



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

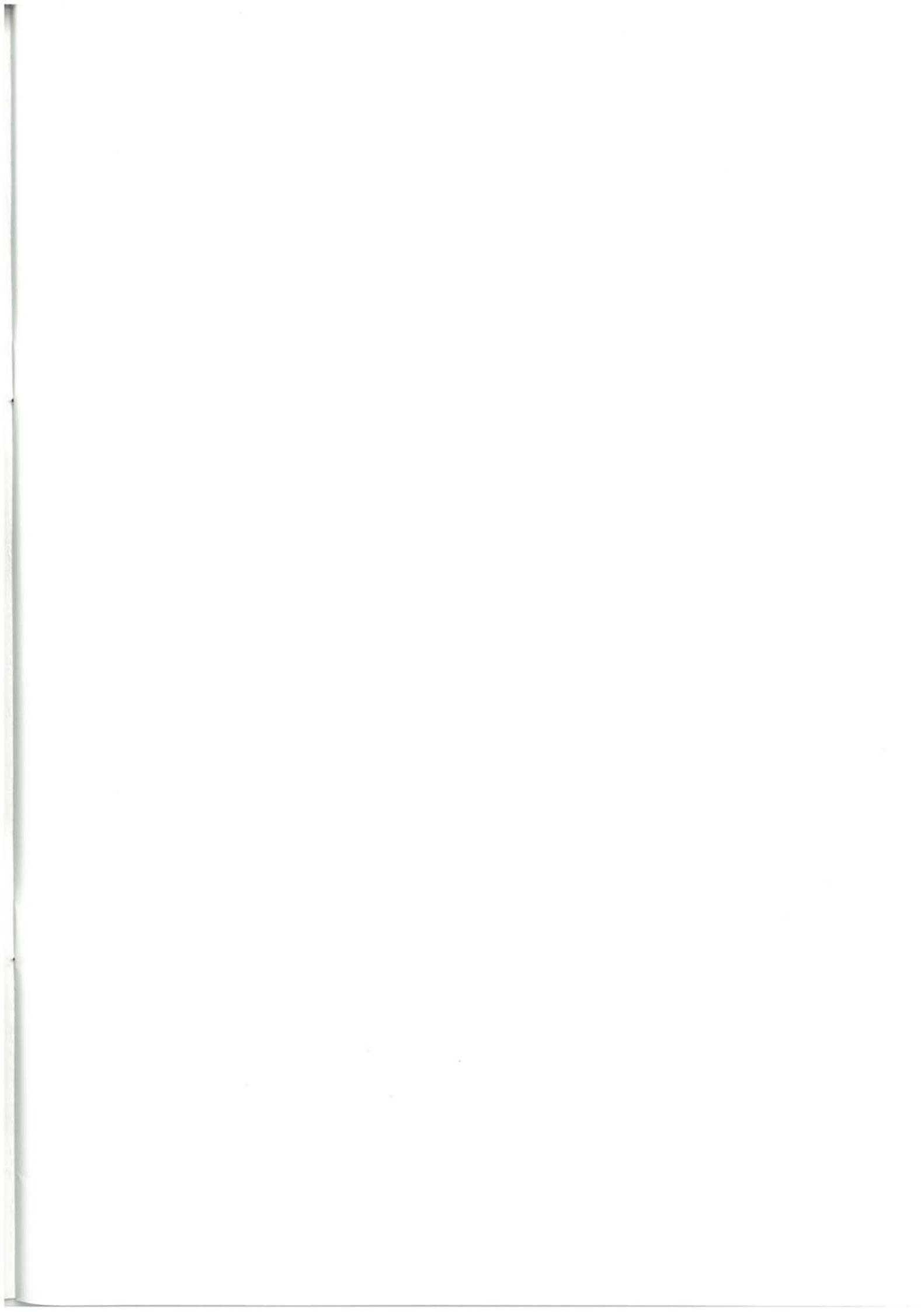
*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



60-II TRUCIOS

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*

60-II TRUCIOS

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

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

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Telf.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-412-93

I.S.B.N.: 84-88302-45-2

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz
L. Muñoz Jiménez

I N G E M I S A

I. García Pascual
E. Eguiguren Altuna

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1991.



INDICE

	<i>Págs.</i>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. Complejo Purbeck-Weald.....	11
2.2. Complejo Urgoniano.....	12
2.3. Complejo Albocenomaniense (Fm. Balmaseda).....	21
2.4. Cuaternario	24
3. SEDIMENTOLOGIA	25
3.1. Ciclo Haueriviense (?)-Barremiense (Purbeck-Weald).....	25
3.2. Ciclo Urgoniano (Aptiense-Albiense inferior / medio) y Ciclo Albocenomaniense (Albiense medio-Cenomaniense inferior).....	26
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	43
BIBLIOGRAFIA	53



1. INTRODUCCION

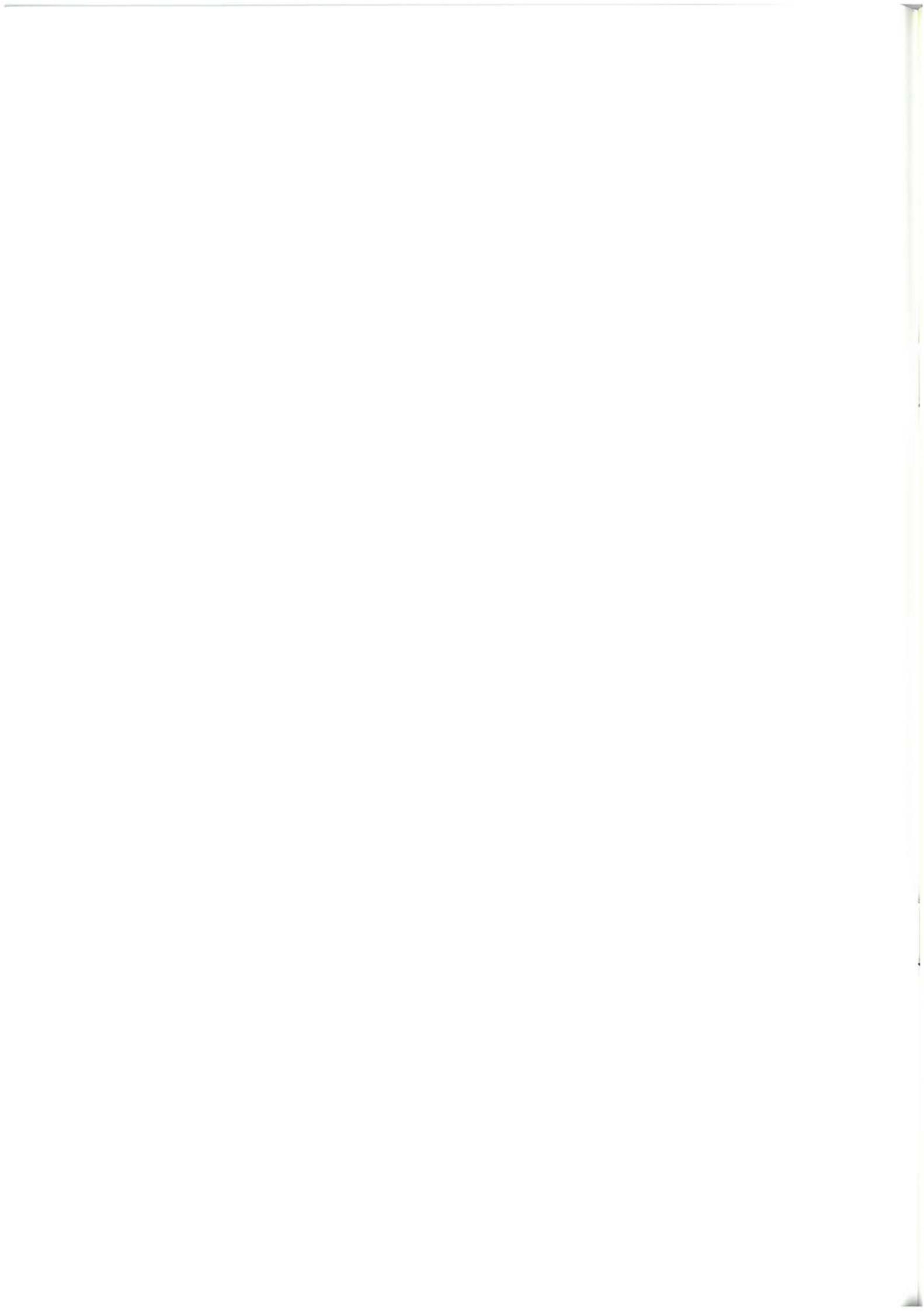
El cuadrante de Trucios forma parte de la Hoja nº 60 (Balmaseda) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La mitad norte y una pequeña porción situada al Sur (enclave de Villaverde de Trucios) pertenecen a la Comunidad Autónoma de Cantabria. Su mitad sur, perteneciente al Territorio Histórico de Bizkaia, constituye la zona objeto de estudio.

Los elementos morfológicos principales en este cuadrante son una alineación montañosa al Norte (macizo de Jorrios), alto de Ventoso, li-

mítrofes con la Comunidad de Cantabria) y, hacia el Sur, las suaves colinas del valle de Trucios. Las principales elevaciones septentrionales son Armañón (854 metros), los picos de Jorrios (837 y 782), el alto de La Cabañuela (769), Castro Alén (804), Ventoso (726), alto de la Fuente del Oro (698), La Pesadilla (625), Hilar (574), etc., siendo numerosos los arroyos que descienden hacia los ríos Agüera y Mercadillo.

La zona está repartida entre los municipios encartados de Sopuerta, Arcantales, Trucios y Karrantza. El núcleo de población más importante es el de la localidad de Trucios.



2. ESTRATIGRAFIA

A escala regional este cuadrante se sitúa en el sector noroccidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y más concretamente al Suroeste del Anticlinorio de Bilbao, dentro de la Unidad de Gorbea (figura 4.1.). Los materiales aflorantes constituyen una serie monocinal buzante al Sur de edad comprendida entre el Barremiense superior y el Albiense superior, y pertenecen a los complejos Purbeck-Weald, Urgoniano y Albocenomaniense (Supraurgoniano).

La zona de trabajo y su entorno inmediato o regional han sido estudiados en época reciente por numerosos autores. RAT (1959), en su tesis doctoral, sentó las bases estratigráficas y cartográficas a gran escala de buena parte de la cuenca cretácica vasco-cantábrica. Otros trabajos regionales posteriores son los de RAMIREZ DEL POZO (1971), de carácter eminentemente paleontológico, y PASCAL (1985), quien profundiza en las investigaciones de RAT bajo un punto de vista biosedimentario y megasecuencial.

PUJALTE (1977) y GARCIA MONDEJAR (1979), en sus respectivas tesis doctorales, y posteriormente en sucesivos trabajos y colaboraciones, delimitaron, ordenaron y definieron unidades estratigráficas, algunas de las cuales se estudian en este capítulo, proporcionando también un marco secuencial, sedimentológi-

co y paleogeográfico para las mismas. Por su parte, la cartografía a escala 1:50.000 del Plan MAGNA (Hoja 60-Balmaseda, 1978) aporta una visión muy útil del entorno geológico próximo al área de estudio. Finalmente, en los últimos años, se han realizado estudios geológicos, mineros e hidrogeológicos de diversa envergadura y extensión superficial: entre ellos cabe citar el inventario de Indicios Mineros del IGME (1982) y las tesis doctorales de GARCIA GARMILLA (1987) y HERRERO (1989). Lógicamente, resultan también fundamentales los datos obtenidos durante la realización de la cartografía 1:25.000 de los cuadrantes adyacentes.

2.1. COMPLEJO PURBECK-WEALD

El Complejo Purbeck-Weald fue definido por PUJALTE (1977). Materiales atribuidos a este complejo afloran limitadamente al Norte de la alineación montañosa Betayo-Castro Alén y en la vertiente sur del monte Ventoso constituyendo parte del núcleo y flanco sur del anticlinal de Ventoso. Se trata de un monótono conjunto definido como “**argilitas, limolitas y areniscas**” (1). La facies más común se manifiesta como una alternancia irregular de arenas silíceas bien estratificadas en bancos decimétricos y limolitas y/o argilitas. La frecuencia con que se intercalan los niveles arenosos es variable, pudiendo reconocerse tramos de poten-

cia métrica constituidos exclusivamente por lutitas, así como otros en los que las distintas litologías se ordenan, sin predominio claro, en una alternancia más o menos irregular. Las areniscas son por lo general de grano fino-medio, de tonalidades grises o blanquecinas en corte fresco. Aunque por lo general se presentan en bancos aislados intercalados con litologías más finas, en ocasiones se ordenan constituyendo paquetes de varios metros de potencia. Muestran estratificaciones cruzadas, laminación paralela y "ripples". Algunos bancos presentan morfologías canaliformes. Las limolitas o areniscas de grano fino son muy micáceas, de tonalidades grises o negras con mucha materia orgánica, y por lo general más frecuentes que las argilitas. Estas son muy características por sus coloraciones negras. Frecuentemente constituyen niveles de acumulación de restos vegetales, en los que, además, pueden reconocerse horizontes lumaquélidos con fauna salobre de pequeños bivalvos.

La potencia del conjunto es difícil de establecer, dado que en el área de trabajo sólo afloran los tramos de techo. Los datos regionales del entorno citan potencias que sobrepasan los 1.100 metros. El conjunto puede reconocerse parcialmente por la pista que desde Agüera conduce al alto de Ventoso, y por las pistas que rodean la vertiente norte del pico Artatxo.

Por posición estratigráfica, los materiales aflorantes se consideran de edad Barremiense y son equivalentes a la "formación Vega de Pas" (PUJALTE, 1976).

2.2. COMPLEJO URGONIANO

El Complejo Urgoniano fue definido por RAT (1959), agrupando con esa denominación un conjunto de sedimentos con facies arrecifales y pararrecifales, y sus detríticos asociados. La potencia total máxima del complejo puede superar los 4.000 metros en Cantabria (GARCIA MONDEJAR, 1979), y oscila alrededor de los 2.000 a 2.500 metros en el Anticlinorio de

Bilbao (GARCIA PASCUAL, 1981; GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1982; ORTEGA, 1983; FERNANDEZ MENDIOLA, 1986). Dentro del cuadrante, los materiales urgonianos alcanzan un espesor aproximado (hay que tener en cuenta las importantes fracturas, cuyo régimen y salto se desconoce en detalle) superior a los 1.600 metros.

A escala regional, se considera que el tránsito del Complejo Purbeck-Weald al Complejo Urgoniano viene determinado por una transgresión marina que conlleva la desaparición de la fauna salobre y la implantación de fauna propia de las nuevas condiciones.

Este tránsito, por lo general bastante neto, viene acompañado además por un cambio litológico, de modo que las areniscas y lutitas purbeck-wealdenses dan paso a un monótono conjunto de areniscas de grano fino y limolitas calcáreas conocido como "formación Ereza", de origen mareal en sentido amplio. Esta formación fue definida por GARCIA MONDEJAR y PUJALTE (1982).

En el cuadrante de Trucios este tránsito entre los complejos Purbeck-Weald y Urgoniano no se manifiesta tan neto. El equivalente de la "formación Ereza" presenta aquí facies mayoritariamente marinas; sin embargo, éstas no se implantan de una forma definitiva pudiendo reconocerse recurrencias (algunas de ellas bastante altas estratigráficamente) de facies Weald. Estas constituyen la base de secuencias negativas decamétricas (GARCIA GARMILLA, 1987), coronadas por areniscas calcáreas típicas del Urgoniano basal.

En el corte que ofrece la pista que conduce al alto de Ventoso, se ha considerado como base del Complejo Urgoniano un nivel limolítico-lumaquélido que presenta fauna muy deformada de bivalvos y equinodermos apenas reconocibles. En este corte y hacia techo se disponen "**areniscas de grano fino y limolitas calcáreas; tramos de areniscas silíceas y**

calcáreas” (2). Este conjunto está constituido mayoritariamente por areniscas de grano fino y/o limolitas gris oscuro localmente muy calcáreas, de aspecto general masivo o carentes de una organización clara en estratos bien definidos. Son muy micáceas y mal clasificadas. Presentan una laminación interna lenticular, a menudo obliterada por una intensa bioturbación y una característica disyunción bolar. Aunque estas litologías son las clásicas de la “formación Ereza”, el conjunto presenta ciertas particularidades. Estas consisten en la presencia de intercalaciones a diversas alturas, y con una distribución areal irregular, de otro tipo de areniscas bien clasificadas y estratificadas, que pueden ser silíceas o calcáreas. Las primeras son de grano fino a medio y se disponen intercaladas en la facies mayoritaria, en bancos aislados de potencia decimétrica o métrica, o bien se ordenan en paquetes de varios metros de potencia, alternando con litologías más finas. Presentan estratificación cruzada, laminación paralela y “ripples”. Localmente se reconocen morfologías canaliformes, cantos blandos y estructuras en almohadilla. En el área de Betayo - Ventoso, uno de estos paquetes intercalados presenta una facies netamente wealdense, intercalando los típicos niveles de lutitas negras con fauna salobre de pequeños bivalvos y horizontes centimétricos de lignito. Las areniscas calcáreas son intercalaciones también bastante frecuentes en este término. Presentan una laminación paralela, son de grano medio y a menudo muestran niveles de acumulación de bioclastos marinos, tales como orbitolinas, braquiópodos y bivalvos.

Hacia el Sureste, en el corte al Norte del pico Artatxo, este término basal del Complejo Urgoniano pierde gran parte de las intercalaciones areniscosas, pasando a otro término definido como “**areniscas de grano fino o limolitas calcáreas**” (3), más acorde con la clásica “formación Ereza”. Las características litológicas de este nuevo término son similares a las descritas para el anterior, con la excepción de los tramos areniscosos bien estratificados,

que aquí son escasos y quedan restringidos a dos intercalaciones cartografiadas a techo del tramo. La potencia estimada para este tramo basal, incluidas las areniscas de techo, es cercana a 150 metros. Hacia el Sureste aumenta notablemente de potencia. Entre la fauna existente se han clasificado: *Spiroplectamminoides* sp., *Ammodiscus* sp., *Textularia cf. foeda* (REUSS), *Marssonella cf. oxycona* (REUSS), *Vaginulina* sp., *Lenticulina* sp., *Patellina subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Cytherella parallelia* (REUSS), *Schuleridea cf. jonesiana* (BOSQUET), *Paracypris* sp., *Cythereis büchlerae* (OERTLI), *Cythereis bartensteinii* (OERTLI), *Bairdopspilata* sp., radiolas y restos de crinoideos y coprolitos de gasterópodos, que indican una edad Aptiense (posiblemente medio-superior).

Por encima se dispone otro tramo sin intercalaciones arenosas, de características similares al término (3). En Betayo y el pico Artatxo mantiene una potencia cercana a 150 metros. Las areniscas de grano fino y limolitas son aquí muy calcáreas y compactas, y presentan localmente niveles lumaquélidos de orbitolinas. Hacia el Sureste (zona de Alén - Olabarrieta) también parece aumentar de potencia.

El tramo final de nuevo presenta características similares al término (2), si bien aquí las intercalaciones areniscosas bien estratificadas pueden darse con mayor frecuencia y potencia. El espesor del tramo parece disminuir sensiblemente de Oeste a Este. En su mitad occidental es difícil de estimar la potencia puesto que falta el techo. En la zona de Castro Alén es cercana a 150 metros. En esta dirección se advierte además una notable variabilidad litológica dentro del término. Los afloramientos más occidentales están constituidos casi exclusivamente por bancos potentes decimétricos-métricos de areniscas muy calcáreas, que llegan a ser localmente incluso calizas arenosas. Hacia el Sureste, de forma progresiva, las areniscas calcáreas se hacen más silíceas y menos frecuentes y potentes. Paralelamente, la

facies de areniscas de grano fino y limolitas oscuras se hace proporcionalmente más abundante. De esta forma, los afloramientos más orientales presentan ya una facies más acorde con la definición del término (3).

En los dos términos diferenciados dentro de la "formación Ereza", y a cualquier altura, se localizan niveles de "**calizas arenosas**" (4) con entidad cartográfica. Se trata por lo general de calcarenitas, más o menos arenosas, con abundante y variada fauna de orbitolinas, braquiópodos, fragmentos de ostreidos y otros bivalvos en niveles de potencia centí-decimétrica, frecuentemente en paso lateral con areniscas calcáreas. Estos niveles son especialmente abundantes al Noroeste.

La edad que se asigna para la totalidad del conjunto de la "formación Ereza" es Aptiense inferior - medio.

Por otra parte, se debe destacar que en la zona de Castro Alén-Artatxo, y asociados a fracturas paralelas u oblicuas al anticlinal de Vento, aparecen con cierta frecuencia filones de cuarzo hidrotermal, alguno de los cuales adquiere dimensión cartográfica.

En el área de Alén, y constituyendo el techo local de la "formación Ereza", aparece el primer litosomo calizo en facies urgoniana típica. Presenta una potencia mínima (no se reconoce el techo) cercana a 200 metros. El conjunto comienza con un paquete poco potente (de dos a cinco metros) y no siempre representado de "**calizas impuras**" (5), arcillosas, que constituye la facies de implantación arrecifal del litosomo calizo. Localmente presenta horizontes lumaquélidos de orbitolinas (mina Federico). Entre la fauna existente, se han clasificado: *Simplorbitolina manasi* (CIRY y RAT), *Orbitolina (Mesorbitolina) texana aperta* (ERMAN) (forma primitiva?), *Orbitolina (Mesorbitolina) cf. subconcava* (LEYM), que indican una edad Aptiense superior (parte alta) - Albiense medio (parte media). El resto de la serie

está constituido por "**calizas arrecifales en bancos decimétricos - métricos**" (6). Presenta una abundante macrofauna, mayoritariamente constituida por grandes rudistas y corales. Aunque menos frecuentes, también se reconocen otros bivalvos y gasterópodos. Entre la microfauna existente, se han clasificado: *Simplorbitolina manasi* (CIRY y RAT), *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER), algas rodofíceas, corallináceas, que indican una edad Aptiense superior (parte alta) - mitad del Albiense medio. Localmente esta fauna aparece sili-cificada. En general, los bancos más potentes (métricos) corresponden a calizas micríticas bastante puras, aunque también son frecuentes niveles decimétrico-métricos de calizas arcillosas con "wavy-lamination", de aspecto noduloso o pseudobrechoide y contenido areno-arcilloso más o menos acusado.

Sus probables equivalentes laterales, al Oeste, se localizan al Suroeste de Betayo y constituyen dos o tres niveles calizos aislados de potencia métrica y decamétrica intercalados en la "formación Ereza".

Por posición estratigráfica se considera a este primer dispositivo calizo de edad Aptiense superior.

El techo de las calizas de Alén no se reconoce debido al contacto mecánico con los materiales suprayacentes. En el labio sur de la falla, los materiales más bajos reconocidos son areniscas y limolitas eslumpizadas, que engloban localmente cantos calizos. Estos materiales han sido definidos como "**brechas y slumps**" (7). Afloran muy limitadamente en las cortas de mina Federico y El Pedreo. En este último lugar podrían constituir el techo local de las calizas al disponerse sobre ellas rellenando un probable hueco paleokárstico. Aunque no con seguridad, podrían aparecer también en la misma brecha de falla de la corta de Alén. En la mina Federico afloran como brechas con grandes cantos de caliza urgoniana, envueltos en una matriz más o menos eslumpizada de are-

niscas y limolitas, de facies similar a la "formación Ereza". En estos materiales se reconocen numerosos horizontes lumaquélidos de orbitolinas. La potencia mínima del término (falta el muro) se estima variable entre 10 - 15 metros. En El Pedreño, sobre un conjunto brechoide probablemente equivalente al de la mina Federico, se disponen de 10 a 12 metros de areniscas y limolitas de facies similares a la "formación Ereza".

Las relaciones espaciales entre este término (7) y las calizas de Alén son desconocidas. Las brechas podrían constituir la evolución lateral de las calizas aflorantes, pero también de materiales suprayacentes no aflorantes. Esta última posibilidad se basa en las observaciones realizadas en los equivalentes calizos más próximos del cuadrante de Santurtzi (61-I). Allí se reconoce un primer cuerpo calizo potente, correlacionable con las calizas de Alén, y un segundo tramo no representado ya en el cuadrante de Trucios (a no ser por las brechas), y constituido por areniscas de facies similares a la "formación Ereza", coronadas por una segunda barra caliza de menor espesor.

Ya por encima del conjunto brechoide y eslumpizado se reconoce claramente, aunque de forma discontinua, un conjunto de potencia variable constituido mayoritariamente por "**margas oscuras**" (8). El techo de este término podría aflorar muy exiguamente en el barranco de Peñalba. En la corta de mina Federico está representado en su totalidad por 10 ó 15 metros de margas oscuras con nódulos o septarias. Aflora de nuevo muy limitadamente en la corta de Alén. Ya en el ángulo sureste del cuadrante, en la carretera de Sopuerta a Arcentales, el término está nuevamente aflorado y se presenta con mayor espesor. La potencia mínima (falta el muro) alcanzada aquí es cercana a los 100 metros. Hacia el Sureste, en el cuadrante contiguo de Santurtzi, el término alcanza grandes espesores siendo correlacionable con las series de Pagomakurre (área de Gorbea) o de Gallarta. Localmente se ha reconocido en este término fauna de ammonites. En este tramo, se han clasificado: *Ammobaculites subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Ammodiscus sp.*, *Spiroplectamminoides sp.*, *Textularia cf. foeda* (REUSS),

Marginulina jonesi (REUSS), *Lenticula sp.*, *Conorotalites aptiensis* (BETTENST.), *Eoguttulina sp.*, *Sabaudia? minuta* (HOFKER), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Cytherella parallela* (REUSS), *Pontocyprilla sp.*, *Coptocampylodon lineolatus* (ELLIOT), coprolitos de gasterópodos y moldes de pequeños lamelibranquios. Por posición estratigráfica y dataciones se considera estos materiales de edad Aptiense superior.

Por encima se dispone un término de potencia muy variable definido como "**calcarenitas en bancos decimétricos - métricos, margocalizas y margas**" (9). Este término presenta además una variabilidad litológica notable. En el barranco de Peñalba alcanza una potencia cercana a 150 metros estando constituido mayoritariamente por calcarenitas de grano fino y calizas arcillosas, oscuras, en bancos decimétricos (algunos hasta de 1 metro) separados por niveles más margosos. Aquí intercalan, sobre todo a techo, esporádicos niveles centimétricos de sílex. Hacia la mina Federico disminuye sensiblemente la potencia (40 metros), las intercalaciones arcillosas desaparecen y el conjunto está representado casi exclusivamente por calcarenitas bioclásticas de grano medio - grueso en bancos métricos. En el corte de la carretera Sopuerta - Arcentales el término alcanza una potencia cercana a 400 metros y se manifiesta claramente como una macrosecuencia negativa. A muro de ésta son abundantes los tramos más arcillosos, donde las margocalizas y margas oscuras, frecuentemente eslumpizadas, dominan sobre las calcarenitas. Hacia techo y progresivamente, las calcarenitas van haciéndose más frecuentes, a la vez que aumenta el tamaño de grano y el espesor de los bancos, que puede llegar a alcanzar potencias métricas (1 ó 2 metros máximo). Las calcarenitas, que son por lo general oscuras, de grano fino y bien estratificadas, son hacia techo bioclásticas y de grano medio. Muchos niveles presentan muro erosivo y estratificaciones cruzadas. De forma esporádica se reconocen niveles con una alta contaminación arenosa.

Coronando la secuencia negativa y sólo puntualmente se disponen “**calcarenitas en bancos métricos**” (10). Se trata de un paquete de potencia muy variable que se dispone en tránsito gradual con el término anterior. Al Norte de Trucios alcanza su máxima potencia. Esta es difícil de estimar pues falta el muro. No obstante se considera mayor de 125 metros. En la margen derecha del arroyo Peñalba se estima cercana a 50 metros. En la margen izquierda la potencia es algo menor. Estas calcarenitas son bioclásticas, de grano medio - grueso y se presentan en bancos de uno a varios metros de espesor. Localmente (zona de Siete Puertas) el conjunto presenta interestratificados frecuentes niveles centimétricos de sílex. En su continuidad, al Noreste de la falla de Siete Puertas, el conjunto adquiere un aspecto masivo, diferenciándose más claramente del término de muro y originando fuertes escarpes. Esta facies ha sido diferenciada como “**calizas masivas**” (11) y disminuye de potencia lateralmente hacia el Norte hasta desaparecer. El techo es muy irregular y localmente se presenta erosionado y paleokarstificado.

En el ángulo sureste del cuadrante, constituyendo el techo de la macrosecuencia negativa, se reconocen nuevamente materiales equivalentes al término (10). Aquí se manifiestan como calcarenitas bioclásticas de grano medio, estratificadas en bancos métricos. Forman un paquete de una decena de metros, irregularmente representado a causa probablemente del contacto discordante con la serie suprayacente.

En la hoja n.º 60 (Valmaseda), a escala 1:50.000, se atribuye a estos materiales una edad comprendida entre el Gargasiense y la base del Albienense inferior. Por posición estratigráfica, no obstante, se consideran todos ellos correspondientes ya al Albienense inferior.

Por encima de estos términos y en contacto discordante, se dispone un conjunto muy heterogéneo y de potencia muy variable definido como “**calcarenitas, calcarenitas are-**

nosas, areniscas y margas arenosas” (12).

El conjunto se manifiesta como una sucesión irregular constituida mayoritariamente por calcarenitas y margas o margocalizas oscuras con un contenido muy variable de componente arenoso y/o arcilloso. En las margas se han reconocido: *Tritaxia pyramidata* (REUSS), *Marssonella oxycona* (REUSS), *Spiroplectinata annectens* (JONES y PARKER), *Ammobaculites subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Ammobaculites parvispira* (TEN DAM), *Ammobaculites obscurus* (LOEBL.), *Trochammina cf. obliqua* (TAPPAN), *Sigmoilina antiqua* (FRANKE), *Vaginulina geinitzi* (BERTHELIN), *Dentalina nana* (REUSS), *Marginulina jonesi* (REUSS), *Lenticulina exarata danubiana* (NEAGU), *Lenticulina subalata* (REUSS), *Astacolus cf. schloenbachi* (REUSS), *Planularia bradyana* (CHAPMAN), *Pleurostomella reussi* (BERTHELIN), *Pleurostomella obtusa* (BERTHELIN), *Tristix excavata* (REUSS), *Ramulina sp.*, *Gyroidinoides loetterlei* (TAPPAN), *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHM.), *Gavelinella (Berthelina) intermedia* (BERTHELIN), *Planulina schloenbachi* (REUSS), *Patellina subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Eoguttulina anglica* (CUSHM. y OZAWA), *Favusella washitensis* (CARSEY), *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *Spiroplectammina rectangularis cretosa* (TEN DAM), *Triplasia acutocarinata*, (ALEX. y SMITH), *Pseudonubeculina sp.*, *Proteonina cf. ampullacea* (BRADY), *Lenticulina gaultina* (BERTHELIN), *Spirillina minima* (SCHACKO), *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHM.), *Valvularia cf. gracillima* (TEN DAM), *Globorotalites brotzeni rumanus* (NEAGU), *Neocythere vanveeni* (MERTENS), *Cytherella parallelia* (REUSS), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Protocythere albae*, (DAMOTTE y GROSIDIER), *Bairdoppiella sp.*, *Protocyprilla cf. rara* (KAYE), *Dolocytheridea cf. bosquetiana* (JONES y HINDE), radiolas y restos de crinoideos, y coprolitos de gasterópodos. Las asociaciones indican para este tramo una edad Albienense inferior (alto).

Aunque la mayoría de las calcarenitas son de grano fino, oscuras y arenosas, también se reconocen localmente algunos tramos generalmente bioclásticos, de grano medio e incluso grueso ("rudstones" del alto Longuillas), así como otros con escasa o nula contaminación. Las calcarenitas, por lo general en bancos decimétricos, se ordenan constituyendo tramos de potencia métrica que alternan con otros constituidos mayoritariamente por margas o margocalizas oscuras. A menudo los bancos presentan morfologías canaliformes. El contenido arenoso dentro de un mismo banco puede ser muy variable, existiendo todos los términos intermedios entre una calcarenita y una arenisca calcárea. Condiciona también la presencia de estructuras, posiblemente de origen diagenético, que configuran en algunos bancos un característico aspecto noduloso. Determina además, en zonas alteradas por pérdida total o parcial del carbonato, un engañoso aspecto de arenisca. No obstante en algunos casos el contenido arenoso es notable, siendo más correcto considerar algunos niveles como "**areniscas**" (13). Algunos de ellos, sobre todo los más potentes, han sido separados en cartografía. También, un nivel aislado de estas características aparece incluido en las facies de talud urgoniano que afloran en el ángulo suroeste del cuadrante.

Dentro del término anterior es frecuente reconocer además "slumps" y niveles brechoides. Estos últimos son por lo general de tipo "**parabrechas**" (14). Se disponen en niveles discontinuos y poco potentes, desde decimétricos hasta incluso de 3 metros. Están constituidos por cantos decimétricos, intraformacionales y otros de tipo caliza arrecifal, envueltos en una matriz margosa. Algunos de estos niveles han sido separados en cartografía.

Localmente (área del barranco de Peñalba), dentro del conjunto se observa una concentración de niveles centimétricos interes-tratificados de sílex. Esta es particularmente intensa en la ladera sur del monte Longuillas (ángulo sureste del cuadrante), donde los

niveles de sílex pueden alcanzar potencias decimétricas.

En su conjunto, el término (12) presenta a escala del cuadrante una geometría particular. Mientras en el ángulo sureste alcanza un desarrollo notable (cercano a 400 metros), hacia el Noroeste se acuña rápidamente, estando representado, al Norte de Trucios, tan sólo por cuatro o cinco metros de calcarenitas estratificadas en bancos decimétricos, localmente arenosas. Las características litológicas son aquí algo diferentes y obligan a establecer un nuevo término, definido como "**calcarenitas localmente arenosas**" (15).

Por posición estratigráfica, se considera para todo el conjunto una edad Albienense inferior.

El techo del término (12) viene marcado por la ausencia de niveles arenosos o pérdida generalizada de la contaminación arenosa. Por encima se disponen "**margas y margocalizas, tramos de calcarenitas**" (16). Se trata de un conjunto bastante heterogéneo que constituye en su mayor parte el tránsito lateral de las calizas de Jorrios. La variabilidad litológica está en función de la distancia respecto de éstas, que actúan como área fuente. Este conjunto, correspondiente a la "formación Margas de Bilbao" (GARCIA MONDEJAR y PUJALTE, 1982), aflora ampliamente en el valle de Trucios. En general, al Norte (zona de Gordón y Basinagre) dominan las margas y margocalizas. Hacia el Sur y Suroeste junto a estas litologías se intercalan con frecuencia variable tramos de calcarenitas de grano fino, a veces arenosas, estratificadas en bancos decimétricos. Localmente (Sur de Agüera y barrio de Romana) éstas son bioclásticas o brechoides, presentando sus bancos morfologías canaliformes. Son frecuentes, además, niveles de inestabilidad sin-sedimentaria. Localmente (Oeste de Cueto) pueden intercalarse, dentro del conjunto, niveles oscuros de tipo limolítico o lutítico e incluso arenoso. En el ángulo suroeste del cuadrante

(área de Santecilla), el término (16) aflora exiguamente entre niveles brechoides, constituyendo el techo de un gran cuerpo hectométrico calcarenítico-margoso, mayoritario en el cuadrante de Carranza.

En las margas se ha observado una microfauna abundante, reconociéndose: *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana texana* (ROEMER), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) cf. *subconcava* (LEYM.), *Tritaxia pyramidata* (REUSS), *Gaudryina dividens* (GRAVERT), *Gaudryina* sp., *Ammobaculites subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Ammobaculites obscurus* (LOEBL.), *Ammobaculites parvispira* (TEN DAM), *Trochammina cf. obliqua* (TAPPAN), *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Haplophragmoides platus* (LOEBL.), *Haplophragmoides cf. latidorsatum* (BORN.), *Haplophragmoides cushmani* (LOEBL. y TAPPAN), *Lenticulina exarata danubiana* (NEAGU), *Lenticulina gaultina* (BERTHELIN), *Lenticulina subalata* (REUSS), *Astacolus cf. schloenbachi* (REUSS), *Dentalina distincta* (REUSS), *Dentalina nana* (REUSS), *Dentalina cf. soluta* (REUSS), *Saracenaria bononiensis* (BERTHELIN), *Marginulina inaequalis* (REUSS), *Vaginulina robusta* (CHAPMAN), *Vaginulina recta* (BERTHELIN), *Vaginulina geinitzi* (BERTHELIN), *Nodosaria orthopleura* (REUSS), *Nodosaria sceptrum* (REUSS), *Pleurostomella obtusa* (BERTHELIN), *Pleurostomella reussi* (BERTHELIN), *Spirillina minima* (SCHACKO), *Gyroidinoides loetterlei* (TAPPAN), *Tristix excavata* (REUSS), *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHM.), *Gavelinella* (*Berthelina*) *intermedia* (BERTHELIN), *Gavelinella rudis* (REUSS), *Globorotalites* sp., *Globorotalites brotzeni rumanus* (NEAGU), *Eoguttulina anglica* (CUSHM. y OZAWA), *Favusella washitensis* (CARSEY), *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER), *Arenobulimina macfadyeni* (CUSHM.), *Hyperammina gaultina* (TEN DAM), *Sigmoilina antiqua* (FRANKE), *Astacolus cf. schloenbachi* (REUSS), *Frondicularia inversa* (REUSS), *Triplasia acutocarinata* (ALEX. y SMITH), *Spiroplectinata annectens*

(JONES y PARKER), *Planularia bradyana* (CHAPMAN), *Frondicularia filocincta* (REUSS), *Planulina schloenbachi* (REUSS), *Ramulina cf. spandeli* (PAALZOW), *Ramulina cf. globotubulosa* (CUSHM.), *Epistomina spinulifera polypoides* (REUSS), *Epistomina cf. carpenteri* (REUSS), *Proteonina cf. ampullacea* (BRADY), *Marssonella oxycona* (REUSS), *Marssonella cf. trochus* (D'ORB.), *Ammodiscus cf. cretaceus* (REUSS), *Flabellammina washitensis* (ALEX. y SMITH), *Glomospira* sp., *Pontocyprella cf. rara* (KAYE), *Neocythere vanveeni* (MERTENS), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Dolocytheridea cf. bosquetiana* (JONES y HINDE), *Coptocampyldodon lineolatus* (ELLIOTT), radiolas de crinoideos, coprolitos de gasterópodos, gasterópodos piritizados, *Cytherella cf. parallela* (REUSS), *Cytherelloidea cf. chapmani* (JONES y HINDE). Estas asociaciones indican para este tramo una edad Albienense inferior-Albienense medio.

Las calizas de Jorrios corresponderían en principio a la parte alta de la "Barrera de Ramales" (RAT, 1959) y constituyen un litosomo cuya potencia es difícil de estimar, debido en parte a su geometría y a que en la zona de trabajo no aflora ni el techo ni el muro de la formación. No obstante, la potencia mínima observada en este cuadrante se estima variable entre 400 y 500 metros. La barra caliza de Crucelares, cuya potencia oscila entre 50 y más de 250 metros, se encuentra separada de Jorrios por un corredor tectónico. Presenta facies similares a las del macizo principal, pudiendo considerarse probablemente una prolongación de aquél hacia el Suroeste.

La facies mayoritaria en ambos litosomas puede describirse como "**calizas arrecifales en bancos métricos**" (17). En Jorrios, se trata de calizas micríticas de colores blanquecinos o cremas, por lo general con predominio algal y poca macrofauna reconocible. Cuando se observa, entre esta macrofauna destacan por su abundancia ostreidos (de tipo *Chondrodonta*, aislados o constituyendo biohermos), corales

ramosos y masivos, y en menor medida rudistas aislados (requiéridos y monopléuridos), otros bivalvos, gasterópodos y fragmentos de equinodermos. Con frecuencia (especialmente en el área de Gordón) la fauna está silicificada. Las calizas se disponen en bancos de 2 a 6 - 8 metros de espesor, separados comúnmente por niveles centimétricos algo más arcillosos, localmente brechoides, donde suele concentrarse la fauna de gasterópodos. Facies muy similares son, por otra parte, las constituyentes principales de la barra caliza de Crucelares.

Se han clasificado *Agardhiellopsis cretacea* (LEMOINE) y algas rojas rodofíceas corallináceas, que indican una edad Albienense.

En la parte central del cuadrante, el término (16), al que se hacía referencia anteriormente, incluye numerosos “**olistolitos de calizas arrecifales**” (17 a) (concentrados en el área de Los Pilares-La Cruz), de características similares a las calizas de Jorrios. Muchos de ellos presentan una clara morfología de bloques olistolíticos con formas más o menos redondeadas y envueltos por una matriz margosa. Otros, sin embargo, presentan formas estratoides y se disponen más o menos subconcordantes con la estratificación. En la mayoría de estos casos el hecho de no reconocer bien las relaciones con la “matriz” impide determinar si se trata de niveles biostrómicos o de estratos deslizados. En el extremo suroeste del cuadrante se encuentran asimismo olistolitos calizos métricos a decamétricos (muy evidentes en los alrededores de Santecilla) de facies similares, dentro de los términos (22), (24), (25), (26) e incluso (28), en el tránsito entre los complejos Urgoniano y Albocenomaniense.

Dentro del litosomo calizo de Jorrios y en paso lateral con la facies general (17), se reconocen distintos niveles o zonas de “**calizas arrecifales masivas o en bancos métricos-decamétricos**” (18), con potencias desde decamétricas (pequeñas barras en el Oeste del macizo) hasta de más de 150 metros (Valnero).

Algunas corresponden claramente a facies de tipo monticular (área de Gordón). Otras, sin embargo (área de Valnero), corresponderían más bien a calizas estratificadas en bancos decamétricos en las que de una forma local se reconocen estructuras monticulares.

Al Norte de Jorrios, el término (17) pasa lateralmente a otro término más finamente estratificado definido como “**calizas en bancos decimétricos-métricos**” (19). En esta facies dominan los niveles de tipo calcarenítico, por lo general oscuros y de grano fino. Estos se disponen alternantes con otros más netos de caliza micrítica. A techo, o como paso lateral al Este de la barra de Crucelares, se reconoce también una facies similar con fauna de corales y algas.

En ambas zonas también, aunque de forma más minoritaria, se localizan algunos niveles de calizas arcillosas o ligeramente arenosas, a veces con carácter calcarenítico (Jorrios) o en forma de barras coralinas (digitación de techo de Crucelares). Esta facies se define con el término “**calizas impuras**” (20).

Localmente, en zonas de tránsito de las calizas 17 al término 16, puede reconocerse otra facies un tanto distinta definida como “**calizas y calizas arcillosas**” (21). Se trata de calizas micríticas o calcarenitas bioclásticas, con fauna, por lo general silicificada, de ostreidos y corales, ordenadas en bancos más finos (decimétricos - métricos), que intercalan con mayor o menor abundancia niveles calizos arcillosos o incluso margas.

Entre la fauna existente en una muestra recogida en Gordón se ha clasificado *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta* (DOUGLASS) y algas rodofíceas corallináceas, que indican una edad mitad del Aptiense superior - techo del Albiense medio.

En el tránsito lateral de las calizas de Jorrios hacia el Suroeste, al Norte del monte Arañón, se localizan brechas sinsedimentarias (no cartografiadas por su escasa entidad) de

cantos calizos en matriz arenosa, con la particularidad de orientarse muy oblícuas a la estratificación. Ello lleva a pensar que pueda tratarse de brechificación hidráulica por inyección de arena fluidificada desde los terrígenos infrayacentes, durante la actuación de fallas sin-sedimentarias. Esta interpretación se ve apoyada por la aparición de cantos centimétricos aislados de arenisca y microconglomerado silíceo, en una caliza de rudistas en la falla sur del pequeño macizo calizo de Caldereros, hallándose ambos puntos aproximadamente en la misma línea de fractura.

En la barra caliza de Crucelares existen múltiples puntos donde se observa una alteración hidrotermal por silicificación de la caliza, principalmente a techo de la misma. Se trata de formas irregulares, en las que a veces se llegan a distinguir cuerpos verticalizados que se inyectan según la estratificación en niveles preferentes, bastante bien delimitados, aunque lateralmente discontinuos, y en los cuales puede distinguirse localmente la facies caliza original. La dolomitización es otra alteración hidrotermal muy común, pero no cartografiable en este cuadrante. Sí adquiere, por el contrario, dimensiones cartográficas un filón de calcita emplazado en la falla que limita por el Sur el pequeño macizo calcáreo de Caldereros.

En la facies de "orla" distal de las calizas de Jorrios, con predominio de bloques olistolíticos, el término (16) incluye frecuentemente niveles eslumpizados y "**brechas y megabrechas calcáreas**" (22). Estas últimas pueden ser exclusivamente de tipo intraformacional (Oeste de Trucios), aunque lo más frecuente es que además incluyan grandes bloques de caliza arrecifal: bien aislados, como en el corte del barrio Ahedo, o bien acumulados en niveles métricos (Santecilla, extremo suroeste del cuadrante), incluso con morfología canaliforme, como en la megabrecha al Sur de Trucios.

Muchas son las razones que inducen a pensar en la coexistencia durante un lapso

bastante prolongado de tiempo (Albiense medio-Albiense superior basal?) del sistema deposicional urgoniano (plataforma y cuenca calcáreas), con otro de tipo deltaico (sistema albocenomaniense), del que se tratará más adelante, en el apartado 2.3. Así pues, el contacto entre ambos complejos sedimentarios puede tener carácter discordante en los márgenes del edificio carbonatado, mientras que en el centro del surco de Trucios aparece más bien como un tránsito lateral.

El carácter progradante hacia el Norte del sistema deltaico hace que las sucesivas avenidas lutíticas avancen cada vez más en esa dirección, llegando a interdigitarse con las facies de talud del edificio carbonatado e incluso, más a techo, con el propio edificio. Este hecho explicaría las intercalaciones de margas oscuras, lutitas y areniscas reconocidas dentro del término (16) en la zona donde abundan los olistolitos. A su vez, las facies de talud más alejadas de su área fuente llegan incluso a rebasar su propio ámbito sedimentario, depositándose en las facies lutíticas deltaicas. Así se explica la presencia de olistolitos de calizas (17 a) y brechas calcáreas, que se reconocen con mucha frecuencia en la base local del Complejo Albocenomaniense.

En zonas distales, alejadas ya de las calizas de Jorrios, la existencia de los dos sistemas tiene también una expresión en la vertical. Así, en el barrio de Las Rivas, se reconoce un término mixto de transición entre el Complejo Urgoniano y el Albocenomaniense, definido como "**margas oscuras y margocalizas**" (23). Este término alcanza una potencia variable de 10 a 20 metros. En las margas, se han reconocido: *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *Marsonnaea oxycona* (REUSS), *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Haplophragmoides cf. latidorsatum* (BORN.), *Haplophragmoides globosus* (LOZO), *Trochammina cf. obliqua* (TAPPAN), *Ammobaculites parvispira* (TEN DAM), *Ammobaculites subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Ammodiscus cf. cretaceus* (REUSS), *Spiroplectinata annectens* (JONES y PARKER), *Dentalina distincta* (REUSS), *Dentalina nana*

(REUSS), *Dentalina cf. soluta* (REUSS), *Lenticulina exarata danubiana* (NEAGU), *Vaginulina geintzi* (BERTHELIN), *Lagena globosa* (MONTAGU), *Frondicularia filocincta* (REUSS), *Frondicularia inversa* (REUSS), *Pleurostomella reussi* (BERTHELIN), *Pleurostomella obtusa* (BERTHELIN), *Pseudoglandulina sp.*, *Epistomina spinulifera polypoides* (REUSS), *Epistomina cf. carpenteri* (REUSS), *Gyroidinoides loetterlei* (TAPPAN), *Gavelinella (B.) intermedia* (BERTHELIN), *Gavelinella rufis* (REUSS), *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER), *Tritaxia pyramidata* (REUSS), *Pseudonubeculina sp.*, *Dorothia filiformis* (BERTHELIN), *Gaudryina sp.*, *Glomospira sp.*, *Triplasia acutocarinata* (ALEX. y SMITH), *Sigmoilina antiqua* (FRANKE), *Astacolus cf. schloenbachi* (REUSS), *Spirillina minima* (SCHACKO), *Planulina schloenbachi* (REUSS), *Eoguttulina anglica* (CUSHM. y OZAWA), *Patellina subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Neocythere vanveeni* (MERTENS), *Cytherella ovata* (ROEMER), espículas de esponjas, radiolas de crinoideos, coprolitos de gasterópodos. Estas asociaciones indican una edad Albiense inferior, probablemente alto. En otros puntos (donde el término no se ha cartografiado) como la carretera de Trucios, los tramos de techo del término (16) muestran ciertas equivalencias con dicho tránsito.

De manera similar, aunque referido a la cuenca de Karrantza, aparece el mismo tipo de litología asociada, con potencias decamétricas, a brechas calcáreas en el tránsito Urgoniano - Albocenomaniense. En los afloramientos al Este de Santecilla (ángulo suroeste del cuadrante) aparecen como equivalentes, quizás algo distales, de brechas (22) “**calizas margosas, calcarenitas y niveles de brechas calcáreas**” (24). El término consta de una matriz margosa o margocaliza estratificada regularmente, o más caótica localmente, con fenómenos de inestabilidad tipo “slump”, en la que se intercalan olistolitos calizos dispersos, diferenciados con el término (17 a) cuando son cartografiados. Son también muy frecuentes las interca-

laciones parabrechoides calcáreas derivadas de las propias litologías presentes, diferenciadas como brechas (22).

En algunos niveles inestables o de deslizamiento, se evidencia una mezcla de derrubios de distintas áreas fuente que originan depósitos mixtos de “debris-flow”. Estos se han distinguido en cartografía como “**parabrecha mixta calcosilícea**” (25), compuesta por cantos generalmente centimétricos de calcarenita, margocaliza y arenisca en matriz margosolítica. Afloran muy exiguamente con potencias métricas en la serie de talud distal de la cuenca de Karrantza, al Este de Santecilla.

2.3. COMPLEJO ALBOCENOMANIENSE (Formación Balmaseda)

El Complejo Albocenomaniense, sinónimo del Complejo Supraurgoniano de RAT (1959), puede definirse como el potente conjunto, casi exclusivamente terrígeno y localizado en el Cretácico medio (Albiense medio-superior-Cenomaniense inferior), que cierra el episodio arrecifal del Cretácico inferior (Complejo Urgoniano), separándolo en la vertical de las amplias plataformas más profundas, características del Cretácico superior. En todo el amplio monocinal que constituye el flanco suroeste del Anticlinorio de Bilbao, el Complejo Albocenomaniense está representado por la “formación Balmaseda” (GARCIA MONDEJAR y PUJALTE, 1982), una pila de hasta más de 5.000 metros de sedimentos terrígenos depositados por la progradación de un sistema de abanicos deltaicos de gran magnitud.

Localmente, y este cuadrante es un ejemplo de ello, la base del Complejo Albocenomaniense puede encontrarse en tránsito lateral directo al techo del arrecife urgoniano.

En base a criterios de abundancia relativa de las diferentes litologías, pueden establecerse dentro del conjunto varios términos distintos:

Con el término “**lutitas y areniscas oscuras de grano muy fino**” (26) se definen

aquellos tramos con un claro predominio de las granulometrías más finas. Constituyendo la base del Complejo Albocenomaniense se dispone un potente tramo que responde a esta definición. Está formado mayoritariamente por lutitas oscuras, laminadas, con mucha materia orgánica, sulfuros dispersos, nódulos carbonatados y níquellos milimétricos de arenisca. Localmente se muestran muy micáceas y calcáreas. En las lutitas se han reconocido: *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER), *Ammobaculites parvispira* (TEN DAM), *Ammobaculites subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Haplophragmoides platys* (LOEBL.), *Haplophragmoides cf. latidorsatum* (BORN.), *Trochammina obliqua* (TAPPAN), *Hyperammina gaultina* (TEN DAM), *Arenobuliminia macfadyeni* (CUSHM.), *Flabellamina washitensis* (ALEX. y SMITH), *Ammodiscus cf. cretaceus* (REUSS), *Glomospira sp.*, *Tritaxia pyramidata* (REUSS), *Eoguttulina anglica* (CUSHM. y OZAWA), radiolas de crinoideos. Estas asociaciones indican una edad Albienense inferior. En general se encuentran mal afloradas, salvo en cortes medianamente contínuos como el que asciende desde Trucios hasta la campa La Llana.

El tramo lutítico basal presenta las granulometrías más finas, en general, a muro. Hacia techo, y como preludio de las primeras intercalaciones importantes de areniscas bien estratificadas, se produce un aumento generalizado del tamaño de grano, llegando a constituir areniscas oscuras de grano muy fino, conformando con ello una macrosecuencia negativa. Con respecto al tamaño de grano de estas facies oscuras se debe señalar que en su definición, en zonas más orientales de la "formación Balmeda", no se incluye el término "arenisca". En este cuadrante y en los adyacentes, sin embargo, es necesario incluirlo puesto que, frecuentemente y en general hacia el Oeste, el tamaño de grano de las lutitas aumenta hasta llegar a arena de grano muy fino. Esta particularidad

hace con frecuencia difícil establecer los límites entre este término y las areniscas masivas (27) que se describirán más adelante.

Las lutitas de muro del tramo basal a muro están eslumpizadas. A esta altura, intercalan con cierta frecuencia niveles decamétricos aislados (no cartografiados) o paquetes discontinuos de potencias hasta métricas de "**areniscas'**" (27), frecuentemente eslumpizadas. Estas son litarenitas muy micáceas desorganizadas, de grano medio, localmente calcáreas, de tonos grises o blanquecinos, aunque comúnmente teñidas de rojo por oxidación de menas metálicas. Son frecuentes estructuras como estratificación cruzada, "ripples", almohadillas gravitatorias, "slumps", etc.

Hacia arriba en la serie los paquetes areniscosos presentan ya una continuidad lateral notable (zona de Txabarri). La mayoría de ellos están constituidos exclusivamente por areniscas, aunque a veces éstas están separadas por finos niveles lutíticos. Los paquetes pueden reconocerse aislados dentro del término lutítico (Norte de Los Hoyos, Las Llamas, etc.) o bien alternando con éste (alto de La Cárcel, área de Posadero).

En el tercio occidental del cuadrante, y en general hacia techo de la serie, la frecuencia con que se intercalan los niveles areniscosos en la facies lutítica aumenta, de forma que se justifica la distinción de un término nuevo, alternante, denominado "**areniscas y lutitas'**" (28). Este es mayoritario en el Oeste, en donde alcanza una potencia máxima quizás superior a 300 metros, extendiéndose hacia el Este en niveles aislados. Finos horizontes de esta facies y de lutitas (26) se intercalan muy localmente en las calizas de Jorrios y Crucelares (15 - 18 metros y 7 - 8 metros de potencia máxima, respectivamente). En este término (28) es frecuente que las lutitas constituyentes presenten un tamaño de grano de arena fina. Algunos niveles, sobre todo los más potentes, han sido separados en cartografía como intercalaciones (26)

dentro del término alternante. También los paquetes más potentes de areniscas han sido separados (zona de Birolko) como intercalaciones dentro del término 28. Estas llegan a constituir a veces (alto de Armañón) paquetes de potencia decamétrica.

Una facies terrígena poco frecuente en la "formación Balmaseda" es la que constituye el término "**areniscas masivas laminadas o estratificadas**" (29). Adquiere dimensiones cartográficas en el tercio occidental del cuadrante, sobre todo en los altos de Armañón y Sal, donde se organiza en sucesivas intercalaciones decamétricas dentro de términos lutíticos y areniscosos. Se trata de niveles areniscosos decimétricos (estratificación predominante) a métricos (laminación predominante), de granulometría muy fina (casi lutítica, como se explicaba a propósito del término (24)) a media, con contactos poco netos, a menudo oquerosos y con aspecto de haberse decalcificado. Se organizan en tramos métricos a decamétricos, con frecuentes disyunciones bolares e intercalaciones de areniscas de planos más netos. Los afloramientos-tipo se encuentran dispersos; puede citarse la pista que asciende por la vertiente oeste de Armañón y los escarpes del Pico Sal.

En determinados niveles, la inestabilidad sinsedimentaria frecuente en los terrígenos basales llega al extremo de formar, en las áreas más distales, "**parabrechas areniscosas en matriz lutítica**" (30). Se trata de niveles métricos de inestabilidad o parabrechas, con bloques redondeados hasta de varios metros, de areniscas silíceas, canalizaciones deformadas, "slumps", etc., en matriz lutítica negra. Los dos únicos niveles con entidad cartográfica se localizan en la vertiente suroeste del alto Cotarro.

Además de la barra caliza de Crucelares, dentro de los terrígenos albocenomanienses descritos, se reconoce una serie de intercalaciones carbonatadas más o menos frecuentes, que corresponden a tránsitos laterales directos

o indirectos de las diversas facies calizas coexistentes en el área con los materiales deltaicos.

En el área de Posaderos, junto al manantial de Fuente Buena, se ha reconocido a muro de las intercalaciones arenosas, un nivel de 2 a 4 metros de potencia de calizas coralinas (19).

En la carretera de acceso al barrio de Los Hoyos se reconocen "**areniscas calcáreas y calizas arenosas**" (31). Son niveles aislados, medianamente decalcificados, de 1 a 4 metros de potencia, que presentan lumaquelas de orbitinas y abundante fauna de bivalvos. Se ha clasificado *Orbitolina (Mesorbitolina)* subconca-va (DE VIMP), que indica una edad Aptiense superior-Albiense superior (parte baja).

En la serie, al Sur del monte Armañón, son frecuentes las "**areniscas calcáreas o decalcificadas (niveles de abandono)**" (32). Son niveles en general inferiores al metro, de areniscas o calizas arenosas muy decalcificadas, con restos de fauna de orbitinas y algún bivalvo. Debido a su pequeño espesor, en cartografía se representan como líneas de capa intercaladas en las litologías en las que aparecen.

En las cercanías de los tránsitos laterales de las calizas de Caldereros y Jorrios (Posadero) y en los terrígenos adyacentes, se localizan "**calizas bioclásticas arenosas; areniscas calcáreas**" (33). Se trata de niveles calcareníticos ("grainstone" - "packstone") o micríticos ("floatstone"), de hasta 3 metros de potencia, con fauna de orbitinas, ostreidos, algún rudista y microfauna diversa. Se ha clasificado *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta* (DOUGLASS) que indica una edad mitad del Aptiense superior - techo del Albiense medio.

Constituyendo el equivalente lateral directo de las calizas de Crucelares hacia el Sur, se disponen "**areniscas, calcarenitas, calizas brechoides y limolitas**" (34). Se trata de un término mixto, de potencia variable (entre

algunas decenas de metros y 125 metros aproximadamente). Consta de una alternancia irregular entre las litologías citadas, organizadas en bancos por lo general decimétricos.

La potencia total del Complejo Albocenomaniense en la columna de Balmaseda, situada al Sur en el cuadrante del mismo nombre, se estima cercana a 3.500 metros. En este cuadrante la potencia parcial del complejo aflorante podría alcanzar los 900 metros.

2.4. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios cartografiados son escasos en el cuadrante y se encuentran irregularmente repartidos. Sin embargo son muy frecuentes los pequeños deslizamientos de ladera, sobre todo en las litologías terrígenas más finas, así como los pequeños canchales

en los flancos de las masas calcáreas. En cartografía se han diferenciado dos tipos:

—“**Coluviales silíceos**” (35). Formados por bloques silíceos o calcáreos minoritarios, en una matriz arcillo-arenosa. Se desarrollan con preferencia sobre terrígenos wealdenses o aptienses, en el tercio este del cuadrante, así como sobre lutitas y areniscas de la “formación Balmaseda” en El Rebollo, Salto del Agua, etc. Merece mención el pequeño coluvial silíceo (areniscoso) que se sitúa en la cima del macizo calizo de Caldereros, sin un área fuente terrígena en los alrededores.

—“**Depósitos antropogénicos**” (36). Restringidos a la zona minera de Trucios, en el tercio oriental del cuadrante, corresponden a escombreras de explotaciones abandonadas como Alén, Federico, El Pedreo, El Somo, etc.

3. SEDIMENTOLOGIA

El presente capítulo es un intento de establecer, en el ámbito del cuadrante, los parámetros sedimentológicos y paleogeográficos en una triple vertiente: secuencial, geométrico-estratigráfica y paleogeográfica.

De acuerdo con los materiales aflorantes y según su organización, se han distinguido estos ciclos sedimentarios mayores:

- Ciclo Hauteriviense (?) - Barremiense (Purbeck-Weald).
- Ciclos Urgoniano y Albocenomaniense (Aptiense - Cenomaniense inferior). Ciclo conjunto que abarca materiales de los complejos Urgoniano y Albocenomaniense, que en este cuadrante se encuentran fuertemente interrelacionados.

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por parejas de elementos sedimentarios que podrían asimilarse al concepto de "Secuencia Depositional" de MITCHUM *et al.* (1977): casi todos ellos comienzan por una superficie de discontinuidad, que varía desde un cambio brusco litológico - sedimentario hasta un "onlap" sobre un sustrato previamente estructurado, o incluso una discordancia angular con importante pérdida, por

erosión o no-deposición, de registro sedimentario.

3.1. CICLO HAUTERIVIENSE (?) - BARREMIENSE (PURBECK-WEALD)

El Jurásico superior y la parte baja del Cretácico inferior (pre-Aptiense) están representados en el País Vasco por depósitos no-marinos, de ambientes intermedios y transicionales a marinos, que se describen en la literatura bajo las denominaciones de facies "Purbeck" y facies "Weald". En el anticlinorio de Bilbao y en las zonas de Aramaiona y anticlinal de Aitzgorri aparecen sucesiones potentes (2.000 metros), de las que no aflora el muro, formadas principalmente por sedimentos terrígenos de grano fino. En Gernika y en Gipuzkoa, las sucesiones son considerablemente menos potentes (100 a 300 metros), y de carácter más calcáreo. En la sierra de Cantabria (límite sur de Araba), el Complejo Purbeck-Weald está representado por conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas abigarradas.

La sedimentación wealdense marca un cambio paleogeográfico importante, aunque no instantáneo (se produce antes en las regiones occidentales que en las orientales), en el Jurásico superior, cuyas pruebas más evidentes son la sustitución del régimen sedimentario del

Jurásico marino por regímenes no-marinos o intermedios, el fortísimo aumento de los aportes terrígenos (lo cual implica la creación previa de relieves en sectores circundantes a las áreas deposicionales), y las fuertes diferencias de subsidencia a nivel regional que demuestran una acusada inestabilidad del área deposicional.

Estos fenómenos son atribuibles a una nueva y brusca aceleración de los procesos de "rifting" en el Golfo de Bizkaia. El margen continental ibérico está cruzado por importantes líneas de fallas tardihercénicas que, sometidas a distensión, se reactivaron, dando como resultado una serie de bloques elevados y cuencas; en los primeros la sedimentación sería escasa o nula, en tanto que en las cuencas se acumularon fuertes espesores (figura 3.1).

En Bizkaia, las influencias marinas procedentes del Norte son mucho más ostensibles que en Cantabria (PUJALTE, 1981), por lo que cabe suponer que existían conexiones con el océano, aunque imperfectas y tal vez esporádicas (figura 3.2).

En lo referente a este cuadrante, el medio deposicional durante el Neocomiense superior - Barremiense pudo ser similar al descrito por WRIGHT (1985) para las "Vale Verde Beds" del Jurásico superior (Oxfordiense) de la cuenca lusitana de Portugal central. Son frecuentes, en efecto, las sucesiones comparables a la unidad 4 de WRIGHT, aunque con mayor porcentaje terrígeno a costa de las intercalaciones calcáreas. Representan series arenolítico-calcáreas de "lagoon" salobre en una situación frontodeltaica. En ellas se intercalan niveles areniscosos, que corresponden a depósitos de canal (secuencias positivas) o a desbordamientos (secuencias negativas con capas carbonosas terminales, asociadas a medios pantanosos) y relleno de "bahías" inter-distributarias (secuencias positivas).

3.2. CICLO URGONIANO (APTIENSE-ALBIENSE INFERIOR/MEDIO) Y CICLO ALBOCENOMANIENSE (ALBIENSE MEDIO- CENOMANIENSE INFERIOR).

Por lo general los ciclos Urgoniano y Albocenomaniense (Supaurgoniano) suelen presentarse bien definidos y, con frecuencia, separados por una superficie neta, discordante o asociada a un hiato en la sedimentación.

Sin embargo, en este cuadrante y en su entorno se da una fuerte interacción entre los dos sistemas sedimentarios, por lo cual se opta por abordar su estudio sedimentológico y paleogeográfico de forma conjunta. La distribución espacial y cronoestratigráfica de ciclos y secuencias se visualiza en las figuras 3.3 y 3.4.

En lo referente al **Complejo Urgoniano** (RAT, 1959), se puede decir que la sedimentación urgoniana en el entorno regional fue en gran parte carbonatada. Las calizas de rudistas y corales se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca. Las áreas de tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro y derrubios).

La formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana del Arco Vasco. Aparte de otros controles como la proximidad a vías de llegada de aportes terrígenos continentales, el principal responsable de tal distribución fué la tectónica sinsedimentaria, creando subsidencias diferenciales acusadas en el fondo marino. Se constituyeron así altos, donde se dispusieron las calizas, y surcos, donde lo hicieron los terrígenos, en respuesta a una tectónica de bloques que dejó partes del

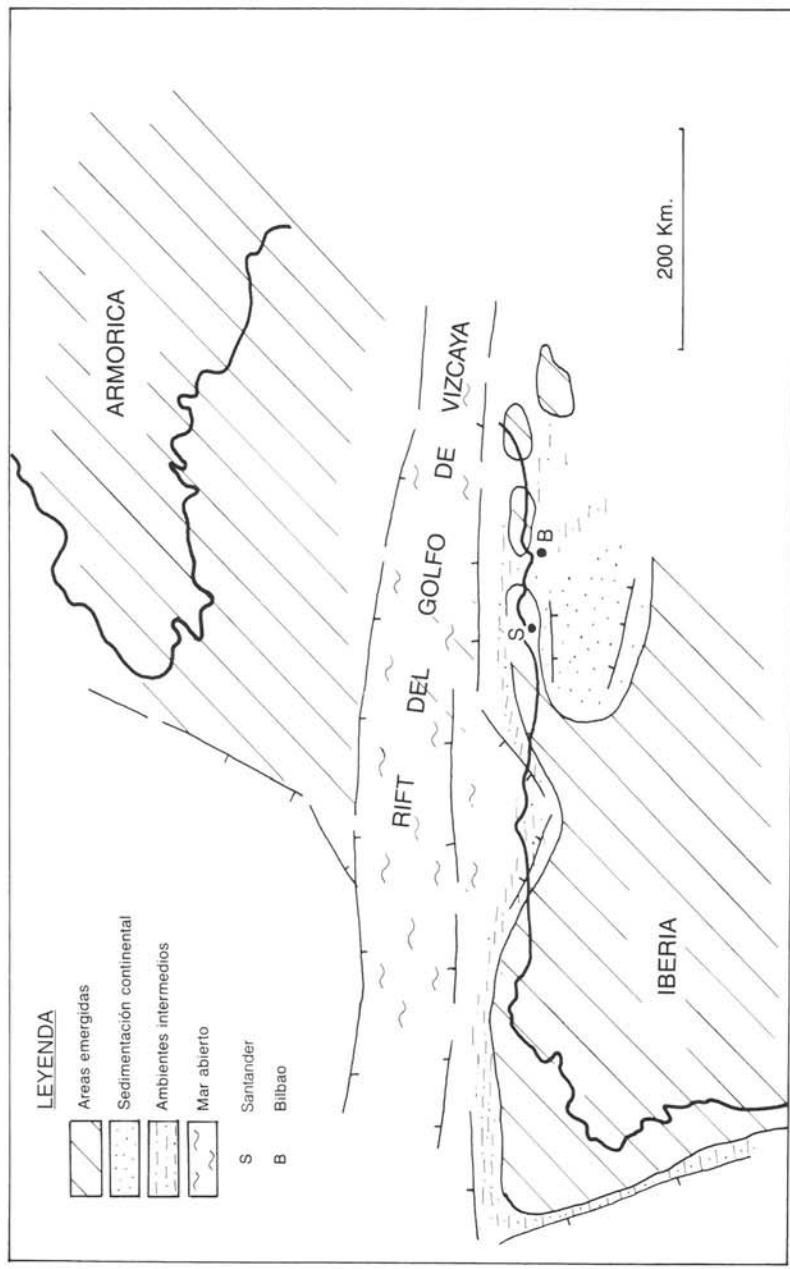


Figura 3.1.—Marco paleogeográfico imaginado para el Complejo Purbeck - Weald en la Cuenca Cantábrica. Tomado de INGEMISA, 1982.

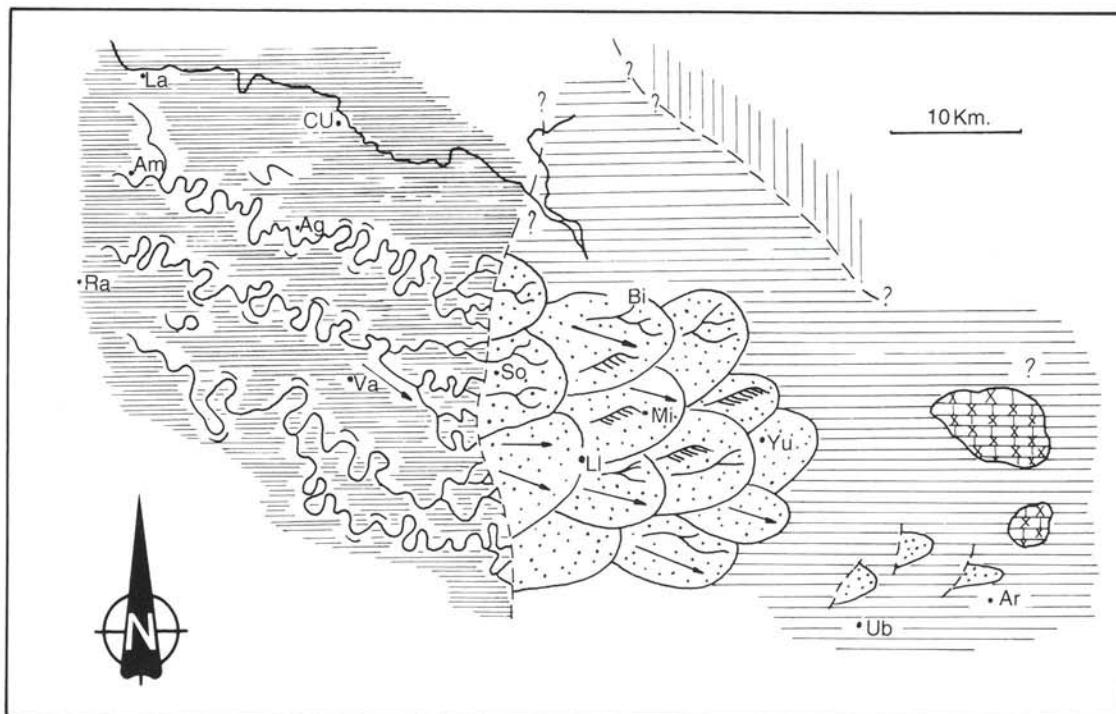
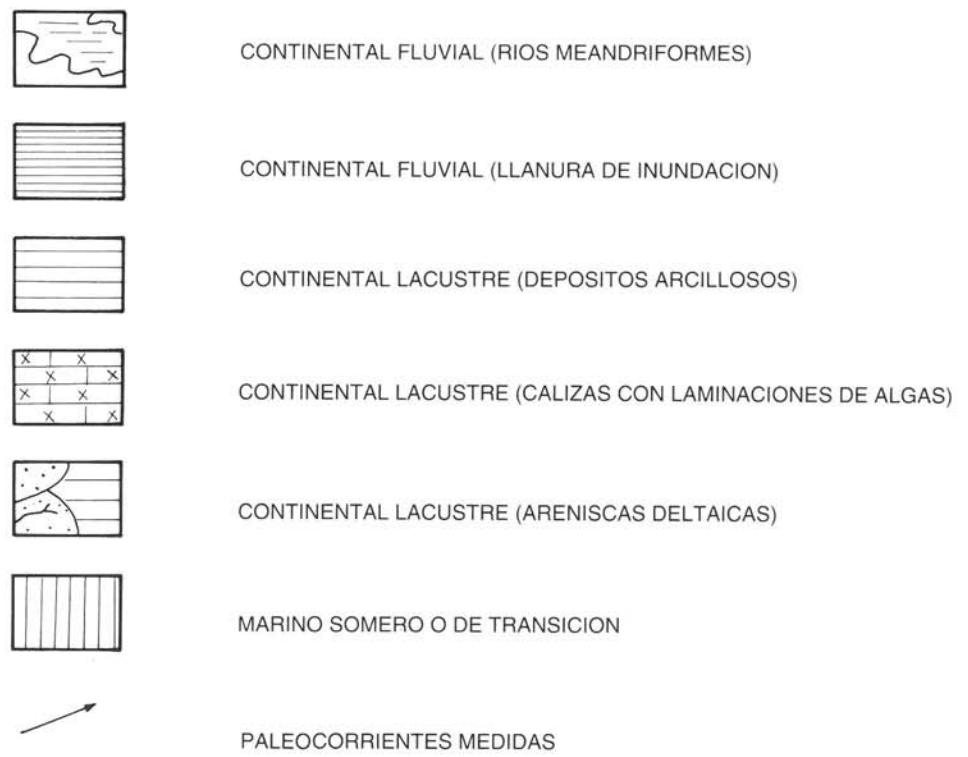


Figura 3.2.—Mapa paleogeográfico para la zona oriental de Cantabria y el Oeste de Bizkaia en el Berriense superior. Modificado de GARCIA GARMILLA (1987)



La: Laredo Am: Ampuero Ra: Ramales CU: Castro Urdiales Ag: Agüera
 So: Sodupe Bi: Bilbao Li: Llodio Mi: Miravalles Yu: Yurre Va: Valmaseda
 Ub: Ubidea Ar: Aramayona

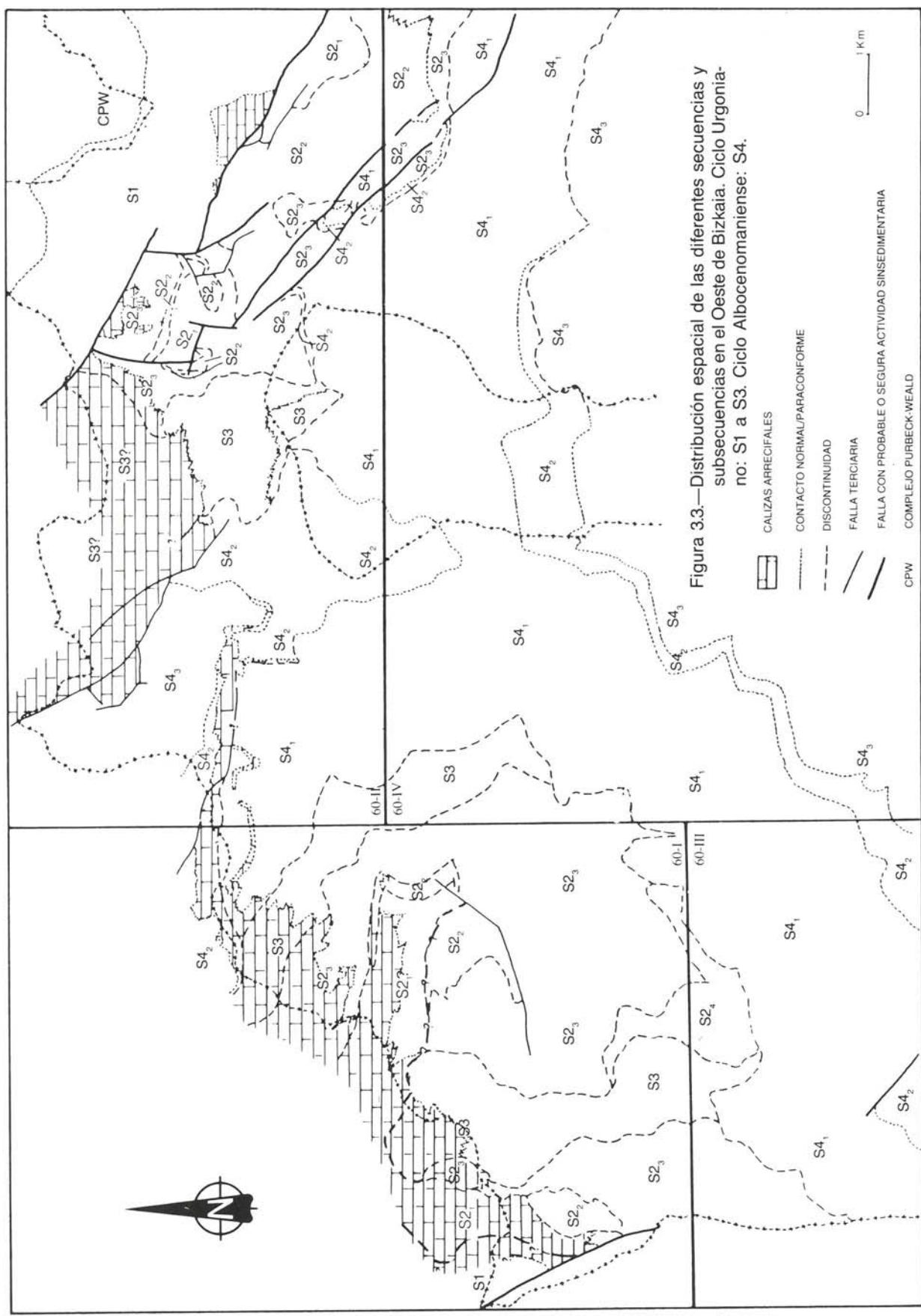


Figura 3.3.—Distribución espacial de las diferentes secuencias y subsecuencias en el Oeste de Bizkaia. Ciclo Urgoniano: S1 a S3. Ciclo Albocenomaniense: S4.

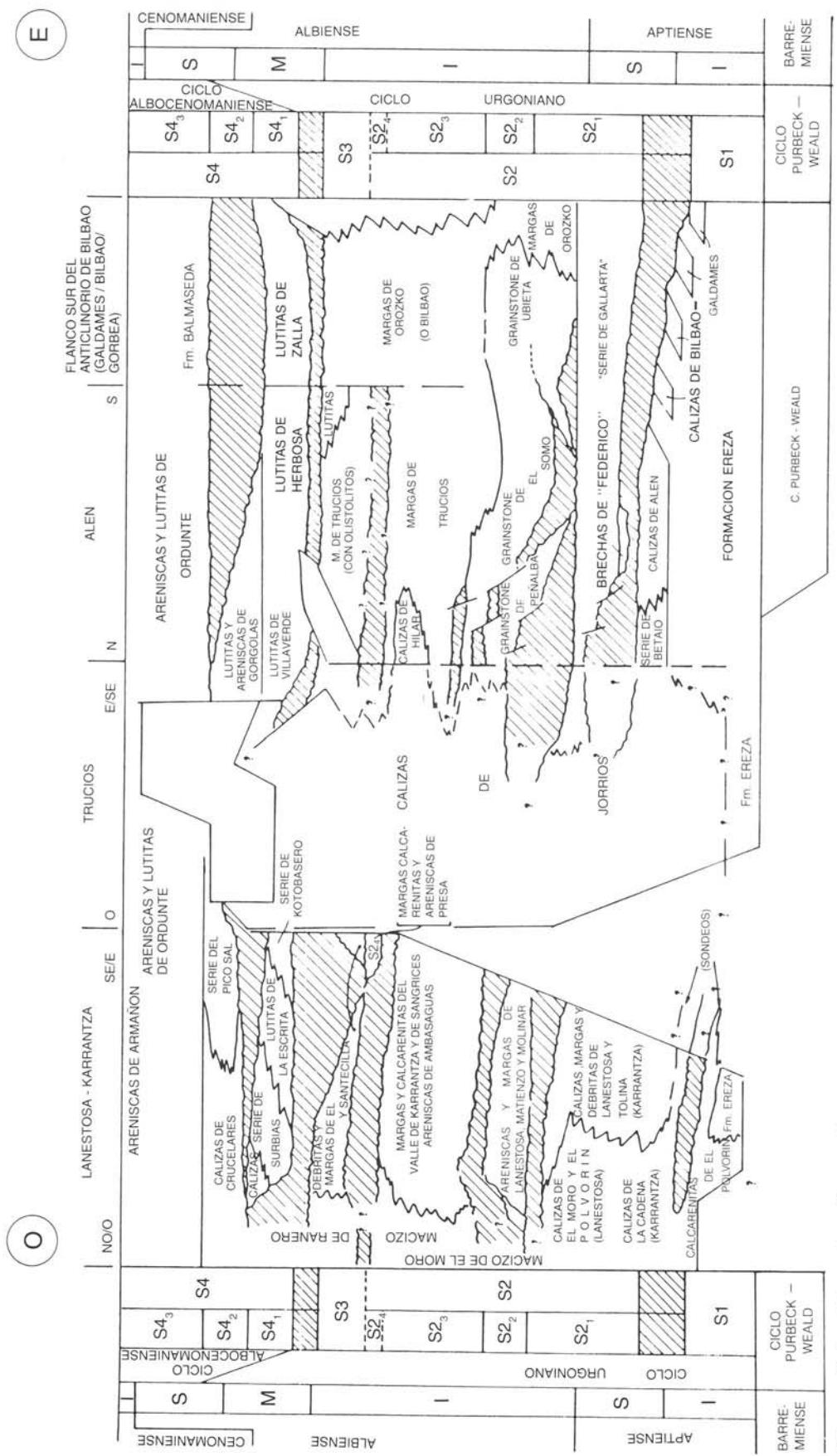


Figura 3.4.—Organización y distribución de ciclos y secuencias en el área de trabajo, con referencia al conjunto del flanco sur del Anticlinorio de Bilbao. Las dimensiones verticales no expresan potencias sino lapsos de tiempo.

fondo marino dentro de la zona fótica y otras por debajo de la misma (figura 3.5). A esta acción tectónica se agregó la originada por movimientos halocinéticos de la sal triásica, como en muchos puntos del entorno. De esta manera, en el Aptiense y Albiense se encontraban en plena actividad los diapiros que posteriormente llegarían a perforar toda la cobertura cretácica. Estos diapiros crearon intumescencias locales en las áreas de alto, contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial. El emplazamiento de los diapiros en la cuenca no tiene aspecto de haber sido casual, sino que más bien refleja cada uno de los puntos de intersección de estructuras profundas de zócalo.

Los datos sedimentológicos del episodio urgoniano llevan a considerar, por todo lo anteriormente expuesto, que las estructuras más importantes del Arco plegado Vasco, el sinclinorio de Vizcaya y el anticlinorio Nor-Vizcaíno (y quizá en menor medida el anticlinorio de Bilbao, en el que se localiza el cuadrante en estudio), no son el resultado únicamente de los procesos tectónicos alpinos, sino que ya tuvieron una importante preformación a modo de altos y surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación aptiense y albiense.

Por su parte, el **Ciclo Albocenomaniense** (Supraurgoniano de RAT, 1959) es el episodio terrígeno que cierra el ciclo marino - somero arrecifal urgoniano y lo separa de la sedimentación carbonatada extensiva de las grandes plataformas del Cretácico superior.

En su encuadre regional, los materiales albocenomanienses de la "formación Balmaseda" presentan caracteres deltaicos, estando además situados entre las facies fluviales de la "formación Utrillas" al Sur y las formaciones "Zufia" y "Egino" (plataformas terrígeno - carbonatadas), y "Durango" (talud terrígeno) al Norte. La distribución paleogeográfica regional está representada en las figuras 3.6 y 3.7.

El Ciclo Albocenomaniense viene a situarse generalmente en "onlap" sobre los relieves arrecifales urgonianos, lo que implica hiatos locales en la sedimentación (figura 3.4). Este es el caso del cuadrante, a partir de la secuencia S4₁. A ello se debe la notable variación de potencias en el Albocenomaniense dentro del propio cuadrante y, en general, en el flanco sur del anticlinorio de Bilbao.

Dentro del flanco sur del anticlinorio de Bilbao, la formación Balmaseda se puede dividir en tres tramos. Los dos primeros son más areniscosos, corresponden al Albiense superior (período con la máxima velocidad de sedimentación) y abarcan la totalidad de la secuencia S4. El episodio final es lutítico y corresponde al Cenomaniense inferior, período con una sedimentación más lenta y que no se halla representado en el cuadrante.

Los tres tramos se estructuran en una macrosecuencia simétrica progradante - retrogradante. En la primera parte de la macrosecuencia (S4₁ y S4₂) las lutitas de Herbosa y Villaverde se acuñan en "onlap" sobre los umbrales arrecifales de Ranero y quizás de Jorrios, provocando la muerte de las comunidades biológicas en los arrecifales y pináculos. En la segunda parte (S4₃), a una serie arenosa de lóbulos deltaicos retrogradantes le sucede, fuera del cuadrante, un nuevo episodio de prodelta con influencia marina creciente. Es de destacar que los primeros estadios de la progradación deltaica coexisten con los últimos arrecifes, antes de la destrucción total de la vida en las barreras urgonianas. Las facies que van apareciendo hacia el Noroeste muestran características mareales, apuntando a una ligera somerización del medio de depósito con respecto al aparato deltaico que avanza principalmente desde el Sur. En este momento de máxima retrogradación deltaica, cuando la presión de los terrígenos gruesos decrece y permite ciclos de abandono en los lóbulos, se detecta la presencia de "niveles de abandono" calcareníticos con indicios de probable exposición subaérea o a las aguas meteóricas.

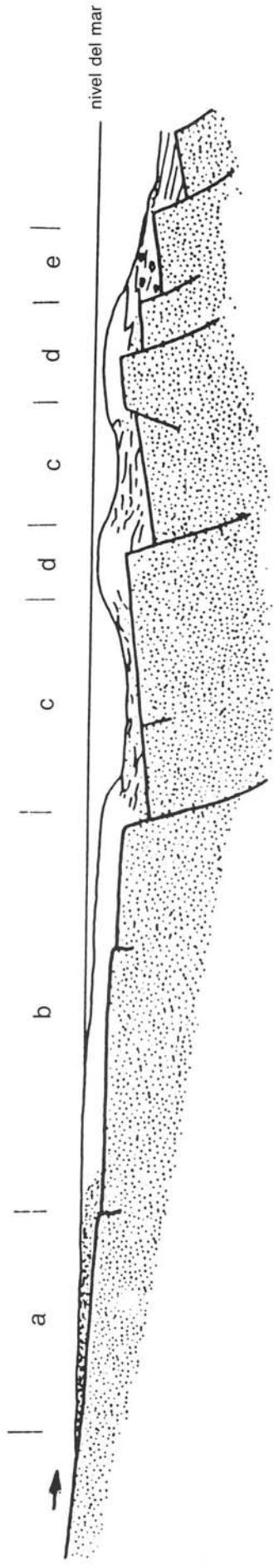


Figura 3.5.—Esquema general del funcionamiento tectosedimentario urgoniano:

- a) Facies de influencia continental.
- b) Plataforma carbonatada.
- c) Cuenca restringida o "lagoons" de plataforma interna.
- d) Bancos arrecifales ("off-shore banks").
- e) Cuenca marina franca.

Tomado de RAT y PASCAL (1979).

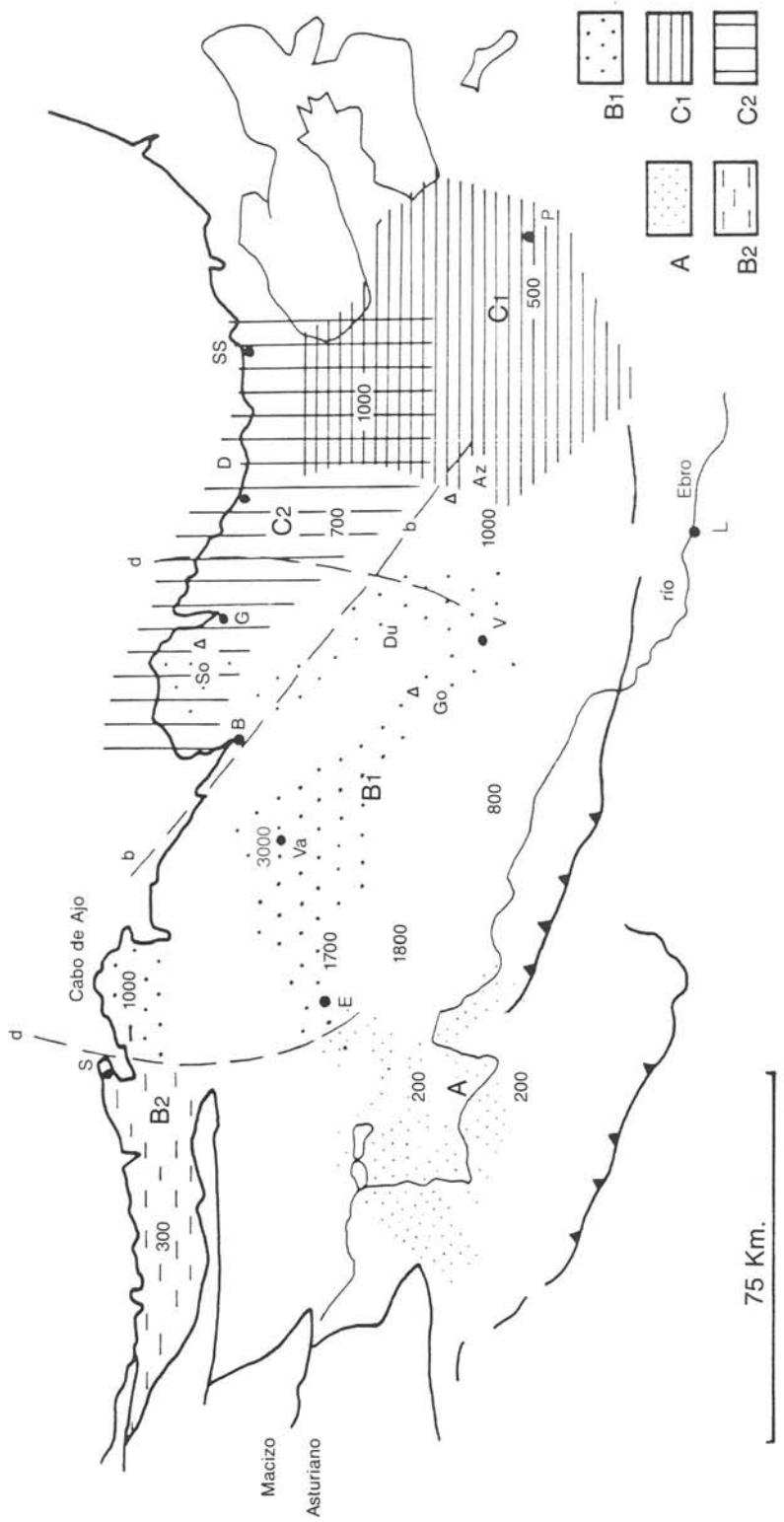


Figura 3.6.—El sistema deltaico de Valmaseda (Albiense superior - Cenomanense inferior).

A) Expansiones en medio continental (facies de arenas y arcillas de Utrillas).
 B) Acumulación deltaica marina, medios poco profundos: Fm. Valmaseda (B1: arenas, arcillas conglomerados...). Ióbulos deltaicos sobre substrato fuertemente subsidente. B2: expansiones terrigenas laterales sobre substrato poco subsidente; importante desarrollo de formaciones calizas sub o intermareales).
 C) Parte distal en aguas profundas: (Fms. Zufia y Egino-C1: arcillas negras con nódulos, decantación terrígena en medio circalitoral. Fms. Durango y Deva C2: Flysch Negro).

dd) Límite aproximado de los grandes espesores detríticos (las cifras indican el orden de magnitud de los espesores).
 bb) Sistema de Falla de Bilbao, que ha debido tomar parte en la localización del frente deltaico.
 Az: Aitzgorri; B: Bilbao; D: Deva; Du: Durango; E: Espinosa de los Monteros; Go: Gorbea; L: Logroño; P: Pamplona; S: Santander; So: Sollube; SS: San Sebastián; V: Vitoria; Va: Valmaseda.

Modificado de FEUILLÉE, PASCAL y RAT (1.983)

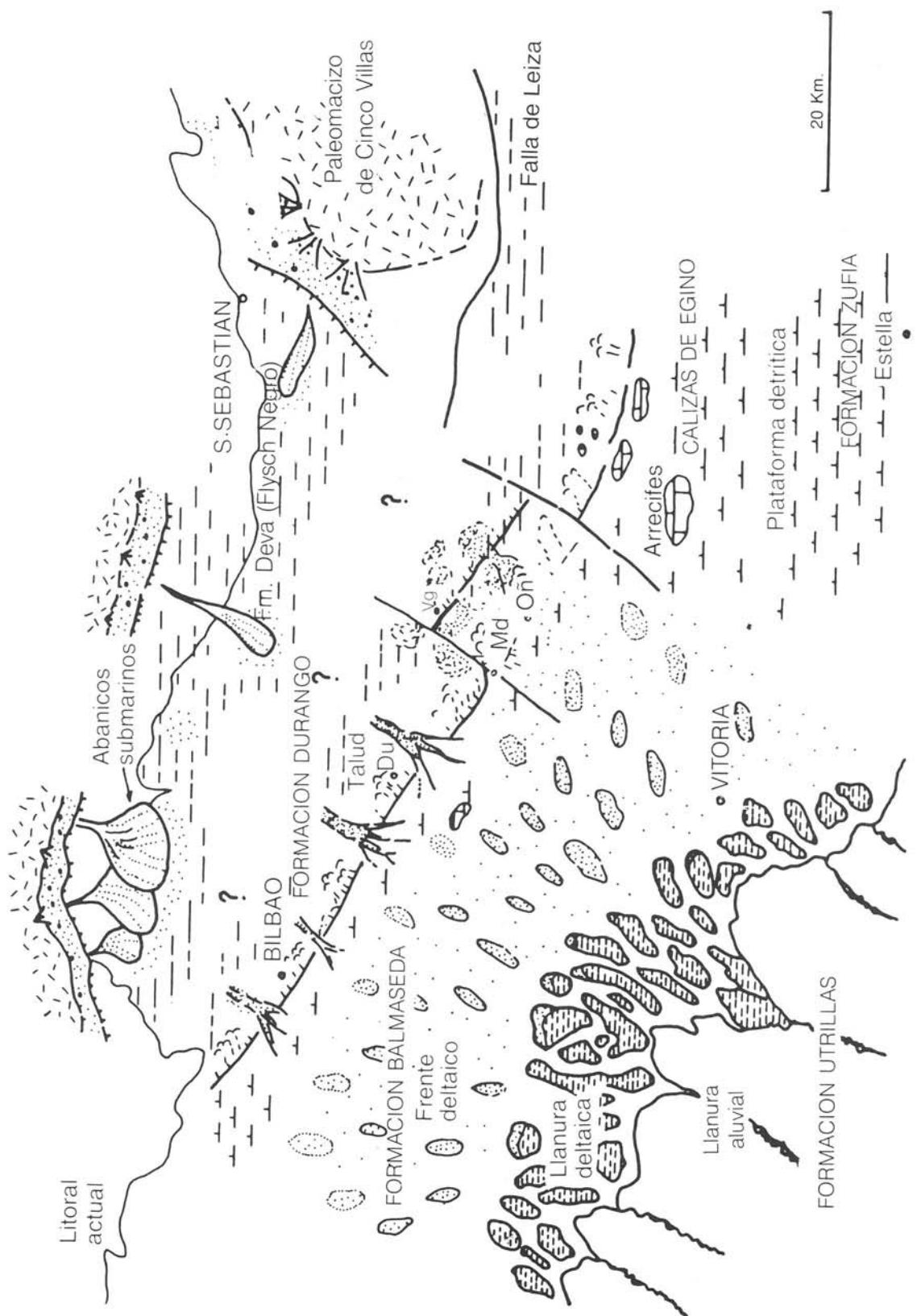


Figura 3.7.—Esquema paleogeográfico (muy generalizado) del área estudiada para el Albiense superior - Cenomaniano inferior ("Supraurgoniano").

Las variaciones de subsidencia que se producen en el transcurso de la sedimentación albiense y cenomaniense fueron el resultado de movimientos verticales conocidos por los autores como “fase antecenomaniense” o “fase áustrica”. En esta época se rejuvenecieron los relieves emergidos y se produjo una gran movilidad en el fondo marino, con creación de nuevos altos y surcos o acentuación de los ya existentes.

Los materiales urgonianos y albocenomanienses del entorno próximo se depositaron en tres sectores diferenciados de la cuenca (figura 3.8), abarcando principalmente el cuadrante de Trucios parte de los dos más orientales. El primero de ellos, denominado de Alén, se sitúa en el Este, entroncado con la historia secuencial y paleogeográfica del anticlinorio de Bilbao, y constituye un paleoalto escalonado con reducción de potencias en los sentidos noreste y noroeste. A los dos restantes sectores, que comprenden los tres cuartos occidentales de los afloramientos urgonianos, se les ha denominado de Trucios y Karrantza.

Dentro de estos sectores se individualizan “subsectores” o cuencas subsidiarias, con distintos comportamientos a lo largo del lapso urgoniano, como podrían ser los surcos o depresiones de Karrantza y Trucios, o los paleoaltos (umbrales) de Moro - Ranero (parte de la barrera de Ramales), Jorrios, Concha o Crucelares.

En el desarrollo de este capítulo de Sedimentología se tratará de esbozar la evolución de cada elemento paleogeográfico, y sus relaciones mutuas a lo largo de los lapsos correspondientes a las diferentes secuencias deposicionales.

Como ya se mencionó anteriormente, la tónica general en el crecimiento de las plataformas y bancos urgonianos es la secuencia unitaria de somerización arrecifal (JAMES, 1979), que es un crecimiento vertical y lateral

como respuesta biológica del arrecife a las continuas pulsaciones subsidentes más o menos bruscas, cuya suma constituye la profundización total de la cuenca de depósito. Este tipo de secuencia no es en sí más que un ciclo negativo que, al repetirse, origina una somerización y una progradación lateral del edificio arrecifal, en una dinámica regresiva. Esta se ve cortada periódicamente por un ciclo positivo (ver por ejemplo la evolución del techo de la barra caliza de Crucelares), reflejo de la imposibilidad de la comunidad biológica de contrarrestar en ese momento y lugar el aumento de batimetría producido. A escala de secuencias deposicionales, la S1 y la S2₁ son en sí secuencias de somerización bien desarrolladas.

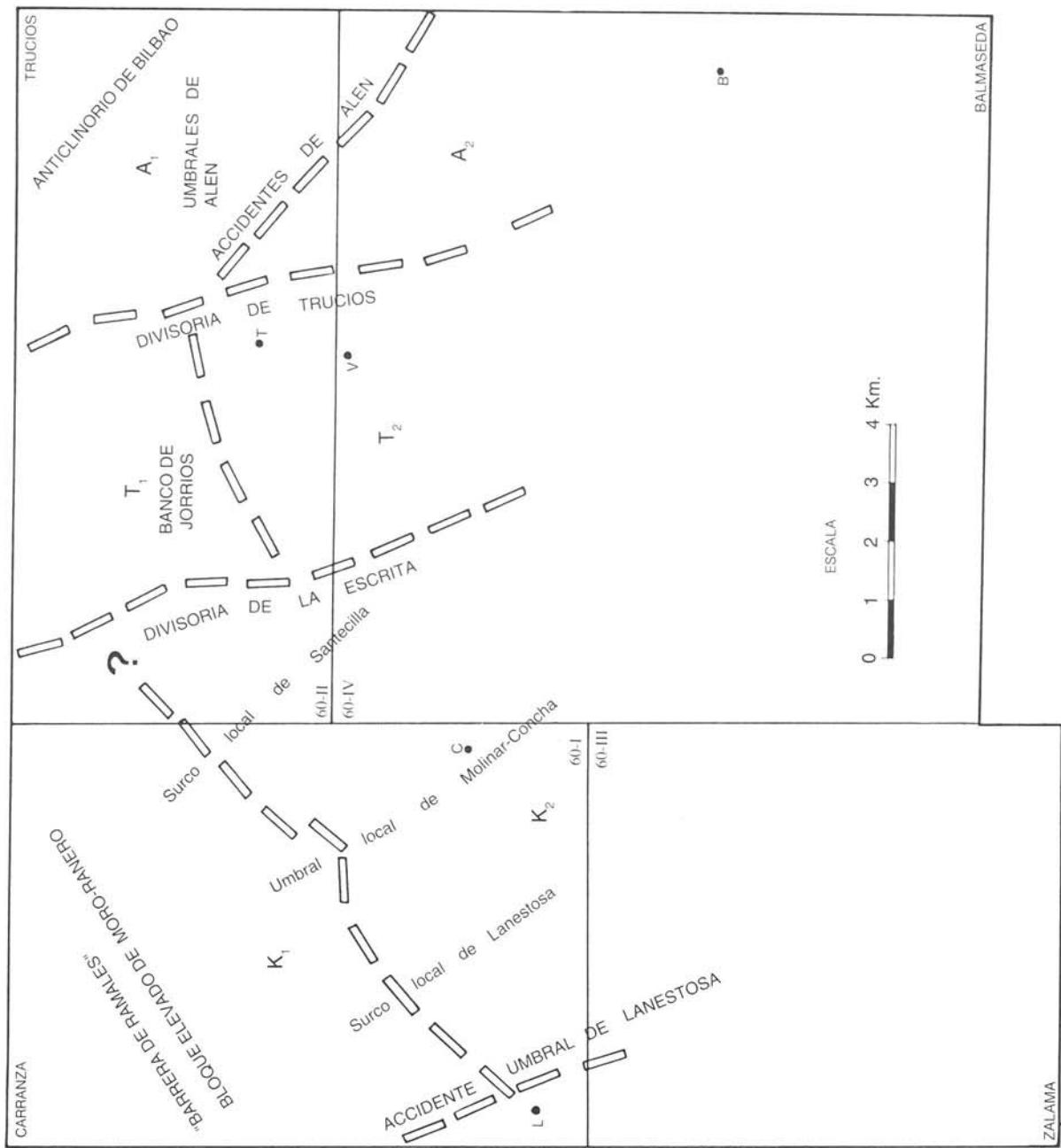
A continuación se describirá la evolución paleogeográfica de los distintos sectores:

—El conjunto de los sectores de Alén y Trucios es un sistema de bloques escalonados, aún poco definidos en el Aptiense inferior (base de la secuencia S1), época en la que se encontraban dominados por los depósitos terrígenos de la formación Ereza. La llanura marreal que se implantó en la mayor parte del Arco Vasco a partir de la base del Aptiense se divide en diferentes segmentos a lo largo de fallas sinsedimentarias, quizás de escaso salto, y de direcciones aproximadas N 120° y N 30° - 45° E. Esto dió lugar a importantes diferencias de espesor de terrígenos, y a la formación de incipientes paleoaltos en Alén y Jorrios (Norte y Noreste del cuadrante), con facies arenoso - carbonatadas someras, en las que se desarrollaron inicialmente y de forma esporádica altos fondos calcareníticos.

El ambiente sedimentario más probable durante este episodio es marino restringido con entradas marinas netas, testificadas por ammonites en zonas orientales más o menos próximas, como consecuencia de una lenta transgresión ligada a una mayor conexión del delta / estuario wealdense con el mar. La energía del medio es baja y uniforme, exceptuando

Figura 3.8.—Zonación del área de trabajo en sectores (Alén, Trucios y Karrantza) y subsectores paleogeográficos durante el Ciclo Urgonioano.

- A₁: Paleovalle de Alén: Zona axial del Anticlinorio de Bilbao.
 - A₂: Depresión escalonada (Arcentales).
 - T₁: Paleovalle de Jorrios; Edificio arrecifal.
 - T₂: Depresión de Trucios.
 - K₁: Paleovalle de Moro - Ranero. Margen SE de la "Barrera de Ramales".
 - K₂: Depresión del Valle de Karrantza, con sus altos y surcos locales.
- L: Lanestosa
 C: Concha (Karrantza)
 T: Trucios
 V: Villaverde
 B: Balmaseda



las esporádicas llegadas areniscosas y la ocasional formación de "shoals" en pequeños umbrales a salvo de la contaminación terrígena. En el Oeste, por el contrario, las condiciones batimétricas permitían la colonización de los fondos por corales, algas y rudistas, sentando las bases de lo que posteriormente se convertirá en el gran edificio calcáreo de Jorrios.

A la llanura mareal uniforme y bien desarrollada ya definida, se superponen, aproximadamente en la base del Aptiense superior, condiciones de mayor subsidencia diferencial. Así comenzó el crecimiento de arrecifes de rudistas y corales que formaron una estructura incipiente de "rampa" carbonatada. Paralelamente, las zonas deprimidas, más arenosas, quedaron restringidas al valle de Trucios, al área de Betaio, y a la zona limítrofe con el cuadrante oriental de Santurtzi.

Durante la segunda secuencia se produce una alternancia de ambientes con mayor o menor contaminación terrígena ($S2_1$ a $S2_3$), que coinciden con una etapa de movimiento diferencial en los bloques del sustrato según la misma red de fallas sinsedimentarias. Esto origina el fraccionamiento del área en bancos arrecifales como el de Jorrios o el de Moro - Ranero (cuadrante de Carranza), y taludes y cuencas profundas donde se depositaron las margas de Trucios y Karrantza ($S2_3$ a $S3$), simultáneamente a los episodios de talud destructivo de Trucios y sus equivalentes en los cuadrantes de Carranza y Balmaseda. Los tránsitos laterales entre las series son muy bruscos (figura 3.4), respondiendo al esquema general tectosedimentario urgoniano que se plasma en la figura 3.5.

Los sucesivos movimientos de estos bloques del sustrato acentúan la subsidencia diferencial propiciando la génesis en el Noreste y el acúmulo en el Suroeste de potencias crecientes de calcarenitas bioclásticas en plataformas y taludes de pendiente y energía moderadas. Al mismo tiempo, algunos de estos bloques sufrían épocas de no deposición

o erosión, que creaban una superficie de discontinuidad entre las secuencias $S2_1$ y $S2_2$, marcada por estructuras erosivas y de relleno como las desarrolladas por las calcarenitas de El Somo sobre las de Peñalba, por ejemplo, en la corta minera abandonada de La Rasa - Elías.

Durante el lapso de depósito de la secuencia $S2$ se producen movimientos en los accidentes que separan los sectores A1 y A2 de la figura 3.8, lo cual origina una aceleración de la subsidencia diferencial y un aumento de las pendientes en los taludes carbonatados. Como consecuencia, aumenta la inestabilidad sinédimentaria y la potencia de los depósitos en el área de la cuenca, de manera que la secuencia constituye el principal episodio de relleno de depresiones del Ciclo Urgoniano.

Hacia el final del Albienense inferior (secuencia $S2_3$), se da una brusca retrogradación de los aparatos calcáreos y la primera aparición de depósitos extensivos margosos y calcareníticos de talud - cuenca (margas en la depresión de Trucios). La brusca profundización del fondo marino va siendo contrarrestada paulatinamente, por el relleno en la cuenca margosa y en la plataforma por el crecimiento arrecifal, de manera que a techo de la subsecuencia tiene lugar la progradación de las calizas de Jorrios desde el sector de Trucios, atravesando la divisoria del mismo nombre e irrumpiendo con facies monticulares y distales en pleno umbral de Alén. A partir de este momento se inicia un nuevo basculamiento del sustrato, que provoca un aumento en la batimetría y por tanto una retrogradación arrecifal. Esta será más lenta durante el resto del Albienense inferior, y se acentuará (quizás con alguna recurrencia del tipo de la de Crucelares) en el Albienense medio, coincidiendo con la llegada al área del prodelta alboceñomaniense.

En estadios más avanzados del crecimiento arrecifal, la expansión progresará durante todo el Albienense inferior ($S3$) creando fuertes taludes arrecifales progradantes y retrogradantes, cada vez más abruptos, en los litosomas de

Ranero y Jorrios (figura 3.9). Los taludes se desarrollaron a través de fases constructivas y destructivas, éstas últimas en forma de desprendimientos de grandes masas calizas. Los bloques y derrubios se deslizaban por pequeños cañones submarinos hacia el fondo de la cuenca margosa en Trucíos y Santecilla (ángulo suroeste del cuadrante). Tecto-estratigráficamente la secuencia S3 presenta un lapso de equilibrio entre progradación y subsidencia, unido a la instauración de taludes destructivos con producción de debritas con grandes olistolitos en la depresión de Trucíos.

Las calizas de Jorrios conforman un banco arrecifal con facies masivas en sus extremos este y oeste, a veces con niveles de crecimiento monticular, y un cuerpo central estratificado en bancos métricos. Estos gruesos bancos están frecuentemente constituidos por biohermos de ostreidos afines al género *Chondrodonta*, estructurados en grandes racimos de crecimiento radial, asociados localmente a muy escasos rudistas. La composición de los bancos más masivos es sin duda de origen algal.

Las facies observadas en el edificio de Jorrios indican la presencia de ciclos de somerización en una situación moderadamente profunda. Dentro de las facies masivas son frecuentes los montículos algales de bajo perfil. El edificio arrecifal se mantenía en una posición elevada, a salvo de los aportes terrígenos que invadían la cuenca de manera pulsante. Sin embargo, en algunas ocasiones, los terrígenos llegaban a recubrir con una ligera película los flancos del edificio, como ocurre en La Cabañuela, causando interrupciones destructivas en el crecimiento del arrecife. La más extendida de estas interrupciones, a nivel de toda la cuenca y que podría quizás coincidir con la que se está mencionando, se ha descrito en el interior de edificios similares en edad y estructura en las áreas de Gernika (ROBADOR, 1984; CADEM, 1985) o Indibiti (Dima) (FERNANDEZ MENDOZA y GARCIA MONDEJAR, 1983; IGME - CADEM, 1985).

Al terminar la época de máximo desarrollo tiene lugar el comienzo de la decadencia del sistema arrecifal (secuencia S4): en los últimos estadios de crecimiento de los grandes edificios de Ranero y Jorrios la elevación del fondo marino ocasionó localmente una exposición del techo de los arrecifes a un medio continental de aguas dulces, freático o vadoso, incluso con formación de sedimentos internos en huecos de disolución paleokárstica con silificación asociada: zona de Crucelares (figura 3.10). Simultáneamente, un sistema terrígeno deltaico, progradante desde el Sur y en parte desde el Norte, iba alcanzando con sus facies más distales la barrera calcárea. Este sistema, a lo largo de sucesivos episodios, se irá interdigitando y superponiendo primero a las margas de la depresión de Trucíos, y finalmente al propio edificio arrecifal, como se observa en el área de Posadero.

Con la llegada de los abanicos deltaicos aparecen areniscas canalizadas con estructuras tractivas muy bien desarrolladas, a las que aún sigue afectando la inestabilidad sín-sedimentaria acentuada por los escapes de fluidos y la elevada velocidad de sedimentación.

Mientras tanto, las areniscas masivas de la zona de Armañón y Pico Sal presentan facies que sugieren una influencia mareal. Simultáneamente, continúa el avance desde el Sur de las facies deltaicas de la "formación Balmaseda", con sus típicos "niveles de abandono" de la actividad de los lóbulos deltaicos. Durante estos episodios aumentaba la influencia marina lo suficiente como para permitir la proliferación de orbitolinas, e incluso la formación de bancos de ostreidos en facies arenosas.

Como resumen de la evolución paleogeográfica, se puede decir que las secuencias definidas coinciden con episodios evolutivos en la cuenca de depósito. En líneas generales es posible, pues, diferenciar un primer episodio de establecimiento de plataformas tabulares locales de tipo rampa carbonatada (Aptiense

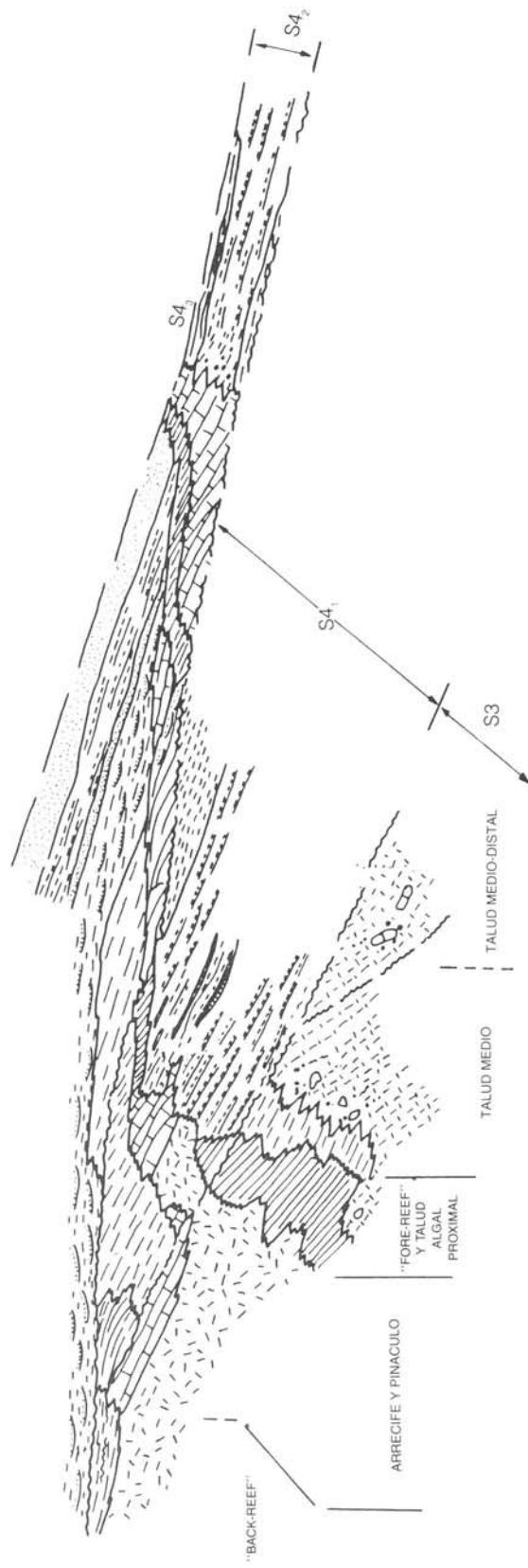


Figura 3.9.—Esquema estratigráfico-geométrico del desarrollo de pináculo de Ranero y la barra de Crucelares, con indicación de las secuencias y subsecuencias, y localización del área con respecto a la figura 3.3.

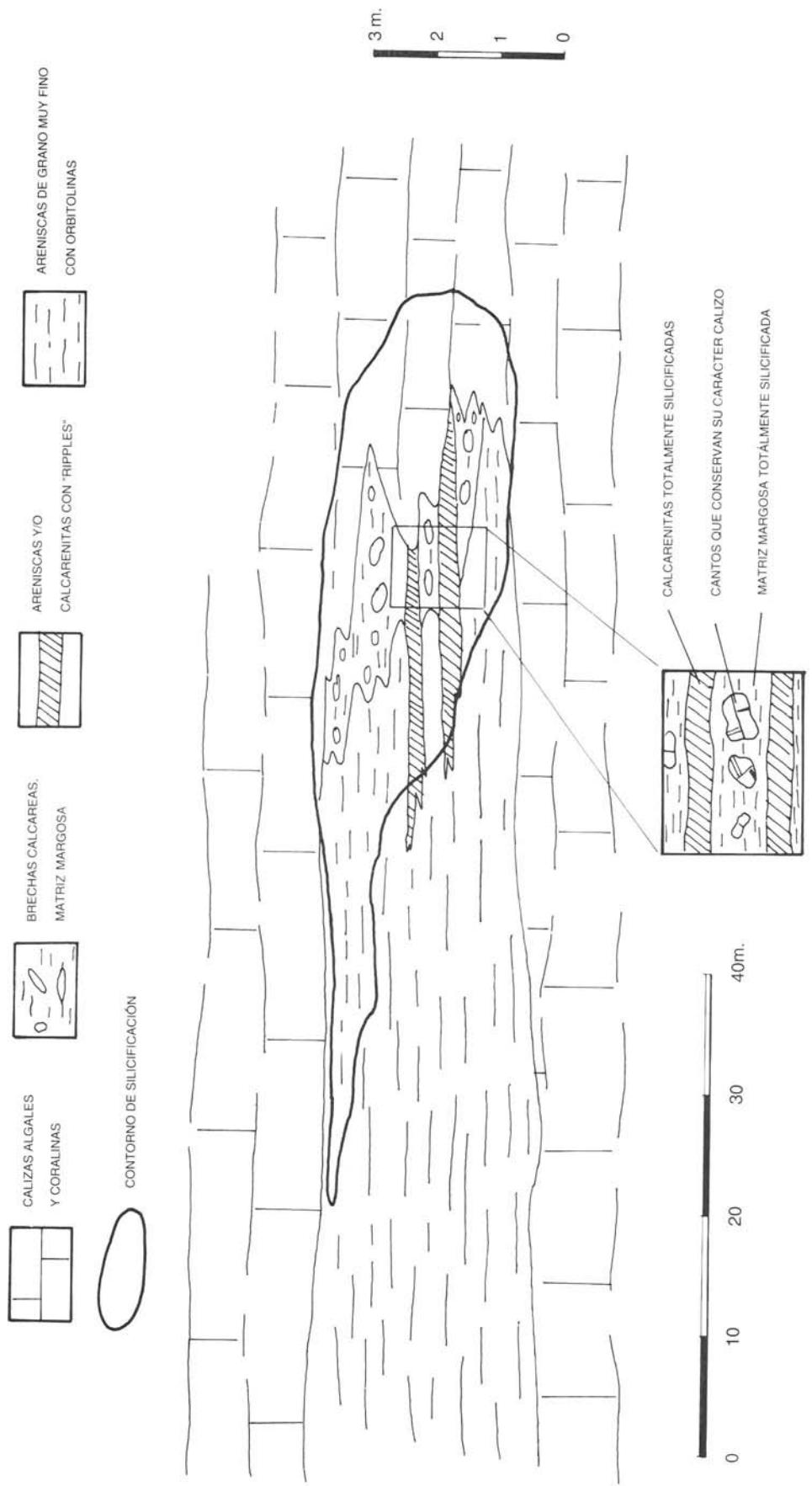


Figura 3.10.—Tránsito lateral de techo de las calizas de Crucelares a terrenos deltaicos de la formación Balmaseda. La silicificación afecta irregularmente a los diferentes materiales, según la textura y composición mineralógica.

inferior a base de Albiense inferior de los sectores de Alén y Karrantza). En un segundo episodio comenzó a establecerse una subsidencia diferencial más acusada creándose plataformas y cuencas locales según el esquema clásico de WILSON (1975), y escalones de batimetría creciente en general hacia el Sur. Finalmente, en una tercera etapa, la progradación de las facies destructivas se generalizó, desplomándose éstas por los taludes hacia las depresiones de Trucios y Karrantza. Todos

estos movimientos y basculamientos crearon en el área un relieve previo a la llegada de los terrígenos meridionales de la "formación Balmaseda". Este relieve se pone de manifiesto en las diferencias generales de facies y potencia en el Complejo Alboconomaniense y, a menor escala, en las relaciones de los terrígenos de prodelta y de plataforma terrígena - mareal con el techo de los edificios arrecifales en las áreas de Ranero o Crucelares.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista estructural, el cuadrante se sitúa al Oeste del dominio tectónico conocido como Arco Vasco, dentro de la llamada zona externa. Dicha zona es más o menos coincidente con la Unidad de Gorbea (figura 4.1). Esta amplia unidad, que se extiende al Sur del Anticlinorio de Bilbao abarcando en gran parte su flanco sur, se caracteriza por una relativa calma tectónica que contrasta con la tectónica compleja que domina en el núcleo del Anticlinorio.

La evolución tectónica que muestran las estructuras en el cuadrante de Trucios es la misma que a nivel regional caracteriza a la unidad. Desde las zonas más tectonizadas, situadas al Noreste y más próximas al anticlinorio, se pasa hacia el Suroeste a zonas externas y menos deformadas.

El **anticlinal de Ventoso** es una estructura que aflora limitadamente al Noreste de la zona de trabajo. Su eje lleva una dirección aproximada N 120° - 130° E y buza unos 30° hacia el Sureste. A escala regional, se articula con el anticlinal de Bilbao a través de un pliegue subparalelo conocido como **sinclinal de Sopuerta**. Tanto esta estructura como el cierre periclinal del anticlinal de Ventoso pueden reconocerse en el cuadrante contiguo de Santurtzi (figura 4.2).

En el cuadrante de Trucios el flanco norte del anticlinal de Ventoso está limitado tectónicamente al Norte por una falla subvertical N 130° E. Esta falla, presumiblemente de desgarre y con un probable desplazamiento lateral sinestoso, separa dicho flanco de una porción tectonizada y desplazada del cierre periclinal del sinclinal de Sopuerta.

En la zona axial se localiza otro accidente N 130° E, que cruza longitudinalmente la estructura. Esta falla axial se manifiesta como una estrecha franja tectónica constituida por varias fracturas subverticales que originan en su proximidad verticalizaciones locales de la serie. Asociados a este ámbito se reconocen rellenos hidrotermales de cuarzo y silicificaciones locales de la serie (Norte del pico Artacho). En su prolongación por el cuadrante de Santurtzi, la falla presenta unas características claras de desgarre con desplazamiento lateral sinestral, de algo más de un kilómetro.

Ya en el flanco sur, se desarrolla una red de fracturas N 130° - 150° E, entre las que destaca una falla de importancia regional conocida como **falla de Alén**. Es un accidente de trazado muy neto, de dirección aproximada N 130° E, que buza fuertemente al Sur. Puede reconocerse parcialmente en varios puntos del cuadrante. En la corta de Alén se presenta con

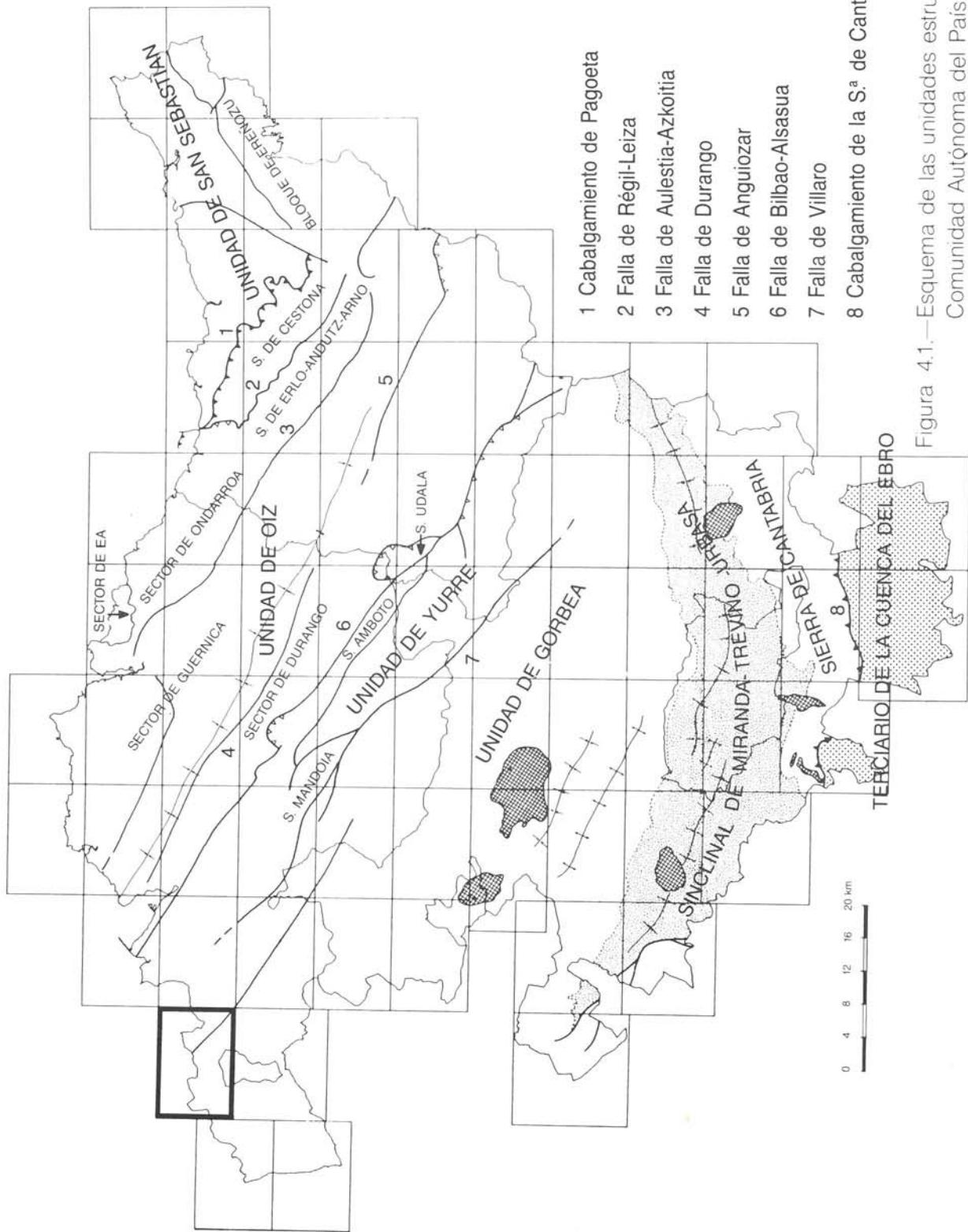


Figura 4.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

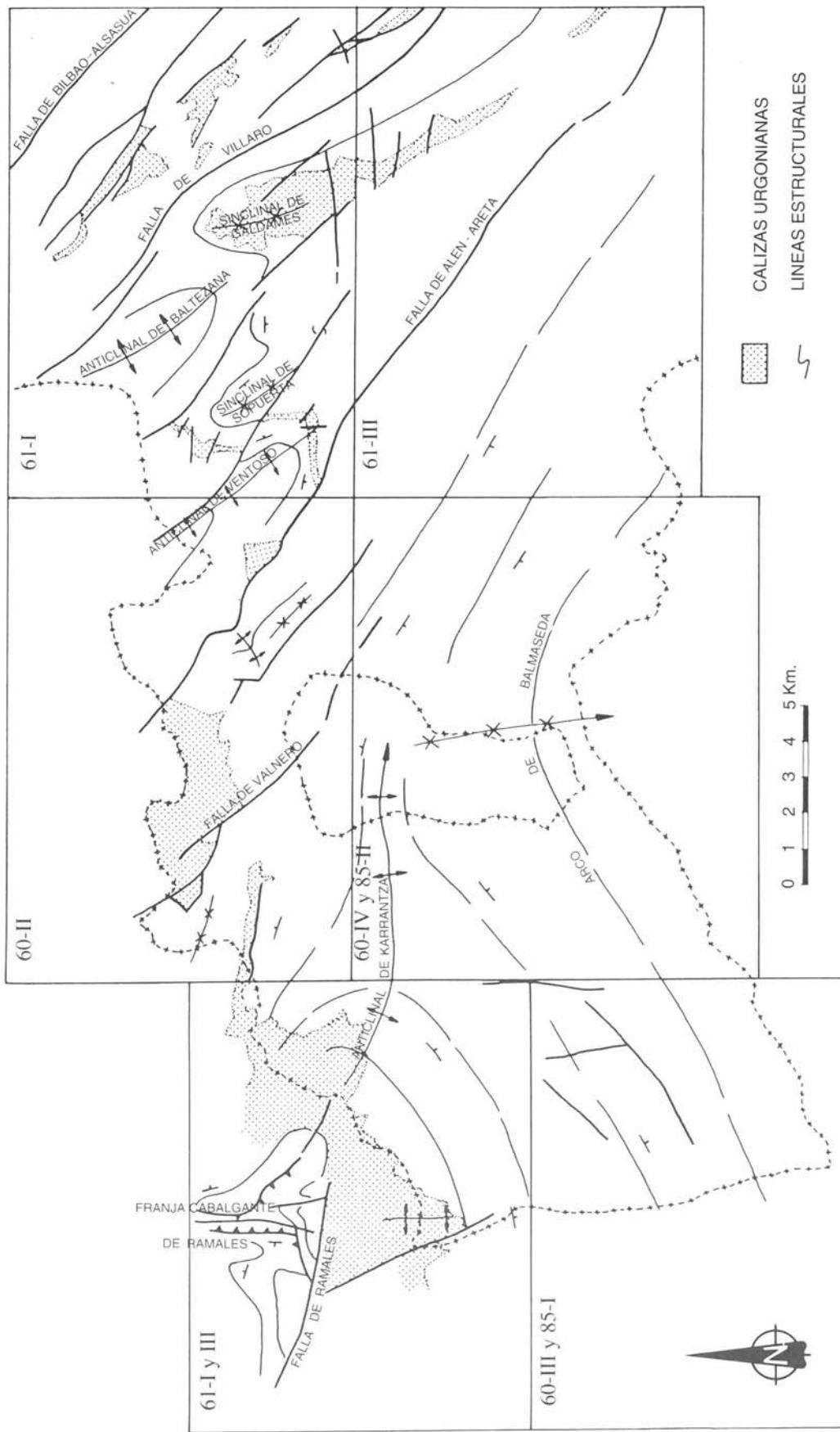


Figura 4.2—Esquema estructural del entorno del cuadrante

una brecha de falla de potencia métrica en la que se distinguen filones de cuarzo, de morfología tabular de dirección N 150° E y buzamiento al Sur. Origina además silicificaciones locales (algunas bastante extensas) en el labio norte. En la corta de Federico se muestra sin embargo como una fractura muy neta con ausencia de la banda de brechificación y sin silicificaciones. Más al Noroeste, a su paso por el barranco de Peñalba, origina suaves pliegues Este - Oeste en la formación Ereza. En esta zona, y a partir de su intersección con una falla oblicua N 150° E situada al Sur, cambia bruscamente de rumbo y se dispone en dirección aproximada Norte - Sur provocando verticalizaciones de la serie en su inmediata proximidad, y pliegues paralelos al Este del pico Hilar. En su prolongación hacia el Noroeste recupera de nuevo una dirección N 130° E, originando en la vertiente norte del pico Hilar pliegues oblicuos N 150° E en el labio norte y una esquistosidad, también N 150° E, en las margas del término 16 del labio sur.

A primera vista, la falla de Alén parece una falla normal, dado su buzamiento y edad relativa de los materiales que pone en contacto. Las características de las series y la variación de sus potencias inducen a sospechar que además se trata de una falla sinsedimentaria, cuya actuación condicionó, al menos durante un tiempo, la sedimentación de su entorno.

A escala regional, no obstante, esta falla presenta otras características. En su continuidad hacia el Sureste por el cuadrante de Güenes presenta un trazado muy neto y parece reconocerse cierto desplazamiento lateral. Ya en el cuadrante de Llodio, enlaza con la falla de Santa Lucía y se desdobra en una serie de accidentes, conocidos como "desgarres de Areta". A grandes rasgos, se comporta como una falla de desgarre con un desplazamiento lateral importante, de tipo dextroso. Así pues, la falla de Alén podría haberse originado como una falla sinsedimentaria, siendo reactivada con posterioridad como falla de desgarre.

A la vista de estas consideraciones, la franja tectónica delimitada al Norte de la falla de

Alén, y comprendida entre este accidente y el Anticlinorio de Bilbao, se manifiesta como un corredor caracterizado por la actividad de fallas de desgarre que individualizan bloques con movimientos relativos entre sí. Los esfuerzos tangenciales podrían ser a su vez la causa del desarrollo local, dentro de este corredor, de fallas normales Norte - Sur como las reconocidas en la mina de Alén y mina Federico, o de fallas Este - Oeste, como las desarrolladas en el cierre periclinal del anticlinal de Ventoso, que cortan y desplazan a las N 130° E (figura 4.3).

Al Suroeste de la falla de Alén (figura 4.4) se reconoce un conjunto de fallas normales, subparalelas o algo oblicuas a ésta, buzantes al Sur, que hunden bloques de forma escalonada en esa dirección. Algunas de estas pueden considerarse como fallas sinsedimentarias puesto que ejercen cierto control sobre la sedimentación. Esta actividad sinsedimentaria favoreció la individualización de pequeñas cuencas de geometría alargada en dirección N 130° E. Entre otras destaca la falla de Siete Puertas que buza unos 50° SO y presenta un salto cercano a 75 metros. Más al Suroeste, la falla de Trucios - alto de La Cárcel presenta un salto difícil de estimar y una evidente actividad sinsedimentaria. Al Suroeste de esta última se reconocen otras fallas de menor entidad que participan de esta dinámica hundiendo bloques en esa dirección. Al contrario que la falla de Alén, éstas no muestran evidencias de reactivación. Posiblemente jugaron un papel más bien pasivo durante la tectogénesis terciaria. La serie aquí se presenta con un buzamiento medio de 10° al Suroeste y tan sólo está afectada por un tenue plegamiento o más bien por suaves inflexiones más o menos paralelas al sistema de fallas (zona del alto de La Cárcel y barrios de Alisedo y Las Rivas). Solamente en la inmediata proximidad de las fallas se alcanzan buzamientos de 40 a 50° y muy localmente (cementerio de Trucios) se llega a 70 u 80°. En su prolongación hacia el Noroeste, algunas fallas parecen amortiguararse o bien desaparecer al intersectar con otra fractura de régimen

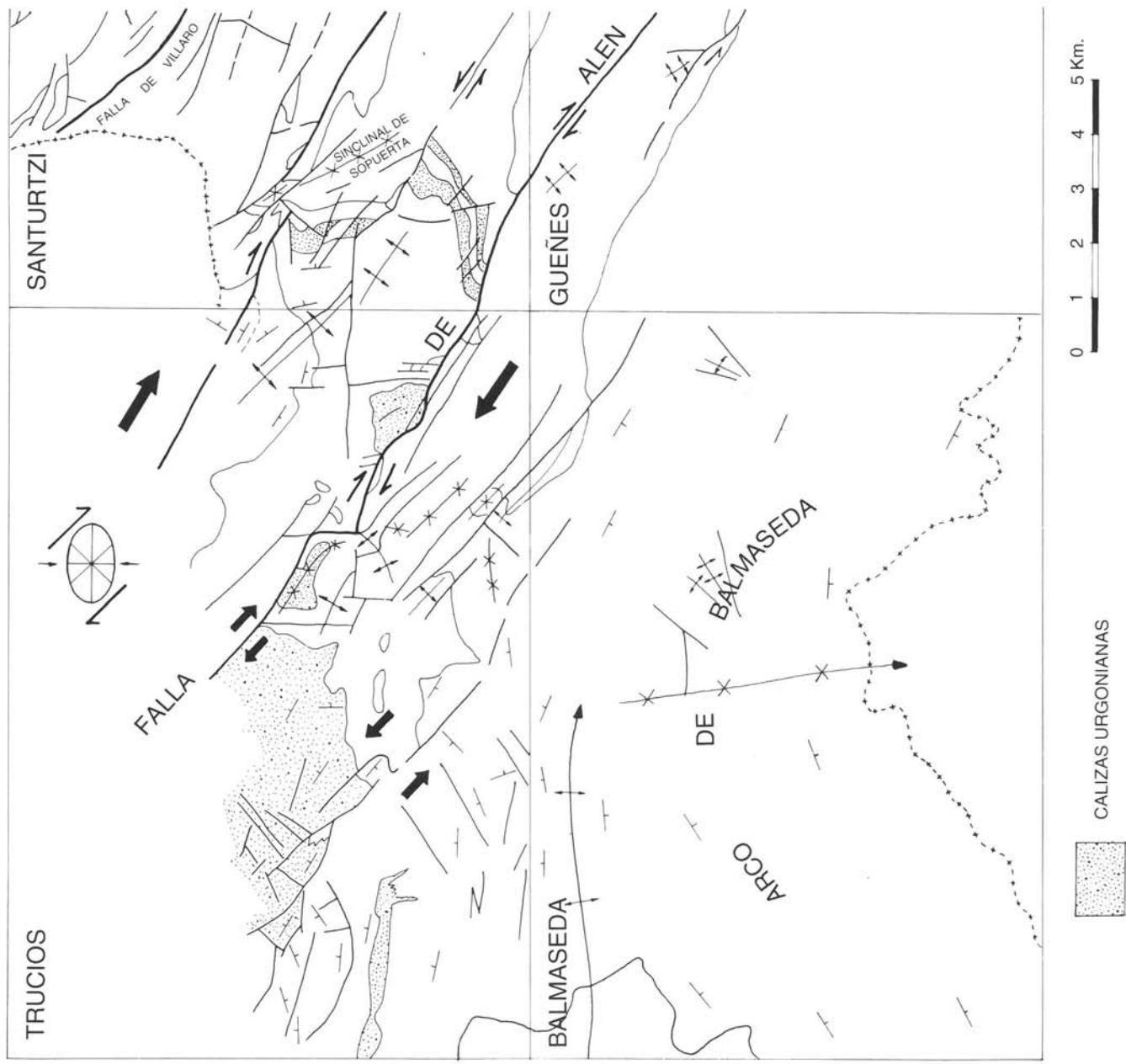


Figura 4.3.—Relación de las fallas N-S y E-O con las fallas principales de desgarre

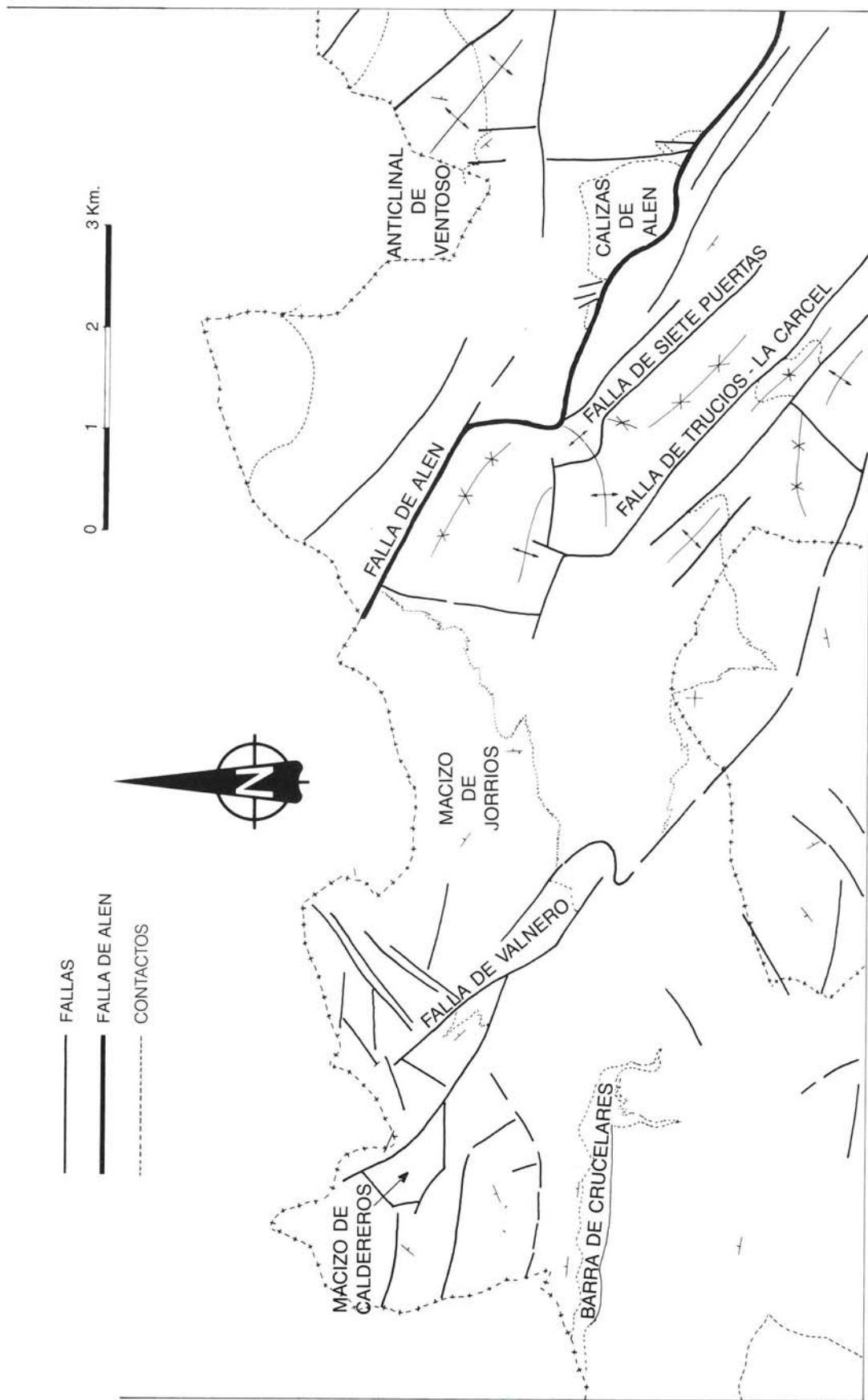


Figura 4.4.—Esquema tectónico del cuadrante de Trucios

distinto (probablemente compresiva) de dirección Este - Oeste. Se advierte además un giro en la traza de sus planos, que parecen disponerse en dirección Norte - Sur. Paralelamente se advierte también un giro en el rumbo de las capas, que pasan de direcciones N 130° E, más o menos coherentes con el anticlinal de Vento-so, a ser mucho más norteadas. Todas estas cuestiones podrían estar relacionadas con el desplazamiento lateral de la falla de Alén.

Al Suroeste, el sistema de fallas descrito da paso a una zona caracterizada por una menor complejidad tectónica. En este ámbito se localiza la **falla de Valnero**, que constituiría el último y más alejado accidente N 130° E y que a la vista de sus características de falla normal, de pequeño salto, parece participar de la misma dinámica sinsedimentaria hundiendo bloques hacia el Sur y condicionando la formación de pequeñas cuencas N 130° E. Al igual que la falla de Alén, podría haber sufrido una reactivación como falla de desgarre pero en cualquier caso su desplazamiento lateral sería pequeño.

-En el labio norte de la falla, y afectando al litosoma calizo, se desarrollan fracturas secundarias de escaso salto que parecen corresponder ya a dos sistemas distintos N 50° E y E-O. En el bloque hundido, las capas se disponen según direcciones aproximadas E - O y suaves buzamientos al Norte. Aquí los sistemas de fallas N 50° E, E - O se hacen más patentes y son claramente dominantes. Se manifiestan como fallas normales, buzantes al Norte y de poca entidad. Al Norte de Crucelares domina el sistema E - O y las fallas en general presentan un mayor salto.

A parte de una menor deformación, en esta zona se detecta además una notable y generalizada variación de las clásicas directrices estructurales N 130° E que dominan en la mitad nororiental del cuadrante. Esto es debido probablemente a la convergencia, en zonas cercanas situadas al Sur, de una amplia estructura

longitudinal conocida como **anticlinal de Karrantza**, con otras transversales de dirección N - S que provocan localmente el cambio de rumbo de la primera.

El **anticlinal de Karrantza** es una macroestructura suave, muy amplia, de ámbito regional, de dirección variable N 120° E, E - O, de geometría extraña y amplio cierre periclinal, cuyo flanco norte aflora ampliamente en el cuadrante de Trucios, ocupando más de la mitad suroccidental del mismo y coincidiendo más o menos con la zona poco deformada. Su eje principal, que se sigue en dirección N 110° E desde el cuadrante de Carranza, ya en el cuadrante contiguo de Balmaseda gira ligeramente y se amortigua en la convergencia con otra estructura muy laxa, normal a ella y de dirección N - S, conocida como **arco de Balmaseda** y que parece responsable de los cambios de dirección observados en el área.

Como se verá este no es un caso aislado de convergencia de estructuras longitudinales con otras transversales. En zonas más occidentales, alejadas del área de trabajo, se observan también algunos notables ejemplos.

El anticlinal de Karrantza, a escala regional, constituye la terminación y amortiguación oriental de la **falla de Ramales** y su banda de plegamiento asociada (figura 4.2). Estas estructuras de dirección aproximada N 110° E, E - O, que se prolongan a su vez hacia el Oeste hasta enlazar con un cabo o saliente del Macizo Paleozoico Asturiano, conocido como **“franja cabalgante de Cabuérniga”**, se consideran el reflejo de accidentes profundos de zócalo sobre materiales de cobertura (figura 4.5).

La falla de Ramales, en el área de Ramales - Gibaja, intersecta con un accidente N - S, probablemente de zócalo y de gran importancia regional, conocido como **“franja cabalgante de Ramales”**. Este se manifiesta como un accidente de desgarre, con salto en la vertical, que se continúa como una franja tectónica

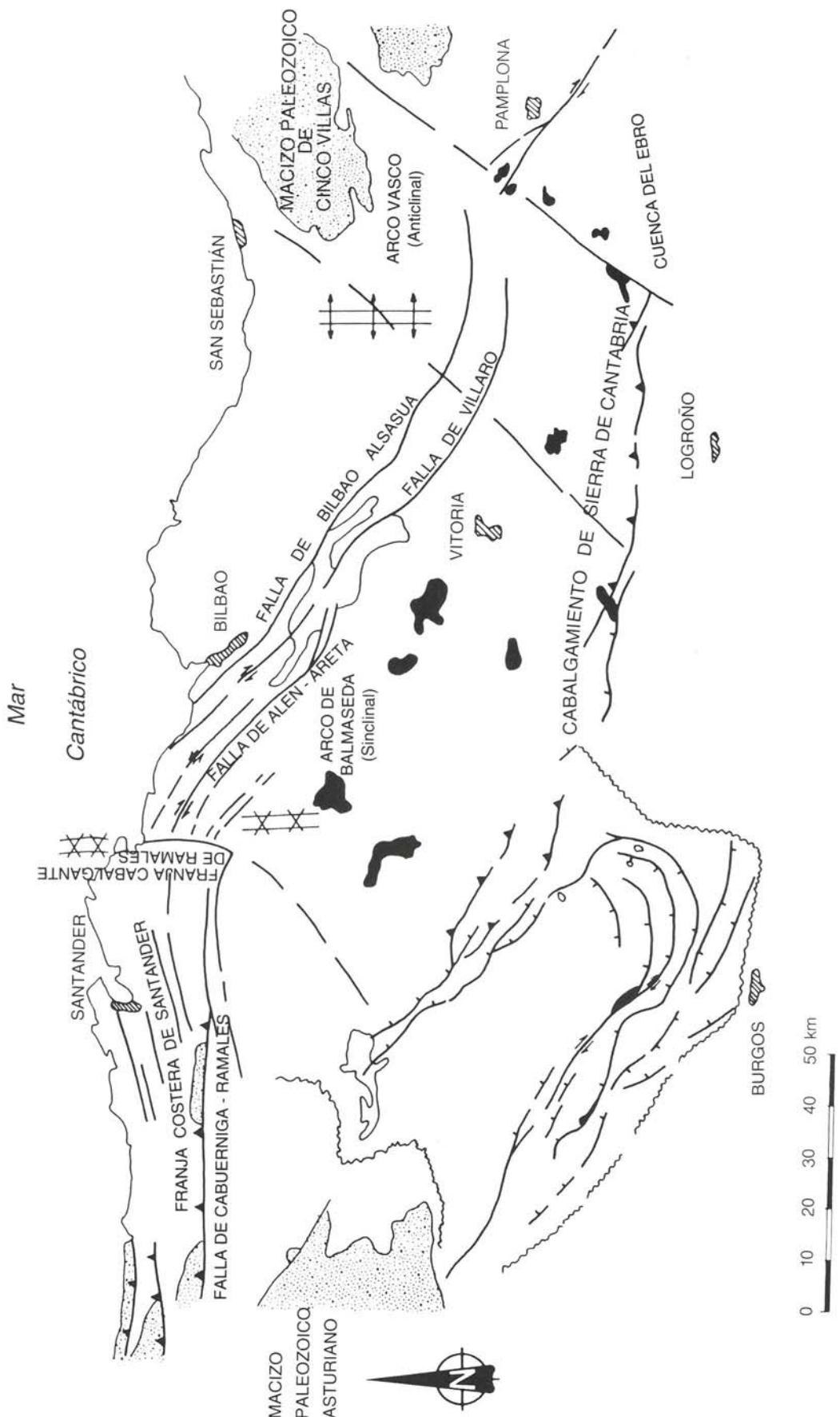
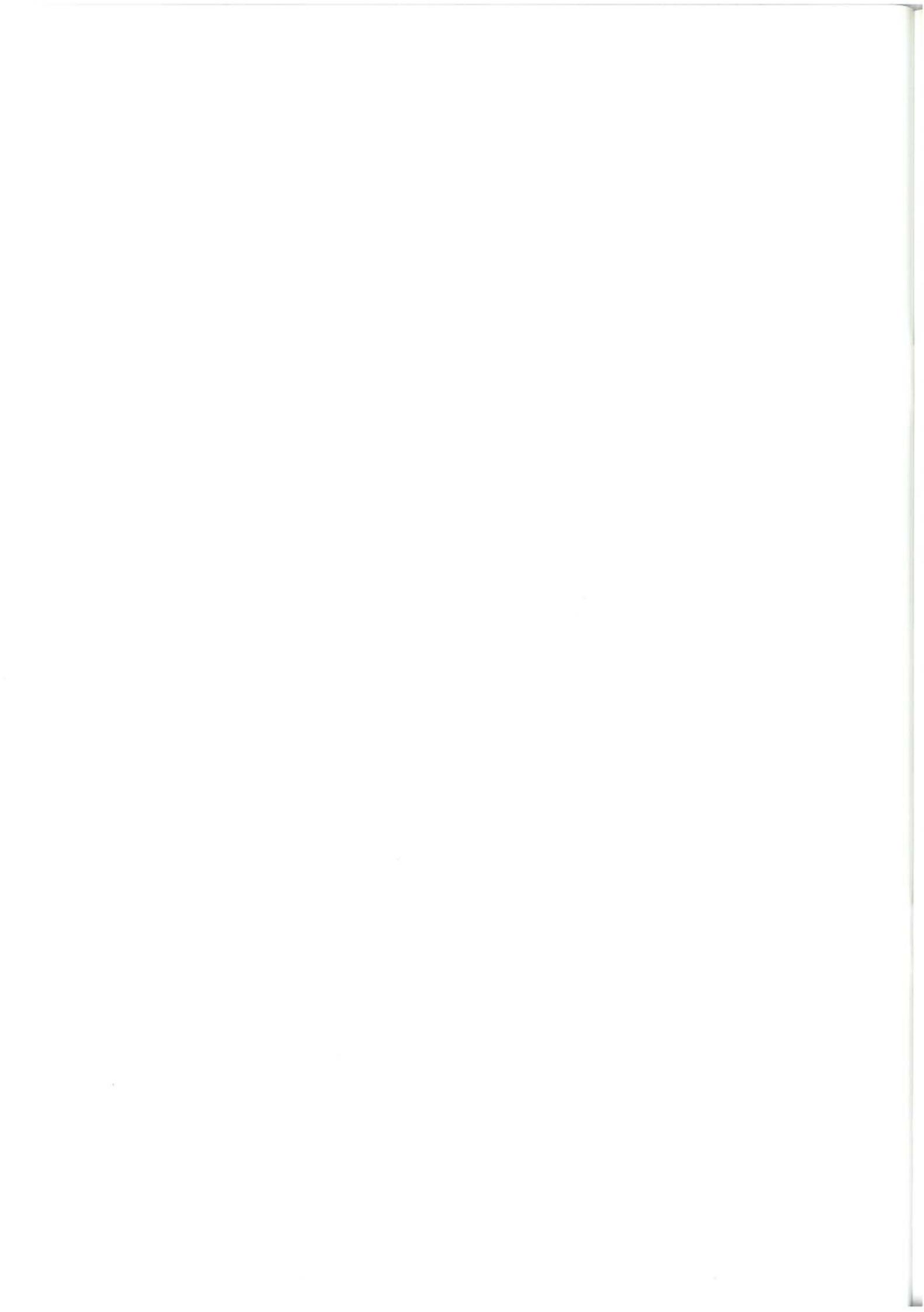


Figura 4.5.—Variación del rumbo de las estructuras longitudinales

desde Ramales y se prolonga hasta la zona de Colindres a través de distintos afloramientos triásicos. En este caso, las relaciones temporales de este accidente N - S con la falla de Ramales y su banda de plegamiento asociada, y en consecuencia con el anticlinal de Karrantza, no son tan claras. Ninguna de las dos parece que corte o desplace a la otra. Cabe también la posibilidad de que la franja cabalgante y la falla de Ramales no sean otra cosa que el mismo accidente, sólo que plegado. De cualquier modo se advierte que el anticlinal de Karrantza adopta una geometría domal en esta intersección.

Al Norte de dicha intersección, sin embargo, la franja cabalgante de Ramales

constituye el límite occidental de la unidad de Gorbea y del Arco Vasco. Articula además este dominio con la franja costera de Santander, pudiendo ser responsable de las notables variaciones del rumbo de las estructuras longitudinales en ambos dominios. Dicha variación configura a escala regional una virgación contraria al Arco Vasco, que bien podría considerarse como una estructura N - S similar al arco de Balmaseda anteriormente descrito. En realidad ambas virgaciones constituyen un par de pliegues (sinclinal y anticlinal) que parecen haberse formado como consecuencia de un acortamiento paralelo al eje de las estructuras longitudinales (figura 4.5).



BIBLIOGRAFIA

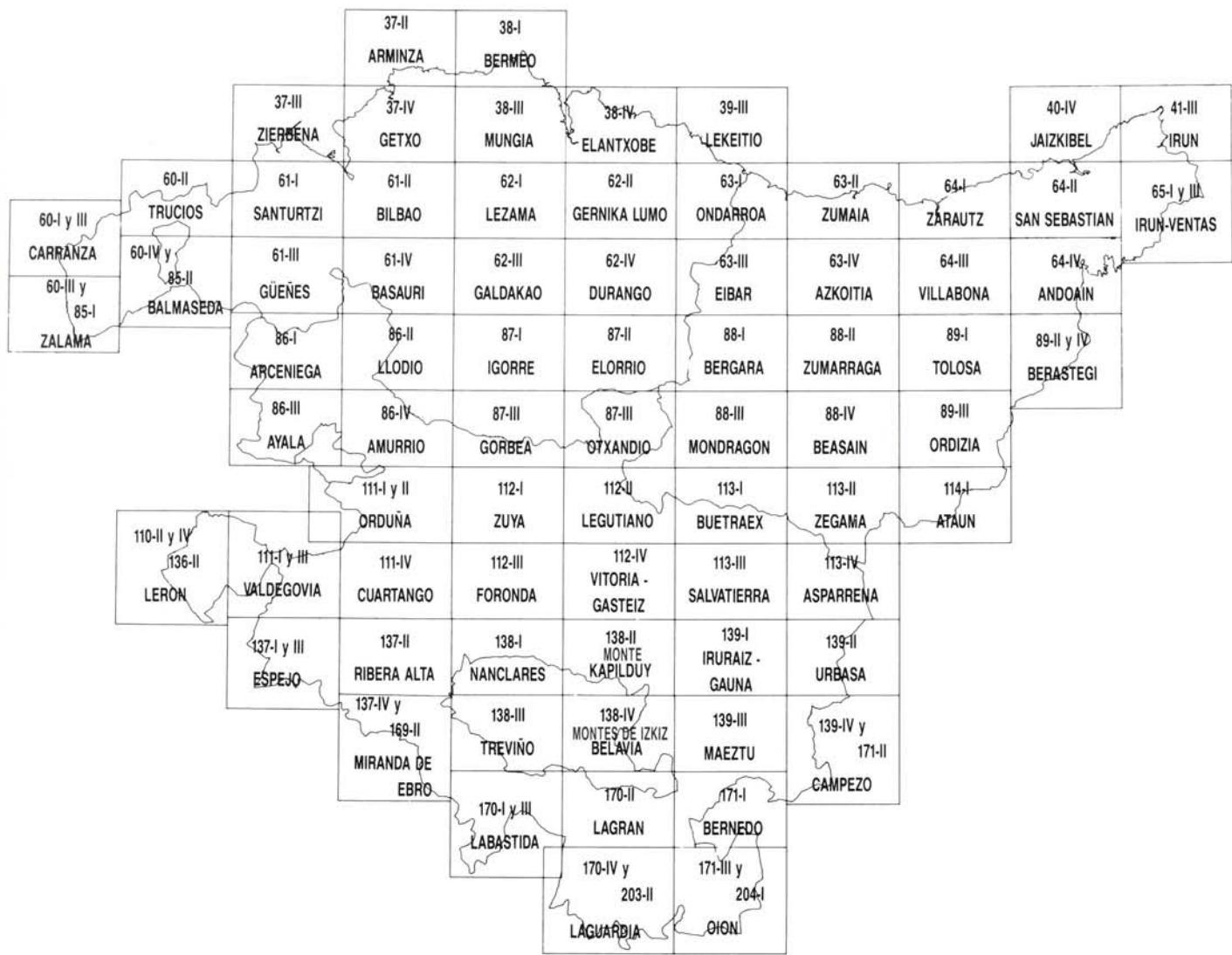
- ADAMS, A.E.; MCKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1984).—“Atlas of sedimentary rocks under the microscope”. *Logman*, 104 pp.
- AGUILAR TOMAS, J.M. (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albiense en la Cuenca Cantábrica”. Tesis Doctoral. *Estudios Geológicos* vol. XXXI pp. 1 - 213. Instituto “Lucas Mallada”. C.S.I.C. (España).
- ANTIGÜEDAD, I. et al. (1983).—“Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima (Vizcaya)”. Vol. *IGME*.
- APALATEGUI, O. et al. (1989).—“Consideraciones estructurales sobre el Pirineo Occidental y Medio”. *Bol. ITGE*. En prensa.
- BRASIER, M.D. (1979).—“Microfossils”. *Allen & Unwin*, London, 193 pp.
- CADEM - AYTO. CARRANZA (1985).—“Proyecto para la mejora del abastecimiento de agua a los núcleos urbanos de Carranza”. Síntesis geológica. Inédito.
- DEREGNACOURT, D. y BOILLOT, G. (1982).—“Structure géologique du Golfe de Gascogne”. Incluye “Carte structurale du Golfe de Gascogne á 1:2.400.000”. *Bull. du B.R.G.M.* (2) I.N. 3, pp. 149 - 178.
- EVE (1987) - “Investigación geológico - minera a escala 1:25.000 en las hojas de Bilbao y Algorta”. Inédito.
- EXMINESA - EVE (1991).—“Cartografía geológica del área de Ramales - Trucios - Soporta”. Inédito.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. (1986).—“El Complejo Urgoniano en el Sector Oriental del Anticlinorio de Bilbao”. *Tesis Doctoral*, 421 pp. Universidad del País Vasco.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MON-DEJAR, J. (1983).—“Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapírica (Duranguesado, Vizcaya)”. *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Mahón - Menorca, Sep. 1983.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MON-DEJAR, J. (1988).—“Sedimentation of a Lower Cretaceous (Aptian) coral mound complex, Zaraya Mountains, Northern Spain”. *Geol. Mag.* 126, (1989), pp. 423 - 434.
- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cenomanien des Pyrénées Basques aux Asturias. Essai d’analyse Stratigraphique”. (Tesis Doctoral). *Mémoires de la Société Géologique de*

- France. Paris (nouvelle série), Mémoire N. 108, fascic. 3, 343 pp.
- FEUILLÉE, P. (1970).—“Y-a-t'il des Flysch Pyrénéens?”. *Bull. Soc. Geol. France* N, pp. 603 - 611.
- FEUILLÉE, P. et RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo - Cantabriques”. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Tomo 2, VI - 1 a VI - 48.
- FEUILLÉE, P.; PASCAL, A. et RAT, P. (1971).—“Le système deltaïque de Valmaseda (Albién Supérieur - Cenomanien Inférieur)”. En “*Vue sur le Crétacé Basco - Cantabrique et Nord - Ibérique*”, pp. 117 - 122.
- FLÜGEL, E. (1982).—“Microfacies analysis of limestones”. *Springer - Verlag*, 633 pp.
- GARCIA GARMILLA, F. (1987).—“Las formaciones terrígenas del wealdense y del Aptiense inferior en los Anticlinorios de Bilbao y Ventoso (Vizcaya, Cantabria). Estratigrafía y Sedimentación”. *Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco*.
- GARCIA GARMILLA, F.; GARCIA PASCUAL, I. y ORTEGA BLANCO, R. (1983).—“Facies asociadas a la transgresión aptiense en el flanco S del anticlinorio de Bilbao”. *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Mahón, Menorca, Sept. - Oct. 1983, T2: “Sedimentación en medios de transición”, pp. 2 - 41 a 2 - 44.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“Successions paléogéographiques du Complexe Urgonien dans le SE de la Région Basco - Cantabrique (Nord de l'Espagne)”. *Géobios* n° 3, Lyon, pp. 71 - 78.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“El Complejo Urgoniano del Sur de Santander”. *Universidad del País Vasco. Facultad de Ciencias. Dpto. de Geología*, Lejona - Bilbao.
- Tesis Doctoral. Published University Microfilms International, 673 pp., 203 figs., 10 anexos.
- GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—“Estudio geológico del anticlinal de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. *KOBIE* n.º 12, pp. 101 - 137.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1981).—“El Jurásico superior y Cretácico inferior en la Región Vasco - Cantábrica (parte occidental)”. Libro de Jornadas de Campo. *Grupo Español del Mesozoico. PICG Mid Cretaceous Events*.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—“Región Vasco - Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general”. En: “*El Cretácico de España*”, *Univ. Complutense de Madrid*, pp. 145 - 160.
- GARCIA PASCUAL, I. (1981).—“Estudio geológico del Cretácico inferior en el anticlinal de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. *Tesis de Licenciatura, Universidad del País Vasco*. Inédito.
- GOMEZ, J.J. (1989).—“La cuenca de Lanestosa (Vizcaya). Distribución de facies en el subsuelo y mineralizaciones de Pb - Zn”. *XII Congreso Español de Sedimentología*.
- HERRERO, J.M. (1989).—“Las mineralizaciones de Zn, Pb, F en el sector Occidental de Vizcaya: mineralogía, geoquímica y metagenia”. *Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco*.
- IGME (1977).—“Memoria de la hoja 1:50.000 n.º 59. Villacarriedo”.
- IGME (1978).—“Memoria de la hoja 1:50.000 n.º 60 - Valmaseda”.
- IGME (1982).—“Inventario de indicios mineros y rocas industriales en el País Vasco”.

- IGME (1988).—“Memoria de la hoja 1:200.000 n.º 5 / 12 - Bermeo - Bilbao”.
- INGEMISA (1982).—“Síntesis geológica del País Vasco”. Inédito.
- JAMES, N.P. (1978).—“Facies models 10. Reefs”, *Geoscience Canada* vol. 5, n.º 1, pp. 16 - 26.
- JAMES, N.P. (1979).—“Shallowing - Upward sequences in Carbonates”. En *Facies Models*. Walker (1979) (ed.), pp. 109 - 121.
- JAMES, N.P. (1983).—“Chapter 8, Reef environments”. En Scholle et al. (eds.): “Carbonate depositional environments”. AAPG *Memoir* 33. Tulsa. Oklahoma.
- LEEDER, M.R. (1982).—“Sedimentology: process and product”. *Allen & Unwin*, 344 pp.
- MAGNIEZ, F. et RAT, P. (1972).—“Les foraminifères des formations à spongiaires et Tritychia dans l'Aptien - Albien cantabrique (Espagne)”. *Rev. Esp. Micropaleont.* Num. extr. XXX aniv. pp. 159 - 178.
- MITCHUM, R.M. et al. (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. (In: Payton CH.E. 1977; “Seismic stratigraphy applications to the hidrocarbon exploration”) Tulsa (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol. Geol.* pp. 53 - 62.
- MONTADERT, L. et al. (1973).—“L'histoire structurale du Golfe de Gascogne”. In: “*Histoire structurale du Golfe de Gascogne*”. T. III, Paris. Ed. Technip. p. VI-16-1, VI-16-18.
- OLIVÉ, A. et al. (1984).—“Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoriana en el sector oriental de la Cuenca Cantábrica”. *I Congreso Español de Geología*. Segovia 9 - 14 de Abril 1984. Tomo I, pp. 53 - 65.
- ORTEGA, R. (1983).—“El Cretácico inferior en la región minera de Bilbao entre los ríos Cadagua y Mercadillo”. *Tesis de Licenciatura, Universidad del País Vasco*.
- PARK, R.K. (1976).—“A note on the significance of lamination in stromatolites”. *Sedimentology* 23, pp. 379 - 393.
- PASCAL, A. (1985).—“Les Systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien - Albien) sur la marge nord - ibérique” *Mém. Géol. Univ. Dijon* 10. BRGM, Orléans, 569 pp.
- PEYBERNES, B. (1976).—“Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco espagnoles, entre la Garonne et la Mediterranée”. *Tesis Doctoral. Sciences Naturales*. Toulouse, 459 pp., 149 figs., XLII Pl.h.t. Imp. C.R.D.P.
- PUJALTE, V. (1977).—“El Complejo Purbeck - Weald de Santander: Estratigrafía y sedimentación”. *Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco*.
- PUJALTE, V. (1981).—“Sedimentary succession and paleoenvironments within a faultcontrolled basin: the “wealdien” of the Santander area, Northern Spain”. In: *Sedimentary Geology*, 28, pp. 293 - 325.
- PUJALTE, V. (1986).—“Análisis comparativo de las facies, sistemas deposicionales y contexto estratigráfico de la macrosecuencia Oxfordiense - Kimmeridgiense en el Sector de Aguilar de Campoo y de la macrosecuencia albocenomaniana en la transversal de Bilbao”.
- PUJALTE, V. y MONGE, S. (1985).—“A tide-dominated delta system in a rapidly subsiding basin: the middle Albian-lower Cenomanian Valmaseda Formation of the Basque - Cantabrian Region”. *6th. Europ. Reg. Mtg. Sedim. I.A.S., LLEIDA*. Abst. pp. 381 - 384.

- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico en el Norte de España (región Cantábrica)”. *Memoria IGME*, T. 73, pp. 1 - 357.
- RAT, P. (1959) (Tesis Doctoral).—“Les pays Crétacés Basco - Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*.
- RAT, P. et PASCAL, A. (1979).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios*. N. 3, pp. 385 - 399.
- READING, H.G. (editor) (1978).—“Sedimentary environments and facies”. *Blackwell*, 577 pp.
- ROBADOR MORENO, A. (1984).—“Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Guernica)”. *Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco*.
- SCHOLLE, BEBOUT & CLYDE (eds.) (1983).—“Carbonate depositional environments”. *AAPG Memoir* 33; Tulsa, Oklahoma, 703 pp.
- SERRANO, A. et al. (1989).—“Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cántabro - Navarro”. *Libro homenaje a Rafael Soler*, AGGEP, Madrid.
- VOORT, H.B. (1963).—“Zum Flyschproblem im den west Pyrenäen”. *Geologische Rundschau*. 53, pp. 220 - 233.
- WIEDMMAN, J. (1979).—“A geological itinerary through the Mid - Cretaceous of Vascogotic and Celtiberic Ranges (N. Spain)”. *Mid Cretaceous events. Field Meeting, Northern Spain*, Septembre, 1977.
- WILSON, J.L. (1975).—“Carbonate facies in geologic history”. Berlin. *Springer - Verlag*. 471 pp.
- WRIGHT, V.P. (1985).—“Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal”. En *Paleoalgology* (THOMEY, D.F.; NITECKI, M.H.; editores); pp. 330 - 341.

“DISTRIBUCION DE LAS HOJAS DEL MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO A ESCALA 1: 25.000”



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA