del buzamiento de la superficie de falla y de que se haya conseguido o no la nivelación completa del zócalo. Para una falla que buce 60° y con recuperación de la posición de origen, el acortamiento es de 1 km.

en el zócalo y localizarlas a lo largo de pliegues de cobertera; además el salto de la falla normal, valorado en función de los cambios de potencias, ha de tener una componente perpendicular a la dirección cuyo valor debe ser comparable al acortamiento que supone el pliegue de cobertera, y esto suponiendo el zócalo nivelado bajo el pliegue.

Para el caso de los pliegues NW-SE y el cabalgamiento del Pagoeta es difícil deducir el comportamiento del zócalo. Es muy posible que el cabalgamiento tenga su correspondiente estructura en profundidad, aunque estaría representado por varias fallas inversas de zócalo, si es que éstas tienen mayor buzamiento.

Desde luego, para el sistema NW-SE, aunque el área que ocupa, estudiada por nosotros, es reducida, parece mayor la independencia de zócalo y cobertera, y así lo hemos hecho constar.

4.6.2. Resumen de la evolución tectónica del Pirineo occidental

Casi todos los autores que se han ocupado de la geología pirenaica están de acuerdo en admitir que la cadena resulta de una larga evolución tectónica en la que hay que separar dos tipos de fenómenos:

- 1) Aquellos que tienen lugar durante los períodos de sedimentación y que consisten sobre todo en movimientos verticales, causantes de una compartimentación de la cuenca en bloques.
- 2) Los relativos a etapas de compresión coincidentes con la etapa orogénica principal, que conducen a la creación de estructuras de plegamiento o cabalgamiento.

La configuración e individualización de la cuenca sedimentaria mesozoica debió quedar estructurada ya en los albores del cicloalpídico.

Las primeras manifestaciones posthercénicas se refieren a una etapa de distensión que provoca la aparición de grandes líneas de fractura, mediante las cuales el edificio hercénico queda compartimentado (epígrafe 4.2.). La edad de estos accidentes, según H. F. KRAUSSE (1973), sólo está constatada por la acumulación de grandes espesores de

materiales pérmicos y triásicos en cuencas alargadas, con parecida disposición que la cuenca jurásica y cretácica que va a sobrevenir.

Esta compartimentación conduce a la aparición de bloques levantados entre otros deprimidos y subsidentes que reciben la acumulación de grandes cantidades de material terrígeno, procedente de la erosión de las áreas con relieve positivo.

Aunque esa morfología se consigue en tiempos tempranos del ciclo alpídico y, en líneas generales, la disposición de la cuenca sedimentaria sufre pocos cambios, no hay que pensar que se mantenga constante a lo largo de toda su historia.

Por el contrario, las condiciones de sedimentación sufren continuados y, a veces, profundos cambios, debido al movimiento relativo en sentido vertical de los bloques.

Los movimientos verticales provocan la sucesión de períodos transgresivos y regresivos, y la acumulación de sucesiones en las que se aprecian importantes cambios de facies, tanto horizontales como verticales: las sucesiones terrígenas se relacionan con el intervalo de colmatación que sigue a cada período de marcada inestabilidad.

De acuerdo con el estudio estratigráfico de las secuencias post-triásicas, se pueden distinguir tres máximos en la inestabilidad ligada a movimientos verticales. La primera oscilación se sitúa aproximadamente en la transición Jurásico-Cretácico (fase neocimérica) y se manifiesta como un levantamiento muy generalizado que provoca la sedimentación de series regresivas, en las que predominan los materiales terrígenos. La segunda tiene lugar durante el transcurso del Albiense (fase áustrica) con acusados movimientos diferenciales entre los bloques, de manera que las series acumuladas presentan caracteres transgresivos o regresivos según las áreas; en esta época los límites de los macizos hercínicos adquieren ya una configuración muy similar a la actual. Por último, al comienzo del Cenomaniense tiene lugar un nuevo episodio de inestabilidad a consecuencia del cual aumenta la subsidencia de los surcos sedimentarios, a la vez que se incrementa la superficie de la cuenca; esta subsi-

dencia aumenta durante el Senoniense y, después de un ligero retroceso durante el Maastrichtiense-Daniense, continúa durante el Paleoceno y Eoceno inferior, edades de las potentes sucesiones de flysch.

Aparte de estas fases más significativas, todavía se deben mencionar algunos otros momentos de inestabilidad, aunque menos importantes. Así, por ejemplo, es muy posible que los episodios terrígenos intercalados en el Complejo urgoniano y la acusada variación local de sus potencias, sean debidas al juego de accidentes con importante salto vertical (veáanse a este respecto los epígrafes 2.4. y 4.6.1.).

Los accidentes que motivan los movimientos verticales están bien localizados en el espacio por los cambios de facies observados en la cuenca sedimentaria y porque coinciden con las zonas hacia las cuales se acunían las formaciones, es decir, con los bordes de la cuenca. Recordemos a este respecto cómo la prolongación de la fractura de Aritxulegui, limita la extensión septentrional de las series antealbienses, a la vez que contribuye a la comunicación entre la cuenca de Vera de Bidasoa y la cuenca de Guipúzcoa durante el Cretácico superior. Asimismo la alineación de falla inversa que limita al NW los macizos paleozoicos coincide aproximadamente con una zona hacia la cual se situaba el borde del área de sedimentación, y, por lo tanto, es posible que correspondiera a otra de las estructuras a favor de las cuales se realizaron esos movimientos verticales. Otro tanto se puede decir del borde meridional del Macizo de Cinco Villas.

Según se ha hecho constar (epígrafe 4.6.1.) las zonas de fallas que han facilitado los movimientos verticales relativos entre bloques, o incluso antiguas superficies de falla, han sido utilizadas durante la fase orogénica principal de manera que, funcionando ahora como fallas inversas y de salto en dirección, han permitido el acortamiento del zócalo, como respuesta a los esfuerzos de compresión.

Pero además, los propios movimientos verticales y las fallas a ellos asociadas han producido estructuras en la parte de cobertura ya existente en el momento de su fun-

cionamiento. Efectivamente, debieron determinar la aparición de fallas de tensión o de monoclinales en la cobertera, dependiendo del grado de disarmonía de ésta respecto al sustrato, en función de la concentración más o menos acusada de Trías superior en la zona móvil. Por otra parte, los propios accidentes, por acumulación de sedimentos en los bloques hundidos, contribuyen a variar las cargas que soporta el Trías plástico según las verticales y esto, unido a la desigual distribución de ese mismo Trías bajo los monoclinales de cobertera; tiende a desarrollar estructuras halocinéticas y, a la postre, diapíricas.

Es seguro que las estructuras diapíricas que ahora se observan llegaron a perforar, en muchos casos, antes de la orogénesis propiamente dicha y esto aún en los casos en que no guardan relación aparente con accidentes del sustrato. La existencia de un diapirismo submarino ya en el Cretácico superior ha sido suficientemente constatada (BRINKMANN y LOGTERS, 1968; HANISH, 1964).

De lo expuesto se deduce que importantes ondulaciones de la cobertera se encontraban configuradas embrionariamente antes de que los esfuerzos tangenciales se pusieran en juego y es así como ciertos anticlinales diapíricos se disponen alineados paralelamente a las fracturas de zócalo deducidas por consideraciones estratigráficas o paleogeográficas.

Puede decirse que, hasta el Eoceno inferior, las condiciones reinantes en la terminación occidental del Pirineo son de tensión; existen movimientos verticales de unos bloques respecto a otros, pero no se reconocen signos de acortamientos. Es indudable que las estructuras de compresión son posteriores al Eoceno inferior, edad bien establecida para diversos tramos de flysch de Guipúzcoa. El mismo flysch es concordante con los materiales subyacentes y aparece plegado conforme a las directrices tectónicas generales visibles.

Como no existen materiales más recientes, hemos de aceptar como edad de las estructuras de acortamiento la que diferentes autores han propuesto para el Pirineo. P. RAT, P. FEUILLÉE, M. MATTAUER, P. CHOUKROU-

NE, etc. admiten que durante el Eoceno superior tienen lugar los máximos acortamientos y algunos de ellos sostienen que, hacia el E de la cadena, el acortamiento principal tiene lugar en el Eoceno para el Pirineo central y en el Cretácico terminal para el Pirineo oriental (CHOUKROUNE, LE PICHON, SEGURÉ y SIBUET, 1973). Durante el Oligoceno y Mioceno otros movimientos de compresión de menor importancia han afectado a otros dominios más externos.

En la provincia de Guipúzcoa, los esfuerzos de compresión se han materializado en la formación de pliegues y fallas inversas de direcciones NW-SE y N60E. Existen algunas estructuras menos generalizadas de dirección E-W, es decir intermedias entre las anteriores, y hemos subrayado la verosimilitud del rejuego de accidentes antiguos para dar origen a estructuras del sistema N60E (epígrafe 4.6.1.). Asimismo se observa que las estructuras NW-SE se reconocen preferentemente al W del meridiano de Tolosa y que las N60E se sitúan al E de dicho meridiano y al NW del Macizo de Cinco Villas.

En el borde meridional de Cinco Villas las estructuras se disponen E-W, hasta que más al E de Leiza se incurvan algo hacia el N para proseguir por la depresión de Elizondo.

El Arco Vasco de P. FEUILLÉE y P. RAT (1971) corresponde a la suave inflexión de las estructuras que se señala cuando se sigue, por ejemplo, el anticlinal de Bilbao, la Siera de Aralar y el Macizo de Aldudes, hasta enlazar, más al E, con las directrices propiamente pirenaicas.

La concavidad hacia el N que se manifiesta en el área que hemos estudiado, cuando se pasa desde las estructuras NW-SE a las N60E, es netamente más acusada que la que dibuja el Arco Vasco considerado en su totalidad (véase fig. 2). Tal concavidad simula cerrarse inmediatamente al N de Tolosa, en el afloramiento triásico de Villabona.

A nuestro entender, se trata de dos directrices tectónicas independientes, sin que exista un verdadero arqueamiento progresivo de unas a otras (epígrafes 4.4.1. y 4.4.2.2) Mientras que las estructuras NW-SE son coherentes con el acortamiento general de la Cuenca

Vasco-cantábrica en su porción situada al E del meridiano de Bilbao, las estructuras N60E, frecuentemente representadas por las fallas inversas fuertemente inclinadas, parecen guardar relación con accidentes del sustrato de historia compleja y probablemente responsables del trazado paleogeográfico del borde NW de los macizos paleozoicos (epígrafe 4.6.1.).

La cronología relativa de estos dos sistemas de accidentes principales no es claramente deducible. El cabalgamiento del Pagoe-ta (de dirección NW-SE) llega a disecar a estructuras como el gran sinclinal colgado del Andatza, pero la superficie de talla inversa parece ser posterior, además, a pliegues NW-SE anteriormente conformados.

Es muy posible que ambos sistemas de estructuras sean casi contemporáneos, representando el N60E una adaptación al borde de un bloque paleozoico sobre-elevado desde muy antiguo. Si esto es cierto, la disposición actual del Macizo de Cinco Villas y de las estructuras de cobertera que lo envuelven por el N no precisan para su explicación del concurso de ningún giro del propio Macizo, que se habría tenido que efectuar en sentido contrario a las agujas del reloj.

La correcta imagen de la evolución tectónica de los Pirineos Vascos tiene que insertarse en el cuadro más amplio del conjunto de movimientos que han determinado la abertura del Golfo de Vizcaya y el desplazamiento relativo de la placa ibérica respecto a la placa europea.

No tenemos el propósito de reseñar y discutir los modelos propuestos para reconstruir dichos movimientos. En muchos de ellos se hacen intervenir giros y traslaciones hasta llegar a la posición actual de la Península Ibérica respecto de Europa, pero unos y otros difieren en el mecanismo y trayectorias de los movimientos que determinan la abertura del Golfo y también a la época en que ésta se ha realizado (LE PICHON et al., 1971; MATTAUER y SEGURET, 1971; MONTADER y WINNOCK, 1971; BACON y GRAY, 1970; CHOUKROUNE et al., 1973, etc.).

De entre estas hipótesis vamos a retener la de X. LE PICHON et al. (1971), modificada después en diferentes publicaciones (CHOU-

KROUNE, LE PICHON, SEGURET y SIBUET, 1973, y CHOUKROUNE, SEGURET y GALDEANO, 1973). Estos autores suponen que la falla norpirenaica es una falla transformante y que la placa ibérica ha sufrido un giro con respecto a la europea, estando situado el polo de giro en los alrededores de París. A medida que progresa el movimiento de rotación, el polo se desplaza de N a S (fig. 61). Este movimiento determina que la colisión entre la placa ibérica y la europea se efectúe en la que actualmente es parte oriental de la falla norpirenaica; entre tanto, en el Pirineo central y, sobre todo, en el occidental reinan condiciones de tensión. Como se indica en la fig 62, la colisión tuvo lugar hacia el fin del Cretácico superior (CHOUKROUNE, SEGUREY y GALDEANO, 1973). Hasta el Eoceno medio se acumulan sedimentos en el Pirineo occidental y a partir de este momento se hace patente en este segmento de la cadena la aproximación N-S de las placas ibérica y europea, pivotando ligeramente la primera de ellas alrededor del punto de colisión (fig. 62, C y D). De esta manera el máximo de las compresiones pirenaicas tiene lugar a finales del Cretácico o a principios del Terciario en el Pirineo oriental y en el Eoceno superior en el occidental.

Tomando como referencia la tectogénesis del Pirineo, se distingue «...un movimiento pre-tectónico de la placa ibérica en relación a la placa Europa que puede ser considerado como un cizallamiento siniestro a lo largo de la dirección transformante norpirenaica». Después de la colisión de las placas que interrumpe el movimiento cizallante, sobreviene una aproximación N-S; el hecho mismo de la colisión y la aproximación ulterior se consideran movimientos sintectogénicos.

Durante los prolongados movimientos pre-tectocénicos las condiciones de tensión facilitan la individualización de bloques con movimientos verticales, según direcciones a veces transversales y frecuentemente oblicuas a las trayectorias de desplazamiento de la placa ibérica: estos accidentes de tensión asumen el papel paleogeográfico de limitar los macizos paleozoicos y el borde de la cuenca hasta el Cretácico superior. En este mo-

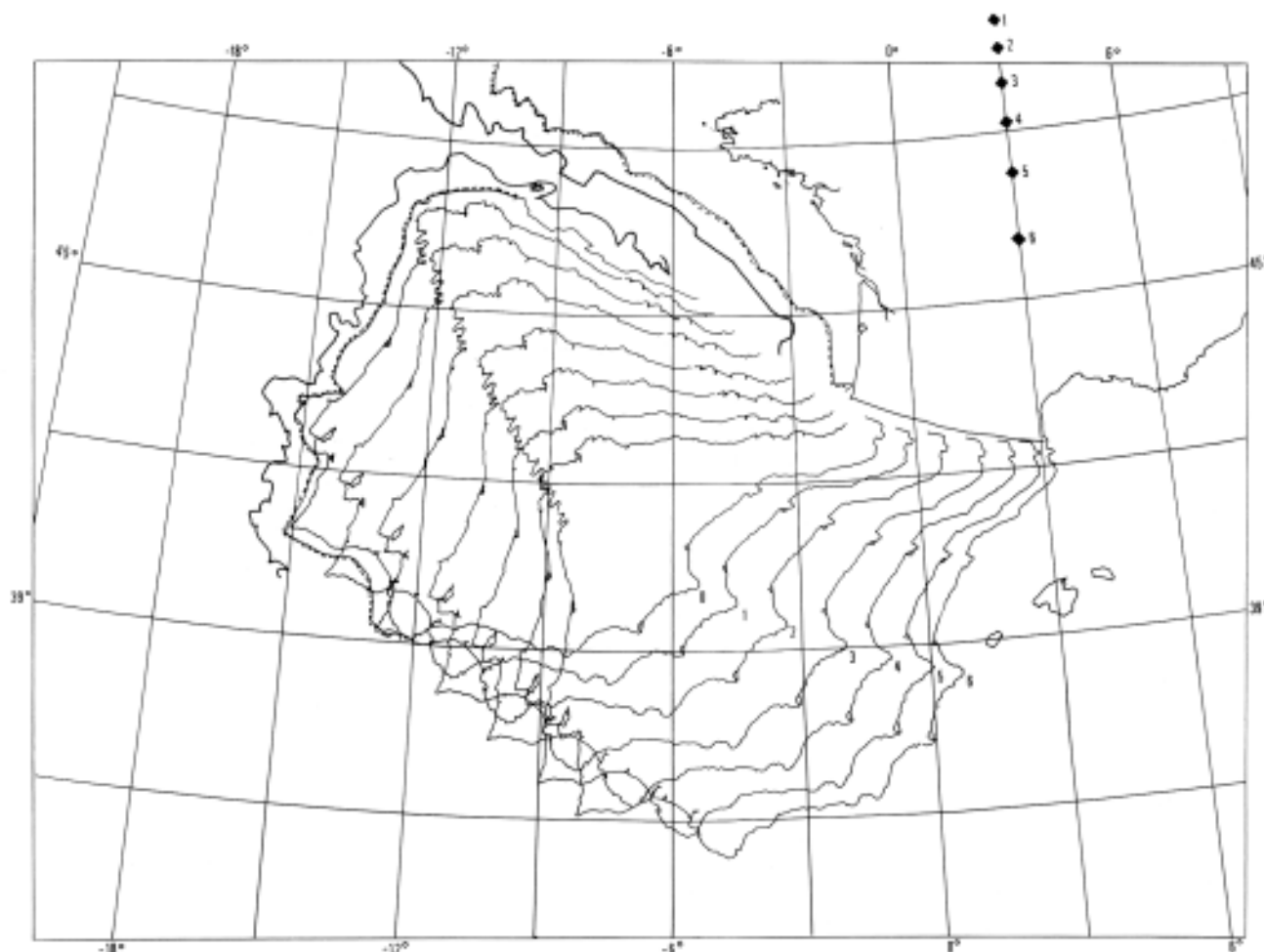


Fig. 61. Modelo cinemático de la apertura del Golfo de Vizcaya (según CHOUKROUNE, SEGURET y GALDEANO. 1973).

mento en el cual, por el E, se inician los movimientos de compresión por colisión de las placas, el Pirineo occidental muestra todavía condiciones de extensión y subsidencia; se diferencia entonces un surco de dirección E-W que recoge los sedimentos que van a constituir el flysch de Guipúzcoa, transportados desde el E, y los de la Formación Jaizkibel, que provienen del N y se extienden formando conos de deyección.

Después del Eoceno inferior y en una época que nosotros no podemos precisar exactamente, sobreviene la aproximación de las placas, con el consiguiente desarrollo de compresiones N-S.

El acortamiento N-S hace que la falla de Aritxulegui se convierta en un accidente ca-

balgante hacia el N, que pinza la terminación occidental de la cuenca de Vera. La misma falla tiene una componente de salto en dirección que pensamos compatible con la situación de los esfuerzos; el bloque SSW de la falla se desplaza hacia el W y es quizás en relación con este movimiento cuando se genera la zona de escamas de Ereñozu (N60E), cuyas fallas inversas se amortiguan al alcanzar la falla de Aritxulegui. Simultáneamente a estos movimientos se producen otros cabalgamientos como el del borde S de Cinco Villas o la falla inversa de Usúrbil.

Más al W, donde la cobertera se hace más potente, se conforman pliegues de dirección NW-SE, superpuestos a los N60E en el



Fig. 62. Imagen de la evolución del dominio pirenaico plegado en relación con los desplazamientos relativos de la placa ibérica y de la placa europea (según CHOUKROUNE, SEGÜRET y GALDEANO. 1973). A, entre el Triás y el Cretácico superior; B, al final del Cretácico; C, en el Eoceno medio; D, en el Eoceno superior-Oligoceno.

sector de Villabona. El cabalgamiento del Pagoeta supone la traslación hacia el NE de la sucesión del Gazume, como respuesta a las condiciones regionales de acortamiento.

Las estructuras NE-SE y N60-E resultan en nuestro planteamiento casi contemporáneas a la vez que se explica su desigual distribución para determinadas áreas.

Así, en el contexto de movimientos y tendencias más generales de la corteza terrestre, puede insertarse la evolución de un segmento de cordillera como el nuestro, comparativamente reducido. Es cierto que muchos detalles de nuestro trabajo no tienen por el momento cabida en una interpretación tan vasta, pero también es verdad que la sujeción a una hipótesis generalizada, a pesar de los riesgos que suponen presumibles modificaciones, proporciona un aspecto grandemente esclarecedor.

RESUMÉ

Dans l'ensemble des Pyrénées Basques on étudie la zone de plus grande courbature de l'Arque Basque (entre le Bidasoa et Zarauz): ou affleurent des matériaux paléozoïques qui forment partie des massifs de Cinco Villas y Larrun-Aya, et d'autres mesozoïques et tertiaires appartenant à la couverture alpine de ceux-ci.

Le Paléozoïque de Cinco Villas et Larrun-Aya se présente à l'ouest du Bidasoa très incomplet, seulement les termes stratigraphiquement les plus hauts y sont représentés; supposant que dans l'ensemble ils appartiennent au Carbonifère. La partie la plus inférieure est représentée par une formation calcaire (calizas de Aranaz), qui est couronnée par une épaisse succession très monotone représentée par l'alternance de schistes et grès schisteux, avec intercalations de calcaires et poudingues («Sucesión esquistosa de Cinco Villas»).

Dans la «Sucesión esquistosa de Cinco Villas» s'encaissent de rocks granitoïdes qui développent une auréole de métamorphisme thermique.

La couverture mésozoïque-tertiaire qui recouvre en discordance les matériaux paléozoïques est formée par des rocks dans l'âge est comprise entre le Trias inférieure et l'Eocène inférieur.

L'histoire sédimentaire du cycle alpidique est caractérisée, de même que dans l'ensemble du bassin Basque-cantabrique, par la succession de périodes transgressifs et regressifs. Ces cycles du bassin se manifestent d'une façon particulière dans la zone NE de Guipuzcoa, à cause de la proximité des massifs paléozoïques, qui restèrent probablement émergés dans des époques différents dans le Mésozoïque. Les changements de faciès et épaisseurs, et les hiâtes sont un exposant très clair de la position marginale où

se déposent les formations de notre région.

Du point de vue tectonique, le trait le plus important dans la région est la superposition de deux cycles orogéniques qui laissent, chacun d'eux son trait particulier dans les matériaux déformés.

Dans l'orogénese hercynien, le Paléozoïque de Cinco Villas est soumis à plusieurs étages de déformation successives. Il est difficile de les reconnaître à grande échelle à cause de la monotonie lithologique des formations carbonifères, mais à partir de l'étude détaillée des micro et meso-structures on peut différencier deux phases principales de déformation. La première phase est représentée par des plis couchés avec flanc inversé bien développé. En relation avec ces plis une schistosité s'origine, généralement de flux, subhorizontale et parallèle à la stratifications dans les flancs des plis.

Les plis de cette première phase hercynienne sont déformés par d'autres plis appartenant à la phase deux. Leur style est diffé-

rent selon la lithologie des niveaux déformés. S_2 est une schistosité de crénulation peu pénétrative.

L'instabilité tectonique alpidique se prolonge le long d'une large période de temps. Quelques phases n'originent que des mouvements verticaux de grands blocs, profitant peut-être des accidents antérieurs.

Le style des structures alpines est différent dans la couverture et dans le socle, d'accord avec les caractéristiques mécaniques de chacun des étages tectoniques.

La structure de la couverture est le résultat de la combinaison de trois types d'accidents: des diapires, des plis (de deux directions, N60E et NW-SE) et des failles inverses.

Même entre les structures d'un même type il existe quelques différences de style; dans quelques cas elles sont dissymétriques par rapport au socle, dans d'autres cas la dissymétrie semble ne pas être totale et la couverture s'adapte au substrat le plus rigide.

LABURPENA

Euskal Pirinioen multzoaren barrenean. Euskal Herriko Arkuaren Kurbatura handieneko aldearen estudioa kokatzen da (Bidaxoa eta Zarautz artean) hemen bost hirietako eta Larrun-Aiako harrietako materiale hertzinikoak eta beste batzuek mesozoikoak eta tertziarioak, aurrekoen estalki-geruza (kobertera) alpidikoak lur gaineratzen dira.

Bost hirietako eta Larrun-Aiako harrietako Paleozoikoa, Bidaxoaren Mendebaldean aldean azaltzen da, ez oso osatua. Bakarkak maila stratigrafiko gorenak agertzen dira, eta pentsatzen da, bere asotasunean, karbonifero adinekoak direla. Behelaldean Karre arrizko formazio batez dago osatua (Arantzeko karearriak) honen gainean suzesio oso handi eta monotono bat dago bere litologia lutitak eta Rarearriak dira, karearizko eta konglomeratuen interkalazio batzuekin (Bost hirietako eskistozko suzesioa).

«Bost hirietako eskistozko suzesioa» harkaitz granitoideaz intruitoa dago, hauek inguruko harkaitzean metamorfismo termikoaren aureola (eraztun) bat sor arazi dute; hau 100 Km.² luzean lur gaineratzen da, Aiako harrietako stockean.

Diskordantzia, materiale paleozoikoak tapatzen dituen estalki-geruza mesozoiko-tertzarioa, Behe Triasiko eta Behe Eozeno arteko harkaitzez dago osatua.

Ziklo alpidikoaren historia sedimentarioaren bereizgarria, Kantauri harro guztian bezala, lurbarneratze eta lurratzeratze garaien suzesioa da. Harroen oszilazio hauek Gipuzkoako meroriental aldean oraltzen dira bereziki, Macizo paleozoikoen hurbiltasunagatik; hauek mesozoiko adinetako garai ezberdinetan lur gainean egon ziren.

Fazies eta lodiera aldaketak eta hiatoak, ondo adierazten dute, gure eskualdeko formazioak jalkun direneko posizio marjinala.

Tektonikoki, beharbada harroaren bereiztasun nabariena, bi orogenien gainkokatzea da, bakoitzak bere seinale berezia uzten duelarik materiale deformatu ezberdinetan.

Orogenia hertzinikoan, Bost hirietako Paleozoikoa batzuk bestearen atzeko deformaziozko etapak jasan ditu, eta zailak dira eskala handian ezagutzeko, formazio karboniferoen berdintasun litologikoarengatik; baina mikro eta mesoestrukturen estudio zehatze-

tuk hasita, bi tolestaduraren fase garrantzitsuak bereiz daiteke.

Lehenengoa. tolestadura etzandagatik eza gutzen da, alderantzizko flankoa ondo bilakatu dutelarik, eta, hauekin batera, eskistositate bat sortzen da, fluxuzkoa gehienetan, subhorizontala, estratifikazioaren subparaleloa, esandako tolestaduren flankoetan.

Lehenengo fase hertziniko hontako tolestadurak, bigarren faseko beste batzurengatik daude deformaturik. Hauen tankera, maila deformatuen litologiaren arauera aldatzen da. S₂ krenulaziozko eskistositatea, penetrazio ahulekoa da.

Inestabilitate tektoniko alpidikoa, denbora haundi batetan zehar luzatu zen. Bere bilakarearen fase batzuk ez dituzte deformazio nabariak baldintzatzen, eta gehienetan bloke

haundien higidura bertikalak sortzen dituzte, akzidenteak, edo ahultasmaren alde zaharrak erabiliz.

Estruktura alpidikoen tankerak estalki-geruza eta zokaloari ezberdinak dira, maila bakoitzaren berezitasun mekanikoei begira.

Estalki-geruza estruktura hiru akzidente motaren konbinazioa da: Diapiroak (Oartzun, San Marcos-Martutene. Santiagomendi, Zarauz) tolestadurak (Bi direkzioan N60E eta NW-SE) alderantzizko failak (Eremotzuko faila, Pagoetakoa) eta tentziozko failak. Mora berdineko estrukturen arteau ere, ba dira zenbait tankerazko diferentziak. Kasu batzutan zokaloarekiko disarmonikoak dira, besteetan ez dirudi disarmonia erabatekoa denik eta estalki-geruza estratu gogorrenari adaptatzen da.

BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA, R. (1884).—Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa. Mem. Comisión del Mapa geol. de España. 175 p.
- ADAN DE YARZA, R. (1918).—Descripción físico-geológica del país vasco-navarro. Geografía general del país vasco-navarro (en Geografía General del país vasco-navarro). Barcelona, p. 1-86.
- ARTHAUD, F. et MATTE, Ph. (1975).—Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics., Vol. 25. n.º 112, pp. 149-172.
- ASHAUER, H. (1943).—La terminación oriental de los Pirineos. Publ. Alem. sobre Geol. de Esp., C.S.I.C., Vol. II, pp. 201-343, 23 figuras, 1mapaescala 1:300.000.
- ASHWORTH, J. R. (1972).—Myrmekites of evolution and replacement origins. Geol. Mag., Vol. 109, pp. 45-62.
- AUTRAN, A. et WEBER (1970).—Données sur les anomalies magnétiques du Bassin Aquitain et de la marge continentale (in Histoire structurale du Golfe de Gascogne). Pub. de l'Inst. Franc. du Pétrole., Vol. I, IV10-1 a IV10-8.
- AUTRAN, A., FOUNTEILLES, M. GOGUEL, J. et GUI-TARD, G. (1972).—Sur l'origine de la schistosité, C. R. Ac. Sc., Vol. 274, pp. 1889-1891.
- AZPEITIA MOROS, F. (1933).—Datos para el estudio del flysch de la costa cantábrica y de algunos otros puntos de España. Bol. I.G.M.E., Madrid. Vol. 53, pp. 1-65.
- BACON, M. and GRAY (1970).—A gravity survey in the Eastern part of the Bay of Biscay. Earth Planet. Sci. Letters. Vol. 10, p. 101.
- BARD, J. P., CAPDEVILLA, R. et MATTE, Ph. (1974).—La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérica: comparaison avec les segments voisins (in Histoire structurale du Golfe de Gascogne). Pub. de l'Inst. Franc. du Pétrol. pp. 1.4-1 a 1.4-68.
- BERNER, H., RAMBERG, H. and STEPHANSSON, D. (1972).—Diapirism in theory and experiments. Tectonophysics. Vol. 15 (3). pp, 197-219.
- BERTRAND, L. (1911).—Sur la structure des Pyrénées occidentales. C. R. Somm. Soc. Geol. de France. Vol. 152, pp. 639-642, 1 fig.
- DE BOER, H. V. (1966).—Beispiele spitzwinkliger Achsenüberprägung aus den spanischen Westpyrenäen. Z. deutsch. geol. Ges., Vol. 116/3, pp. 753-760.
- DE BOER, H. V. und MOHR, K. (1966).—Zum Magmatismus im Aldudes-Quinto Real-Massiv in den spanischen Westpyrenäen. Z. deutsch. geol. Ges., Vol. 116/3, pp. 761-772.
- BOILLLOT, B., CAPDEVILA, T., HENNEQUIN-MARCHAND, I., LAMBOY, M. et LEPRETRE, J. P. (1973).—La zone nord-pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nord-espagnole et sa signification structurale. C. R. Ac. Sc. Paris. Vol. 277. pp2629-2630.
- BOILLLOT, G., DUPEUBLE, P. A., HENNEQUIN-MARCHAND, I., LAMBOY, M., LEPRETRE, J. P. et MUSSELLEC, P.—Le rôle des décrochements «tardi-her-

- cyniens» dans l'évolution structural de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins a l'ouest et au nord de la Péninsula Ibérique. *Revue de Géographie Phys. et de Geol. Dynam.* Vol. XVI-I. pp. 75-86.
- BOSCHMA, D. (1963).—Succesive hercynian structures in some areas of the Central Pyrenees. *Leid. Geol. Med.*, Vol. 28, pp. 103-176.
- BRINKMANN, R. and LOTGERS, H. (1967).—Die Diapire der spanischen Westpyrenäen und ihres Vorlandes *Beih. geol. Jb.*, Bol. 66, pp. 1-20.
- BRINKMANN, R. and LOGTERS, H. (1968).—Diapirs in Western Pyrenees and Foreland, Spain (in *Diapirism and Diapirs*). *Am. Ass. Petrol. Geol.*, pp. 275-292.
- CAIRE, A. (1960).—Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes (in *Livre a la mémoire du Prof. P. Fallot*). *Mém. de la Soc. Géol. de France.*, Vol. 2, pp. 105-158.
- CAMPOS, J. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1974a).—Hoja 24-04 (Jaizkíbel). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2.ª serie, IGME.*
- CAMPOS, J. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1974b).—Hoja 25-04 (Irún). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2.ª serie, IGME.*
- CAMPOS, J. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1974c).—Hoja 24-05 (San Sebastián). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2.ª serie, IGME.*
- CAMPOS, J., GARCIA-DUEÑAS, V., SOLE, J. y VILLALOBOS, L. (1975).—Hoja 25-05 (Vera de Bidasoa). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2.ª serie, IGME.*
- CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970).—Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord de l'Espagne. *Bol. Geol. Min. (IGME)*. Vol. 81, pp. 215-225.
- CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE.—Feuille de St. Jean-Pied de Port, 2e édition. Echelle 1:80.000, Paris, 1954.
- CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE.—Feuille de Espelette (XII-25). Echelle 1:50.000, Paris. 1964.
- CASTERAS, M. (1967).—Sur les terrains paléozoïques et sur la structure du massif de Mendibelza (Basses Pyrénées). *C. R. Ac. Sc., Ser. D.*, t. 264, pp. 1677-1682, 1 map.
- CASTERAS, M. et PARIS, J. P. (1964).—Sur le socle paléozoïque d'Ingouze (Basses-Pyrénées) nouveaux affleurements. *C. R. Ac. Sc.*, Vol. 259, pp. 3791-3795.
- CASTERAS, M. et SOUQUET, P. (1966).—Sur les accidentes de la couverture de la zone primaire axiale au Sud du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées). *C. R. Soc. Geol. France.*, pp. 368-369, 1 map.
- CHAPMAN, R. E. (1974).—Clay Diapirism and Overthrust Faulting. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, Vol. 85, n.º 10, pp. 1597-1602.
- CHOUKROUNE, P. (1972).—Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne centrale et orientale. *Bull. de la Soc. Geol. de France (7e série)* Vol. XIV. n.º 1-5, pp. 3-11, 15 fig.
- CHOUKROUNE, P., LE PICHON, X., SEGURET, M. et SIBUET, J. C. (1973).—Bay of Biscay and Pyrénées. *Earth and Planetary Science Letters.*, Vol. 18, pp. 109-118.
- CHOUKROUNE, P. et SEGURET, M. (1968).—Exemple de relations entre joints de cisaillement, fentes de tension, plis et schistosité. *Rev. de Geog. Phys. et de Geol. Dynam.*, Vol. X, fasc. 3, pp. 239-246, 1 fig., 4 tab.
- CHOUKROUNE, P. et SEGURET, M. (1973).—Tectonics of the Pyrénées: Role of Compression and Gravity (in «Gravity and Tectonics»). *John Wiley and Sons. New York.*
- CHOUKROUNE, P., SEGURET, M. et GALDEANO, A. (1973).—Caracteristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modele de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bull. de la Soc. Géol. de France, 7 sér., t. XV, n.º 5-6.* pp. 600-611.
- CIPRIANI, C., SASSI, F. P. and SCOLARI, A. (1971).—Metamorphic White Micas: Definition of Paragenetic Fields. *Schweiz. Min. Ptr. Mitt.*, Vol. 51/1, pp. 259-302.
- CIRY, R. (1951).—L'évolution paléogéographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inférieur. *Inst. Géol. Min. España, Libro Jubilar, Madrid, Vol. II,* pp. 17-51.
- CIRY, R., RAT, P., MANGUIN, J. P., FEUILLÉE, P., AMIOT, M., COLCHEN, M. et DELANCE, J. H. (1967).—Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France, des Pyrénées aux Asturies (du 11 au 18 Septembre 1967). *C. R. Som. de la Soc. Géol. de France.*, fasc. 9, pp. 389-444.
- CLIN, M., HEDDEBAUT, C., MIROUSE, R., MULLER, J., ROGER, P. et WATERLOT, M. (1970).—Le cycle hercynien dans les Pyrénées. *Ann. Soc. Géol. Nord.* Vol. 9, n.º 4, pp. 253-276.
- COGNÉ, J. (1971).—Le massif Armoricaïn et sa place dans la structure des socles ouest-européens: l'arc hercynien iberoarmoricaïn (in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*). *Pub. de l'Inst. Franc. du Petrol.*, Vol. 10, pp. 1.1-1 a 1.1-21.
- CRIMES, T. P. (1973).—From limestones to distal turbidites: a facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleocene-Eocene), North Spain. *Sedimentology*, Vol. 20, n.º 1, pp. 105-131.
- DAHM, H. (1966).—Stratigraphie und Paläogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien). *Tesis Un. Bonn. Beih. Geol. Jb. Hannover*, Vol. 44.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J. (1966). *Rock-Forming Minerals. Logmans, Green and Coltol. London, 5 volúmenes.*

- DEWEY, J. F., PITMANN III, W. C., RYAN, W. B. F. and BONNIM, J. (1973).—Plate tectonics and the Evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, Vol. 84, n.º 10, pp. 3137-3180.
- DOUBINGER, J. et MOULINE, M. (1961).—Sur la flore fossile du Carbonifère de Laroun-et d'Ibantelly (Basses-Pyrénées). *C. R. Ac. Sci. Paris. Vol. 253*, pp. 3029-3031.
- DUNOYER de SEGONZAC, G. et HEDDEBAUT, C. (1971).—Paléozoïque anchimetamorphique a illite, chlorite, Pyrophyllite, allevardite et paragonite dans les Pyrénées Basques. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Vol. 24/4, pp. 277-290.
- ELORZA, J. J. (1973).—Estudio geológico de una zona al sur de Irún. Tesis de Licenciatura (Univ. de Bilbao). (Inédito).
- ESCHER, B. G. and KUENEN, Ph. M. (1929).—Experiments in connection with salt domes. *Overdruk nit Leidsche Geologische Mededeelingen.*, Vol. III/3, pp. 151-182.
- ESTEVEZ, A. (1973).—La vertiente meridional del Pirineo catalán al N del curso medio del río Fluviá. Tesis doctoral. Univ. de Granada.
- EWING, M. and EWING, J. (1962).—Rate of Salt-dome growth. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, Vol. 46, pp. 708-709.
- FEUILLÉE, P. (1963a).—Observaciones sobre el Cretáceo medio de la depresión de Vera-Sare-Ainhoa (Bajos Pirineos y Navarra). *Notas y Com. del I.G.M.E.*, n.º 69, pp. 247.
- FEUILLÉE, P. (1963b).—La base du flysch «Sud-Pyrénéen» (Navarre-espagnole). *C. R. Ac. Sc.*, Vol. 256, pp. 2640-2642.
- FEUILLÉE, P. (1964).—Sur l'age Cénomaniens des Calcaires acaprines des Pyrénées basques occidentales. *C. R. Som. Soc. Géol. de France.*, fasc. 5, pp. 90-92, 1 fig.
- FEUILLÉE, P. (1965).—Sobre la edad Cenomaniense de las calizas con Caprinidos de los Pirineos Vascos occidentales. *Not. y Com. del IGME. Vol. 79*, p. 161.
- FEUILLÉE, P. (1966a).—Contribution a la connaissance du Crétacé moyen du Nord et de l'Ouest de la Navarre Espagnole. *Actes du 4º Congres intern. d'etudes Pyrénées*, pp. 49-59, 1 fig.
- FEUILLÉE, P. (1966b).—Les formations crétacées entre las Aldudes et le Mendibelza (Pyrénées Basques). *C. R. As. Ser. D.*, t. 262, pp. 1617-1620.
- FEUILLÉE, P. (1967).—Le Cénomaniens des Pyrénées Basques aux Asturies. *Essai d'analyse stratigraphique. Mem. Soc. Géol. de France. Nouv. Sér.*, Vol. LXVI, n.º 108, pp. 1-343.
- FEUILLÉE, P. (1970).—Y a-t-il des flysch Pyrénéens? *Bull. de la Soc. Géol. de France. 7 sér.*, t. XII, n.º 4, pp. 603-611.
- FEUILLÉE, P. (1971).—Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomaniens pyrénéo-cantabrique: problèmes d'environnement sédimentaire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, Vol. 9, pp. 277-231. 15 fig.
- FEUILLÉE, P. et NEUMANN, M. (1963).—Les facies á alvéolinidés du Cénomaniens dans le nord de l'Espagne. *C. R. Som. Soc. Géol. de France.*, fasc. 7, pp. 221-223, 1 fig.
- FEUILLÉE, P. et RAT, P. (1971).—Structures et Paléogéographies pyrénéo-cantabriques (in *Histoire structurale du Golfo de Gascogne*). *Publ. de l'Inst. Franc. du Petrol.*, Vol. 2, pp. V.1-1 a V.1-48, 12 figs.
- FEUILLÉE, P. et SIGAL, J. (1965a).—Les calcaires de Behobie (Basses Pyrénées), France et Guipuzcoa, Espagne. *C. R. Ac. Sc.*, Vol. 260, pp. 2016-2019.
- FEUILLÉE, P. et SIGAL, J. (1965b).—La transgression du Crétacé supérieur (flysch nord-pyrénéen) sur le massif de Cinco Villas. *Bull. Soc. Géol. France.*, 7 ser., t. VII, pp. 45-55, 6 fig. y 1 cuadro.
- FEUILLÉE, P., VILLANOVA, M. et WINNOCK, E. (1973).—La dynamique des fosses a «turbidites» et de leur contenu sédimentaire dans le système pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. de France.*, Vol. XV, n.º 1, pp. 61-67, 4 tab., 6 fig.
- FLINN, D. (1969).—Grain contacts in crystalline rocks. *Lithos*, Vol. 2, pp. 361-370.
- FOURNIER, E. (1913).—Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. Géol. France. 4ª Ser.*, t. XIII, pp. 183-211.
- FOURNIER, E. et STUART MENTEATH, P. W. (1923).—Sur la géologie de la mine de S. Narciso et la tectonique des Pyrénées basques. *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. XXIII, pp. 102-108.
- GARFUNKEL, Z. (1966).—Problems of wrench faults. *Tectonophysics*, Vol. 3, n.º 5, pp. 457-474.
- GERA, F. (1972).—Review of salt Tectonics in relation to the Disposal of Radiactive Wastes in Salt Formations. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, Vol. 83/12, pp. 3551-3514.
- GLANGEAUD, L. (1958).—Le plutonisme salique, ses relations avec le métamorphisme dans les Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Soc. Géol. de France*, Vol. (6) VIII, n.º 8, pp. 961-978.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1946).—Revisión de algunos datos paleontológicos del flysch cretáceo y nummulítico de España. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, Madrid, n.º 15, pp. 109-165, 5 fig., 8 pl.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1950).—Breve noticia sobre hallazgos paleontológicos en el paleozoico de los Pirineos Vascos. *Est. Geol.*, n.º 11, pp. 245-247.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1954).—Observaciones geológicas en el flysch cretáceo nummulítico de Guipúzcoa. *Monogr. Inst. «Lucas Mallada». Inv. Geol.*, Madrid, n.º 13, 98 p., 18 fig., 49 pl.

- GOMEZ DE LLARENA, J. (1956).—Observaciones geológicas en el flysch cretácico nummulítico de Guipúzcoa. Monogr. Inst. «Lucas Mallada» de Inv. Geol., Madrid, n.º 15, 47 p.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1958).—Datos paleontológicos del flysch litoral de Guipúzcoa. El Vraconiense de septarias de Motrico. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España, Madrid, n.º 50 (2), pp. 3-21, 1 fig., 12 pl.
- GONZALEZ LINARES (1876).—Anal. Soc. Eso. de Hist. t. V. «Actas» Sesión del 9 de febrero, pp. 23-28.
- GUIARD, G. (1960).—Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénese hercynienne dans les terrains anciens de Pyrénées orientales. Leur relation avec les métamorphisme et la granitisation. Bull. Soc. Geol. de France, 7 sér. Vol. II, pp. 862-887.
- GUIARD, G. (1962).—Sur l'existence de plis «antechisteux» dans le Paléozoïque inférieur et les gneiss du massif de Canigou-Caranca (Pyrénées-Orientales). C. R. Somm. Soc. Géol. de France. n.º 10, p. 297.
- GUIARD, G. (1967).—Phases de plissements dans les terrains métamorphiques de la zone axiale pyrénéenne du Canigou. durant l'orogénese hercynienne. C. R. Ac. Sc., t. 265, n.º 19, pp. 1357-1360.
- GUIARD, G. (1970).—Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). Mémoires du B.R.G.M. n.º 63. 316 p.
- GUSSOW, W. C. (1968).—Salt diapirism: Importance of temperature and energy source of emplacement (in Diapirism and Diapirs). Am. Ass. Pet. Geol. Bull. Mem. n.º 8, pp. 16-32.
- HANISH, J. (1974).—Der Tiefsee-Diapir von Zarauz (N-Spanien) im Spiegel von Sedimentation und Tektonik des Kreide/Tertiär-Flyschs. Geol. Jb., Vol. 11, pp. 101-142, 13 fig., 1 mapa.
- HANISH, J. and PFLUG, R. (1974).—The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque Pyrénées: submarine outflow of diapiric mass. Sedimentary Geology., Vol. 12, n.º 4, pp. 287-296.
- HEDDEBAUT, C. (1965).—Recherches stratigraphique et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées). Bull. Soc. Géol. de France. Ser. 7, Vol. II, pp. 631-639.
- HEDDEBAUT, C. (1967).—Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées). C.R. Som. Soc. Géol. de France, fasc. 7, p. 280.
- HEDDEBAUT, C. (1970).—Sur l'age des formations paéozoiques des Cinco Villas (Pays basque espagnol). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 6, pp. 205-207.
- HEDDEBAUT, C. (1973).—Etudes géologiques dans les massif Paléozoiques Basques. Thèse Université des Sciences et Technique de Lille, France.
- HENRY, J., LANUSSE, R. et VILLANOVA, M. (1971).—Evolution du domaine marin pyrénéen du Sénonien supérieur à l'Eocene inférieur (in Histoire structurale du Golfe de Gascogne). Pub. de l'Inst. Franc. du Petrol. Vol. 1, pp. IV7-1 a IV7-8.
- HENRY, J., VILLANOVA, M. et WINNOCK, E. (1971).—Dispositifs morphologiques comblés par la sédimentation du flysch crétacé supérieur (Aquitaine méridionale et Pyrénées) (in Histoire structurale du Golfe de Gascogne). Publ. de l'Inst. France du Petrol., Vol. 1, pp. IV6-1 a IV6-12.
- HERM, A. (1963).—Micropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im kreide flysch zwischen Deva und Zumaya (prov. Guipuzcoa. Nord-Spanien) Z. deutsch geol. Ges. Hannover, Vol. 115.
- HIGGINS, M. W. (1971).—Cataclastic rocks. Geological Survey Professional paper., Vol. 687, 78 p.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1948).—Mapa Geológico de España. 1.50:000. Explicación de la Hoja n.º 40 (Jaizkibel).
- JEREZ MIR, L. (1968).—Nueva interpretación tectónica de la zona septentrional de la provincia de Guipúzcoa. Bol. Geológico y Minero. Vol. LXXIX-II, pp.16-21.
- JEREZ, L., ESNAOLA, J. M. y RUBIO, V. (1971).—Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa. Memorias IGME, n.º 79, 130 p.
- JUCH, D. et SCHAFFER, D. (1971).—L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Arizakun dans la partie orientale du massif de Cinco Villas (Pyrénées Occidentales). Actas VI Cong. Inter. Estud. Pyrén. (Bagnères de Bigorre, 1971).
- KIM, Ch. W. and HUNAHASHI, M. (1972).—Chronological aspects in granites. Lithos. Vol. 5. pp. 241-254.
- KIND, H. D. (1967).—Diapire und Alitertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien). Beihl. geol. Jb., Vol. 66, pp. 127-174.
- KINDELAN, V. (1919).—El Cretáceo y el Eoceno de Guipúzcoa. Boletín del IGME., Vol. XL, pp. 165-203.
- KOOP, K. O. (1963).—Über Facies und Tektonik der Kreide im Western der Pyrenäen. Geol. Rundschau, Vol. B 53, pp. 821-847.
- KRAUSSE, H. F. (1973).—Übersicht über tektonische Formungen und strukturen in den spanischen Westpyrenäen (A View on Tectonical Deformation and Structures of the Spanish Western Pyrenees). N. Jb. Geol. Palaont. Abh. Vol. 142/1.
- KRUIT, C., BROUWER, J. and EALEY, P. (1972).—A Deep-Water Sand Fan in the Eocene Bay of Biscay. Nature Physical Science., Vol. 240. pp. 59-61.
- KRUIT, C., BROUWER, J., KNOX, G., SCHOLLBERGER, W. Van VLIET, A. (1975).—Une excursion aux cones d'alluvions en can profonde d'age Tertiaire près de San Sebastian (province de Guipuzcoa, Espagne). IX^{me} Congrès International de Sedimentologie. Ni-ce, Vol. Exc. 23.

- KUBLER, B. (1966).—La cristallinité de l'illite et les zones à fait supérieures de métamorphisme. Etages tectoniques. Colloque à Neuchâtel. pp. 105-122.
- KUBLER, B. (1967).—Anchimétamorphisme et schistosité. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, Vol. 1, n.º 2, pp. 259-278, 14 fig., 1 tb.
- KUBLER, B. (1970).—Crystallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal parts of the Alps. Fort & Miner., Vol. 47, Bd. 4.a., pp. 39-40.
- KUPFER, D. H. (1968).—Relationship of internal to external structure of salt domes (in Diapirism and diapirs). Am. Ass. Pet. Geol. Bull., Mem. n.º 8, pp. 79-89.
- LAMARE, P. (1923).—Sur quelques particularités de la structure du Pays Basque espagnol y sur le caractère tectonique de la région. Bull. Soc. Geol. de France., Vol. XXIII, pp. 185-192, 1 mapa.
- LAMARE, P. (1925).—Sur quelques points de la tectonique de la lisière septentrionale des Pyrénées. Bull. Soc. Geol. France, Vol. XXV. pp. 287-297.
- LAMARE, P. (1928).—Sur le structure des Pyrénées Navarraises. C. R. Congr. Géol. Inter., Madrid, Vol. II, p. 693.
- LAMARE, P. (1935).—Sur l'attribution au Néocomien des couches comprises entre le Lusitanien et l'Aptien du massif de l'Yzturre, près de Tolosa. C. R. Som. S. G. F., pp. 80-82.
- LAMARE, P. (1936).—Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. Mem. de la Soc. Géol. de France N. S. T XII, Fasc. 1-4, p. 463, 305 figs.
- LAMARE, P. (1950).—La structure géologique des Pyrénées basques. 1^{er} Cong. Int. de pireneistas, Inst. Est. Piren., 44 p.
- LAMARE, P. (1956).—Présentation de la feuille de Saint Jean-de-Pied-de-Port de la carte géologique de la France au 1/80000e (2^a édition 1953) avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords. Actas del 2^o Cong. int. d'Etudes pyrénéennes (Luchon-Pau, 1954). Vol. II, pp. 73-123.
- LE PICHON, X., BONNIN, J. et SIBUET, J. C. (1970).—La faille nord-pyrénéenne: faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. C. R. hebdom. Séanc. Acad. Sci. Paris., Vol. 271, pp. 1941-1944.
- LE PICHON, X., BONNIN, J., FRANCHETEAU, J. et SIBUET, J. C. (1971).—Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne (in Histoire structurale du Golfe de Gascogne). Pub. de l'Inst. Franc. du Petrol., Vol. 2, pp. VI.II-1 a VI.II-44.
- LEVESON, D. J. (1966).—Orbicular rocks: A Review, Geol. Soc. of Am. Bull., Vol. 77/4, pp. 409-426.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).—Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo. Pub. Inst. Geol. Univ. Barcel. «Miscelánea Almera». pp. 159-186, 2 fig., 1 mapa.
- LOTZE, F. (1931 a).—Über vergenzwechsee, mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen. Nachgr. Ges. Wis Göttingen Math-Phys. Kl. Fachgr., Vol. IV, n.º 13, pp. 214-226.
- LOTZE, F. (1931 b).—Nordostlich gerichtete strukturelemente im Bau der Westpyrenäen. Nachgr. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl., pp. 1-13.
- LOTZE, F. (1946 b).—Elementos estructurales dirigidos al NE que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales. Pub. Extr. sobre Geol. de Esp., Vol. III, pp. 301-313.
- LOTZE, F. (1948).—Sobre bloques (klippen) autóctonos con ejemplos en los Pirineos occidentales (traducción de Über autochthone klippen mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen. 1934)., Publ. Ext. sobre Geol. de España, Vol. IV, pp. 435-449.
- LOTZE, F. (1958).—Geologische Karte des Pyrenäisch-Kantabrischen Grenzgebietes. Münster, Westf.
- LOTZE, F. (1960).—Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depressin (Nordspanien). N. Jb. Geol. Paläont., Vol. 3, pp. 132-144.
- LOTZE, F. (1961).—Prinzipien zur Gliederung des «Baskischen Komplexes» (im wesentlichen Unterkreide) in Nordspanien (Kurzere Mitteilung zur Geologie Spaniens IV). N. Jb. Geol. Paläont., Vol. 10, pp. 520-533.
- MANGUIN, J. Ph. (1958).—Observaciones sobre la orogénesis pirenaica durante el período nummulítico. Notas y Com. del IGME, n.º 52, p. 125.
- MARMO, V. (1962).—On granites. Bull. Comm. Géol. Finlande., Vol. 201, pp. 3-77.
- MARMO, V. (1968).—The origin of granite, a hydrothermal model. Lithos, Vol. 1, n.º 1, pp. 58-69.
- MARMO, V. (1971).—Granite Petrology and the granite Problem (Developments in Petrology, volume 2). Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 244 p.
- MATTAUER, M. (1964).—Sur le schistosité d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. C. R. AC. SC., Vol. 259, pp. 2891-2894.
- MATTAUER, M. (1968).—Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Rev. de Geogr. Phys. et de Géol. Dynam., Vol. X, fasc. 1, pp. 3-12, 5 figs.
- MATTAUER, M., DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G. y VIDAL, L. C. (1967).—Contribution à l'étude des tectoniques superposés dans la chaîne hercynienne: le «synclinal» paleozoïque de Villefranche-de-Loflent (Pyrénées Orientales). C. R. Ac. Sc., Ser. D, t. 265, n.º 19.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1966).—Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. C. R. Soc. Géol. de France., pp. 10-12, 1 carta.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1971).—Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. Pub. de l'Inst. Franc. du Petrol., Vol. 1, pp. IV.4-1 a IV.4-24.
- MEHNERT, K. R. (1968).—Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Company, Amsterdam. 393 p., 136 figs., 13 tab.

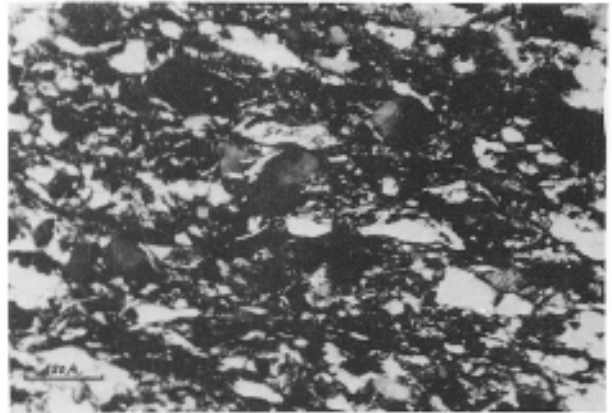
- MENDIZABAL, J. (1951).—Contribución al estudio del Triásico en Guipúzcoa. Libro Jubilar del IGME., Vol. II, pp. 427-436.
- MENGAUD, L. (1920).—Recherches géologiques dans la région cantabrique. Thèse Fac. Sci. Paris, 370pp.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1969).—The granite spectrum. *Lithos*, Vol. 2, n.º 3. pp. 217-222.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1971).—Clasificación and origin of the igneous rocks., *Lithos*, Vol. 4, pp. 105-130.
- MIDDLEMOST, E. A. K. and ROMÉY, W. D. (1968).—A Graphic Story of Magmatic Differentiation, *Lithos*, Vol. 1, pp. 242-263.
- MIROUSE, R. (1962).—Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. These. Toulouse, pp. 672, 16 pl., 135 fig., 1 map.
- MIROUSE, R. (1965 a).—Tectonique hercynienne et tectonique alpine dans la partie de la zona primaire axiale des Pyrénées. *Actas 4 Congr. Intern. Etudes Pyrénéennes*, Pau-Lourd. Vol. 1, pp. 75083.
- MIROUSE, R. (1965b).—Paléogéographie dévonienne de l'extrémité occidentale du bâti axial Pyrénéen. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 80. pp. 121-136, 2 fig.
- MIYASHIRO, A. and SHIDO, F. (1970).—Progressive metamorphism in zeolite assemblages. *Lithos*, Vol. 3, n.º 3, pp. 251-260.
- MONTADERT, L. et WINNOCK, E. (1971).—L'Histoire structurale du Golfe de Gascogne (in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*). Pub. du Inst. Franc. du Petrol., Vol. 2, pp. IV16-1 - IV16-18.
- MOHR, K. y PILGER, A. (1965).—Das nordsüüd-streichende lineament von Elizondo in den Westlichehn Pyrenäen. *Geol. Rdsch*, Vol. 54, pp. 144-160.
- MULLER, J. (1967).—Sur la superposition des déformations dans les Pyrénées occidentales. *C. R. Ac. Sc. D.*, t. 265. pp. 400-402.
- MUNAHASHI, M., KIM, C. W., OHTA, Y. and TEUCHIYA, T. (1968).—Co-existence of plagioclases of different compositions in some plutonic and metamorphic rocks. *Lithos*, Vol. 1, pp. 356-373.
- O'BRIEN, G. D. (1968).—Survey of diapirs and diapirism (in *Diapirism and diapirs*). *Am. Ass. of Pet. Geol.*, Mem. n.º 8, pp. 1-9.
- ODÉ, H. (1968).—Review of mechanical properties of salt relating to salt dome genesis (in *Saline Deposits*) *Geol. Soc. of Am.*, Sp. Paper, 88, pp. 543-595.
- O'DRISCOLL, E. S. (1962a).—Fold interference patterns in model experiments. *Nature*, Vol. 193, n.º 4811, pp. 115-117.
- O'DRISCOLL, E. S. (1962b).—Model for superposed laminar flow folding. *Nature*, Vol. 196, n.º 4860, pp. 1446-1448.
- O'DRISCOLL, E. S. (1962c).—Experimental Patterns in superposed similar folding. *Journ. of the Alberta Soc. of Petroleum Geologist.*, Vol. 10, n.º 3, pp.145-168.
- O'DRISCOLL, E. S. (1964a).—Interference Patterns from inclined shear fold systems. *Bull. of Canadian Petroleum Geology*, Vol. 12, n.º 2, pp. 279-310.
- O'DRISCOLL, E. S. (1965 b).—Cross Fold Deformation by simple shear. *Economic Geology*, Vol. 59, pp.1061-1093.
- PALACIOS, P. (1915).—La formación wealdense en el Pirineo navarro. *Bol. del IGME*, Vol. 36 (16 de la 2.ª serie), pp. 9-15.
- PALACIOS, P. (1919).—Los terrenos mesozoicos de Navarra. *Bol. del IGME*, Vol. 40. pp. 1-55.
- PHILLIPS, E. R. (1974).—Myrmekite-one hundred years later. *Lithos*, Vol. 7, pp. 181-194.
- PHILLIPS, W. I. (1973).—Interpretation of crystalline spheroidal structures in igneous rocks. *Lithos*, Vol. 6, pp. 235-244.
- PHILLIPS, E. R. and CARR, G. R. (1973).—Myrmekite associated with alkali feldspar megacrysts felsic rocks from New South Wales. *Lithos*, Vol. 6, pp. 245-269.
- PHILLIPS, E. R. and RANSOM, D. M. (1968).—The proportionality of quartz in myrmekite. *Am. Miner.*, Vol. 54, pp. 984-987.
- PUJALTE, V. (1977).—Posibilidad de una nueva división estratigráfica de los sedimentos no marinos del Jurásico superior y Cretácico inferior en la provincia de Santander. *Bol. Geol. y Minero*.
- REGLAND, P. C. (1969).—Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton. *Lithos*, Vol. 3, pp.167-189.
- RAGUIN, E. (1966).—Etages tectoniques dans les Pyrénées hercyniennes. *Etages Tectoniques* (Coll. de Neuchâtel, 18-21 avril). pp. 203-209, 1 fig.
- RAMBERG, H. (1964).—Selective Buckling of Composite Layers with Contrasted Rheological Properties; a Theory for simultaneous Formation of Several Orders of Folds. *Tectonophysics*, Vol. 1, pp.307-341.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969).—Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies purbeckienses y wealdense del norte de España. *Ediciones CIEPSA* (Madrid). 68 pp.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971 a).—Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del norte de España. *Memorias del IGME*, n.º 78.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971 b).—Algunas observaciones sobre el Jurásico de Alava, Burgos y Santander. (En *l Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*). *Cuadernos de Geología Ibérica*, n.º 2. pp. 491-508.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y AGUILAR TOMAS, M. J. (1969).—Ciclotemas en el Aptense superior y Albiense inferior de Nograro (Alava). *Acta Geológica Hispánica*, Vol. IV, n.º 5, pp. 113-118.

- RAMSAY, J. G. (1967).—Folding and Fracturing of rock, McGraw-Hill. Book Co. New York. 568 pp.
- RAT, P. (1956 a).—Note préliminaire sur la structure de la Chaîne basco-cantabrique au sud-ouest de Saint-Sébastien (Espagne). C. R. Ac. Sc., Vol. 242, pp.1634-1636.
- RAT, P. (1956 b).—Esquisse d'une histoire de la sédimentation dans les régions du litoral basco-cantabrique au Crétacé. Act. 2^o Cong. Int. Est. Piren. (Luchon-Pau, 1954)., Vol. II, pp. 147-157.
- RAT, P. (1959).—Les Pays crétacés basco-cantabriques (Espagne). Publications de l'Université de Dijon. Vol. XVIII. 525 pp.
- RAT, P. (1962).—Présentation géologique du versant cantabrique entre Pyrénées et Asturies. Act. 3^{er} Congr. Int. de Est. Piren. (Gerona. 1958). Vol. 1, pp. 9-26.
- RAT, P. (1963).—Problèmes du Crétacé inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne. Sond. Geol. Rundschau, Vol. 53, pp. 205-220.
- RAT, P. et SALOMON, J. (1969).—Données nouvelles sur la stratigraphie et les variations sédimentaires de la serie Purbeck-Wealdienne au Sud de Santander (Espagne). Compt. Rendu, S. G. F., 16 Juin, pp. 216-217.
- REQUADT, H. (1966).—Kartierung im Paläozoikum nördlich von Oronoz-Mugaire (Span. Westpyrenäen). Diplomarbeit, Geol. hist. T. U. Clausthal.
- REQUADT, H. (1971).—Aperçu sur la Stratigraphie et les facies du Devonienne inférieur et moyen dans les Pyrénées occidentales d'Espagne. Act. IV Congreso Int. de Est. Piren. Bagnères de Bigorre.
- REQUADT, H. (1972).—Zur Stratigraphie und Facies des Unter-und Mitteldevons in den Spanischen Westpyrenaen, Clausthal Geol. Abh., Vol. 13, 113 pp.
- REVERDATTO, J. V. (1971).—Types of contact metamorphism. Intern. Geology Review, Vol. 13, n.º 8.
- RICHTER, D. (1963).—Über Quersaltung in den spanischen Westpyrenäen. Geol. Mitt., Vol. 2, pp.185-196.
- RICHTER, D. (1964).—Die Flyschmulde von Vera de Bidasoa in den Westpyrenäen. Geol. Mitte., Vol. 3. pp.275-312.
- RICHTER, D. (1965).—Falenaschsen, Lineare und das Alter der Prägungen in den Westpyrenäen. Max. Richter-Festschrift; Clausthal-Zellefeld, pp. 97-110.
- RIOS, J. M. (1967).—Diapirismo. Bol. IGME, Vol. LX, pp.155-238.
- RIOS, J. M. (1962).—Itinerario geológico por los Pirineos españoles. N. y C. del IGME, Vol. 67, pp.189-244.
- RIOS, J. M., ALMELA, A. y GARRIDO, J. (1952).—Contribución al conocimiento de la Geología Cantábrica. Bol. IGME. Vol. 27, pp. 45-184.
- RUIZ DE GAONA, M. (1948).—La fauna principalmente nummulítica de la serie terciaria guipuzcoana. Estudios Geológicos, n.º 9, pp. 133-158.
- SAAVEDRA, J. L. (1971).—Caracteres micropaleontológicos de la serie estratigráfica de Guipúzcoa. I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. Sección I, Tomo I, pp. 403-420.
- SAEFTEL, H. (1961).—Paleogeografía del Albense en las cadenas celtibéricas de España. Not. y Com. del IGME, n.º 63, pp. 163-191.
- SANDERSON, D. J. (1973).—The development of fold axes oblique to the regional trend. Tectonopjysics. Vol. (16) (1/2), pp. 55-70.
- SANTANACH, P. F. (1974).—Estudi tectonic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el riu Ter. Fundació Salvador Vives Casajuana, Barcelona, 133 p.
- SCHAFER, D. (1970).—Das Westpyrenäen Paläozoikum in Südlichen Arizakun-Tal, Valle de Baztan, Spanien. Diplomarbeit Geol. Inst. T. V. Clausthal.
- SEKI, Y. (1969).—Facies series in low-grade metamorphism. Journal of the Geological Society of Japan, Vol. 75, n.º 5, pp. 255-266.
- SHELLEY, D. (1967).—Myrmekite and myrmekite-like intergrowths. Mineralog. Mag., Vol. 36, pp. 491-503.
- SITTER, L. U. de (1956).—Orogeny and magmatic activity in the paleozoic of Pyrenees. Geol. Mijnb. Vol. XVIII, pp. 87-93.
- SITTER, L. U. de (1960).—Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian mountains and in the Pyrenees. Geologie Mijnb. Vol. 39, pp. 189-194.
- SITTER, L. U. de (1964).—Structural Geology. McGraw-Hill Book Co. New York, 151, 2^a édition.
- SITTER, L. U. de (1965).—Hercynian and Alpine orogenies in northern Spain. Geol. en Mijnw., Vol. 44. n.º 11, pp. 373-383.
- SOLER y JOSE, R. (1971).—El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica occidental): Los problemas poskinméricos (en I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España). Cuadernos de Geología Ibérica, n.º 2, pp. 509-532.
- SOLER y JOSE, R. (1972).—El Jurásico y el Cretaceo inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica oriental). Bol. Geológico y Minero, Vol. LXXXIII, fasc. VI. pp.14-26.
- SOUQUET, P. (1966 a).—Remarques sur la tectonique antécénomaniennne dans les Pyrénées. C. R. Soc. Geol. Fr., pp. 254-255.
- SOUQUET, P. (1966 b).—Nouvelles observations sur le revêtement Crétacé des massif des Aldudes et de Mendibelza (Pyrénées Basques). C. R. Ac. Sc., Sr. D. t. 262, pp. 2431-2434, 2 fig.
- SPRAY, A. (1969).—Metamorphic textures. Pergamon Press, Oxford. pp. 350.
- SPRAY, A. (1972).—Porphyroblasts and Crystalization Force: Some textural criteria: Discussion. Geol. Soc. of Am. Bull., Vol. 83, pp. 1201-1202.

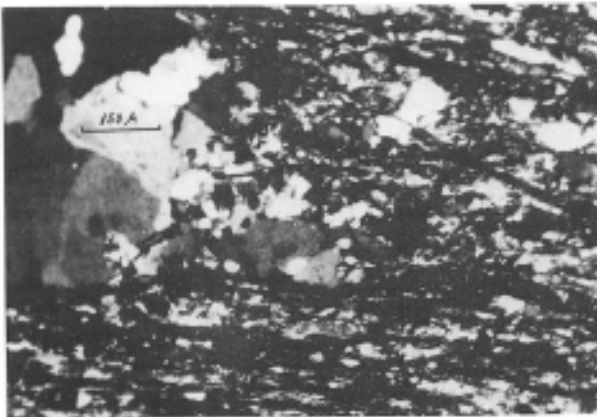
- STAUFFER, K. W. et TARLING, D. H. (1971).—Age of the Bay of Biscay; New Paleomagnetic Evidence (in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*). Pub. de l'Inst. France du Petrol., Vol. 1, pp. 112-1 a 112-18.
- STUART MENTHEATH, P. W. (1888).—Sur le terrain devonienne des Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, pp. 3-16.
- TCHALENKO, J. S. (1968).—The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, Vol. 6 (2), pp.159-174.
- TEICHMULLER, M. (1953).—Sobre el metamorfismo y las facies de los carbones del Cretáceo inferior de Hernani (Guipúzcoa) y Utrillas y Estercuel (Teruel). *Not. y Com. del IGME*, n.º 31, p. 87.
- TERMIER, P. et BERTRAND, L. (1911).—Sur la tectonique du pays basque français. *C. R. Ac. Sc.*, Vol. 153, pp. 919-924.
- TISCHER, G. (1966).—El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Not. y Com. del IGME*, n.º 81, pp. 53-78.
- TOBISH, D. T. (1967).—The influence of early structures on the orientation of late-phase folds in an area of repeated deformation. *The Journal of Geology*, Vol. 75/5, pp. 554-564, 5 figs.
- TRUSHEIM, F. (1960).—Mechanism of salt migration in Northern Germany. *Bull. of AAPG*, Vol. 44, n.º 8, pp. 1319-1340, 23 figs.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. (1960).—*Igneous and metamorphic Petrology*. Mc.Graw-Hill Book Co. New York.
- VALDES LEAL, J. (1964).—Sobre la tectónica del triángulo Irún-Oyarzun-Monte Aya (Guipúzcoa). *Est. Geol.*, Vol. XX, n.º 3-4, p. 285.
- VANCE, J. A. (1969).—On Symneusis. *Cont. Min. and Petrol.*, Vol. 24, pp. 7-29.
- VILLALOBOS, L. (1977).—Hoja 25-06 (Sumbilla). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:500.000. 2.ª serie, IGME*.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—Estratigrafía del Jurásico del NW de Navarra (en *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*). *Cuadernos de Geología Ibérica*, n.º 2, pp. 541-558.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1974).—Contribución al estudio del Cretácico superior de facies flysch de Navarra, Pirineos. Vol. II, pp. 5-20.
- WATERLOT, M. (1969).—Contribution a l'étude géologique du Carbonifere ante-stéphanien des Pyrénées Centrales espagnoles. *Mem. IGME*, Vol. LXX, pp. 235.
- WEGMANN, E. (1962).—Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles (in *Livre a la mémoire du Prof. P. Fallot*). *Mem. Soc. Géol. de France*, Vol. II, pp. 99-104.
- WHITTEN, E. H. T. (1969).—*Estructural Geology of folded rocks*. Rand Mc Nally and Company, Chicago.
- WINKLER, H. G. F. (1965).—*La Genése des roches metamorphiques*. Ed. Ophrys. Gap.
- WINKLER, H. G. F. (1970).—Abolition of metamorphic Facies. Introduction of the four Division of metamorphic stage and of a Classification bases en isogradas in *Common Rocks*. *Nueves Jahrbuch für Mineralogie*. Vol. 5, pp. 189-248, 9 figs, 4 tab.
- WINKLER, H. G. F. (1974).—*Petrogenesis of metamorphic rocks*, 3.ª edición. Springer Verlag. Berlín.
- WIRTH, M. (1967).—Zur Gliederung des höheren Paläozoikums (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, Vol. 127/2, pp. 179-244.
- ZOLNAI, G. (1971).—Le front nord des Pyrénées occidentales (in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*). *Pub. de l'Inst. Franc. du Petrol.*, Vol. 1, pp. IV5-1 a IV5-10.
- ZWART, H. J. (1960).—The chronological succession of Folding and Metamorphism in the Central Pyrenees. *Geologischen Rundschau.*, Vol. 50, pp. 203-218.
- ZWART, H. J. (1963).—The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rundschau*, Vol. B. 53, pp. 170-205, 27 figs., 1 map. f. t.
- ZWART, H. J. (1963b).—Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the Central Pyrenees. *Geologie en Mijnbouw.*, Vol. 42, pp. 143-154.
- ZWART, H. J., (1968).—The Paleozoic crystalline rocks of the Pyrenees in their structural setting. *Kristalnikum*, Vol. 6, pp. 125-140.



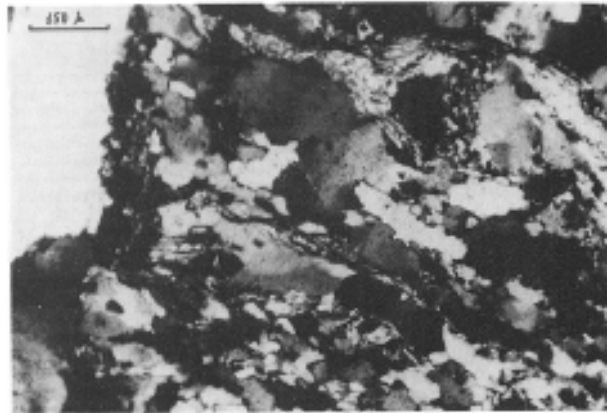
Fot. 1. Grauwaca cuarzosa. Granos de la trama de tamaño arena fina a gruesa. Matriz limoso-arcillosa. Sucesión esquistosa de Cinco Villas (nicoses cruzados).



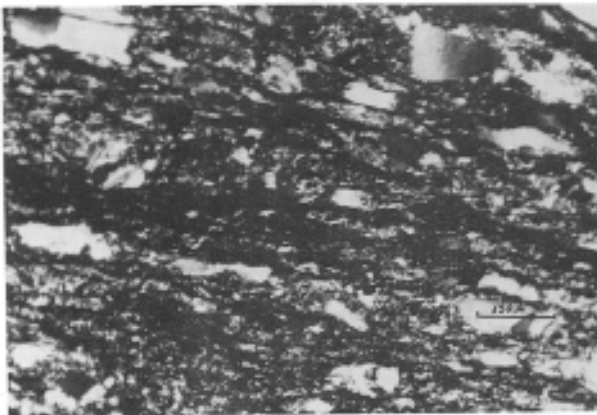
Fot. 2. Lutita la Sucesión esquistosa de Cinco Villas, mostrando los elementos orientados paralelamente a S_1 . (nicoses cruzados).



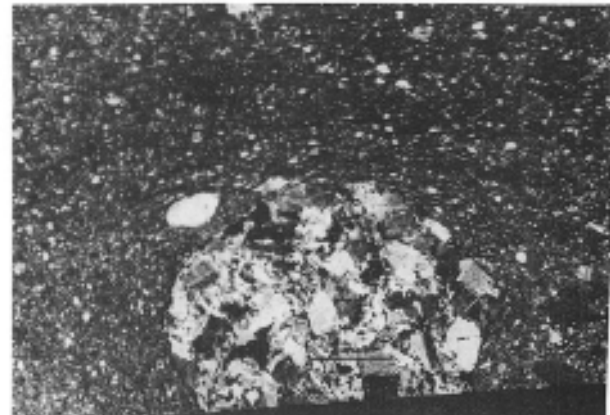
Fot. 3. Rudita bimodal con la moda principal en el tamaño limo. Cantos rotos y alargados según S_1 . Sucesión esquistosa de Cinco Villas (nicoses cruzados).



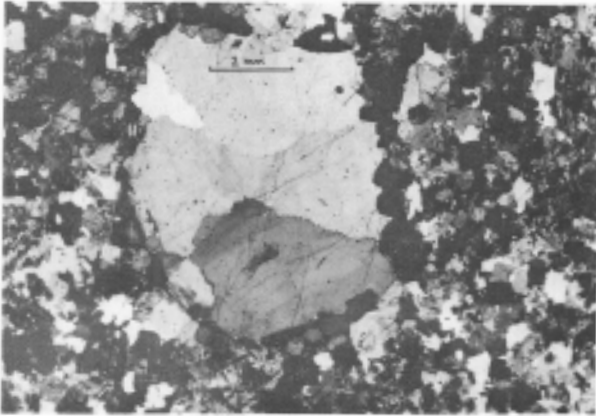
Fot. 4. Rudita bimodal mal clasificada. Sucesión esquistosa de Cinco Villas (nicoses cruzados).



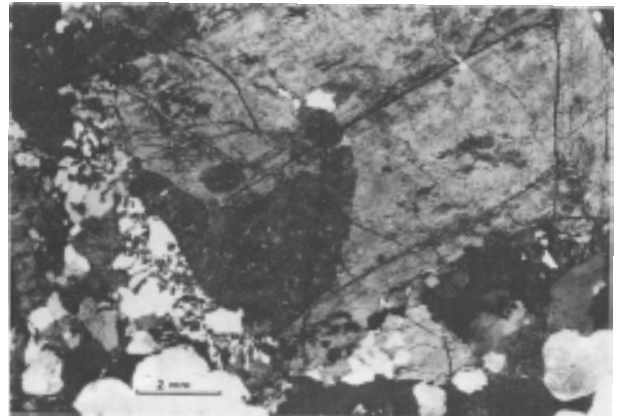
Fot. 5. Arenisca micácea. Sucesión esquistosa de Cinco Villas (nicoses cruzados).



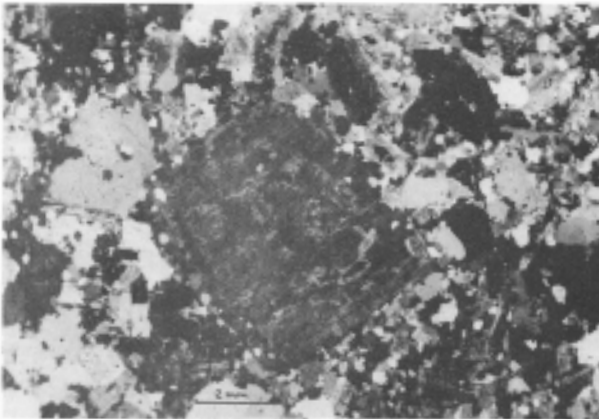
Fot. 6. Rudita bimodal con cantos groseramente alargados según S_1 . Sucesión esquistosa de Cinco Villas (nicoses cruzados).



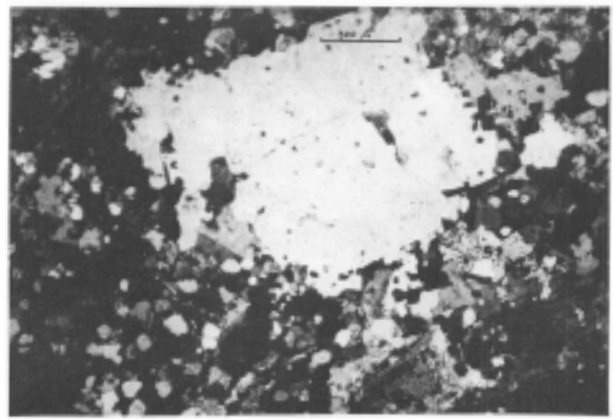
Fot. 7. Fenocristal de cuarzo rodeado de una corona de pequeños granos de biotita y hornblenda verde. Granito de Peñas de Aya, facies del borde (nicoses cruzados).



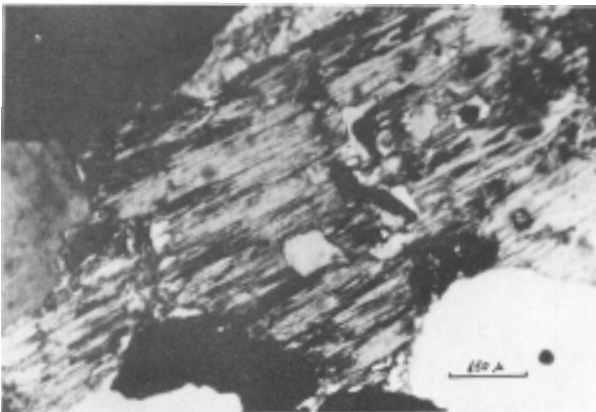
Fot. 8. Fenocristal de feldespato potásico con desarrollo de textura granofídica en su borde externo. Granito de Peñas de Aya, facies interna (nicoses cruzados).



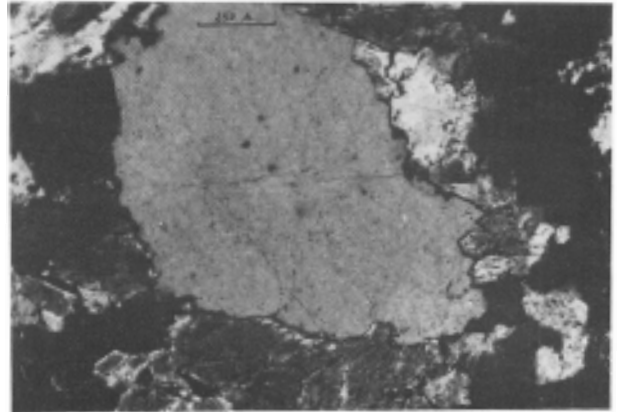
Fot. 9. Fenocristal de feldespato potásico con inclusiones de cuarzo en su borde externo. Stock de Peñas de Aya, facies del borde (nicoses cruzados).



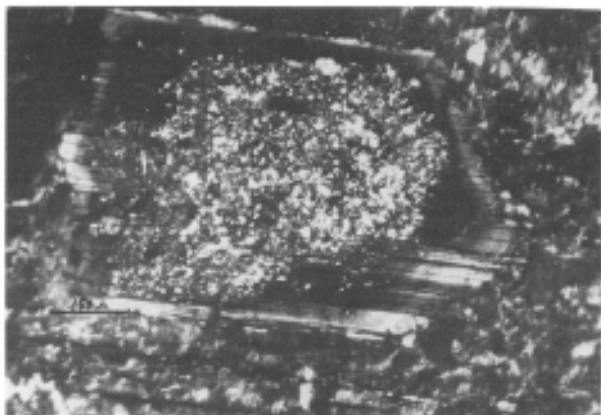
Fot. 10. Fenocristal de cuarzo de contorno ameboide. Stock de Peñas de Aya, facies del borde (nicoses cruzados).



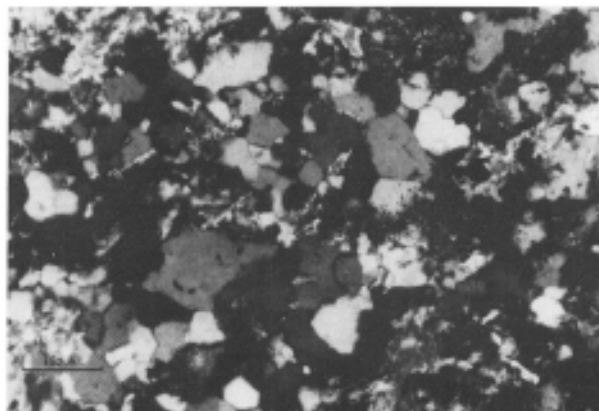
Fot. 11. Biotita parcialmente desferrificada, corroída por cuarzo. Granito de la zona interna del stock de Peñas de Aya (nicoses cruzados).



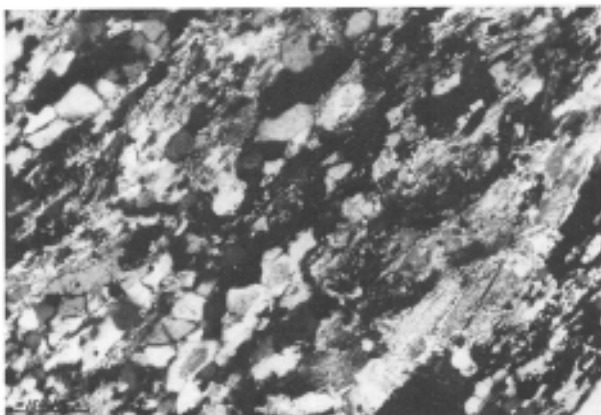
Fot. 12. Cuarzo redondeado de cristales de biotita. Granito de Peñas de Aya, facies de borde (nicoses cruzados).



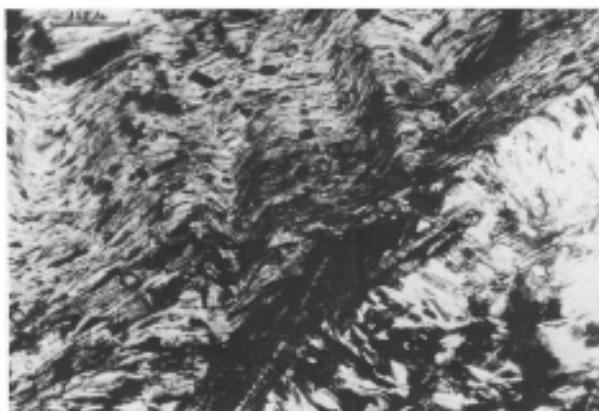
Fot. 13. Cristal de plagioclasa incluido en feldespato potásico. Stock de Peñas de Aya, zona interna (nicoses cruzados).



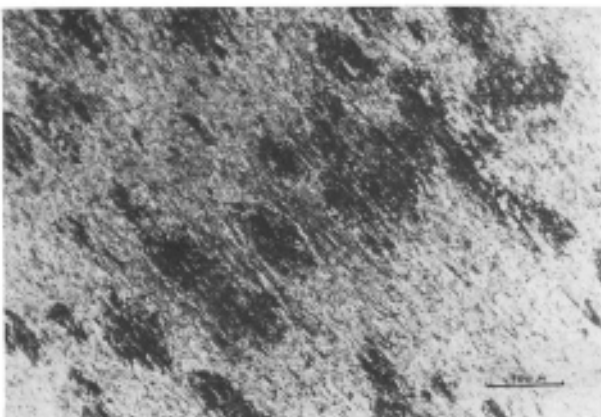
Fot. 14. Cristales de cuarzo poligonizados, mostrando puntos triples. Aureola de contacto del stock de Peñas de Aya (nicoses cruzados).



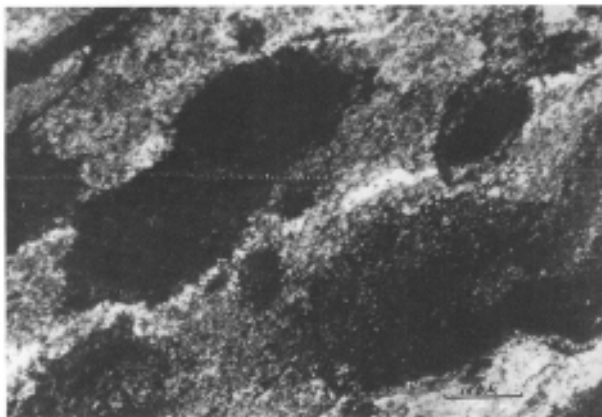
Fot. 15. Cristales de Mica y cuarzo poligonizados. Corneanas de la aureola del stock de Peñas de Aya (nicoses cruzados).



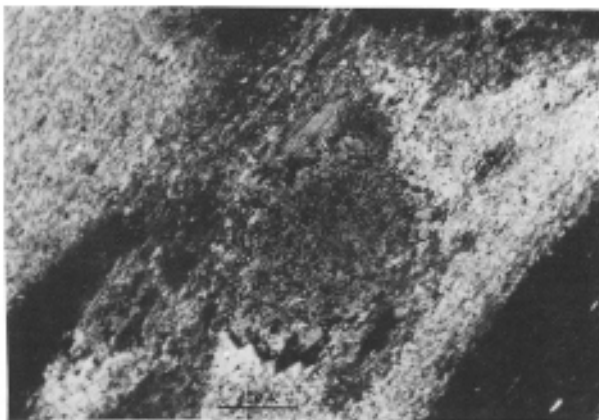
Fot. 16. Cristales de biotita y turmalina desorientadas. Corneana de la aureola de contacto del stock de Peñas de Aya (sólo polarizador).



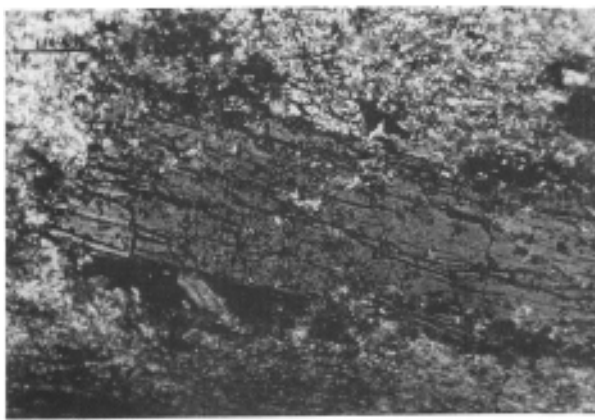
Fot. 17. Aspecto del moteado producido por concentraciones de óxido de hierro. Corneana de la aureola de contacto del stock de Peñas de Aya (nicoses cruzados).



Fot. 18. Detalle de las motas de oxígeno de hierro. Corneanas de la aureola del stock de Peñas de Aya (nicoses cruzados).



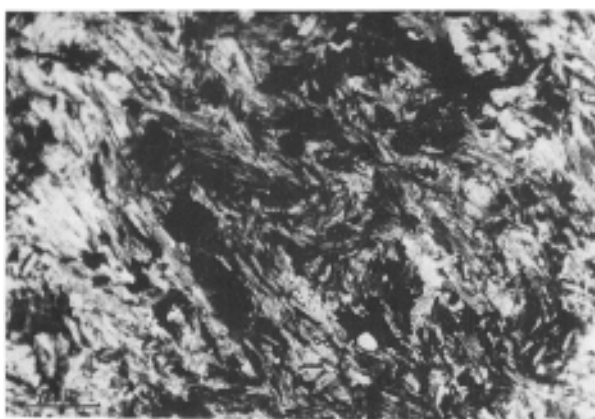
Fot. 19. Motas de óxido de hierro parcialmente sustituidas por mica y andalucita. Aureola del stock de Peñas de Aya (nicoses cruzados).



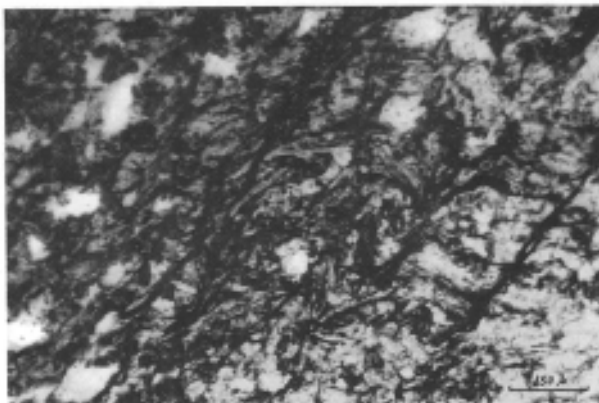
Fot. 20. Cristal peciloblástico de andalucita. Aureola del stock de Peñas de Aya (nicoses cruzados).



Fot. 21. Cristales de andalucita de la aureola de contacto del stock de Peñas de Aya, sector de Artientza (nicoses cruzados).



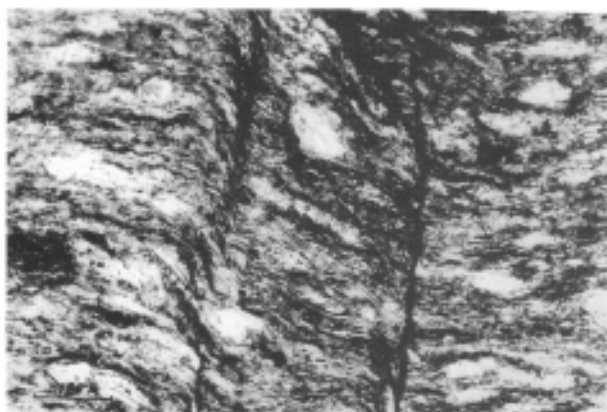
Fot. 22. Micas polygonizadas en las corneanas de la aureola de contacto del granito de Peñas de Aya (nicoses cruzados).



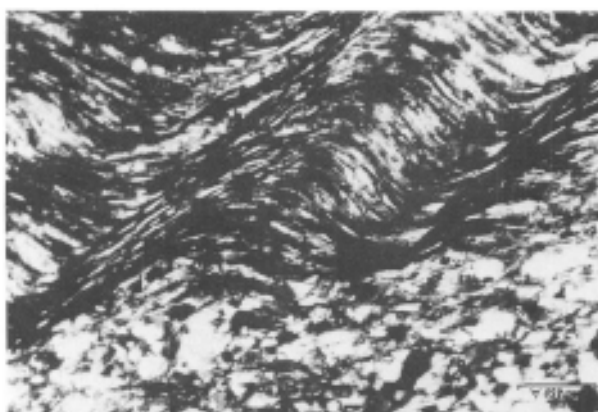
Fot. 23. Aspecto de una S_2 de fractura. Sucesión esquistosa de Cinco Villas (sólo polarizador).



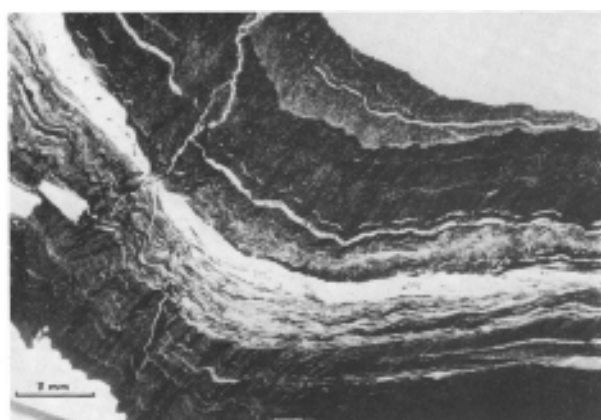
Fot. 24. Crenulación de F, en lutitas de la Sucesión esquistosa de Cinco Villas (sólo polarizador).



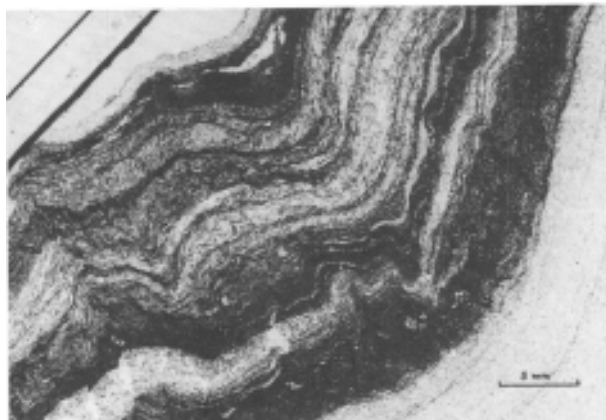
Fot. 25. Esquistosidad de fractura de F_2 . Sucesión esquistosa de Cinco Villas (sólo polarizador).



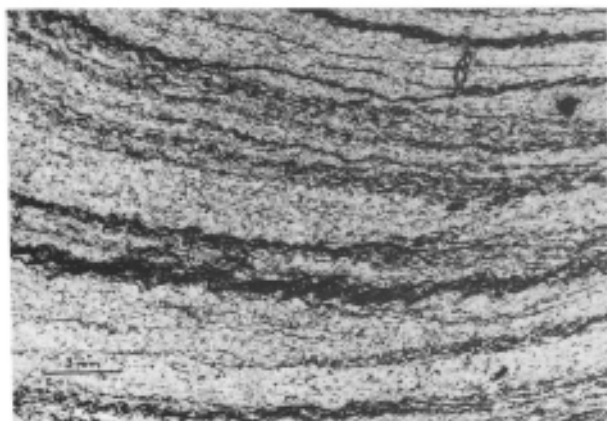
Fot. 26. Aspecto de la crenulación de F_2 , afectando sólo a los niveles más lutíticos. Sucesión esquistosa de Cinco Villas (nicoses cruzados).



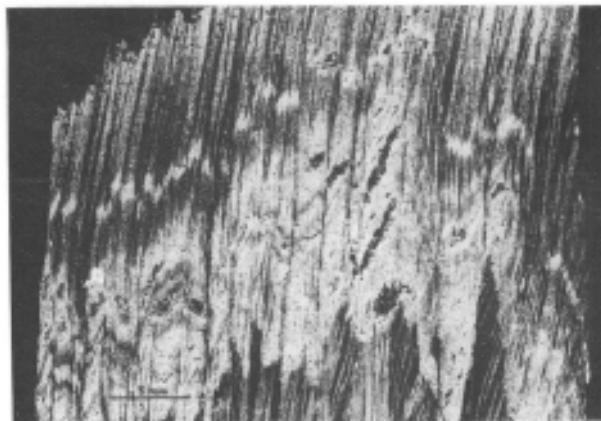
Fot. 27. Microplegues de F_2 en los que se aprecia el desarrollo de una crenulación de los minerales de grano más fino. Sucesión esquistosa de Cinco Villas (sólo polarizador).



Fot. 28. Idem. del n.º 27



Fot. 29. Crenulación de F_2 afectando sólo a niveles lutíticos. Sucesión esquistosa de Cinco Villas (sólo polarizador).



Fot. 30. Aspecto de S_1 en una zona de charnela de un P_1 . Sucesión esquistosa de Cinco Villas (nicoses cruzados).



ESTUDIO GEOLOGICO DEL PUNTO VASCO AL W DEL RIO URDEZA	
C O R T E Z	
AUTOR: J. GARCIA ZARANDIA	
AÑO: 1914	

