KOBIE®

CIENCIAS NATURALES



16

Bilbao, 1987

Bizkaiko Foru Aldundia * Diputación Foral de Vizcaya

KOBIE®

CIENCIAS NATURALES



16

Bilbao, 1987

Bizkaiko Foru Aldundia * Diputación Foral de Vizcaya

KOBIE

Bizkaiko Foru Aldundia - Diputación Foral de Vizcaya

ARGITARAZLEA - EDITOR

GRUPO ESPELEOLOGICO VIZCAINO
P.O. Box 53. BILBAO (Spain)

Fundatzailea - Fundador:

— Néstor de Goikoetxea y Gandiaga

Zuzendaria - Director:

— Ernesto Nolte y Aramburu
(Rgto. Prof. Period. n º 13. 257)

IZAZLARITZA KONTSEILUA - CONSEJO DE REDACCION

— Pedro Mª Castaños Ugarte
— Joaquín García Mondéjar
— Néstor de Goikoetxea y Gandiaga
— Juan Carlos Iturrondobeitia
— Ernesto Nolte y Aramburu

(Aldizkari honetako edozein artikuluren argitarapenak ez du suposatzen. Idazkaritza bat datorrenik beraren edukiarekin. Adierazitako eritziak heuren autoreen erantzunkizun osokoak izango dira).

(La inclusión de un artículo en esta revista no implica que la Redacción esté de acuerdo con el contenido de aquél. Las opiniones de los autores quedan de laexclusiva responsabilidad de los mismos).

Ez aldizkako argitarapena. Revista de carácter no periódico.

Depósito legal: BI-1340 - 1970
ISBN 0211 - 1942. Título clave: KOBIE
IMPRENTA: ESTUDIOS GRAFICOS ZURE, S.A. BILBAO

AURKIBIDEA
SUMARIO

Orrialdea
Página

EL COMPLEJO URGONIANO EN EL SECTOR ORIENTAL DEL ANTICLINORIO DE BILBAO
Por Pedro A. Fernández Mendiola 7

CONTRIBUCION A UN MEJOR CONOCIMIENTO DEL TRANSITO CREATACICO-TERCIARIO Y DEL PALEOCENO EN EL FLANCO NORTE DEL SINCLINORIO DE BIZKAIA MEDIANTE LOS FORAMINIFEROS PLANCTONICOS
Por Xabier Agirre, Xabier Orúe-Etxebarría y Andoni Arriola 185

NOTAS SOBRE LA FAUNA BRIOZOOLOGICA MARINA IBERICA. II. ESPECIES DE LA COSTA VASCA: ESTUDIO ZOOGEOGRAFICO
Por Juan Antonio Alvarez 215

ESTUDIO DE COMUNIDADES DE GASTEROPODOS EN VARIOS ECOSISTEMAS DEL PAIS VASCO
Por M. Ojea, A. Rallo y J.C. Iturrondobeitia 223

GASTEROPODOS EDAFICOS EN VARIOS ECOSISTEMAS DEL PAIS VASCO. ABUNDANCIA, DIVERSIDAD y MOTOMURA
Por M. Ojea, A. Rallo y J.C. Iturrondobeitia 245

TIPOLOGIA DE LAS COMUNIDADES DE VERTEBRADOS (PECES Y ANFIBIOS) DE LA RED HIDROGRAFICA DE VIZCAYA. I. ASOCIACIONES ENTRE ESPECIES Y DISTRIBUCION DE LAS CUENCAS FLUVIALES
Por Luis Docampo y Ana Rallo 257

TIPOLOGIA DE LAS COMUNIDADES DE VERTEBRADOS (PECES Y ANFIBIOS) DE LA RED FLUVIAL DE VIZCAYA. II. ZONACION DE CUENCAS, ESTRUCTURA TROFICA DE LAS ESTACIONES Y CORRELACIONES DE LAS ESPECIES CON LA ALTITUD, PENDIENTE Y TEMPERATURA
Por Luis Docampo y Ana Rallo 269

ESTUDIO DE LAS POBLACIONES DE TRITON PALMEADO, **TRITURUS HELVETICUS** (RAZOUMOWSKY, 1789), EN EL MACIZO DEL GORBEA Y EN LA ZONA MINERA DE LAS ENCARTACIONES (VIZCAYA). BIOMETRIA Y AUTOECOLOGIA.
Por Luis Docampo, Carlos Alberto del Campo y Eugenio Rico 293

RESULTADOS PROGRAMA ABRA: EQUINODERMOS
Por Iñaki Arteche Irueta 307

ESTUDIO DE DIVERSOS CARACTERES DE LA REGION BUCAL EN VIZCAYA Y GUIPUZCOA
Por E. Rebato 315

KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya
Nº XVI, 1987

"EL COMPLEJO URGONIANO EN EL SECTOR ORIENTAL DEL ANTICLINORIO DE BILBAO"

Por Pedro A. Fernández Mendiola (*)

"No son muy numerosos los terrenos de que se compone el suelo vizcaíno, pero sónlo en estremo los accidentes de su topografía, los cuales unidos a la falta de un buen mapa geográfico, hacen que sea no poco difícil su estudio.

Hay en él dos terrenos de sedimento, ó al menos dos partes de aquellos terrenos secundarios que han recibido los nombres de terreno liásico y de terreno de creta.

Compónense los terrenos liásicos en toda su extensión de bancos de calizas arcillosas más o menos compactas, más o menos cargadas de hojitas de mica, y que se asemejan muy poco escepto en el color, al terreno liásico del norte de Europa.

El terreno de creta ocupa cuasi toda la superficie de Vizcaya y designa aquellos terrenos comprendidos entre las formaciones oolíticas y los terrenos terciarios. La estratificación de este terreno está con frecuencia trastornada, bien sea por fallas numerosas, cuya causa no es posible reconocer, bien sea por los numerosos levantamientos ofíticos que se encuentran principalmente en la parte septentrional del señorío. A pesar de las dificultades que naturalmente resultan de este trastorno en la estratificación y que impiden o hacen incierta la superposición de capas, hé creido que para mayor claridad convenía dividir dicho terreno cretáceo en siete divisiones...

En "Reconocimiento geológico del señorío de Vizcaya".

D. CARLOS COLLETE (1848)

RESUMEN

En este trabajo se estudia el Cretácico inferior (Aptiense-Albiense medio) de los macizos de Gorbea, Duranguesado y Aitzgorri, abarcando parte de las provincias de Vizcaya, Guipúzcoa, Alava y Navarra.

Mediante estudios de campo (cartografía, organización estratigráfica y análisis de facies) y de laboratorio (microfacies), se han obtenido los siguientes resultados: elaboración de una cartografía geológica a escala 1:50.000. Establecimiento de un nuevo cuadro estratigráfico general. Delimitación de una variada gama de ambientes de sedimentación: desde transicionales hasta de cuenca intraplataforma, pasando por diversos de plataforma terrígena, carbonatada y talud arrecifal. Realización de seis mapas paleogeográficos válidos para todo el área de estudio. Diferenciación de tres secuencias sedimentarias mayores, originadas por episodios tectónicos y/o caídas relativas del nivel del mar. Y, finalmente, deducción de un paleoalto general de sedimentación, controlado tectónicamente (Aramotz-Gorbea-Aitzgorri) y limitado por los surcos mayores del sinclinorio de Vizcaya, Bilbao y Vitoria.

(*) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco - Apartado 644 - 48080 BILBAO.

ABSTRACT

In this work, the Lower Cretaceous (Aptian-Middle Albian) of the Gorbea, Duranguesado and Aitzgorri areas are studied; those include an important part of the Vizcaya, Guipuzcoa, Alava and Navarra provinces.

Using field (mapping, stratigraphy, facies analysis) and laboratory (microfacies) techniques, the following results have been obtained: a new geological map of the area at the scale 1:50.000. Accomplishment of a new general stratigraphic framework. Inference of a great variety of sedimentary environments: transitional, terrigenous platform, carbonate platform, carbonate slope and intraplatform basin, among others. Drawing of six paleogeographical maps valid for the studied area. Diferentiation of three major sedimentary sequences, caused by tectonic events and/or relative sea-level falls. And finally, deduction of a general paleohigh in the Bilbao anticlinorium area. The Aramotz-Gorbea-Aitzgorri high was tectonically controlled and appeared surrounded by the major throughs of the Biscay sinclinorium, Bilbao and Vitoria.

LABURPENA

Idazlan honetan Gorbea, Durangoalde eta Aitzgorri mazizoetako behekretazikoko materialeak (Aptian-erdiko Albiarra) aztertzen dira. Mazizook Bizkaia, Gipuzkoa, Araba eta Nafarroako lurraldeetatik hedatzen dira. Mendiko azterlanaren bidez (kartografia, eraketa estratigrafikoa eta fazie-analisia) eta laborategikoarenaz (mikrofazieak) ondoko ondorioak atera dira: 1:50.000 eskalako kartografia geologikoa burutzea; inguru estratigrafiko orokor berria ezartzea; sedimentaziogiro edo alde ezberdinak mugatzea, iraganaldeetatik plataformarteko arroetaraino, plataforma terrigeno, karbonatu eta ezponda errezifalekoetatik pasatuz; aztertutako lurralde osorako balio duten sei mapa paleogeografikoak burutzea; hiru sekuentzia sedimentario nagusi desberdintzea, jokabide tektonikoz edota itsas-mailaren beherapenaz sortuak, azkenez, Aramotz-Gorbea-Aitzgorri goikalde paleogeografiko orokorra ondorioztatu da, tektonikaz kontrolatua eta Bizkai, Bilbo eta Gazteizko arroetarioko hildo nagusiez mugatua.

1. INTRODUCCION

1.1. NATURALEZA Y OBJETIVOS DEL TRABAJO

El presente estudio se encuadra dentro de la línea de investigación que el grupo de Estratigrafía de la Universidad del País Vasco lleva a cabo en la región Vasco-Cantábrica.

Una sección de este colectivo se centra en el análisis de los materiales del complejo urgoniano (Aptiense-Albiense). Su director, el Dr. Joaquín GARCIA-MONDEJAR, auténtico "alma matter" de la misma, comenzó estos estudios en el área de Santander, culminados con la realización de su Tesis Doctoral: "El complejo urgoniano del Sur de Santander" (1979).

En los siguientes años y bajo su tutela se han ido extendiendo los análisis de dicho complejo, a otras áreas de la cuenca Vasco-Cantábrica. Fruto de los mismos han sido diversas publicaciones, tesinas de Licenciatura y comunicaciones a Congresos.

Este trabajo corresponde a la memoria de tesis doctoral defendida por el autor el 17 de diciembre de 1986 en el salón de Grados de la Facultad de Ciencias de la Universidad del País Vasco (Campus de Leioa).

La obra trata de cubrir uno de esos sectores insuficientemente conocidos. El complejo urgoniano del SE del Anticlinorio bilbaíno es tratado eminentemente, bajo una óptica estratigráfico-sedimentológica, con un énfasis marcado en el análisis de las facies carbonatadas del mismo.

Estos materiales son preferentemente de plataforma carbonatada somera, con gran abundancia de metazoos sedentarios (Rudistas) y muestran frecuentes cambios laterales a terrígenos asociados.

Entre los objetivos planteados en este trabajo cabrían reseñarse, en primer lugar, el establecimiento de una organización estratigráfica más precisa que la existente hasta el momento. Para este propósito, se contaba con una cartografía básicamente válida (RAT, 1959 y las hojas de la serie MAGNA); sin embargo, existía una clara conciencia de que podía y debía ser retocada y superada con el fin de que pudiera ser utilizada para efectuar reconstrucciones paleoambientales y paleogeográficas finas.

Tras la definición de las unidades litoestratigráficas, se planteó el análisis sedimentológico de esas facies en base a datos de campo, completados con el estudio de láminas delgadas, dedicando un especial énfasis al mejor conocimiento de las plataformas carbonatadas urgonianas y sus crecimientos arrecifales.

El objetivo final ha consistido en la reconstrucción de la evolución sedimentaria y paleogeográfica del área para el período considerado e integración de los datos obtenidos en el contexto regional.

1.2. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco al Dr. Joaquín GARCIA-MONDEJAR, Director de este trabajo, la ayuda prestada durante los cuatro años que ha durado este estudio, por su siempre atenta disposición, sus consejos y sugerencias, que han resultado decisivos de cara a la planificación, desarrollo y acabado de este trabajo.

Igualmente debo expresar mi gratitud a los miembros del Grupo de Estratigrafía: Dr. Sergio ROBLES, Dr. Victoriano PUJALTE, Patxi GARCIA y Txema BADILLO, por sus útiles consejos y discusiones llevadas a cabo en el laboratorio y en el campo.

Por otro lado, agradezco a mis otros compañeros de sección, las facilidades y consejos que me han ofrecido para la obtención de bibliografía, realización de fotografías de láminas delgadas, etc.; y en especial a Pedro Pablo GIL, e Imanol GAZTAMBIDE, por su elaboración de los trabajos de reproducción fotográfica.

Debo mucho al Profesor R. RCHROEDER, que me acogió en el Instituto de Paleontología de la Universidad de Frankfurt, y amablemente analizó mis láminas delgadas, a fin de determinar las especies de Orbitolínidos.

Expreso, asimismo, mi gratitud al Dr. Ricardo MARTINEZ de la Universidad Autónoma de Barcelona, quien ha clasificado y datado algunos ejemplares de Ammonites.

Estoy igualmente agradecido al Dr. Manuel GARCIA-HERNANDEZ, por su calurosa acogida durante mi estancia en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada; su experiencia en el análisis de microfacies de calizas resultó enriquecedora y valiosa.

Quiero destacar las facilidades que me han ofrecido diversas personas durante mis estancias de campo: mis amigos del hostal Goiko-Benta de Aránzazu; el padre Jesús AYO del Santuario de Urkiola; Dña. Paulina en Villarreal de Alava; Reyes, Bartolo, Luis, del refugio de Peru-Saroi en Oltza; la familia URIZAR en Mondragón; y finalmente, debo mostrar mi gratitud a D. Angel ALVAREZ, del grupo espeleológico de la Diputación Vizcaína por su atenta disposición respecto de la utilización del refugio de Gorbea en Zastegui.

Agradezco a Iñaki GARCIA, de Ingemisa, Investigaciones geológicas y mineras, S.A., los interesantes cambios de opinión mantenidos en diversas sesiones de campo.

La Diputación Foral del Vizcaya, mediante la concesión de una Beca para la realización de Tesis Doctorales durante el curso 1983-84, permitió que me costeara una parte considerable de los gastos en ese período, por lo cual expreso aquí mi gratitud.

Del mismo modo agradezco la colaboración de los Sres.: L.F. JANSA y R.C.L. WILSON, por los sugerentes intercambios de puntos de vista y consejos durante su visita a mi área de Tesis en la primavera de 1985.

Debo destacar el cuidado y la amabilidad de algunos compañeros en la realización de los trabajos que a continuación se detallan: Begoña BERNEDO que ha realizado la labor de mecanografiado, y Francisco DE LA CRUZ que se ha encargado de la realización de las láminas delgadas. Expreso igualmente mi gratitud a Guadalupe ALVAREZ que mecanografió una porción del texto y en especial a mi Madre por su destacada e incansable labor de mecanografiado y corrección de textos.

Finalmente, debo mucho a mis padres y hermanos, por su continuo apoyo moral y humano.

1.3. SITUACION GEOGRAFICA

La zona estudiada se encuentra en el norte de España, próxima a la frontera hispano-francesa, ocupando partes del sector SE de la provincia de Vizcaya, área septentrional de la provincia de Alava, cuadrante suroccidental de la provincia de Guipúzcoa, y una pequeña porción del área occidental de Navarra.

Se trata de una franja de terreno con forma de pentágono cuyos vértices (Fig. 1) corresponden, aproximadamente, con las siguientes localidades: Orozco (SO), Gopegui (S), Olazagutía (SE), Idiazábal (NE) y Lemona (NO).

Este área ocupa parte de las hojas del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000, números: 21-6 (86) LANDACO; 22-5 (62) DURANGO; 22-6 (87) ELORRIO; 22-7 (112) VITORIA; 23-6 (88) VERGARA y 23-7 (113) SALVATIERRA.

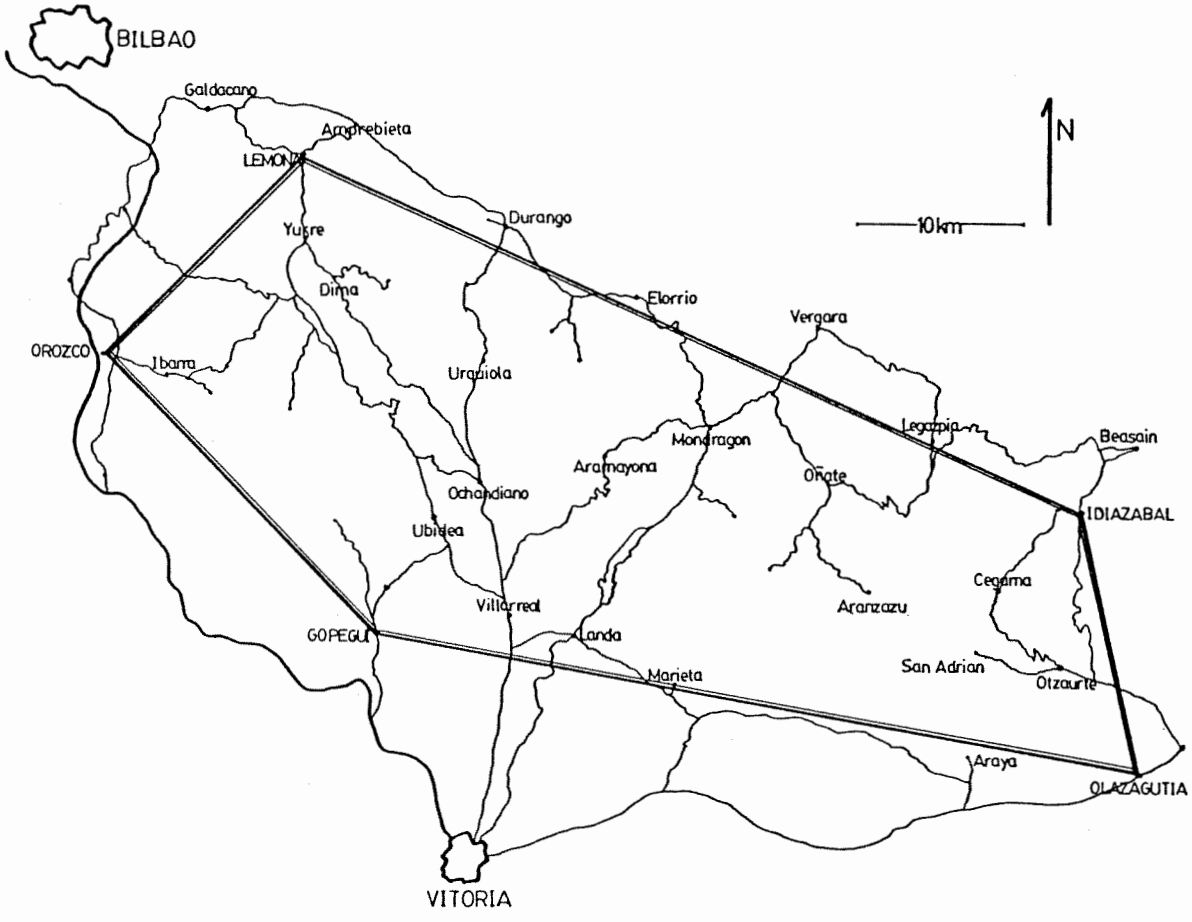


Fig. 1. Localización geográfica del área de estudio. Constituye un paralelogramo cuyos vértices son las localidades de Orozco, Gopegui, Olazagutia, Idiazábal y Lemona. Las líneas de trazado sinuoso fino corresponden a las principales carreteras del entorno. La línea de trazado sinuoso grueso representa la autopiesta Bilbao-Vitoria.

La región está situada entre la cadena Pirenaica al E y la Cordillera Cantábrica al O, y se engloba dentro del conjunto de relieves conocidos bajo la denominación de montañas vascas. Se trata de un país de orografía accidentada, en el que la erosión diferencial ha permitido el desarrollo de alineamientos montañosos cuyas alturas oscilan entre los 500 y 1.500 metros.

En el área de estudio es posible diferenciar tres grandes macizos o sierras (Fig. 2): macizo de Gorbea, montes del Duranguesado y macizo de Aitzgorri.

Algunos de los picos más significativos de dichos macizos son: Gorbea (1.481 m.), Lekanda (1.304) y Aitzgorrigain (1.090) en el macizo de Gorbea; Amboto (1.327), Aranguio (1.126), Uncillaitz (941), Mugarra (964), Arrietabaso (1.022) y Udalaitz (1.114) en el sector del Duranguesado; Kurutze-berri (1.108), Aitzgorri (1549) y Aratz (1.445), finalmente, en el macizo de Aitzgorri.

En el interior del área se encuentra la divisoria hidrográfica entre las vertientes cantábrica y mediterránea. La vertiente cantábrica u oceánica incluye una red fluvial de evolución rápida y altamente erosiva por la proximidad del nivel de base, que da lugar a cursos encajados en profundos valles. La vertiente mediterránea, por el contrario, se caracteriza por la relativa lejanía del nivel de base. Los cursos de agua son afluentes del Ebro y responsables de una actividad erosiva comparativamente más lenta y menos eficaz, en buena parte, además, debido a los valores inferiores de precipitaciones medias anuales en esta vertiente meridional.

La región se integra en la Europa templada (latitud próxima a 43° N), gozando por ello de un clima húmedo oceánico con temperaturas suaves todo el año (media anual 12° C) y precipitaciones mediales anuales de 1.500 mm; éstas se encuentran bien distribuidas estacionalmente, por lo que originan una extensa cobertera vegetal.

El número de núcleos de población es relativamente alto, en razón de la importancia de la industria en la zona. Así, en la provincia de Vizcaya destacan: Lemona, Yurre, Villaro, Ceánuri, Durango, Elorrio, Otxandiano, Orozco. En Guipúzcoa sobresalen: Mondragón, Oñate, Aretxabaleta, Eskoriaza, Segura y Cegama. Finalmente, en Alava son reseñables las poblaciones de Villarreal y Aramayona.

El acceso a la zona se ve facilitado por una amplia red de carreteras comarcales y locales, excepto en los núcleos de los tres macizos arriba citados que se mantienen inexpoliados. A este respecto es de destacar el sector de Gorbea, en el que se pro-

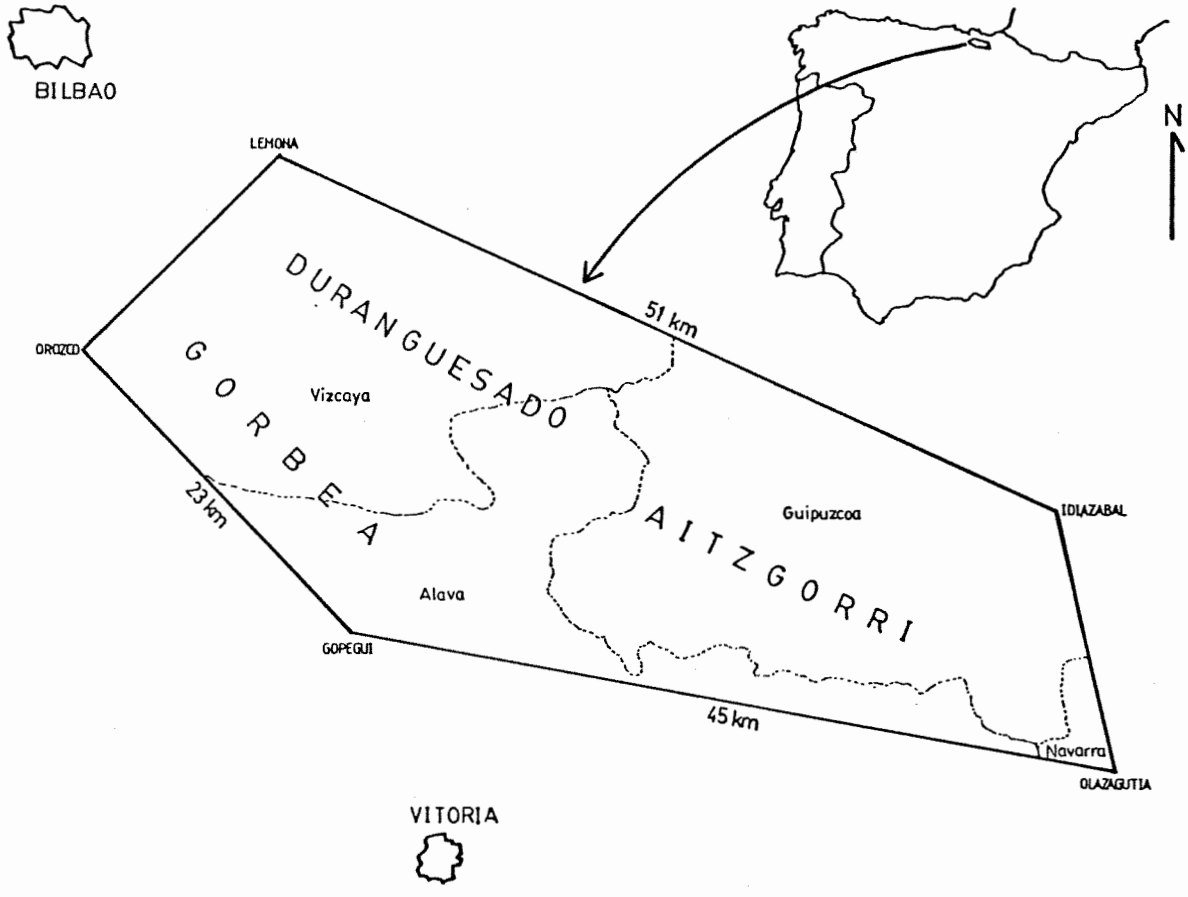


Fig. 2. Situación de los tres grandes dominios o macizos calizos principales dentro del área de estudio, e integración de ésta en el marco peninsular. Las líneas discontinuas representan límites provinciales.

yecta la creación de un área natural protegida, así como en ciertas áreas del macizo de Aitzgorri.

Los recursos naturales del subsuelo son abundantes. Se explotan especialmente las calizas urgonianas como materiales para la construcción (rocas ornamentales y cementos), en las canteras de Lemona, Mañaria, Atxarte, Udalaitz (Campanzar), Garagartza (Mondragón) y Goronaeta. Además se halla en activo la explotación de yacimientos de Pb-Zn de Mutiloa (mina La Troya), que encaja en calizas urgonianas aptienses.

Se han efectuado algunos sondeos de prospección de hidrocarburos en Zalduendo (Alava)-(Aitzgorri I), en el alto de Cruceta (Alava)-(Aramayona I), y en Castillo-Elejabeitia (Arratia I), con resultados negativos.

Los manantiales de aguas minero-medicinales afloran a menudo en zonas de importante fracturación; destacan en este sentido, las aguas sulfurosas de Elorrio, Aretxabaleta, Eskoriaza y Santa Agueda.

1.4. SITUACION GEOLOGICA

El área estudiada se localiza en el sector medio-oriental de la región Vasco-Cantábrica. Esta última se sitúa al Norte de España (Fig. 3) y se integra en el margen continental septentrional español.

Los límites de esta región son: al Norte, el Golfo de Vizcaya; al Este, los Pirineos (macizo de Cinco Villas); al Oeste, el macizo asturiano, y al Sur las cuencas terciarias del Ebro y Castilla la Vieja. En ella se engloban materiales depositados entre el Triásico y el Cretácico superior, bajo un régimen general distensivo de carácter pulsante, y otros del Cretácico tardío-Eoceno superior, depositados durante una fase compresiva (orogenia alpina), que precedió a la fase distensiva post-orogénica actualmente en vigor (GARCIA-MONDEJAR et al., 1985).

La región Vasco-Cantábrica está, pues, constituida mayoritariamente por rocas mesozoicas. El conjunto estudiado se engloba dentro del sistema Cretácico, que por su parte se caracteriza por el registro de potencias máximas del orden de 10.000 m. en razón de un tectonismo sinsedimentario importante, responsable a su vez de una extensa y variada gama de facies.

Siguiendo a RAT, P. (1959), la sucesión del Cretácico inferior se puede dividir en tres grandes conjuntos o complejos: Purbeck-Weald, Urgoniano y Supraurgoniano.

El presente trabajo estudia los materiales pertenecientes al segundo de estos complejos, en el sector SE del anticlinorio de

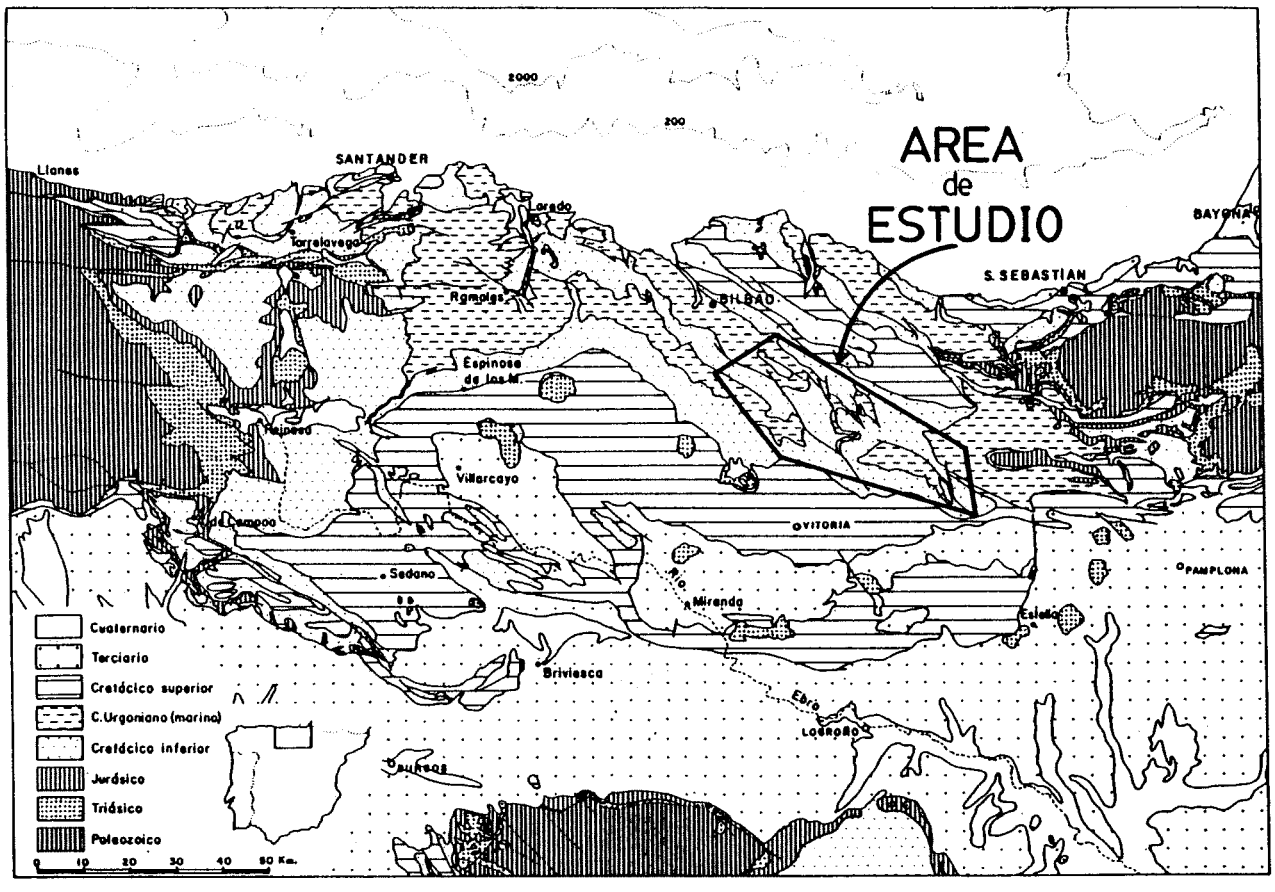


Fig. 3. Encuadre geológico del área de estudio en el contexto de la región vasco cantábrica: situación en posición centro oriental y localizada en el SE del anticlinorio de Bilbao.

Bilbao, abarcando los macizos montañosos de Gorbea, Aitzgorri y Duranguesado.

Estructuralmente, este sector pertenece al dominio del Arco Vasco, definido por FEUILLEE y RAT (1971).

La prolongación occidental de este arco está constituida por tres bandas subparalelas de materiales de orientación NO-SE: Anticlinorio Nord-vizcaíno, Sinclinorio de Vizcaya y Anticlinorio de Bilbao. Centrándose en este último, hay que destacar que en su parte meridional (SE) se halla subdividido en tres estructuras menores: Anticlinal de Bilbao, Sistema del Duranguesado -Aitzgorri y Sierra de Aralar. Las dos primeras son, precisamente, el objeto concreto de este estudio.

Los depósitos urgonianos vasco-cantábricos (Aptiense-Albiense inferior-medio) representan uno de los conjuntos sedimentarios mesozoicos más peculiares de la Península Ibérica y presentan una gran variedad de facies.

Mientras el paquete urgoniano terrígeno no difiere sustancialmente del resto del conjunto sedimentario terrígeno-somero mesozoico, las facies carbonatadas de plataforma dan lugar a espectaculares litosomos calizos que resaltan en un país extensamente cubierto por la vegetación.

Dichas facies representan un momento único de la historia evolutiva de la región Vasco-Cantábrica, con importantes cambios tectosedimentarios respecto a etapas anteriores, motivados por los fenómenos de apertura del Golfo de Vizcaya.

Aunque hubo un importante desarrollo de carbonatos posteriores, incluso con abundantes facies de Rudistas en el Cretácico superior, el estilo sedimentario del sistema arrecifal urgoniano no volvió a repetirse, y permanece como testimonio irrepetible de unas condiciones tectónicas y sedimentarias particulares en un tiempo determinado.

1.5. ANTECEDENTES

Los antecedentes bibliográficos referidos a los materiales urgonianos de nuestra zona son relativamente escasos. A continuación, se sumarizan los trabajos locales más importantes:

- COLLETE, en 1848, efectúa un reconocimiento geológico general sobre el Señorío de Vizcaya.
- ADAN DE YARZA, en 1884 y 1892, se refiere de forma muy somera, a las series cretácicas, realizando varios cortes en las provincias de Guipúzcoa y Vizcaya.
- RIOS, en 1954, en un estudio geológico de parte del País Vasco, ofrece varios cortes referidos a nuestra zona destacando los de: Dima-Gorbea, Legazpia-Sierra Aitzgorri-Arriola-Mañaria-Etxaguen y Amorebieta-Gorbea.
- RAT, en 1954, delinea la estructura entre el macizo de Gorbea y la llanura de Durango.

El mismo autor, en 1959, publica una memoria de Tesis que abarca la parte central de la región Vasco-Cantábrica, acompañada de una cartografía geológica 1:200.000, que han servido de base para muchos otros geólogos que posteriormente han analizado aspectos específicos de esta región. En este trabajo se tratan, de modo pionero e innovador en su tiempo, los grandes conjuntos sedimentarios (estratigrafía) y la sedimentología de los carbonatos urgonianos, destacando el enfoque de capítulos específicos como la precipitación físico-química, efectos climáticos y diagenéticos en la sedimentación carbonatada, análisis secuencial elemental, relaciones entre tectónica y sedimentación, etc.

Asimismo, se hacen referencias directas a problemas estratigráficos, sedimentológicos y estructurales de nuestra área de estudio, representando la más importante aproximación al estudio conjunto de los sectores del Duranguesado-Gorbea-Aitzgorri, realizada hasta el momento presente.

- KOPP, en 1964, ofrece diversos cortes geológicos recogiendo varias estructuras del anticlinorio de Bilbao.
- KORNPROBST, en 1970, se centra en el análisis del nudo estructural de Santa Agueda (E del Duranguesado). En el área circundante a dicha localidad, define las principales estructuras y trata finalmente de reconstruir la serie estratigráfica local.
- EL GRUPO ESPELEOLOGICO VIZCAINO, en 1971, ofrece dentro de un estudio general del Karst de Itxina (Gorbea) varios cortes geológicos de este macizo, así como una cartografía 1:30.000, realizados ambos por el centro de estudios hidrográficos del M.O.P.
- RAMIREZ DEL POZO, en 1971, realiza un extenso inventario estratigráfico en base al análisis de microfacies. En referencia a nuestra área, son particularmente interesantes los datos ofrecidos en los cortes de Aitzgorri SE (Guipúzcoa-Alava), Aramayona (Alava), Aranguio (Alava), Durango (Vizcaya), Gorbea (Vizcaya-Alava), Goronaeta-Hermua (Guipúzcoa-Alava) y Ubidea (Vizcaya), así como los de las muestras aisladas tomadas en Eskoriatza (Guipúzcoa) y Marieta (Alava). Se refiere en otro apartado a las principales biofacies en el contexto de la evolución paleogeográfica regional, deteniéndose en particular, en el estudio de las microfacies arrecifales, citando sus principales organismos constructores e incrustantes.
- GARCIA RODRIGO et al., en 1973, dentro de un amplio estudio geológico de la provincia de Alava, apoyándose en datos de sondeos de C.I.E.P. S.A. señalan que los sedimentos marinos del Gorbea (Aptiense-Albiense inferior) pasan lateralmente hacia el S y SO a facies de aguas dulces o salobres, presentando la zona de tránsito frecuentes indentaciones.
- RAT, en 1980, se refiere a las relaciones existentes entre los sistemas urgonianos y el paisaje guipuzcoano.
- GARCIA-MONDEJAR, en 1982, analiza el sistema Cretácico de la región Vasco-Cantábrica, en base a datos propios del área de Cantabria y bibliográficos del resto de la cuenca, ofreciendo, por vez primera, un cuadro de unidades litoestratigráficas del Aptiense-Albiense de dicha área, con referencia dentro del Arco Vasco al sector I o del anticlinorio de Bilbao. En dicho sector se distinguen ocho formaciones: Ereza, Ernaga, Galdames, Gorbea-Aramotz, Bilbao, Aitzgorri, Valmaseda y Eguino.
- ANTIGÜEDAD et al., en 1983, establecen interesantes coincidencias sobre la hipótesis de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima, en base a argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos.
- FERNANDEZ-MENDIOLA, en 1983, aborda en su Tesis de Licenciatura el estudio geológico del sector del Duranguesado, con especial referencia a la estratigrafía y sedimentología de los materiales urgonianos.
- FERNANDEZ MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR, en 1983, analizan la génesis de las construcciones carbonatadas del Duranguesado en relación con la existencia de un alto paleogeográfico con actividad diapírica.
- PASCAL, en 1983, se refiere a cuatro sistemas biosedimentarios para el urgoniano vasco-cantábrico y diferencia tres dominios paleogeográficos. En el dominio central integra, entre otras, las áreas de Durango y Aitzgorri; el conjunto es interpretado como perteneciente a una zona de bisagra, en la que se alcanzaron las máximas tasas de subsidencia.
- FERNANDEZ MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR, en 1984, proponen y describen características del alto paleogeográfico Aramotz-Aitzgorri, que durante el Albiense inferior, al menos, se encontraba limitado al NO por el gran surco del sinclinorio de Vizcaya.
- PASCAL, en 1984, en un trabajo de Tesis Doctoral dedicado a los sistemas biosedimentarios urgonianos de la margen NORD-IBERICA, analiza someramente las áreas de Gorbea-Duranguesado-Aitzgorri (p. 335-366), tratando de caracterizar los cuatro sistemas previamente definidos en el área de Castro Valnera (Santander).

El resultado de esta labor no aborda una organización general de la estratigrafía de nuestro área ni un examen sedimentológico individualizado de las diferentes unidades de la misma. La identificación de los referidos sistemas resulta, de igual modo, confusa, dada la falta de concreción de los caracteres definitorios que parecen descansar fundamentalmente en dataciones paleontológicas previas y atribuciones posteriores al sistema correspondiente en el tiempo. Aún así, niveles litoestratigráficamente equivalentes, aparecen englobados en sistemas diferentes.

- GARCIA GARMILLA et al., (1984 b) tratan de las transgresiones marinas aptienses en el flanco Sur del anticlinorio de Bilbao. En lo referente a nuestra área de estudio, ofrecen algunos cortes generales de la base del complejo urgoniano en el macizo de Gorbea (Unceta, Arilza, Guezala, Villaro, Ceánuri y Ubidea).
- FERNANDEZ MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR; en 1985, elaboran por vez primera un cuadro litoestratigráfico general del macizo de Aitzgorri, diferenciando un total de nueve formaciones; el estudio sedimentológico de las mismas posibilita el análisis de la evolución paleogeográfica del área.
- FERNANDEZ MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR, en 1985-86 presentan como complemento a su comunicación al sexto Congreso europeo de Sedimentología de Lérida, los principales elementos de la estratigrafía y evolución sedimentaria del urgoniano de la sierra de Aitzgorri.

Los mismos autores (en prensa, Acta Geológica Hispánica), sumarizan los principales rasgos estratigráfico-sedimentológicos, del macizo urgoniano de Gorbea, en un trabajo de ampliación de la comunicación oral presentada en el XI Congreso Nacional de Sedimentología de Barcelona (Septiembre-86) y definen el margen de plataforma de Itxina.

A todos los trabajos anteriores hay que añadir la información contenida en las hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, Plan Magna, nº 62 (Durango), 86 (Landaco), 87 (Elorrio), 88 (Vergara), 112 (Vitoria) y 113 (Salvatierra).

1.6. METODOLOGIA

Para la realización de este trabajo se han seguido una serie de métodos que se detallan a continuación:

En primer lugar hay que destacar los trabajos de campo, base fundamental de la obtención de información, planteamiento de hipótesis y resolución de problemas.

Se ha procedido a detallar y reformar las cartografías existentes de los materiales urgonianos aflorantes en el área, utilizando como base los fotogramas aéreos a escala aproximada 1:33.000 (1957) obtenidos en el Servicio Geográfico del Ejército español.

La relación de fotogramas abarcados es la siguiente:

W AST6 M ROLL 491 nº 50.056 a 50.061
W AST6 M ROLL 444 nº 45.074 a 45.078
W AST6 M ROLL 432 nº 44.035 a 44.045
W AST6 M ROLL 432 nº 43.947 a 43.958
W AST6 M ROLL 448 nº 45.557 a 45.572
W AST6 M ROLL 251 nº 25.082 a 25.095
W AST6 M ROLL 251 nº 24.970 a 24.978
W AST6 M ROLL 249 nº 24.827 a 24.832

La cartografía de estos 79 fotogramas se ha apoyado en gran medida sobre datos previos de:

RAT, P. (1959).- "Carte géologique des pays basco-cantabriques, entre St. Sebastien et Santander". Escala 1:200.000.

I.G.M.E.: Hojas geológicas a escala: 1:50.000, Serie MAGNA:

- Hoja nº 86 (Landaco) (1978).
- Hoja nº 62 (Durango) (1973).
- Hoja nº 87 (Elorrio) (1978).
- Hoja nº 112 (Vitoria) (1978).
- Hoja nº 88 (Vergara) (1975).
- Hoja nº 113 (Salvatierra) (1978).

Las modificaciones introducidas en estas hojas han sido más numerosas en sectores de particular interés, tales como Zaraya, Orkatzategui, Cruceta, Arlabán, Itxina, etc. Además de la cartografía topográfica incluida en las hojas anteriores se han consultado diversos mapas a fin de caracterizar toponímicamente algunos lugares de interés:

- Mapa topográfico del macizo de AIZKORRI (Zaraya, Elguea, Urkilla, Altzania, Aitzgorri, Aloña), elaborado por el grupo de espeleología de la Sociedad de Ciencias Aranzadi, a escala 1:25.000, en 1984.
- Artículo publicado en la revista KOBIE por el Grupo Espeleológico vizcaíno. Excma. Diputación de Vizcaya. "Observaciones preliminares sobre el macizo kárstico de Itxina". Kobie, nº 3, p. 9-56. 1971.
- Colección de mapas de travesía destinado a utilización preferente de montañeros, realizada por J. MALO ICIAR, a varias escalas y para los sectores de: Arlabán-Elguea–Zaraya, Aitzgorri, Aramotz-Eskubaratz, Altzania, Gorbea, Cuenca alta del Deba (de Udala a Kurutzeberri). 1978, 1979 y 1980.

Paralelamente a la elaboración cartográfica se han levantado columnas estratigráficas a lo largo del área, haciendo hincapié en la descripción de facies y secuencias a diversas escalas: se han seguido lateralmente los niveles que lo han permitido, con objeto de observar y caracterizar los cambios laterales de facies y la evolución general de la serie urgoniana.

La elección de los lugares de levantamiento de columnas se ha efectuado en base a su representatitividad y procurando cubrir todas las zonas clave, a pesar de las a menudo precarias condiciones de afloramiento.

Durante este trabajo se recogieron sistemáticamente muestras de rocas carbonatadas (calizas) y de algunas areniscas, para su estudio en el laboratorio.

Las campañas de campo se llevaron a cabo durante los años 1983, 1984, 1985 y 1986.

En segundo lugar, y paralelamente al análisis sobre el terreno, se siguieron los trabajos de laboratorio que han consistido en: Análisis de los datos estratigráfico-sedimentológicos obtenidos en el campo, con el fin de atribuir medios originales de sedimentación a las unidades distinguidas. Realización de gráficos explicativos para facilitar la comprensión del estudio. Estudio de láminas delgadas de las muestras carbonatadas, con el objetivo de definir de modo preciso la litología, destacar las diferencias entre unidades litoestratigráficas y obtener específicos datos de carácter sedimentológico. Paralelamente se estudiaron los restos fosilíferos presentes para su clasificación y en el caso de algunos Foraminíferos bentónicos, especialmente Orbitolínidos, para su utilización como marcadores cronoestratigráficos.

La última parte del trabajo ha consistido en la integración de todos los datos y obtención de unas conclusiones que se exponen y razonan en esta memoria.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. GENERALIDADES DEL COMPLEJO URGONIANO

El complejo urgoniano fue definido por RAT (1959) para englobar a un conjunto de materiales que se caracterizan por las calizas urgonianas (en esencia calizas con rudistas gravitando alrededor del género **Toucasia**), y que están encajados por un infrayacente constituido por formaciones de aguas dulces, salobres y marinas del Jurásico final-Cretácico inferior y por un suprayacente areniscoso, el complejo supraurgoniano del cretácico medio.

Las calizas urgonianas, según RAT, poseían un intervalo máximo de edad Aptiense-Albiense inferior. Según su concepto, el complejo urgoniano desaparecería lateralmente cuando lo hicieran las calizas que lo caracterizaban. RAT subdivide el complejo urgoniano en dos episodios de edificación urgoniana, separados por un recrudecimiento de la sedimentación terrígena.

GARCIA-MONDEJAR (1979), introduce algunas modificaciones al concepto original de complejo urgoniano, en base a sus estudios en el dominio peri-asturiano. Concretamente analiza los cambios de facies de las calizas urgonianas a formaciones terrígenas continentales equivalentes en edad, al Sur del área considerada; después ordena el complejo sobre la base de superficies de discontinuidad que definen ciclos, causados por pulsaciones tectónicas sinsedimentarias en este sector de borde de cuenca. El complejo vendría determinado por el conjunto de ciclos en los que aparecen calizas urgonianas; siendo esta ciclicidad difícil de identificar en otros puntos de la cuenca. Sin embargo, en áreas de sedimentación continua aparente, esos eventos deberían haberse reflejado mediante cambios litológicos bruscos, especialmente recrudecimientos en la sedimentación terrígena.

RAT y PASCAL (1979), analizan la evolución del concepto urgoniano, desde el "piso" hasta las "facies" y finalmente a los "sistemas biosedimentarios", que es el término que introducen para denominar la sedimentación carbonatada de una época (Cretácico inferior). Este fenómeno biosedimentario urgoniano se explicaría por una confluencia de condiciones biológicas, climáticas y tectónicas.

En 1982, los mismos autores precisan que estas formaciones carbonatadas (sistemas biosedimentarios) no eran arrecifales sino simplemente bancos, en los que se distinguen varias partes: la plataforma propiamente dicha, el margen distal y el margen proximal. En dichos bancos habrían abundado las calizas micríticas, y no se habrían originado bioconstrucciones excepto en áreas muy localizadas.

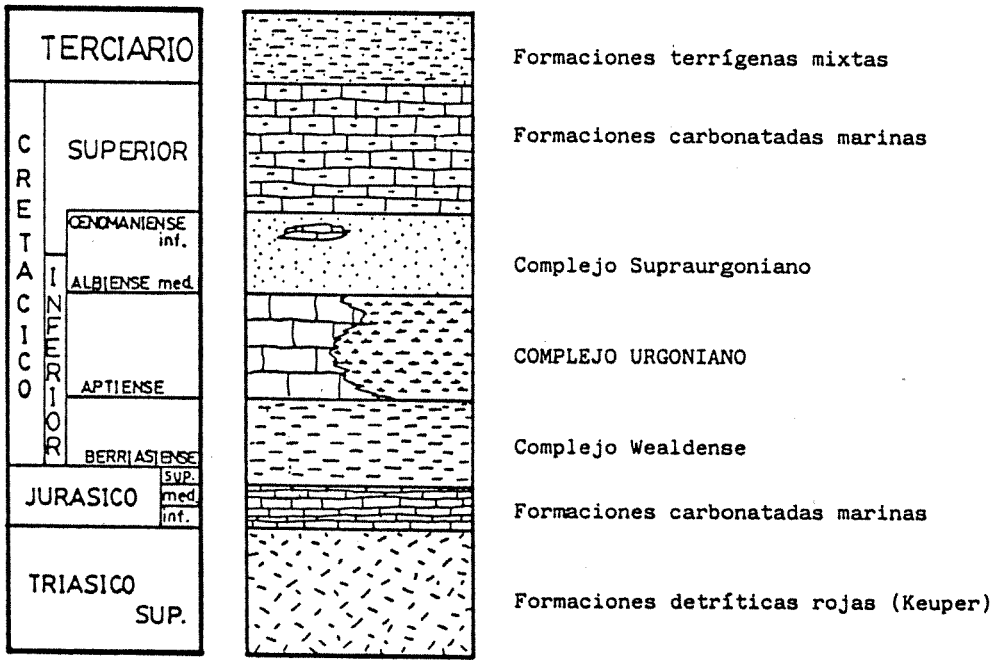


Fig. 4. Columna estratigráfica compuesta, esquemática de los materiales que afloran en el sector estudiado y áreas limítrofes. Sin escala.

El concepto de sistema biosedimentario, tras su definición por RAT y PASCAL (1979), representaba un término un tanto confuso, que fue concretado por PASCAL (1984) en términos de conjuntos particulares que integran parámetros sedimentarios diversos.

La generalización de cuatro sistemas biosedimentarios para la cuenca Vasco-Cantábrica es un intento de subdividir el complejo urgoniano en unidades que tratan de reflejar los cambios sedimentarios regionales más importantes. Si bien existen áreas de la cuenca en las que es posible reconocer e integrar estos cuatro grandes conjuntos (áreas de borde de cuenca como la región "clave", donde dichos conjuntos vienen a coincidir con los ciclos previos de GARCIA MONDEJAR), también es preciso señalar que hay otros sectores, como el área que nos ocupa al SE del anticlinorio de Bilbao, en donde dicho autor galo no esclarece los criterios que le sirven para reconocer sus 4 sistemas biosedimentarios ni tampoco donde sitúa los límites entre ellos.

GARCIA-MONDEJAR (1982), se refiere al complejo urgoniano como primera fase dominantemente carbonatada del Cretácico de la región y una de las más espectaculares de la Península Ibérica, cuyas potencias alcanzan los 4.000 m. en los sectores central y occidental, registrándose elevadas razones de acúmulo de hasta 250 mm/10^3 años. Otra característica importante sería la frecuencia de los dispositivos plataforma-banco carbonatado/cuenca, tanto a pequeña como a gran escala. Además, elabora por primera vez un esquema litoestratigráfico para el urgoniano de toda la cuenca, en base a datos previos, que aunque será modificado en el detalle, supone una labor pionera de síntesis, frente a la complicada repartición de facies existentes. Invoca asimismo la subsidencia diferencial por juego de bloques y el diapirismo como principales controles tectónicos en la sedimentación.

PASCAL (1983), se refiere a la tectogénesis y los sistemas biosedimentarios urgonianos de la región vasco-cantábrica, considerando su pertenencia al fenómeno urgoniano de Europa meridional. Los primeros depósitos del complejo urgoniano de la cuenca son terrígenos cuya edad no puede ser precisada con exactitud, si bien algunas algas calcáreas y flora polínica sugieren una edad barremiense, en tanto que los últimos niveles urgonianos son del Albiense superior a Vraconiense, según determinación a partir de las asociaciones de Orbitolínidos, Rudistas y Ammonites. Distingue tres dominios paleogeográficos: región occidental, región central y región NE. Efectúa precisiones sobre los sistemas biosedimentarios: cada sistema está definido por un estilo sedimentario y biótico, en respuesta a la tectónica y en menor medida a controles como las variaciones climáticas o el eustatismo. Diferencia cuatro sistemas biosedimentarios en la cuenca vasco-cantábrica y puntualiza que éstos están limitados por discontinuidades.

El mismo autor, en 1984, en un extenso trabajo de tesis doctoral, desglosa los 4 sistemas biosedimentarios urgonianos de la margen nord ibérica, anteriormente definidos. Estos conjuntos particulares integran facies, motivos sedimentarios, geoquímica, detritismo, clima y eustatismo a escala de la cuenca vasco-cantábrica, reflejando un acontecimiento regional que no coincide con el límite de un piso o subpiso.

Subdivide la cuenca en dos dominios:

a.- Región clave de Valnera-Ramales-Valmaseda.

b.- El resto, que incluye a las regiones occidental (al Oeste de Santander), meridional (alrededor del pantano del Ebro) y oriental (entre Bilbao y los Pirineos).

A su vez la región oriental es subdividida en dos zonas:

A.- Zona distal de Guernica-Maquina-Deva-Aizarna-Tolosa.

B.- Zona de bisagra de Gorbea-Duranguesado-Aitzgorri-Aralar.

Es precisamente sobre los tres primeros sectores de esta zona de "bisagra", sobre los que se centra la Tesis Doctoral aquí presentada.

GARCIA-MONDEJAR (en prensa, com. pers.), ofrece un nuevo enfoque descriptivo del complejo urgoniano del Arco Vasco, en base a sistemas deposicionales. Argumenta que el

gran número de formaciones definidas y por definir limita la posibilidad de diferenciar conjuntos de significado tectonosedimentario. FISHER y McGOWEN (1967), definieron los sistemas deposicionales como conjuntos tridimensionales de litofacies ligados genéticamente. Un sistema está constituido por una o varias unidades litoestratigráficas cuya diferenciación permite análisis ambientales dentro del marco del sistema.

De este modo caracteriza la estratigrafía del complejo urgoniano (Arco Vasco) en función de siete sistemas deposicionales:

- Plataforma terrígena de Ganekogorta.
- Plataforma carbonatada de Galdames.
- Plataforma terrígena de Nograro.
- Margen arrecifal de Gorbea.
- Plataforma-banco carbonatado de Aralar.
- Margen-barrera arrecifal de Guernica.
- Cuenca interarrecifal de Bilbao.

Estos sistemas responden a condicionantes tectonosedimentarios, tales como la estructuración en áreas de subsidencia diferencial o el emplazamiento y evolución de las zonas de alto, controlados ambos, posiblemente, por el zócalo profundo.

A continuación diferencia tres etapas importantes en el desarrollo sedimentario regional, con límites que suponen puntos de inflexión en la dinámica sedimentaria. En primer lugar, el sistema de plataforma de Ganekogorta representaría la etapa inicial de dominante terrígena. El sistema plataforma de Galdames (segunda etapa) supone un cambio cualitativo importante al reemplazar los carbonatos a los terrígenos y crearse los primeros dispositivos plataforma-cuenca. Finalmente, la tercera etapa está representada por varios sistemas: Nograro-Gorbea-Aralar-Guernica y Bilbao y se caracteriza por una complicación paleogeográfica por causas tectónicas, que acentuaron la subsidencia diferencial.

Los materiales en los que se basa esta memoria formarían parte de los sistemas de Ganekogorta, Galdames, Nograro y Bilbao, por un lado, y la totalidad del sistema de Gorbea, por otro.

Existe común acuerdo, por otro lado, en señalar que la sedimentación urgoniana tuvo lugar en una etapa general transgresiva ligada a la apertura del Golfo de Vizcaya. En efecto, de acuerdo con GARCIA-MONDEJAR et al. (1985), el complejo urgoniano en este sector de estudio, como en otras áreas de la Península ibérica, está incluido en una etapa corta de aceleración de subsidencia a escala de cratones y plataformas mundiales, en régimen tectónico generalmente distensivo y con marcada subsidencia diferencial de bloques. El marco general de sedimentación fue el de una cuenca epicratónica con áreas ligeramente positivas causadas por movimientos tectónicos sinsedimentarios. Se diferencian diversos ambientes sedimentarios: continental, plataforma terrígena, carbonatada, arrecifal de borde de plataforma, marino relativamente profundo, talud arrecifal, etc.

Los límites del complejo en el área de estudio corresponden, en su parte basal, a la primera transgresión aptiense, que en nuestro área de estudio fue en gran medida responsable del depósito de las unidades basales de Eniebe, Iñungane y Asuntzeta, aproximadamente equivalentes de la Fm. Ernaga.

El límite superior se ha establecido en el período de desaparición de las grandes masas de calizas urgonianas (Albiense inferior-medio) en este área. Se excluyen las calizas de la formación Eguino, que, de caracteres similares a las urgonianas ("Urgonoides" para FEUILLEE, 1967), representan una etapa de recurrencia muy localizada de la sedimentación carbonatada de plataforma, en el Albiense superior, controlada por actividad diapírica (REITNER, 1982). Por su mejor atribución al episodio sedimentario supraurgoniano del área, no serán objeto de análisis en el presente trabajo.

La litología es dominantemente carbonatada, aunque con gran importancia de los terrígenos. La variedad de tipos de roca es considerable, destacando las calizas con Rudistas como uno de los elementos más característicos del complejo. Los terrígenos más frecuentes son lutitas y areniscas, que reflejan influencias continentales de macizos emergidos (probablemente paleozoicos) adyacentes por el Sur. En áreas de surco son comunes los terrígenos finos de facies negras (lutitas) a los que acompañan margas, y brechas calizas de origen alóctono.

La determinación precisa de las edades de las diferentes unidades ha presentado numerosas dificultades. En primer lugar, la ausencia generalizada de fósiles datadores en muchas de las muestras de roca examinadas. En segundo término, la escasa resolución ofrecida por los foraminíferos bentónicos estudiados, principalmente Orbitolínidos, en la datación precisa de un lapso de tiempo de aproximadamente piso y medio (Aptiense- Albiense medio, 12 millones de años).

Por otro lado, las dificultades de correlación litoestratigráfica entre los tres macizos del área de estudio se han visto acentuadas por causas tectónicas o puramente geomorfológicas; en estos casos, ha sido imprescindible la correlación tiempo-estratigráfica, basada tanto en métodos paleontológicos como en el análisis de facies y las predicciones paleogeográficas. Se han hallado Ammonites en facies de "cuenca" de los tres sectores, en puntos que podríamos calificar de estratégicos:

- En la unidad de Iñungane (sector Duranguesado), aparecen abundantes ejemplares de **Deshayesites Deshayesi** CASEY, caracterizando el Aptiense inferior.
- En el sector de Gorbea, en la parte basal de la unidad de Eniebe aparecieron varios ejemplares de la misma especie, en tanto que en la unidad de Pagomakurre se ha podido determinar un ejemplar de **Cheloniceras**.
- RAT (1959) en su Tesis Doctoral, señala la presencia de un ejemplar de **Douvilleiceratidae** en un punto asimilable a la parte superior de la unidad de Pagomakurre, caracterizando el Aptiense superior.
- En el sector de Aitzgorri se ha recogido un ejemplar clasificado como **Douvilleiceras** sp. gr. **Douvilleiceras inaequinodum**, que fue descubierto en la parte superior de la unidad de Araoz. Este género ha datado dichas margas como del Albiense inferior.

Las dataciones mediante grandes foraminíferos bentónicos, principalmente Orbitolínidos, han sido realizadas por el autor, completándose con datos de RAMIREZ DEL POZO (1971) y PASCAL (1984), junto a las determinaciones amablemente efectuadas por GARCIA HERNANDEZ (Julio, 1984) y SCHROEDER (Febrero, 1986). En total se han examinado unas 400 secciones delgadas.

La inexistencia de acuerdo entre los diversos especialistas sobre la nomenclatura y biozonaciones de los Orbitolínidos ha dado lugar a la aparición de algunos problemas. En lo referente a la denominación de algunas especies, persiste la discrepancia entre la escuela francesa (MOULLADE, PEYBERNES, SAINT MARC, REY, 1978, 1985) y la alemana (SCHROEDER, 1979, 1985), resumida en la utilización de **Orbitolina (Mesorbitolina) minuta** DOUGLASS, por parte de la primera, en tanto que formas similares, son reconocidas como **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder. Por otro lado, SCHROEDER ilustra **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE, pero los autores franceses no reconocen esta especie y describen estas formas como pertenecientes a **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER. Nuestras abribuciones faunísticas relativas a estos foraminíferos, llevarán, pues, explicitadas ambas nomenclaturas.

En cuanto a la repartición estratigráfica de las distintas especies, y una vez tenidas en cuenta las diferencias arriba citadas, cabe destacar la coincidencia básica entre los intervalos abar-

cados por las principales especies (Fig. 5). Por un lado las ofrecidas por PEYBERNES (1976) en su trabajo de tesis doctoral del sector occidental de los Pirineos, en comparativa proximidad al área Vasco-Cantábrica, y que además fue contrastada con la aparición de Ammonites, y por otro los trabajos inéditos de SCHROEDER (com. pers.) puestos al día y basados en la amplia experiencia de este autor en facies urgonianas del SO de Europa. Este autor fue, por otro lado, el primero en establecer una biozonación para el urgoniano vasco-cantábrico (1963), que posteriormente sería básicamente utilizada por RAMIREZ DEL POZO (1971).

En resumen, las correlaciones efectuadas no se han basado únicamente en datos bioestratigráficos, sino que se ha recurrido a métodos de correlación litoestratigráfica, significado ambiental de las diversas formaciones y tendencias evolutivas secuenciales.

En lo relativo a las edades absolutas de los materiales abordados en el presente estudio, hay que precisar que son diferentes los límites ofrecidos según los diversos autores, para el intervalo Aptiense inferior al Albiense inferior-medio; así, VAN HINTE (1976) considera que los materiales de este período se habrían depositado entre -115 y -104 millones de años; por su parte ODIN et al. (1982) los atribuyen al intervalo comprendido entre -112 y -101 m.a. Y, finalmente, HARLAND et al. (1982) y KENT y GRADSTEIN (1985) lo sitúan entre -119 y -105 m.a.

En este capítulo se ha elaborado un cuadro litoestratigráfico general para los materiales del complejo urgoniano aflorantes en nuestra área de estudio con el fin de dar una idea global de la estratigrafía del área.

Teniendo en cuenta las características de afloramiento de los materiales referidos, se han diferenciado tres sectores:

1.- Macizo de Gorbea.

2.- Región del Duranguesado.

3.- Macizo de Aitzgorri.

En cada uno de ellos se han distinguido varias unidades litoestratigráficas: 8 en Gorbea, 8 en el Duranguesado y 10 en Aitzgorri. Las 26 unidades definidas son perfectamente cartografiables a escala 1:50.000, lo que hubiera permitido considerarlas como formaciones; sin embargo, siguiendo las ideas en boga de MIALL (1984) y otros autores, y dado que la definición de un número excesivo de formaciones podría desembocar en un caos terminológico, se ha optado por diferenciar en el presente estudio (de un área limitada de la cuenca), conjuntos rocosos individualizables que denominaremos con el término genérico de unidades; además, con el fin de facilitar la asociación de ideas del lector se emplearán asimismo los términos locales añadiéndoles como prefijo, la o las litologías predominantes. Así se hablará de "unidad de Araoz" o, igualmente, de "margas y calizas de Araoz", en espera de un conocimiento regional del ur-

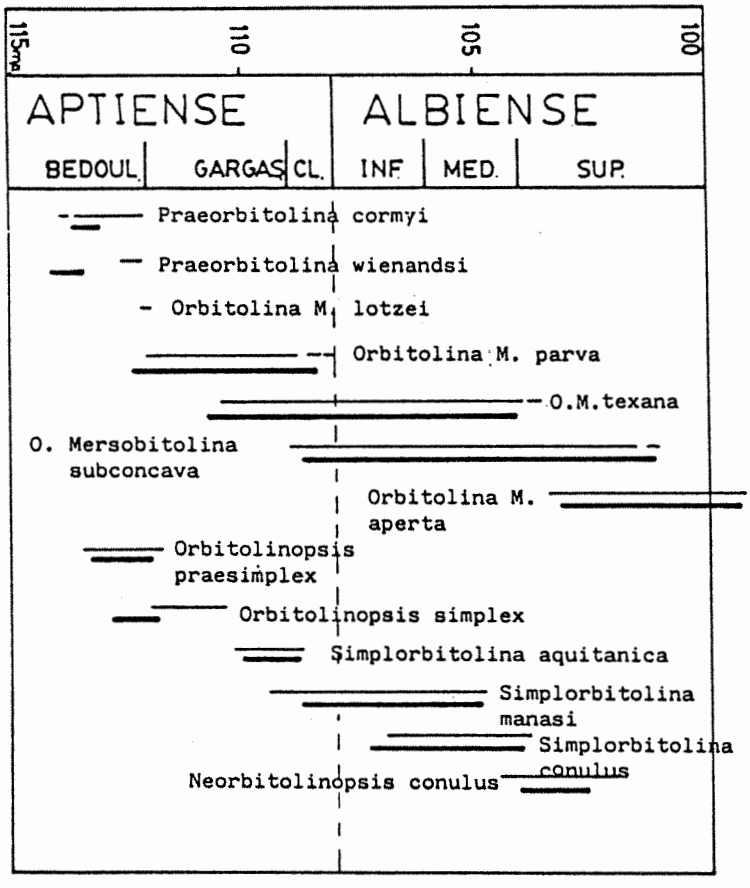


Fig. 5. Cuadro comparativo de repartición bioestratigráfica de las principales especies de orbitolínidos. Las líneas finas corresponden a una reciente recopilación del profesor Schroeder (comm. pers.) para el SO de Europa y son básicamente coincidentes con las líneas de trazos gruesos, relativos a las extensiones ofrecidas por el profesor Peybernes (1976) y válidas para el sector occidental de los Pirineos.

goniano de áreas vecinas más completo, que ofrezca una perspectiva de conjunto más amplia. Con ello se pretende paliar el frecuente problema que plantea la definición estratigráfica formal efectuada con anterioridad a un conocimiento global de la cuenca. Sin embargo, en los correspondientes apartados estratigráficos, referidos a cada una de las tres áreas en que se ha subdividido este estudio, se mencionarán aquellas unidades que por su carácter, poseen los atributos necesarios como para poder ser definidas formalmente en un futuro próximo, así como aquellas unidades que poseyendo caracteres litológicos similares y apareciendo en los tres macizos a la vez, pudieran en el futuro integrarse en una formación única.

Los importantes y frecuentes cambios laterales de facies del complejo han originado algunos problemas a la hora de la definición de unidades, dado que si ésta se lleva a cabo desde un punto de vista de estricta diferenciación litológica, se llegarían a considerar un número tal de unidades que harían el estudio inoperativo. Por ello, se ha adoptado una solución intermedia, considerando varios factores a la vez: practicabilidad cartográfica, aspectos genéticos de los materiales, etc., junto al prioritario elemento diferenciador litológico.

La caracterización sistemática de las diversas unidades se efectuará de acuerdo con su situación local en cada una de las tres áreas geográficas distinguidas, y se centrará, en rasgos generales, lito- bio- y cronoestratigráficos, dejando para el capítulo de Sedimentología el estudio sistemático de sus facies.

2.2. MACIZO DE GORBEA

En este sector se integran los materiales urgonianos aflorantes en torno al pico más elevado de la provincia de Vizcaya (Gorbea, 1.481 m.), entre Orozco y Villarreal de Alava; su límite nordoriental viene delimitado por la importante falla de Villaro y el suroccidental por el contacto con el Complejo supraurgoniano (RAT, 1959) o formación Valmaseda (GARCIA-MONDEJAR, 1982).

2.2.1. LUTITAS DE ENIEBE

Esta unidad está formada fundamentalmente por lutitas y margas, siendo margas arenosas, areniscas calcáreas y calizas, litologías accesorias; se caracteriza además por su relativa escasez en restos fósiles.

La unidad muestra un neto diacronismo basal y se apoya en contacto normal y gradacional sobre los materiales del complejo wealdense, carentes de fauna netamente marina. Sobre la unidad de Eniebe se apoyan las calizas de Zamburu, lateralmente discontinuas y que cambian de facies a terrígenos difícilmente distinguibles de los infrayacentes.

Esta unidad se extiende lateralmente a todo el área del macizo y presenta caracteres litológicos similares a las unidades de Iñungane y Asuntzeta en los sectores del Duranguesado y Aitzgorri, respectivamente, de modo que aunque en esta descriptiva se hayan diferenciado entre sí por el propio enfoque del trabajo, en el futuro quizás debieran considerarse las tres unidades englobadas en una única formación. ("Ernaga", GARCIA-MONDEJAR-1982).

El punto de óptima observación se sitúa en la carretera de Castillo-Elejabeitia a Orozco, en la vertiente septentrional del alto de Bikotz-gane; otros cortes de interés se pueden realizar: en la pista de Villaro-Pagomakurre, en el sendero de montaña que asciende desde la ermita de San Justo (Ceánuri) a Peña Zamburu; y siguiendo el cursos del río Undebe entre Ubidea y peña Arralde.

El espesor máximo calculado ronda los 550 metros.

Se observa asimismo, un enriquecimiento en carbonato desde los niveles basales a los superiores de la unidad.

GARCIA-GARMILLA et al. (1984a) diferencian, en la base del complejo urgoniano de la pista de Villaro, tres miembros con relativa buena continuidad lateral:

- M_1. Arcillas con Ostreidos, 350 m. de espesor máximo.
- M_2. Margocalizas con Orbitolinas, 200 m. de espesor.
- M_3. (Miembro Mendigane). 400 m. de espesor máximo (lutitas y areniscas).

Nuestro levantamiento cartográfico revela que este último miembro (M_3) se encuentra en tránsito lateral y/o por encima de la unidad de Zamburu, por lo que por una parte debe integrarse en la unidad superior de Arimekorta y por otra (tramo basal de M_3) hacerse equivalente lateral e integrarse en la unidad de calizas Zamburu.

La existencia de ejemplares de Orbitolínidos clasificados como **Palorbitolina lenticularis** BLUMENBACH y de **Choffatella decipiens** SCHLUMBERGER y varios restos de ammonites de la especie **Deshayesites deshayesi** d'ORB., nos permite atribuir una edad de Aptiense inferior a la unidad de Eniebe.

2.2.2. CALIZAS DE ZAMBURU

Se caracteriza esta unidad, por el predominio de las calizas micríticas que afloran a modo de parches, mostrando frecuentes cambios laterales de facies a areniscas, lutitas, margas y brechas calizas intraformacionales.

Las calizas son muy fosilíferas y contienen principalmente restos de rudistas y corales.

La unidad se extiende más allá de los límites del macizo. Aflora a modo de banda continua, a una altitud topográfica de 600-700 m., ligeramente buzante hacia el SO, entre la localidad de Ubidea y peña Unceta. Su distinción en la distancia se efectúa en base a la relativa buena continuidad de una serie de litosomos que jalonan la cuesta: Unceta, Aibelaga, Kerekoatxa-Atxebagui-Zamburu, Arralde, Sisquino-Ermita Sta. Lucía.

Se apoya sobre las lutitas de la unidad de Eniebe en contacto normal neto o gradual, y es a su vez coronada concordantemente por las lutitas de Arimekorta. Son varios los puntos de óptimo afloramiento de las calizas (Zamburu, Arralde, Atxebagui, etc.) en donde se ha calculado un espesor medio de 150 metros.

La presencia de ejemplares de **Iraquia simplex** HENSON, **Palorbitolina lenticularis** BLUM. y **Choffatella decipiens** SCHLUMB. en las calizas de esta unidad, así como la aparición de ejemplares de ammonites clasificados como pertenecientes al género **Parahoplites** (GARCIA-GARMILLA et al., 1984 a) en la base de la unidad suprayacente, nos permite atribuir una edad de parte alta del Aptiense inferior a las calizas de Zamburu.

Esta unidad posee atributos muy similares a los de las unidades de Errelletabaso (Duranguesado) y Katabera (Aitzgorri), así como con numerosos otros casos de parches calizos de similar edad en prácticamente toda la cuenca vasco-cantábrica. Es por esto que en futuros acondicionamientos estratigráficos formales, quizás debieran considerarse las tres unidades dentro de la formación Galdames, definida por GARCIA-MONDEJAR (1982).

2.2.3. LUTITAS DE ARIMEKORTA

Aparece constituida esencialmente por lutitas con algunos

niveles menores de areniscas y calizas, y por lo general es comparativamente pobre en restos fósiles.

Es eminentemente diacrónica en su parte superior, mostrando un cambio lateral a la unidad de Oketa, netamente más areniscosa. Se apoya según contacto normal sobre la unidad de Zamburu, y sobre ella reposan igualmente en contacto concordante las unidades de Pagomakurre e Ibarra.

La unidad únicamente se extiende en el área correspondiente al macizo de Gorbea, donde muestra una potencia máxima del orden de 165 metros.

Los puntos de óptima observación son escasos debido a la cobertera vegetal, pero destacaremos: la carretera de Villaro-Orozco en la vertiente meridional del puerto hasta las inmediaciones de Gallartu, la pista forestal de Villaro-Pagomakurre, la pista forestal de Arimekorta a Dulau, el corte del río Altube y, finalmente, la variante de Llodio.

La tendencia secuencial vertical refleja un grano-crecimiento hacia arriba, ya que son más frecuentes los niveles areniscosos en la parte superior y están casi totalmente ausentes en la base de la unidad.

En base a las dataciones realizadas por ammonites, con ejemplares de **Parahoplites** sp. (GARCIA-GARMILLA et al., 1984a) hallados en la pista de Villaro-Pagomakurre, y un ejemplar de **Ancyloceras (Adouliceras)** sp. (GARCIA-GARMILLA, comm. pers.), así como formas de **Cheloniceras** sp. encontradas personalmente en el corte de la variante de Llodio, y las referencias de COLLIGNON et al. (1979) que clasifican un ejemplar de **Cheloniceras gracile** CASEY en las arcillas situadas por encima de peña Arralde, se puede atribuir a estos materiales una edad de Aptiense superior, parte inferior.

Esta unidad comparte ciertos rasgos similares con las unidades de Tellamendi (Duranguesado) y Apotzakarta (Aitzgorri), abriéndose así la posibilidad de unificarlas en una sola en futuras definiciones formales de unidades.

2.2.4. LUTITAS, MARGAS, CALIZAS Y ARENISCAS DE PAGOMAKURRE

El criterio básico que nos ha permitido diferenciar esta unidad de la infrayacente, es la aparición de numerosos parches de calizas discontinuas dentro de una litología predominantemente lutítico-margosa.

Las calizas son micríticas o calcareníticas, generalmente fosilíferas y contienen abundantes rudistas y corales.

Esta unidad se apoya sobre las lutitas de Arimekorta, en contacto normal. Es coronada también según contacto concordante, pero diacrónicamente, por la unidad de Itxina (caliza), y muy localmente por la unidad de Ibarra (margosa).

Presenta una extensión lateral restringida al macizo de Gorbea y cambia lateralmente a materiales de las unidades de Oketa (SE), Ibarra (NO) e Itxina (SE). Posee un conjunto de atributos que permitirán su definición como unidad formal propia de este macizo.

El espesor medio de la unidad es de unos 300 metros, con valores inferiores en el sector SE.

Los puntos de óptima observación son sendas pistas que alcanzan la campa de Arraba desde las chabolas de Arimekorta y los refugios de Pagomakurre, respectivamente.

En base a las dataciones realizadas por foraminíferos bentónicos (Orbitolínidos): aparición de ejemplares de **Orbitolina (Mesorbitolina) parva** DOUGLASS, **Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT y **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER, sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder, se puede atribuir a esta unidad una edad de Aptiense superior a base del Albiense inferior.

2.2.5. CALIZAS DE ITXINA

Está constituida eminentemente por calizas micríticas con frecuentes estructuras arrecifales de tipo "Reef mound" sensu James (1978) y en menor cuantía por calizas margosas, margas, y areniscas. Las calizas son muy fosilíferas y contienen rudistas, corales y lamelibranquios **(Chondrodonta** sp.).

Se trata de una unidad fuertemente diacrónica, que aflora en una banda continua en altitudes topográficas que rondan el millar de metros; ligeramente buzante hacia el SO, constituye una especie de tabla calcárea blanca colgada, prominente y de extensión máxima aproximada de 11 Kms., sobre un fondo de materiales terrígenos finos.

Muestra importantes tránsitos de facies a terrígenos de unidades de Oketa (SE) e Ibarra-Orozco (NO), y únicamente se individualiza en el interior del macizo de Gorbea.

Se apoya sobre la unidad de Pagomakurre en contacto normal y neto aunque localmente puede hacerlo también sobre la unidad de Oketa. Aparece coronada por la unidad terrígena de Gorbea perteneciente al complejo supraurgoniano (Fm. Valmaseda). Muestra una potencia media de unos 300 metros y reúne los rasgos esenciales para una futura definición como unidad litoestratigráfica formal de validez local.

En el sector NO, se individualiza en su interior un miembro de composición netamente margosa (margas de Lexardi) geomorfológicamente caracterizado por la aparición de campas o prados de pasto en el interior de la cubeta kárstica de Itxina.

Los puntos de óptima observación se reparten por todo el macizo, destacando los cortes de: Iguiñiger (SE), Gorosteta (Centro) y Atxular-Aitzgorrigain (NO).

La identificación de las siguientes especies de foraminíferos bentónicos: **Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT, **Hensonina lenticularis** HENSON, en la parte inferior de la unidad, y **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al., y **Orbitolina (Mesorbitolina) aperta** ERMAN (forma primitiva), permite atribuir una edad de Albiense inferior a Albiense medio para esta unidad.

Es importante destacar que a diferencia de las precisiones de trabajos anteriores (RAT, 1959) que consideran la existencia de dos niveles calizos superiores (Itxina y Gorbea), separados por una intercalación terrígena (Ipergorta), nosotros hemos deducido la existencia de un solo nivel calizo superior. Este aparece repetido por el juego de dos fallas normales de orientación ONO-ESE que individualizan un pequeño graben en Ipergorta, en donde afloran areniscas que en realidad pertenecen al complejo supraurgoniano. La caracterización de este graben se ha efectuado controlando el buzamiento respectivo de los planos de falla que bordean el corredor de Ipergorta y que en ambos casos muestran asociadas brechas de falla de espesor métrico.

2.2.6. MARGAS DE IBARRA

Esta unidad consta fundamentalmente de margas y calizas margosas con escaso contenido fósil, y en menor cuantía, de brechas calizas (clastos de talla máxima hectométrica), calcarenitas y areniscas).

Aparece netamente individualizado, presentando límites inferior y superior que pueden ser trazados con relativa precisión. Se trata de un conjunto eminentemente margoso intercalado entre dos unidades (Arimekorta y Orozco) con dominio de las lutitas.

Representa en parte el tránsito lateral de la unidad caliza de Itxina y se extiende lateralmente hacia el NO fuera de los límites areales de este trabajo (sigue una banda NO-SE muy cubierta

por la vegetación, en las inmediaciones del valle del río Arnauri, desde el farallón calizo de Itxina en dirección a Orozco). Se le ha estimado una potencia media de 250 metros.

Muestra importantes variaciones intraunidad, especialmente en lo referente a la repartición y abundancia de los niveles de brechas calizas que disminuyen de espesor y se hacen más escasas de SE a NO.

No se han obtenido restos fósiles que permitieran datar esta unidad; sin embargo, como equivalente lateral de la parte inferior de la unidad de Itxina y en base a las dataciones disponibles tanto de ésta como de las unidades de Arimekorta y Orozco, ha sido posible atribuirle una edad de Albiense inferior.

2.2.7. LUTITAS DE OROZCO

Constituida eminentemente por lutitas, con intercalaciones ocasionales de areniscas, brechas calizas (centimétricas y métricas) y calizas micríticas.

Sus límites inferior y superior son concordantes; su base se apoya sobre las margas de Ibarra en contacto gradual y su techo viene representado por un nivel discontínuo de calizas micríticas con corales que se corta en las inmediaciones del caserío Olabarri en Orozco, en el kilómetro 25,800 de la carretera comarcal C-6210 que une las localidades de Llodio y Murguía. Este nivel calizo se ha cartografiado y se puede continuar hacia el SE, siendo litoestratigráficamente equivalente lateral de los términos más altos de la unidad caliza de Itxina. Por este motivo se ha tomado su techo como límite de unidad, por encima de la cual se encuentran los terrígenos más groseros de la unidad de Gorbea (complejo Supraurgoniano).

Representa el tránsito lateral de la parte superior de la unidad caliza de Itxina, y se extiende hacia el NO fuera de los límites de área de este trabajo.

Se ha medido un espesor mínimo de 800 m., en el área SE, aunque la unidad ve incrementado su espesor hacia Orozco (NO).

Uno de los rasgos más característicos de esta unidad se refiere a su tendencia secuencial de tipo negativo, ya que presenta un incremento progresivo en el número y potencia de bancos areniscosos intercalados entre lutitas.

Los restos faunísticos datadores recogidos en la barra caliza de techo de esta unidad: **Orbitolina (Mesorbitolina) aperta** (forma primitiva), así como su relación con la parte superior de la unidad de Itxina, de edad conocida, permiten atribuir a esta unidad la edad comprendida entre el Albiense inferior (parte alta) y base del Albiense medio.

2.2.8. LUTITAS Y ARENISCAS DE OKETA

Esta unidad está constituida esencialmente por areniscas y lutitas con proporciones menores de conglomerados de cantos de cuarzo y calizas arenosas. Es esencialmente azoica, reconociéndose sin embargo algunos restos carbonosos de materia vegetal en las lutitas, y fauna y flora bentónicas en las calizas. Como litología minoritaria cabe destacar la existencia de un pequeño yacimiento mineral de bauxitas que aflora muy deficientemente encajado entre lutitas y areniscas en la base de la unidad. (Landas de Soquetecuarre), unos 500 m. al Oeste del embalse de Oketa).

Aflora en las proximidades del embalse de Gorbea-txiki y es cortada por la carretera nacional-240, entre Ubidea y Villarreal de Alava.

Experimenta una neta reducción de espesores de NO (500 m. en Oketa) a apenas un centenar de metros en la vertical de la carretera antes mencionada.

Representa el equivalente lateral de las unidades de Arimekorta, Pagomakurre e Itxina; se apoya según contacto normal y neto sobre la unidad de Zamburu y a su vez es recubierta por los terrígenos del complejo supraurgoniano (unidad Gorbea) en contacto normal y de difícil establecimiento en el terreno, ante la similitud de facies entre ambas unidades.

La atribución de una edad para esta unidad se ha realizado por métodos indirectos, es decir, por inferencia respecto a las edades conocidas de unidades que son equivalente laterales y por métodos directos analizando los fósiles datadores a lo largo de la unidad: **Palorbitolina lenticularis** BLUM. y **Orbitolina (Mesorbitolina) parva** DOUGLASS en los términos basales (RAMIREZ DEL POZO, 1971) y **Hensonina lenticularis** HENSON (datos propios), así como posibles ejemplares de **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE, citados por el mismo autor en los niveles superiores de su corte de Ubidea. Todos estos datos apuntan una edad comprensiva para esta unidad de: tránsito Aptiense inferior-superior a tránsito Albiense inferior-medio.

Esta unidad presenta rasgos similares a las de Murugain (Duranguesado) y Arlabán (Aitzgorri). Aunque en este trabajo se analizan separadamente por el enfoque descriptivo independiente de los tres macizos, sería lógico que en futuros análisis de conjunto se agruparan en una única unidad de sistema deposicional de plataforma terrígena.

2.2.9. CUADRO LITOESTRATIGRAFICO GENERAL (GORBEA)

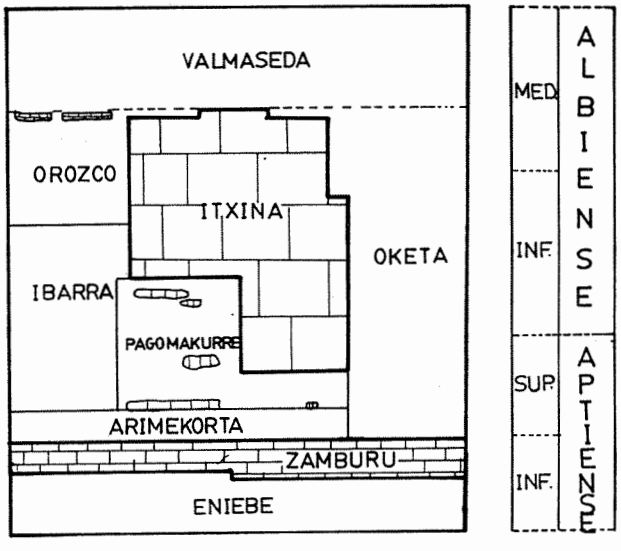


Fig. 6. Cuadro esquemático de las principales unidades litoestratigráficas distinguidas en el área del macizo de Gorbea.

2.3. REGION DEL DURANGUESADO

En este sector se engloba el conjunto de materiales urgonianos aflorantes en un área con forma aproximada de cuadrilátero, y cuyos vértices se localizan "a grosso modo" en las localidades de Lemona (NO), Vergara (NE), Eskoriatza (SE) y Ceberio (SO). Integra, entre otros, los grandes conjuntos calizos de Aramotz, Indusi, Eskubaratz, Uncillaitz, Amboto, Aranguio y Udalaitz, así como series calcáreas menos potentes o intercaladas con terrígenos diversos, en los sectores de Indusi, Cruceta, Murugain, Lemona o Ceberio.

2.3.1. LUTITAS DE IÑUNGANE

Está formada básicamente por lutitas con cantidades menores de areniscas y margas, presentando un contenido fosilífero escaso.

Aflora en el núcleo del anticlinal de Dima hacia las inmediaciones del monte Iñungane, así como en el sector de Mañaria, en una banda en parte equivalente del tramo basal de las calizas de Uncillaitz y limitada, al sur, por el accidente tectónico de Urkiola-Aitzgorri. Su extensión abarca toda el área del Duranguesado, mostrando por otra parte, caracteres muy similares a los de la unidad de Eniebe (Gorbea) y Asuntzeta (Aitzgorri).

Se apoya según contacto normal y concordante sobre los terrígenos del Wealdense, y aparece coronada por las calizas de Aramotz o las de Errelletabaso, según los puntos.

Puede aparecer, tanto en tránsito lateral de los propios materiales calizos de la unidad de Errelletabaso, como en el sector NO de peña Uncillaitz en tránsito de la unidad de calizas de Aramotz.

El espesor medio alcanza los 400 metros y en general se aprecia un incremento en el contenido en carbonato en la vertical.

En base a la determinación de varios ejemplares de **Deshayesites** sp. recogidos unas decenas de metros al NE de Mañaria, en las inmediaciones de las canteras de caliza, así como por los datos referidos en la unidad suprayacente, se ha obtenido una edad aproximada de Aptiense inferior.

2.3.2. CALIZAS DE ERRELLETABASO

Está formada esta unidad, básicamente, por calizas micríticas de rudistas (Requiénidos), con cantidades menores de lutitas, margas y margas arenosas. Se ha reconocido en el sector NO de la sierra de Eskubaratz, unos 2 Km. al Sur del collado de Iñungane y en tránsito lateral de la base de la potente masa caliza de Eskubaratz. Además se engloban en ella las calizas inferiores del corte de Andasto-Armospo, siendo en este caso equivalentes laterales, probablemente, de las calizas basales de Amboto. Finalmente, se considera que las calizas de Ganzaga, en la base del corte de peña Aranguio, son asimilables igualmente a esta unidad.

La unidad representa el tránsito de la parte basal de la unidad de calizas de Aramotz. Frecuentemente supone la individualización de una lengua caliza de espesor medio próximo a los 75 m., y que se entronca en la unidad de Aramotz. La individualización de esa barra desde el punto de vista estratigráfico se ha efectuado dado que de lo contrario se observaría cómo en una vertical se repetiría la unidad de Aramotz dos veces, separada por los terrígenos de Tellamendi; al ser este supuesto incongruente desde el punto de vista de la definición formal de unidades, se ha optado por diferenciar, localmente, las unidades de Errelletabaso y Aramotz; en otros puntos donde la distinción no es posible, como en el caso de corte de Uncillaitz en donde existe una serie caliza contínua entre el Aptiense inferior y el Albiense inferior-medio, se ha incluido el conjunto calizo dentro de la unidad de Aramotz.

Las calizas de Errelletabaso se apoyan según contacto normal y concordante sobre las lutitas y areniscas de la unidad de Iñungane y son recubiertas igualmente de modo concordante por las lutitas y areniscas de Tellamendi.

En base a la determinación de varios ejemplares de **Deshayesites** sp. recogidos en las lutitas de Mañaria, equivalentes laterales de la base de la unidad de Aramotz y de la propia base de Errelletabaso, se considera que esta última unidad posee una edad de Aptiense inferior.

2.3.3. CALIZAS DE ARAMOTZ

Están constituidas fundamentalmente por micritas, con cantidades menores de calizas arenosas, calizas margosas, margas y areniscas.

Las calizas micríticas contienen numerosos restos fósiles de rudistas, corales, orbitolínidos y lamelibranquios del género **Chondrodonta** y en ellas se observan frecuentes estructuras arrecifales de tipo "reef-mound".

Se extiende sobre un área máxima de 20 Kms. y transita lateralmente a la unidad margosa de Bilbao (área de Belatxikieta) o bien a la unidad eminentemente terrígena de Murugain (sector de Aranguio); localmente a las lutitas de Iñungane (Uncillaitz Oeste), a las calizas de Errelletabaso y a las lutitas y areniscas de Tellamendi (en Eskubaratz, Amboto y Aranguio). La potencia máxima alcanza 1.200 metros.

Se apoya según contacto normal y neto sobre las lutitas de Iñungane y sobre las areniscas de Tellamendi; sobre ella se disponen también según contacto normal, los terrígenos de Urkiola, correspondientes al complejo supraurgoniano, o localmente, las margas de la unidad de Bilbao y los terrígenos de la unidad de Murugain.

El reconocimiento de ejemplares de **Deshayesites** en niveles terrígenos equivalentes laterales de la base de esa unidad en Mañaria, junto con la aparición a techo de la misma de **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al.u. **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder y **Simplorbitolina** cf. **conulus** SCHROEDER permiten atribuir una edad comprensiva de Aptiense inferior a Albiense medio (parte baja) para esta unidad.

2.3.4. LUTITAS Y ARENISCAS DE TELLAMENDI

Esta unidad abarca arealmente gran parte del ámbito del Duranguesado y su individualización se ha llevado a cabo en base a su afloramiento en tres sectores principales: Amboto, Aranguio y Eskubaratz.

En Amboto, la unidad consiste en una banda terrígena lutítico-areniscosa, de espesor medio próximo a los 725 m., que partiendo de las inmediaciones de peña Andasto (NO), se extiende hacia peña Murugain, pasando por la cresta del monte Tellamendi. La unidad constituye, pues, el tránsito lateral de las calizas de Aramotz. Su límite inferior es transicional, se apoya según contacto normal y concordante sobre las lutitas y areniscas de Iñungane y es recubierta también por la barra caliza basal de la unidad de Murugain, según un contacto normal y neto.

En Aranguio, la unidad de Tellamendi aparece limitada a muro y techo por las calizas de Aramotz y representa el intervalo

terrígeno-lutítico y areniscoso, de unos 475 m. de espesor, que aflora entre la barra caliza inferior de Ganzaga y la base del litosomo mayor de Orisol-Aranguio.

En Eskubaratz, de igual modo, aparece limitada, a muro, por las calizas de Errelletabaso y a techo por las calizas de Aramotz, y a su vez transita lateralmente a esta última unidad caliza en la vertiente occidental de peña Arrietabaso. Su espesor medio ronda los 350 metros.

La correlación cartográfica de esta unidad con los términos basales de la unidad de calizas de Aramotz, cuya datación es conocida, permite atribuirle una edad de Aptiense inferior alto a Aptiense superior.

2.3.5. CALIZAS DE LEMONA

Consta esta unidad esencialmente de dos subunidades de calizas micríticas estratificadas en bancos métricos, separadas por una intercalación de lutitas, margas y brechas calizas. Las calizas son muy fosilíferas, conteniendo abundantes restos de rudistas y corales.

Aflora al norte de la localidad de igual nombre y está siendo extensamente explotada en la gran cantera de la vertiente meridional de peña Ganzabal. Se extiende, sobre un área restringida cuya máxima dimensión es de 1.350 metros, y pasa lateralmente a las margas de la unidad de Bilbao. Su base se dispone según contacto normal, y neto sobre margas y margocalizas, pertenecientes a la unidad de Bilbao, y su parte superior aparece coronada por lutitas y areniscas pertenecientes al complejo supraurgoniano.

El espesor medio registrado para esta unidad es de 250 metros, repartiéndose del siguiente modo: a) miembro calizo inferior, 150 m.; b) miembro terrígeno intermedio, 75 m.; y c) miembro calizo superior, 25 m.

En conjunto, reúne los rasgos requeridos para su diferenciación como unidad estratigráfica formal específica de este sector.

No se han recogido restos de organismos fósiles con valor cronoestratigráfico; sin embargo, criterios de correlación cartográfica nos sugieren la equivalencia lateral de su techo con el de las calizas de la unidad de Aramotz.

2.3.6. LUTITAS, ARENISCAS Y CALIZAS DE MURUGAIN (SECTORES DE MURUGAIN Y CRUCETA)

A) Sector Murugain

Está formada por un conjunto de materiales de diferentes litologías: lutitas, calcarenitas, areniscas, calizas micríticas. En general, es escasamente fosilífera, excepto en lo referente a las calizas, que contienen algunos restos de equinodermos, corales y rudistas.

Aflora en una banda invertida y orientada NO-SE, entre los montes Amboto y Murugain, que es cortada por la carretera que discurre entre Aramayona y Mondragón, aproximadamente, entre los kilómetros 30,750 y 33 en las inmediaciones del barranco de Santa Agueda. Limita inferiormente según contacto normal y concordante con el conjunto terrígeno perteneciente a la unidad de Tellamendi y localmente con la propia unidad de Aramotz, en tanto que a techo aparece coronada por las lutitas y areniscas del complejo supraurgoniano correspondientes al sinclinal de Garagartza, o de modo más localizado, por las calizas de Aramotz. El espesor medio estimado es de 515 metros.

No se han encontrado restos fósiles con valor estratigráfico, por lo que la atribución de edad se basa en inferencias a partir de los datos existentes para la unidad de Aramotz (cartográficamente es su equivalente lateral). De este modo se le ha estimado su posición de Aptiense inferior a Albiense medio (parte basal).

B) Sector Cruceta

La unidad aquí aparece constituida fundamentalmente por lutitas y areniscas con cantidades menores de margas, calcarenitas, calizas arenosas y calizas micríticas. En conjunto, se caracteriza por su relativa pobreza en restos fósiles.

Presenta unas precarias condiciones de afloramiento, siendo su corte mejor expuesto el realizado a través de la carretera que asciende de Aramayona a Villarreal de Alava, en la vertiente septentrional del puerto de Cruceta. En dirección a Eskoriatza afloran igualmente varios litosomos calizos canterados, en la ladera sudoriental del monte Asensiomendi, que son atribuibles a esta unidad. Estos materiales representan el tránsito lateral de las calizas del monte Aranguio, pertenecientes a la parte superior de la unidad de Aramotz.

Los límites inferior y superior son de difícil establecimiento, debido a las grandes similitudes con los materiales terrígenos encajantes de las unidades de Tellamendi y Valmaseda. Por lo tanto la estimación de las potencias resulta difícil, aunque la potencia mínima que con certeza es asimilable a la unidad de Cruceta supera el centenar de metros.

En las calizas de la cima del puerto de Cruceta se han reconocido ejemplares de **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE, bastante evolucionados que sugieren una edad mínima de Albiense inferior alto. Por otro lado, considerando que el conjunto de la unidad es equivalente lateral de las calizas de Aranguio y que RAMIREZ DEL POZO (1971) cita **Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei** SCHROEDER en los términos basales del corte de la peña, en tanto que para el techo se han reconocido ejemplares de: **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER, sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) minuta** DOUGLASS sensu Moullade et al., **Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT y **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** sensu Moullade et al.; de todo ello se puede concluir que se trata de una unidad comprensiva de casi la totalidad del complejo urgoniano y que abarca desde el Aptiense inferior al Albiense inferior alto-Albiense medio basal.

En otros sectores del área del Duranguesado, existen afloramientos puntuales de esta unidad, siempre en tránsito lateral de las calizas de Aramotz, que no son tratados particularmente, por lo limitado y escaso de su repartición. Este es el caso del brazo extremo meridional del flanco SO del sinclinal del Indusi, en donde únicamente ha sido factible distinguir esta unidad en proximidad del litosomo calizo, (donde éste se identa con terrígenos). Sin embargo, continuando hacia el S-SE a lo largo de la crestería de la ermita de San Blas hasta Altún y la llanada de Barazar, no ha sido posible diferenciar los términos urgonianos terrígenos, de los infra (wealdenses) y suprayacentes (supraurgonianos), aún cuando muy esporádicamente, se hayan detectado facies carbonatadas típicamente urgonianas entre las series siliciclásticas (Monte Altún). Una complicación adicional para la correlación estratigráfica deriva del alto grado de perturbación tectónica (falla de Villaro), que afecta a estas series. Teniendo presente lo expuesto se ha optado por englobar a estos materiales dentro del complejo Supraurgoniano, desde el punto de vista cartográfico, con la clara convicción, sin embargo, de que buena parte de ellos deben ser materiales terrígenos a relacionar estrechamente con la unidad urgoniana de Murugain.

2.3.7. CALIZAS DE UDALAITZ

Está formada esta unidad, básicamente, por calizas micríticas con rudistas y corales, que presentan un carácter mayoritariamente masivo, aunque también pueden aparecer en bancos estratificados de escala métrica, especialmente en litologías calcareníticas. Aflora en un área reducida, de extensión máxima aproximada cercana a los 4 Km., a favor de un pequeño "horst" al norte de la localidad de Aretxabaleta, y se individualiza claramente de la próxima unidad de Aramotz (en Amboto).

Presenta tránsitos laterales a la unidad de Bilbao tanto hacia el NO como hacía el SE, mientras que hacia el S limita con la unidad de Murugain en el sector del monte de igual nombre. Se han registrado un espesor de 525 metros, y un conjunto de caracteres que, con gran probabilidad, permitirán su definición estratigráfica formal futura. El límite inferior es neto y normal, con las calizas apoyándose sobre margas y margocalizas de la unidad de Bilbao, tal como se observa en la vertiente norte de la peña, bajo el monte de Gallargain (968 m). El contacto superior, también normal y concordante, se define con la aparición de lutitas y areniscas del complejo supraurgoniano en el sinclinal de Garagartza.

La aparición de formas evolucionadas de **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al., a techo de la unidad, permite sugerir una edad de Albiense inferior (techo), para parte de la misma. Sin embargo, no han podido obtenerse datos directos relativos a la edad de la base de esta unidad.

2.3.8. MARGAS DE BILBAO

Aparece constituida fundamentalmente por margas pobres en restos fósiles, junto a cantidades menores de lutitas, calcarenitas y brechas calizas de talla máxima decamétrica.

Presenta una gran extensión lateral, abarcando a toda el área del Duranguesado. Sus caracteres son muy similares a los de las unidades de Urbía, Araoz y Etxegarate (en Aitzgorri) y a las de Ibarra y Orozco (en Gorbea). Podríamos señalar como puntos de observación óptima: el área noroccidental de la sierra de Aramotz, el barrio de Aránzazu (al S de Yurre), el barranco de Abola al oeste de la gran peña de Udalaitz, el barrio de San Prudencio situado entre Vergara y Mondragón. Su potencia mínima es de unos 400 metros.

Esta unidad se apoya en algunos puntos sobre la unidad terrígena de Iñungane, y en otros, sobre la unidad caliza de Aramotz, y a su vez aparece coronada, según un contacto normal y concordante, por lutitas y areniscas de la unidad de Urkiola, pertenecientes al complejo supraurgoniano, o bien por las unidades calizas de Lemona y Udalaitz. Pasa lateralmente a unidades carbonatadas como Aramotz, Lemona y Udalaitz, y localmente puede representar el equivalente de la unidad de Murugain.

Por métodos de correlación litoestratigráfica, se ha estimado que esta unidad abarca la práctica totalidad del complejo urgoniano en el sector del Duranguesado. En los clastos calizos brechoides de las series margosas se han diferenciado ejemplares de **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder, **Hensonina lenticularis** HENSON y formas evolucionadas de **Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT. En resumen, se puede aproximar una edad de conjunto para esta unidad de Aptiense medio a Albiense medio (parte basal).

2.3.9. CUADRO LITOESTRATIGRAFICO GENERAL (DURANGUESADO)

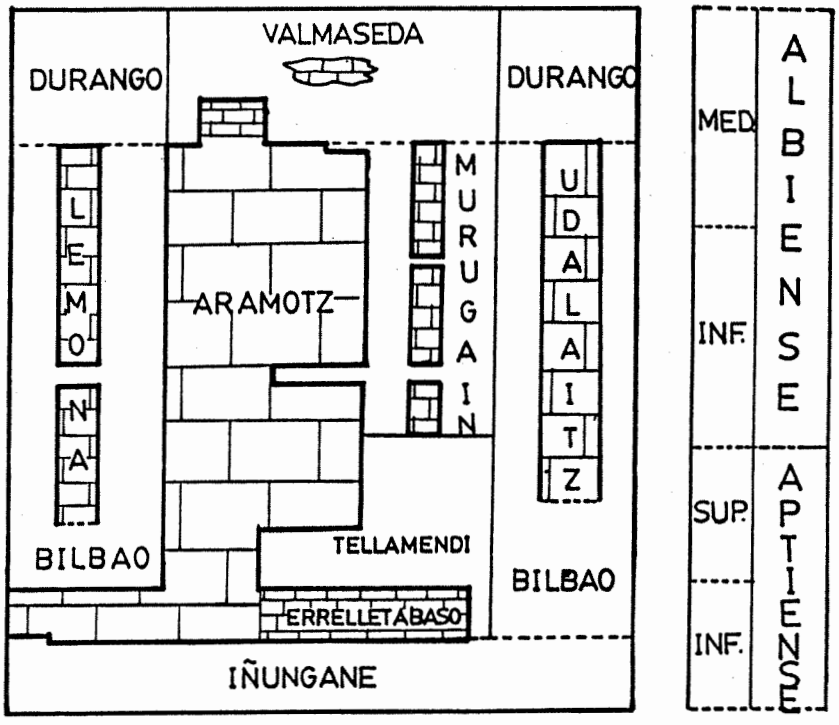


Fig. 7. Cuadro esquemático de las principales unidades litoestratigráficas distinguidas en el sector del Duranguesado.

2.4. MACIZO DE AITZGORRI

En este sector se encuadra el conjunto de materiales urgonianos aflorantes en un área con forma aproximadamente triangular, y cuyos vértices se sitúan en las localidades de Legazpia (N), Villarreal de Alava (O) y Alsasua (E). Concretamente se distingue un conjunto de relieves calizos en el área central, conformando las sierras de Zaraya (Andarto-Kurutze-Berri) y de Aitzgorri (o crestería de Aloña-Aratz). En las áreas periféricas se encuentran series urgonianas mayoritariamente terrígenas, equivalentes laterales de las calizas: Etxegarate, Landarraitz, Arlabán, Beunde, etc.

2.4.1. LUTITAS DE ASUNTZETA

Está formada eminentemente por lutitas y areniscas, con proporciones menores de margas, calizas arenosas y calcarenitas. El contenido fosilífero es escaso a excepción del que aparece en los términos calcáreos (restos de ostreidos y equinodermos, fundamentalmente). Son pocos los puntos de afloramiento en buenas condiciones, pero caben destacarse: las laderas noroccidentales de la sierra de Zaraya, entre las inmediaciones de Bolívar y la primera barra caliza de gran extensión que se desarrolla a la altura de peña Arluz, a las que hemos denominado laderas de Ametzueta. En segundo lugar, algunos afloramientos dispersos al pie de la vertiente nordoriental de la crestería de Aloña-Aitzgorri, por debajo de las calizas en que se encuadran las minas de Katabera. Y en tercer lugar, el área SE de la sierra, concretamente, el sector en que se edifica la ermita de San Adrián y su continuación hacia la entrada de la cueva de igual nombre. Al Este de Bolívar se ha llegado a determinar una potencia mínima de 350 metros.

La unidad muestra una extensión mínima de unos 30 Kms., abarcando toda la sierra de Aitzgorri; en algunos puntos parece representar el cambio lateral de los materiales calizos de la unidad de Katabera. Se apoya según contacto aparentemente normal, sobre las lutitas negras del complejo Purbeck-Weald, que afloran en el fondo del valle de Bolívar, y sobre ella se dispone la unidad carbonatada de Katabera según contacto neto y concordante.

No se han recogido restos de organismos con valor cronoestratigráfico; sin embargo, la posición de la unidad inmediatamente debajo de la unidad calizas de Katabera, en la que aparecen varios ejemplares de **Choffatella decipiens** SCHLUM **Orbitolina (Mesorbitolina) parva** DOUGLASS, nos permite aproximar una edad de Aptiense inferior.

2.4.2. CALIZAS DE KATABERA

Esta unidad consta fundamentalmente de calizas micríticas y calcarenitas que poseen un alto contenido fosilífero, destacando los restos de rudistas, equinodermos y corales; otras litologías accesorias son calizas arenosas y calizas margosas. Se define básicamente dentro de los límites del sector de Aitzgorri, mostrando una extensión lateral máxima de alrededor de 30 Kms. A ella habría que asimilar, asimismo, las calizas de Mutiloa de igual edad, aflorantes al norte del macizo de Aitzgorri en el sector de Etxegarate. La unidad de calizas de Katabera posee caracteres muy similares y es correlacionable, a las calizas de Zamburu (en Gorbea) y a las calizas de Errelletabaso (en Durangüesado).

Limita basalmente con las lutitas y areniscas de la unidad de Asuntzeta, y a techo se le superponen las lutitas y areniscas de Apotzakarta. Aflora en el cierre perianticlinal de Aitzgorri, al SE de la sierra, y se continúa hacia el NO, estando la mineralización de Katabera encajada en esta unidad caliza; a continuación aflora en la base occidental de la sierra de Zaraya, en los sectores de Apotzakarta y Leizargarate. Su espesor medio se ha estimado en 30 metros.

En este nivel se han reconocido, **Palorbitolina lenticularis** BLUM, **Orbitolinopsis simplex** HENSON, **Choffatella decipiens** SCHLUM. y **Orbitolina (Mesorbitolina) parva** DOUGLASS, que permite atribuirle una edad de tránsito Aptiense inferior-Aptiense superior.

2.4.3. LUTITAS Y ARENISCAS DE APOTZAKARTA

Esta unidad, de espesor medio próximo a los 20 m., se extiende sobre una distancia de al menos 18 Kms. desde el área de San Adrián al SE, hasta el sector occidental de la sierra de Zaraya a través de la vertiente NE de la sierra de Aloña.

Está constituida por lutitas y areniscas alternantes en bancos centimétricos. Las facies de grano más grueso se localizan en Zaraya, concretamente en una banda situada sobre la caliza expansiva inferior (unidad de Katabera) del corte de Kurutze-Berri (Fig. 113 y 117). El límite inferior de esta unidad, pues, corresponde al techo de la unidad de Katabera, en tanto que el límite superior viene representado por el contacto neto basal de las unidades calizas de Aitzgorri y Zaraya, o bien por el límite transicional a las unidades de Arlabán y Etxegarate.

La datación del conjunto terrígeno se ha efectuado en base a las edades atribuidas a las unidades calizas infra y suprayacente. La parte basal de Aptiense superior, resulta así, la edad más probable de esta unidad.

2.4.4. CALIZAS DE ZARAYA

Está formada fundamentalmente por calizas micríticas, y en menores proporciones por areniscas, calcarenitas, lutitas, margas y brechas calizas. Las calizas presentan un alto contenido fosilífero, destacando la existencia de rudistas y corales.

Aflora en la sierra de igual denominación, presentando una extensión máxima observada de 4 Kms. en su parte inferior, que se reduce a la mitad en el tramo superior. La unidad presenta tránsitos laterales a las unidades de Urbía y Araoz hacia el este, en tanto que hacia occidente se indenta con la unidad de Murugain (Arlabán). Su límite basal es concordante y neto; se apoya sobre la unidad de Apotzakarta, y a su vez aparece coronada por terrígenos de las unidades de Urbía, en Kurutze-Berri, y de las unidades de Araoz y Valmaseda en el sector de Andarto. La potencia varía según los sectores, entre mínimos de 575 metros medidos en la vertical de Kurutze-Berri y máximos de 1.425 metros en la vertical de Andarto. Un carácter fundamental de esta unidad es el incremento en el porcentaje de carbonatos puros en la vertical. Su extensión areal limitada, neta separación de conjuntos englobantes y cartografiabilidad, permiten suponer que en el futuro podrá ser considerada como una unidad estratigráfica formal.

En esta unidad se ha recogido la siguiente fauna con valor cronoestratigráfico: **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) minuta** DOUGLASS sensu Moullade et al., **Hensonina lenticularis** HENSON y hacia el techo de la unidad, **Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT y **Coskinolinella** cf. **daguini** DELMAS y DELOFRE; por otro lado, en niveles de la unidad de Araoz cartografiables como equivalentes de las calizas superiores de esta unidad, se ha encontrado un ejemplar de Ammonites del género

Douvilleiceras sp., probablemente una nueva especie del grupo **Douvilleiceras inaequinodum** (Ricard Martínez, comm. pers.). Todos estos datos nos permiten sugerir una edad de Aptiense superior a Albiense inferior-medio para el conjunto de la unidad de Zaraya.

2.4.5. LUTITAS, ARENISCAS Y CALIZAS DE ARLABAN

Esta unidad se caracteriza por su gran variedad litológica. Las lutitas son los materiales dominantes, y en ellas se intercalan margas, arenisoas, calizas micríticas, calcarenitas y conglomerados. Aflora en una franja orientada NO-SE, entre las inmediaciones del embalse de Albina al NO y el cierre periclinal del Elguea al SE. La carretera comarcal 6213 de Landa a Eskoriaza ofrece uno de los cortes más accesibles a esta unidad en la vertiente meridional del puerto de Arlabán, entre las inmediaciones de la cima del puerto y la propia localidad de Landa. La banda caliza urgoniana que aflora entre los montes Jarindo y Albertia debe desaparecer, probablemente por causas tectónicas, hacia el NO, en el sector del embalse de Albina. En su orilla occidental hemos reconocido, en materiales comparativamente más perturbados tectónicamente que los de la banda aludida, dos ejemplares de ammonites clasificados por el Dr. MARTINEZ (Universidad de Barcelona) como **Eogandryceras** sp. y **Anisoceras** sp.; el primero de ellos tiene una aparición de Barremiense-Albiense y el segundo se circunscribe al Albiense. FEUILLEE (1971) señala la existencia de materiales del Albiense superior al norte de Villarreal de Alava, en base a la siguiente asociación: **Hysteroceras orbignyi** (SPATH) **Anisoceras armatum** (J. SOW)., **Idiohamites spathi** (WIED.), **Idiohamites favrinus** (PICTEC) y **Eogandryceras bourritianum hispanicum** (WIED.), lo cual apoya la hipótesis arriba apuntada. Se han distinguido dos niveles calizos principales de potencia decamétrica y extensión lateral cercana a los 10 Kms. en sentido NO-SE. Son, en primer lugar, las calizas micríticas que afloran en el punto de intersección entre la carretera de Arlabán y el límite provincial Guipúzcoa-Alava; y en segundo, el nivel calizo constituido por calcarenitas y calizas micríticas que aflora en el mismo barrio de Landa, en donde aparece extensamente canterado. Por encima de este nivel se presentan litosomos de menor potencia y lateralmente restringidos al área de Marieta (monte Miritxa).

La potencia media estimada para esta unidad es de 1.250 metros. Su base no llega a aflorar, al estar limitada la serie al norte por el accidente tectónico de Gorbea (RAT, 1959) o falla de Villaro de diversos autores. Sobre su techo se apoyan los terrígenos del complejo supraurgoniano (unidad de Urkilla), en contacto aparentemente normal y concordante.

En la primera barra caliza se han reconocido varios ejemplares de **Orbitolina (Mesorbitolina) parva** DOUGLASS, en tanto que la barra superior ha revelado **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al.; **Simplorbitolina conulus** SCHROEDER y **Coskinolinella santanderensis** RAMIREZ DEL POZO, lo que nos permite sugerir una edad de Aptiense superior a Albiense medio para toda la unidad. (Esto concuerda, en parte, con la datación de WIEDMANN et al. (1983), que asocia las calizas de Landa al tercer estadio urgoniano de su megasecuencia 1, englobado entre el Aptiense superior y el Albiense inferior bajo).

2.4.6. MARGAS DE URBIA

La unidad consta esencialmente de margas y margocalizas, junto con niveles menores de calcarenitas y calizas micríticas. En conjunto muestra un escaso contenido fosilífero.

Se extiende lateralmente por el interior de la sierra de Aitzgorri, sobre una distancia máxima de unos 12 Kms. en dirección NO-SE y representa el cambio lateral de unidades carbonatadas como Zaraya al Oeste, Aitzgorri al SE y Orkatzategui. Se le ha estimado una potencia media de 800 metros.

Su límite inferior es un contacto normal y concordante sobre las calizas de las unidades de Aitzgorri y Zaraya. Sin embargo, la extrema base de la unidad no aflora, ya que la serie no parece completa en el barranco de Urrexola-Jaturabe por efecto del accidente inverso de Aitzgorri. El techo de la unidad es neto y diacrónico; corresponde a la aparición del litosomo calizo de Orkatzategui o bien de las margas con brechas intraformacionales de Araoz.

Los organismos datadores hallados en la propia unidad han sido escasos. Así, a techo de Artzanburu (Unidad de Aitzgorri) han aparecido ejemplares de **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina minuta** DOUGLASS sensu Moullade et al. y **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. Se ha recurrido por tanto a métodos indirectos de datación, es decir, mediante establecimiento de equivalencias laterales con unidades de edades conocidas. En general, pues, podemos aproximar una edad mínima de Aptiense medio a Albiense inferior, para la unidad de Urbía.

2.4.7. CALIZAS DE ORKATZATEGUI

Se individualiza esta unidad, como una lente carbonatada diacrónica constituida fundamentalmente por calizas micríticas en un entorno eminentemente margoso. Se trata de un litosomo en el que abundan las estructuras arrecifales de tipo biohermo, con gran contenido fosilífero del que destacan los corales y los rudistas. De carácter masivo en su parte central, alcanza una potencia máxima de 150 metros y se adelgaza progresivamente hacia sus bordes en los sentidos SE (3 metros en el sector de Malla-Tellakaskueta) y oeste (5 m. en el sector de Ugaztegui), al mismo tiempo que presenta estratificación interna visible. En los laterales de la unidad, las facies micríticas dominantes, coexisten con tramos calcareníticos o de brechas calizas intraformacionales.

La lente caliza se extiende lateralmente en sentido aproximado O-E sobre una distancia de 11 Kms. y pasa lateralmente a margas de la unidad de Urbía. Se apoya según contacto aparentemente normal y concordante sobre las margas de la unidad de Urbía, aunque localmente se han observado en el área de Hiru-haitz, situada entre Ametzueta y Ugaztegui, relaciones erosivas basales. El contacto superior es mayoritariamente normal y concordante: las margas de la unidad de Araoz se apoyan sobre las calizas de la unidad considerada. Sin embargo, se han detectado superficies erosivas a techo de las calizas, en la vertical de Araoz con relleno de margas "deslizadas" y brechas calizas de clastos de escala métrica.

Los caracteres de este litosomo permiten presumir que en la futura reorganización estratigráfica formal será considerado como formación.

Se han reconocido los siguientes foraminíferos bentónicos con valor cronoestratigráfico: **Cuneolina** gr. **pavonia** d'ORB, **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina (minuta)** Douglass sensu Moullade et al., **Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT, **Orbitolina (Mesorbitolina) subconvava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. y **Coskinolinella** cf. **santanderensis** RAMIREZ DEL POZO. Por otro lado, se ha encontrado un ejemplar de ammonites clasificado como **Douvilleiceras** sp. gr. **Douvilleiceras inaequinodum** en la unidad suprayacente. Estos datos permiten sugerir una edad de Albiense inferior para esta unidad.

2.4.8. MARGAS, CALIZAS Y LUTITAS DE ARAOZ

Está constituida esta unidad, fundamentalmente, por margas y lutitas, con proporciones menores de brechas calizas, calizas micríticas, calcarenitas y areniscas. En su interior se individualizan tres grandes litosomos calizos de extensión lateral limitada, que se habrán de definir como miembros: Aránzazu, Enaitz y Zabalaitz. En conjunto, dado el carácter, mayoritariamente terrígeno de la unidad, ésta se caracteriza por su escaso contenido fosilífero.

Aflora extensamente en el interior de la sierra de Aitzgorri, entre el techo del monte Burdigalaitz (1289) al Este y las inmediaciones del monte Andarto al oeste. Representa el tránsito lateral de los tramos superiores de las unidades calizas de Aitzgorri y Zaraya.

Las variaciones intraunidad más destacadas se refieren: en primer lugar al reparto de los niveles brechoides intraformacionales: la mayor potencia y tamaño de clasto de los mismos se localizan en los bordes de los litosomos de Aitzgorri y Zaraya, en tanto que hacia el sector central (vertical de Araoz), las intercalaciones brechoides experimentan un neto adelgazamiento hasta, en muchos casos, su desaparición distal. En segundo lugar, se refieren al cambio litológico destacado en la vertical, entre la base de la unidad eminentemente margosa (margas de Araoz) y la parte superior lutítica (lutitas del barrio de Arrolas, al oeste de Aránzazu). En tercer lugar, cabe señalar, como variación, la localización preferente de los tres miembros calizos diferenciados en el sector sudoriental de la unidad. El espesor medio que presentan los materiales de esta unidad es de 500 m.

La unidad se apoya según contacto normal concordante o ligeramente erosivo sobre las calizas de Orkatzategui. En este caso la separación es neta; sin embargo, cuando se apoya sobre la unidad de Urbia el contacto es más difícil de establecer. Sobre ella se apoya según contacto normal la unidad terrígena de Urkilla, perteneciente al complejo supraurgoniano.

El hallazgo de un ejemplar de ammonites, **Douvilleiceras** sp. gr. **Douvilleiceras inaequinodum**, en el techo de esta unidad, junto con los datos cronológicos existentes para la unidad caliza infrayacente, permiten sugerir una edad de Albiense inferior a parte inferior del Albiense medio para la unidad de Araoz.

Analizamos a continuación algunos de los rasgos esenciales de los tres litosomos, con caracteres de miembros, diferenciados en esta unidad.

- Calizas de Aránzazu:

Constituidas básicamente por calizas micríticas biohermales y cantidades menores de calcarenitas; poseen además abundantes restos fosilíferos de rudistas, corales y **Chondrodonta** sp.

El litosomo es claramente diacrónico, con un espesor medio de 325 metros, y una extensión lateral máxima de 2.600 metros en sentido NO-SE. Cambia lateralmente a lutitas negras y margas con niveles brechoides de la unidad de Araoz, y se apoya mediante una base irregular sobre las margas de dicha unidad. El techo se sitúa a diferente altura estratigráfica según los puntos: en el área central (Bellastegui, Erbizaskun, Prailebaso) es más bajo que en las áreas laterales (Lopitzen haitza y Arriona). Internamente el cuerpo calizo muestra algunas superficies de estratificación que "a grosso modo" coinciden con los valores regionales.

Este nivel se puede correlacionar cartográficamente con otros lutíticos situados hacia el Oeste, en donde se halló un ejemplar de **Douvilleiceras** sp., e igualmente con los niveles calizos más superiores de las unidades calizas de Aitzgorri y Zaraya. Esto nos ha permitido atribuir al miembro Aránzazu una edad de tránsito Albiense inferior-Aibiense medio.

- Calizas de Enaitz

Constituidas esencialmente por micritas, calcarenitas y en menor proporción brechas calizas intraformacionales. Las calizas constituyen crecimientos carbonatados de tipo biohermo o bien aparecen estratificadas en bancos métricos.

Este litosomo aflora a alturas medias de 1.200 metros, en las proximidades de las campas de Urbía y en concreto entre los collados de Elorrola (SE) e Iferrutz (NO). Posee una estratificación que concuerda con los valores regionales y se extiende superficialmente sobre una distancia máxima de 1.300 metros. Lateralmente pasa a las margas de la unidad de Araoz, a través de brechas calizas con clastos hasta métricos, y su potencia media estimada es de 50 metros.

Este litosomo se apoya en contacto irregular sobre margas infrayacentes, mientras sobre su techo y en contacto aparentemente normal se disponen las margas de la unidad de Araoz.

La presencia de **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) minuta** DOUGLASS sensu Moullade et al., y la posición estratigráfica respecto a la unidad caliza de Aitzgorri permiten aproximar una edad de Albiense inferior-medio.

- Calizas de Zabalaitz

Constituidas básicamente por micritas con rudistas y corales, que se presentan en facies masivas con gran número de estructuras biohermales de talla decamérica. Se localizan al sur del collado de Elorrola y de la ermita de Urbía, extendiéndose sobre una distancia máxima observada de 825 metros en sentido NO-SE.

El litosomo presenta una potencia media que ronda los 100 metros y pasa lateralmente a margas y margocalizas con intercalaciones de brechas calizas de la unidad de Araoz. Se apoya según una base irregular sobre las margas de las campas de Urbía y aparece recubierto por lutitas negras con niveles de brechas intercaladas pertenecientes a la misma unidad. Su posición estratigráfica es equivalente a la del miembro Aránzazu y algo superior a la del miembro Enaitz.

Por métodos indirectos se le ha determinado una edad de límite entre el Albiense inferior y medio.

2.4.9. CALIZAS DE AITZGORRI

Se localiza esta unidad al SE de la sierra de igual nombre y está constituida fundamentalmente por calizas micríticas, que se disponen en bancos de potencia variable, pero generalmente de métrica a decamétrica, y llegan a constituir estructuras biohermales. En menores proporciones se asocian, además, calizas margosas, calcarenitas, margas, lutitas y areniscas.

Es una unidad diacrónica que muestra frecuentes variaciones laterales y verticales de facies. Presenta un desarrollo horizontal máximo de 22 Km. en dirección NO-SE, para su tramo inferior, en tanto que el superior muestra una significativa reducción areal hasta 10.5 Kms. Las calizas pasan lateralmente hacia el NO a las margas de Urbía (parte superior); hacia el SE, la unidad se adelgaza e indenta con niveles terrígenos pertenecientes a la unidad de Murugain, en el sector de Oiko; finalmente, hacia el Norte, a pesar de la existencia del accidente inverso de Aitzgorri, se ha deducido su tránsito lateral a las margas de la unidad de Etxegarate. que afloran en la vertiente norte de ese puerto y en el sector Cegama-Mutiloa.

Desde el punto de vista de las variaciones de facies en la vertical, la unidad de Aitzgorri muestra un máximo número de inter-

calaciones terrígenas (lutitas y areniscas) en la parte inferior (crestería de Aloña–Andreaitz), que desaparecen prácticamente por encima del nivel calizo de monte Arbelaitz. Las características del litosomo general sugieren su futura consideración como unidad estratigráfica formal (formación).

La potencia máxima estimada en la vertical de Arbelaitz es de 2.200 metros. Estos valores caracterizan el área central, en tanto que hacia sus bordes, SE (peña Oiko-Umandia) y NO (peña Aloña), la unidad experimenta una reducción de espesores. Se apoya sobre la unidad terrígena de Apotzakarta y puede aparecer coronada por las lutitas y margas de la unidad de Araoz, o por los terrígenos de la Fm. Valmaseda.

Se han clasificado los siguientes organismos con valor cronoestratigráfico: en la extrema base de la unidad (sector de San Adrián), aparece **Choffatella decipiens** SCHLUM., en tanto que hacia el techo se han encontrado **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) minuta** DOUGLASS sensu Moullade et al. y **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. Estos datos juntos a los métodos indirectos de correlación litoestratigráfica con niveles datados al O-NO de la sierra de Aitzgorri, han permitido establecer una edad de Aptiense inferior alto a Albiense medio (parte baja).

2.4.10. MARGAS DE ETXEGARATE

Esta unidad aflora al norte de la sierra de Aitzgorri y está constituida eminentemente por margas, con bajo contenido fosilífero. Otras litologías diferenciadas son calizas micríticas, lutitas, areniscas, calizas arenosas, brechas calizas (clastos hasta decamétricos) y calcarenitas.

Cartográficamente se presenta en una banda de materiales de orientación NO-SE, entre las inmediaciones del puerto de Etxegarate al SE y el barrio de San Prudencio (Vergara) al NO, sobre una distancia mínima de 24 Kms. y a través de la crestería del monte Landarraitz.

El afloramiento de este conjunto margoso urgoniano entre materiales pertenecientes al complejo supraurgoniano, tiene lugar gracias al accidente inverso de Laudarraitz, que limita septentrionalmente dicha banda en gran parte de su trazado; éste es, por otra parte, subparalelo al accidente mayor de Aitzgorri situado a 7 Kms. hacia el sur.

La unidad representa el tránsito lateral de los materiales calizos pertenecientes a las unidades de Aitzgorri (al Sur) y Udalaitz (al NO). Su espesor mínimo estimado es de 400 metros. Sobre ella se apoyan, en contacto normal y gradual, las areniscas y lutitas del complejo supraurgoniano, en la cima del puerto de Etxegarate y en la carretera de San Prudencio-Oñate.

Se han reconocido los siguientes restos fósiles con valor cronoestratigráfico: **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) minuta** DOUGLASS sensu Moullade et al.; **Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT, a techo del corte de San Prudencio. En la megabrecha de Sagu-Soro, situada unos 1.250 m. al Sur de Cerain se ha reconocido **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. y **Hensonina lenticularis** HENSON. Finalmente cabe destacar que en las calizas de Mutiloa, englobadas dentro de la unidad infrayacente se han reconocido ejemplares de **Choffatella decipiens** SCHLUM., **Palorbitolina lenticularis** BLUM.; **Praeorbitolina wienandsi** SCHROEDER, **Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei** SCHROEDER y **Orbitolina (Mesorbitolina) parva** DOUGLASS, que datan el techo del Aptiense inferior. Estos datos, junto a los métodos de correlación litoestratigráfica, permiten sugerir una edad aproximada de Aptiense medio a Albiense medio para el conjunto de esta unidad.

2.4.11. CUADRO LITOESTRATIGRAFICO GENERAL (AITZGORRI)

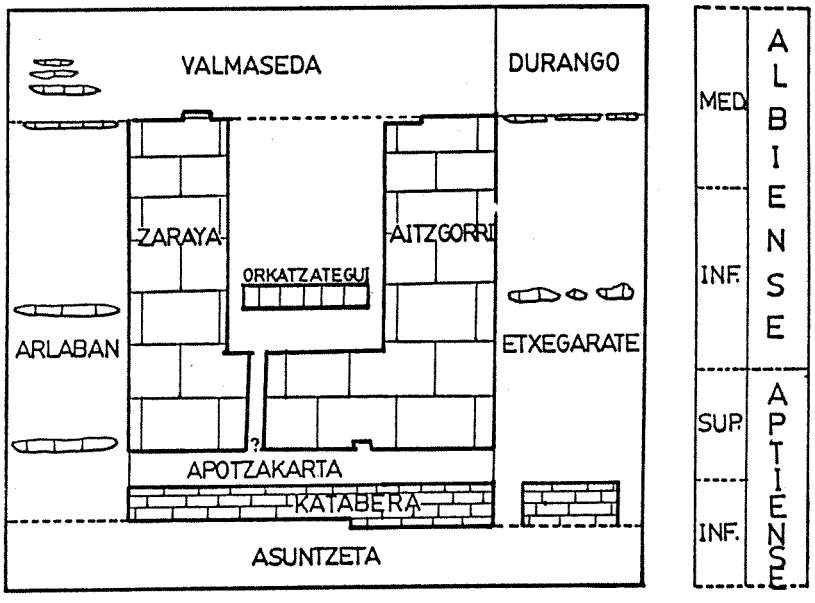


Fig. 8. Cuadro esquemático de las principales unidades litoestratigráficas en el área del macizo de Aitzgorri.

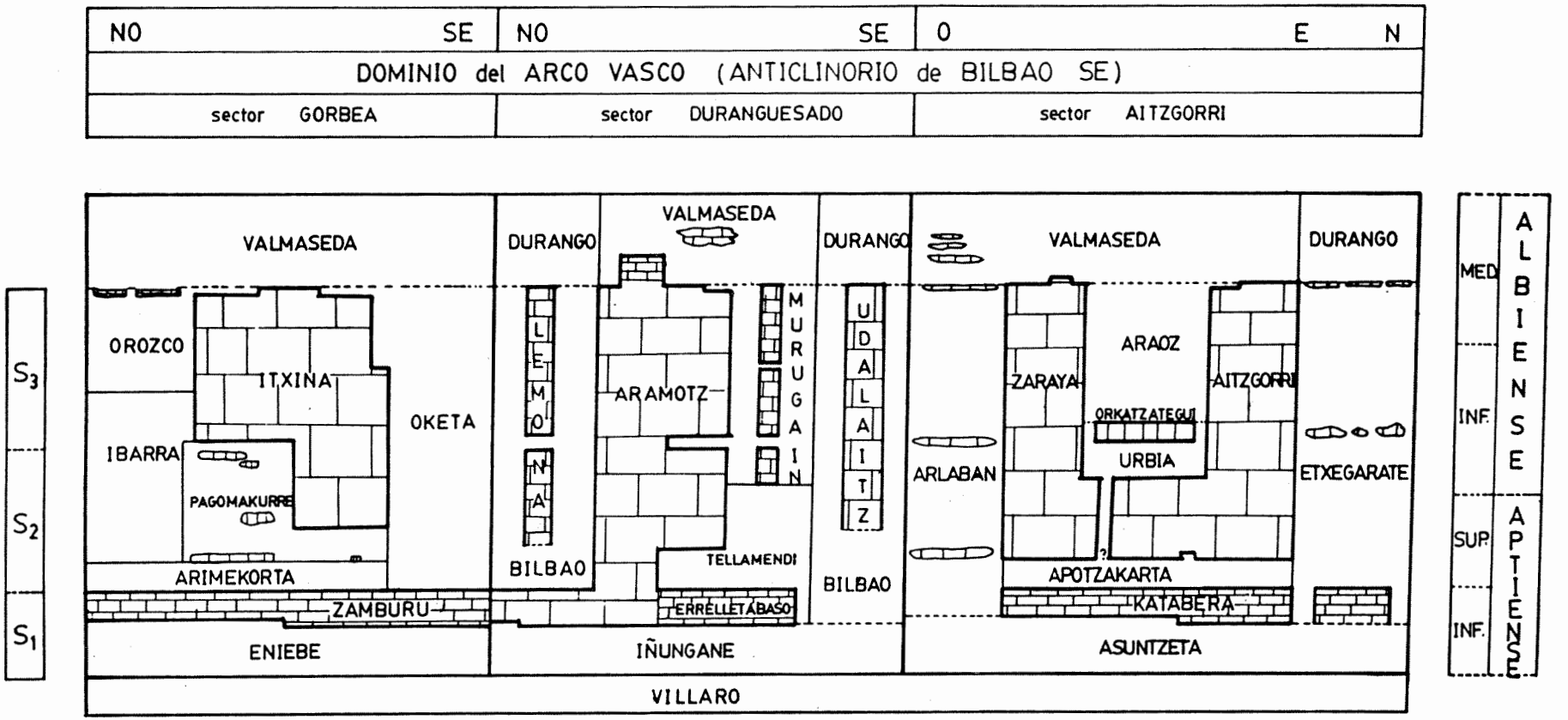


Fig. 9. Cuadro litoestratigráfico general de correlación entre las áreas de Gorbea, Duranguesado y Aitzgorri.

3. SEDIMENTOLOGIA

3.1. GENERALIDADES

Tras haber establecido las principales relaciones estratigráficas entre los materiales urgonianos del área de estudio, nos centraremos a continuación en el análisis de facies de las distintas unidades, sus relaciones mutuas y evolución secuencial, lo que nos permitirá atribuir un medio ambiente sedimentario a cada una de ellas, previa comparación con depósitos de medios ambientes actuales.

En general se ha prestado especial énfasis a las técnicas sedimentológicas de "campo" en relación con las de "laboratorio" aunque consideramos que estas últimas constituyen un excelente y necesario complemento al análisis sedimentológico, pero que excedería el conjunto de objetivos que a corto plazo nos hemos propuesto en este trabajo.

La sedimentología de las calizas urgonianas del área Vasco-Cantábrica es aceptablemente conocida, en base a varios trabajos de tesis doctoral. RAT (1959), en una obra pionera sobre el conjunto de materiales cretácicos de toda la cuenca sienta las bases para el análisis de las calizas urgonianas. GARCIA MONDEJAR (1979), abarca el complejo urgoniano del área de Santander, para el que establece un innovador enfoque en base a la ciclicidad terrígenos-carbonatos. PASCAL (1984), finalmente, distingue cuatro sistemas biosedimentarios urgonianos con validez para el conjunto del margen nord-Ibérico, con un énfasis marcado en el análisis de microfacies. Algunas otras aportaciones recientes de interés se encuentran en FERNANDEZ MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR (1983, 1984, 1985, 1986) y ANTIGUEDAD et al. (1983).

En esta área se pretende ampliar el conocimiento sedimentológico de un sector concreto, a nuestro entender insuficientemente conocido. Para ello se han seguido los criterios básicos que se exponen a continuación.

Los restos fósiles debidos a la actividad de organismos y de modo especial sus partes preservadas se han utilizado, en primer lugar, como elemento constitutivo de facies; a partir de ellos ha sido posible obtener, en muchos casos, información paleoambiental; en segundo lugar, los fósiles se han empleado como índices cronoestratigráficos.

Se consideran las distintas unidades como cuerpos tridimensionales de roca de origen marino e incluidos en materiales de diferente composición. Para su análisis se ha prestado especial atención a los cambios litológicos laterales y verticales, fundamentalmente los de: calizas-lutitas, calizas-areniscas y calizas-margas. Paralelamente se han puesto de relieve las evoluciones secuenciales a diversas escalas, y se han estudiado alrededor de cuatrocientas láminas delgadas de rocas carbonatadas.

Particular estudio han merecido, además, las estructuras sedimentarias primarias que ofrecen información sobre parámetros físico-químicos del medio original. No se ha acometido por el contrario el análisis de estructuras secundarias o diagenéticas, ni se han realizado estudios de composición química en el laboratorio.

Todo este conjunto de análisis han permitido establecer algunas de las líneas básicas de la sedimentación carbonatada en el área, así como diferenciar dispositivos paleogeográficos dentro del medio marino.

La terminología empleada en el estudio de muestras de mano y de microfacies es básicamente la propuesta por DUNHAM (1962) con las modificaciones introducidas por EMBRY y KLOVAN (1971). En lo referente a los grandes conjuntos de facies regionales, han servido de referencia los trabajos de: DUNHAM (1970), WILSON (1975), READ (1982, 1985), LONGMAN (1981), JAMES (1979, 1983), McILREATH y JAMES (1978), MIALL (1984), TUCKER (1985) y REIJERS y HSU (1986), entre otros.

A continuación se concretan los significados de algúnos términos de frecuente utilización en esta obra, a fin de evitar confusiones, dado que su uso no se halla por el momento estandarizado:

Arrecife (sensu lato-"reef"), acumulación "in situ" de esqueletos carbonatados y materiales asociados localizados por actividad orgánica (RIDING, 1981).

Crecimiento carbonatado ("carbonate buildup" o "buildup"): cuerpo de composición esencialmente carbonatada, lateralmente restringido y con evidencias de haber poseído un relieve topográfico (WILSON, 1975). Los crecimientos carbonatados de nuestra área de estudio poseen tamaños muy variables. Un pequeño montículo arrecifal micrítico de 2 × 6 m. constituye un pequeño "buildup", y a su vez, una unidad caliza, como Zaraya (1.5 Kms. × 4 Kms.), se considera un crecimiento carbonatado mayor.

Banco carbonatado: es sinónimo de crecimiento carbonatado mayor en cuanto a cuerpo de roca tridimensional y también puede ser utilizado para designar la superficie de sedimentación; en este sentido se considera una plataforma carbonatada de extensión reducida, de 1 a 20 Kms. puesto que las plataformas carbonatadas ("sensu stricto") poseen de 100 a 10.000 Kms. de extensión (TUCKER, 1985) y no se encuentran en nuestro área. Por lo tanto se hace referencia al "banco carbonatado de Zaraya" como litosomo o "buildup", como área limitada cubierta por carbonatos en un momento dado, o bien, finalmente, se puede considerar equivalente a "plataforma de Zaraya" en sentido amplio.

Biohermo ("bioherm"): masa carbonatada domal no estratificada, constituida por organismos sedentarios y embebida en rocas de litología diferente. En nuestro área de estudio incluye los montículos arrecifales y los montículos de micrita. Su tamaño raramente supera los 150 metros.

Biostromo ("biostrome"): depósito orgánico similar al anterior, pero que aparece estratificado y carece de forma de lente.

JAMES (1983) propone separar los crecimientos carbonatados en dos grupos tomando como punto de partida la clasificación de DUNHAM (1970):

a) **Arrecife ecológico** ("ecologic reef"): estructura rígida, resistente al oleaje que posee un relieve y es originada por organismos.

b) **Arrecife estratigráfico** ("stratigraphic reef"): potente masa esencialmente carbonatada lateralmente restringida, a menudo compuesta por varios biostromos y/o biohermos y que individualmente poseían a su vez un pequeño relieve sobre las áreas circundantes. Es aproximadamente equivalente a los crecimientos carbonatados mayores.

Montículo arrecifal ("reef mound"): lente o pila cónica, con pendientes radiales pronunciadas, constituida por micrita bioclástica poco seleccionada, con abundantes metazoos "flotantes"; son crecimientos carbonatados menores (modificado de JAMES, 1979).

Montículo de micrita ("mud mound"): lentes similares a las anteriores, pero constituidas mayoritariamente por micrita bioclástica con escasos metazoos.

Plataforma carbonatada (sensu lato) ("carbonate platform"): extensa área llana cubierta por un mar somero en el que tiene lugar una alta producción de carbonato y que está limitada en su parte externa por un talud pendiente (modificado de TUCKER, 1985). No hace referencia a la extensión abarcada.

Rampa carbonatada ("carbonate ramp"): superficie ligeramente inclinada en cuya parte superior se depositan sedimentos mayoritariamente carbonatados que pasan hacia abajo y sin

cambio brusco de pendiente a áreas donde predomina la sedimentación de aguas más profundas ("cuenca") (modificado de AHR, 1973). Las rampas carbonatadas pueden desarrollarse en los márgenes de un crecimiento carbonatado ("buildup") o banco carbonatado, e.g. en la base nord oriental del banco de Zaraya.

Crecimiento carbonatado parche ("patch carbonate buildup" o "patch reef"): estructura formada en plataformas someras (BUBB y HATLELID, 1977). Puede tener una escala muy variable, pequeños parches arrecifales de escala métrica (JAMES, 1983) o bancos carbonatados que es la acepción más comúnmente empleada en esta obra, e.g. parches arrecifales de Marieta (40 m. × 2 Kms.).

Crecimiento carbonatado pináculo ("carbonate buildup pinacle" o "pinacle reef": banco carbonatado rodeado por todas partes de aguas profundas durante la sedimentación (BUBB y HATLELID, 1977). Es aproximadamente equivalente de un banco carbonatado aislado; e.g. pináculo de Lemona (Duranguesado) o de Aránzazu (Aitzgorri).

Margen de plataforma: estrecha área que bordea las plataformas o bancos carbonatados, controlando su evolución al producirse en él la máxima tasa de acreción, bien por medio de bajíos arenosos o bien mediante comunidades arrecifales altamente diversificadas (WILSON, 1975). Supone al mismo tiempo el área fuente de gran parte del sedimento depositado en el talud y en el interior de la plataforma (JAMES y MOUNTJOY, 1983).

Las rocas terrígenas han sido objeto de un estudio menos exhaustivo que las rocas carbonatadas, y esto se debe en primer y principal lugar, a las peores condiciones de afloramiento, y en segundo lugar, a los planteamientos iniciales del trabajo, uno de cuyos objetivos básicos se centraba en el mejor conocimiento de las plataformas carbonatadas urgonianas del sector cartografiado.

El conjunto de materiales terrígenos ha sido objeto de estudios a diversa escala, según el grado de afloramiento, utilizando básicamente métodos de "sedimentología de campo". No se han realizado por lo tanto análisis mineralógicos y/o granulométricos detallados, habiéndose prestado atención preferente a las estructuras sedimentarias primarias, contenido faunístico, litología, paleocorrientes, geometría y evolución secuencial de las unidades.

Este estudio revela la existencia de lutitas y areniscas como litologías dominantes, suponiendo las primeras un volumen comparativamente superior a las segundas, en tanto que los conglomerados llegan a reconocerse muy esporádicamente y generalmente constituyendo parte de areniscas conglomeráticas. La terminología empleada para describir estas facies, es la propuesta por JOHNSON (1978), en lo referente a los terrígenos de mar somero. En esta línea, se contemplan dos términos finales de una serie gradacional entre estratificaciones cruzadas planares (sets con contactos basales planares) y estratificaciones cruzadas de surco (contactos basales curvos) (sensu POTTER y PETTIJOHN, 1963, p. 70). La estratificación cruzada planar se forma como resultado del avance de megariples de crestas rectilíneas (BOERSMA, 1967), en tanto que la de surco resulta de la progradación de megariples de crestas sinuosas. En cuanto al tamaño de los sets de estratificación cruzada, se consideran los límites de espesor propuestos por CONYBEARE y CROOK (1968, p. 32): sets de pequeña escala (hasta 5 cm); sets de escala media (5 cm-2 m); sets de escala grande (2-8 m) y sets de escala muy grande o gigante (más de 8 m).

En lo que respecta a los materiales detríticos resedimentados de talud, se ha utilizado la clasificación de facies de MULLINS y COOK (1986) para taludes carbonatados y la de PICKERING et al. (1986) para taludes siliciclásticos. Para la denominación de brechas se han empleado los términos ortobrecha ("clast-supported") y parabrecha ("mud supported"), de acuerdo con el carácter de la trama, intacta o rota, respectivamente, y las denominaciones de grainstone o calcarenita (clastos de tamaño arena), rudita (clastos menores de 1 m), megabrecha (clastos de 1 a 4 m) y megabrecha de olistolitos (clastos de más de 4 m), de acuerdo con el tamaño de grano contemplado en la clasificación de JOHNS (1978).

El plan de estudio general ha consistido en la atribución de medios de sedimentación, tarea compleja, ya que son muchos los procesos de control que originan conjuntos de facies muy variados, tal como señala SELLEY (1976): "nunca se puede probar el medio de sedimentación de una roca de igual manera que deducimos una fórmula matemática; podemos describir las facies (resultado) pero sólo suponer el medio (causa o proceso)".

En este trabajo se utiliza el término facies en el sentido de READING (1978), o sea, como cuerpo rocoso con características específicas que, formado bajo ciertas condiciones de sedimentación, refleja un proceso o medio ambiente particular.

A continuación se van a describir los parámetros de facies de mayor significado ambiental en cada una de las unidades, para finalmente apuntar la interpretación genética más probable a tenor, además, de la comparación con depósitos de medios actuales.

En este capítulo se abordará el estudio sistemático y por separado de cada una de las tres áreas en que se ha subdividido la zona general (Gorbea-Duranguesado-Aitzgorri), señalando en los casos particulares las relaciones entre unidades correspondientes a 2 áreas distintas, así como los principales rasgos de los dispositivos sedimentarios deducidos.

3.2. SECTOR DE GORBEA

3.2.1. LUTITAS DE ENIEBE

Posee una gran variedad litológica pero con predominio de las lutitas. Estas muestran, en general, laminación paralela y engloban niveles finos centimétricos en areniscas con estructuras de corriente de tipo laminación cruzada de ripple. En la parte superior de la serie adquieren relevancia las margas, que se disponen en bancos compactos, masivos, poseen una importante fracción arenosa y muestran signos de intensa bioturbación. Los escasos niveles calizos poseen espesores inferiores al metro; son packestones y grainstones con abundante fauna, destacando los ostreidos que llegan a originar una trama de bioclastos. Las areniscas son de grano fino, muestran estratificación cruzada a escala media (Facies Sa sensu JOHNSON, 1978) o bien se presentan en bancos menos espesos con estratificación linsen y flaser (Facies Hb del mismo autor), y ocasionales ripples simétricos en el techo. La presencia de restos fósiles de ammonites, equínidos, lamelibranquios (GARCIA GARMILLA et al., 1984b), gasterópodos, ostrácodos, orbitolínidos y algunos corales ramosos, especialmente frecuentes hacia la parte superior de la unidad, permite sugerir un ambiente deposicional marino abierto, somero, de plataforma con predominio fangoso.

La unidad muestra, además, una evolución vertical que se traduce en una ganancia en carbonato hacia su techo, presagiando la ulterior instauración de condiciones aptas para la sedimentación carbonatada arrecifal en el "episodio" siguiente (Zamburu), probablemente como consecuencia de la paulatina transgresión marina que afectó a este área desde el final del período Wealdense.

La presencia de areniscas (sublitarenitas) con estratificación cruzada de surco revela la existencia de ocasionales corrientes en esta llanura fangosa; el movimiento de las aguas podría relacionarse con actividad de corrientes mareales, sugerida por las estratificaciones flaser, o con actividad de oleaje, como parecen revelar los numerosos ripples simétricos reconocidos. Por otro

lado existen testimonios de episódicos períodos de tormenta, inferidos a partir del reconocimiento de estratificaciones cruzadas de tipo "hummocky" y de la existencia de niveles calcáreos constituidos por acumulaciones lumaquélicas de Ostreidos (Fig. 10), con espesor centimétrico, base y techo muy netos, encajados entre lutitas (Facies Ma, sensu JOHNSON, 1978). Se reconoce asimismo algunas secuencias negativas (Fig. 10) de tamaño métrico, que comienzan por un tramo lutítico, siguen con uno constituido por alternancias de lutitas y areniscas y finalizan mediante un estrato de areniscas finas con estructuras de corrientes. Estas secuencias se han interpretado como ciclos de progradación de pequeñas dunas y ondas arenosas sobre una plataforma fangosa, quizás asociada a algún sistema de barras mareales, crevasses, o a distribuidores menores de bahía intraplataforma.

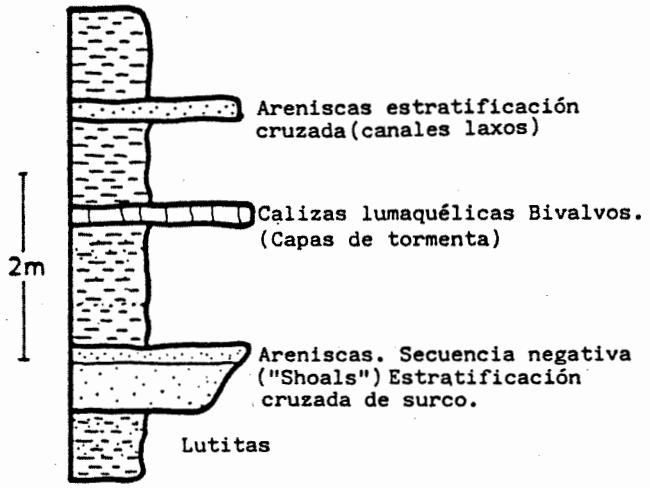


Fig. 10. Columna de detalle representativa de la unidad de Eniebe, en el corte de Bikotz-gane. (Aptiense inferior). Plataforma terrígena.

3.2.2. CALIZAS DE ZAMBURU

Se trata de una unidad eminentemente caliza, pero que presenta numerosos cambios laterales de facies a lutitas, areniscas, margas y brechas calizas. Las calizas son predominantemente micríticas (wackestone-packstone), se disponen en bancos de potencia variable (hasta 8 m) y poseen un alto contenido fosilífero. Existen además niveles de calizas arenoso-margosas con estratificación nodulosa, en tránsito lateral de las calizas micríticas. Las areniscas, de grano fino y medio, presentan estratificación cruzada a escala pequeña y media, con arcillas disponiéndose sobre los ripples arenosos. Las lutitas suelen tener laminación paralela a veces obliterada por la bioturbación, con intercalaciones locales de niveles finos de areniscas con laminación cruzada de ripple.

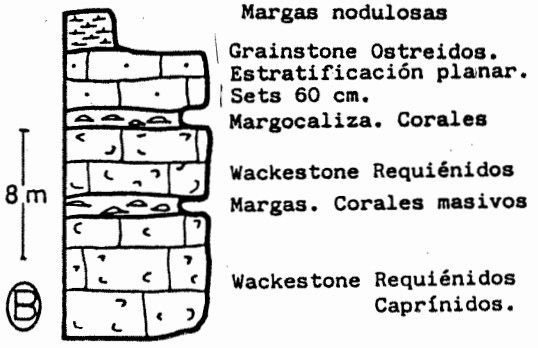
La presencia de restos fósiles de rudistas, corales, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, equínidos, lamelibranquios y orbitolínidos sugiere un medio original de depósito marino somero, de plataforma carbonatada "sensu lato".

Los litosomos calizos mayores son discontinuos y aparecen embebidos en terrígenos. Se pueden diferenciar al menos tres de ellos, de NO a SE: Unceta, Zamburu y Arralde, con extensiones laterales medias en la citada dirección de 9,5 Kms., 3 Kms. y 7,5 Kms. respectivamente, y espesores medios que rondan el centenar de metros.

Los parches calizos discontinuos se extienden fuera del área de estudio (sector del Gorbea), tanto hacia occidente como hacia oriente. En este último sentido, tras un espacio de 6 Kms. sin litosomos carbonatados en el área de Albina vuelven a reaparecer varios parches calizos equivalentes en edad y pertenecientes a la base del corte de Arlabán (al sur del accidente inverso Villaro-Ochandiano); allí se integran, concretamente en la banda carbonatada del monte Jarindo.

Internamente, los parches calizos constan mayoritariamente de facies micríticas, wackestones y packstones de requiénidos, corales masivos, miliólidos, gasterópodos, nerineidos, caprínidos, caprotínidos. Estos dispositivos de baja energía se interpretan como originados bajo el nivel de base del oleaje, lo que según LUCIA (1972) se puede atribuir al ambiente submareal.

Además existen niveles de grainstone bioclástico, originados bajo el nivel base de oleaje con numerosos restos de miliólidos, orbitolínidos, equínidos, ostreidos, nerineas, corales, requiénidos, pectínidos, etc. (Fig. 11).



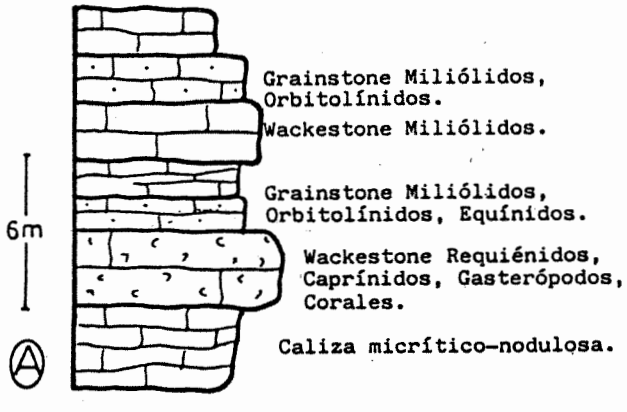


Fig. 11. Secciones detalladas de las calizas de la unidad de Zamburu (Aptiense inferior), revelando los principales tipos de facies diferenciados.

Uno de los ciclos más comunes dentro de los parches calizos revela la siguiente sucesión vertical (fig. 12):

a) tramo basal de margas y margocalizas con corales masivos.
b) tramo de micrita con requiénidos (wackestone).
c) tramo superior de grainstone bioclástico de grano fino.

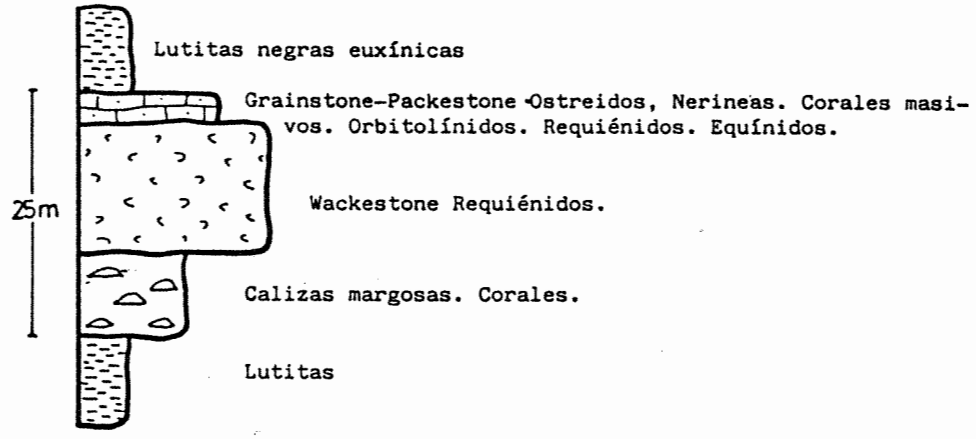


Fig. 12. Secuencia representativa simplificada de la unidad de Zamburu. Ciclo de somerización hacia arriba. Zamburu. Aptiense inferior.

Este ciclo posee un espesor medio de unos 30 metros y refleja con gran probabilidad una secuencia de somerización hacia arriba, en la que tras el depósito de las margas coralinas en un ambiente de baja energía (suave rampa carbonatada) se instaura un régimen de sedimentación caliza con menor contaminación terrígena y predominio de los rudistas. Finalmente, el depósito del tramo calcarenítico se habría producido en un ambiente agitado, probablemente por encima del nivel base de oleaje.

Un ciclo "shallowing upward" con caracteres en cierta medida similares ha sido descrito por GARCIA-MONDEJAR y PUJALTE (1983) en materiales albienses de la punta del Castillo (Górliz) pocos Kms. al Norte de nuestra área de estudio, pero culminando allí el miembro calcarenítico con una superficie de emersión y asociados a ella, rasgos inequívocos de karstificación.

BEBOUT et al. (1974) puntualizan que los grainstones bioclásticos de rudistas, en el caso del urgoniano de Texas, se habrían formado por encima de los 3 metros de profundidad a modo de barras de marea, rellenos de canal o como arenas esqueletales de playa; en base a los caracteres observados nos inclinamos por un bajío arenoso sobre el fondo de la plataforma.

Los caracteres generales de las facies calizas sugieren un medio ambiente original de depósito marino somero, en aguas cálidas, libres de contaminantes terrígenos, ricas en nutrientes, con una salinidad marina normal, dentro de la zona fótica. BEBOUT et al. (1974) señalan que los wackestones con miliólidos y rudistas se habrían formado a profundidades inferiores a los 8 metros en áreas de lagoon.

Los parches calizos constituyen auténticos crecimientos carbonatados o "carbonate buildups" en el sentido de WILSON (1975), de "cuerpos de sedimento carbonatado lateralmente restringidos y formados "in situ", pudiéndose atestiguar que poseyeron un relieve topográfico en el fondo marino". También se pueden considerar estos litosomos como auténticos arrecifes estratigráficos en el sentido de DUNHAM (1970), ya que son masas de rocas carbonatadas puras, potentes, lateralmente restringidas, y que aparecen constituidas por una sucesión de biostromos y biohermos (sensu CUMINGS, 1932), entre bancos bioclásticos.

Las áreas interparche, constan de terrígenos con niveles de brechas calizas intraformacionales intercaladas cerca de los parches y que se adelgazan distalmente de forma rápida hasta desaparecer. Se han podido reconocer estas brechas en el área situada entre los parches de Zamburu y Arralde (Fig. 13). Estos niveles brechoides presentan clastos calizos de hasta 3 metros de tamaño máximo ("olistolitos"), texturas tanto de trama abierta como cerrada y llevan aparejados slumps y otros testimonios de deslizamientos sinsedimentarios. Su existencia permite suponer, de modo general, que las áreas interpache constituían ligeras depresiones en el fondo marino, a las cuales iban a parar los derrubios de los taludes arrecifales, y a través de las cuales se canalizaban los terrígenos. Estos últimos son básicamente lutíticos, aunque existen además cuerpos arenosos, con superficies basales canaliformes, estructuras de corriente de tipo estratificación cruzada de surco a escala media, numerosas superficies de reactivación, restos de carbón, láminas arcillosas recubriendo los "foresets" o "mud drapes", estratificación flaser y, en conjunto, testimonios de actividad mareal sinsedimentaria, lo que nos inclina a interpretarlos como depositados en pasos mareales interarrecifes.

Las escasas medidas de paleocorrientes obtenidas parecen confirmar una dirección general de transporte de S-SO a N-NE, es decir, encajándose en los espacios existentes entre los parches arrecifales.

El espesor de los parches calizos varía según diferentes sectores dentro de la unidad, con valores máximos de 150 metros en la vertical de Zamburu, en donde se observan ciclos de descontaminación en terrígenos con alternancia de tramos de margas con corales masivos y calizas micríticas con rudistas (requiénidos) (Fig. 11B). Al NO del parche de Zamburu, en Kerekoatxa, las calizas puras se adelgazan en fuerte medida, en favor de los terrígenos, por lo que el espesor calizo medido (Fig. 14A), apenas si alcanza los 8 metros; este rasgo se observa asimismo en el parche de Arralde, en donde las calizas de este monte se adelgazan rápidamente hacia el SE, reduciéndose en el río Undebe (Fig. 14B) apenas 25 m.

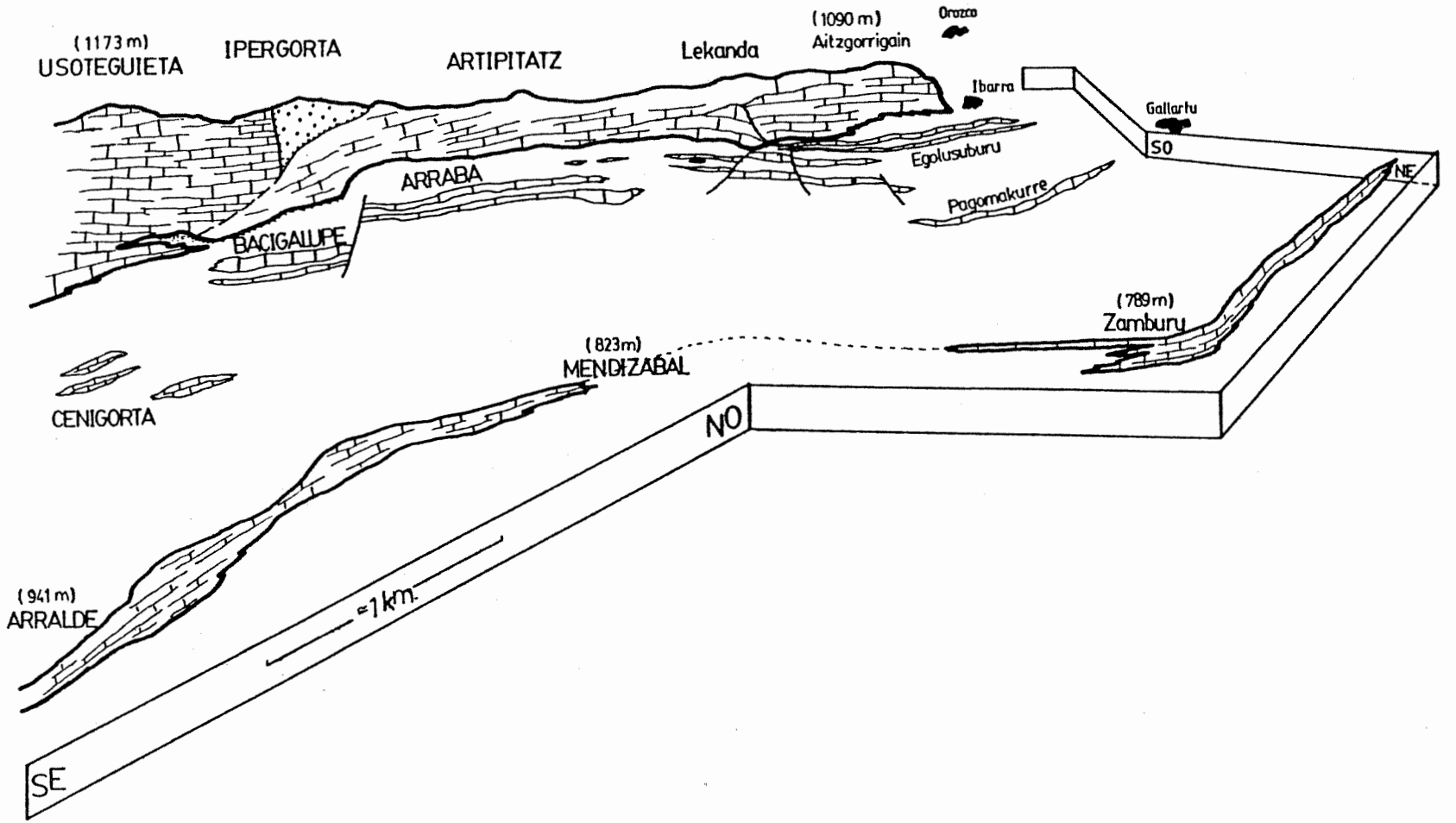


Fig. 13. Relaciones de los litosomos o parches calizos de Arralde y Zamburu en el contexto de las unidades distinguidas en el macizo de Gorbea. Esquema realizado a partir de fotografía aérea oblicua. Buzamiento regional aproximado de 20° hacia el Sur.

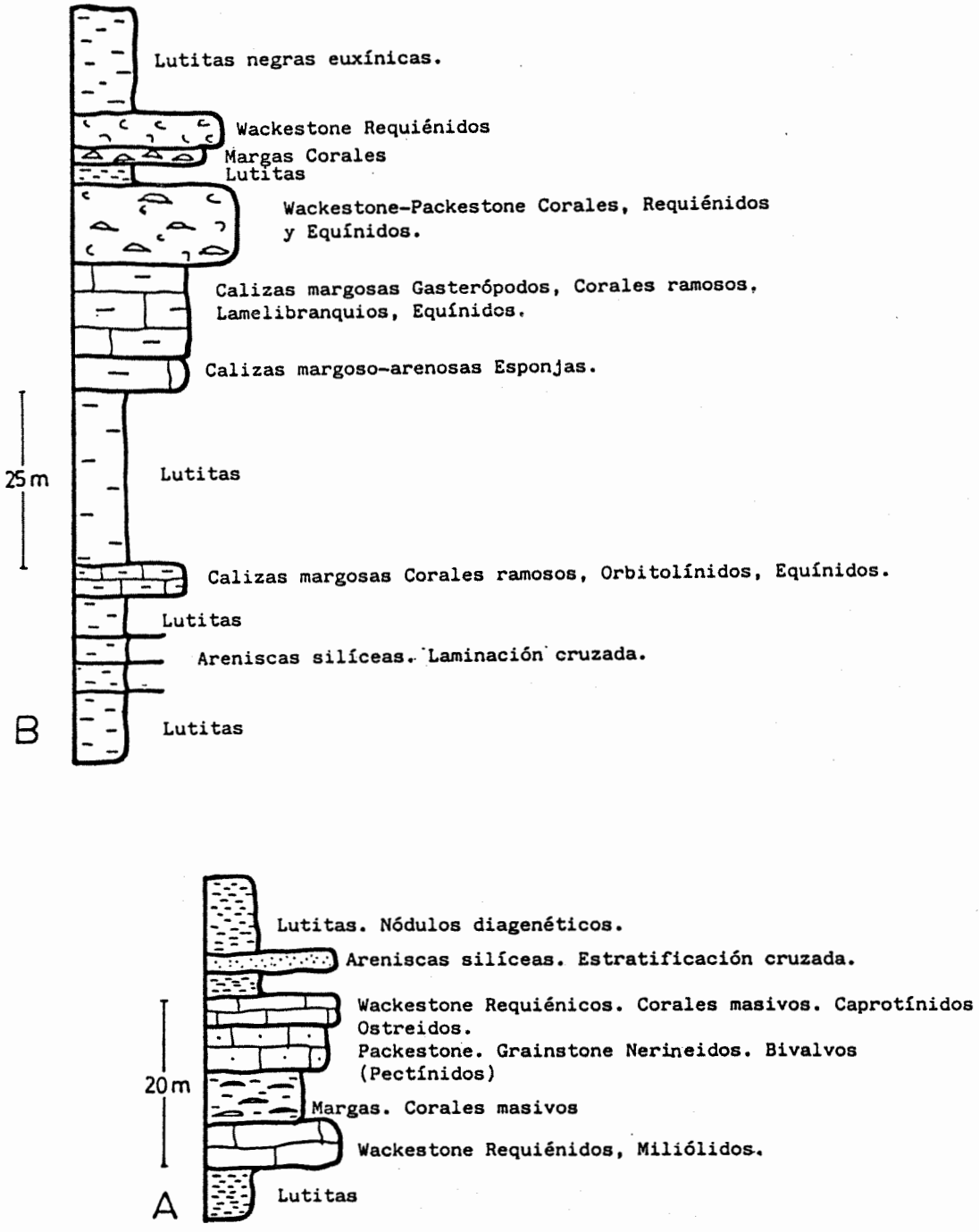


Fig. 14. Secciones esquemáticas tipo de la unidad de Zamburu en los sectores de Kerekoatxa (A) y río Undebe (B), Litosomo de Zamburu.

Los tres crecimientos carbonatados diferenciados en el interior de esta unidad, se presentan constituidos por gran número de biostromos, que son, siguiendo a CUMINGS (1932), cuerpos calizos originados "in situ" y orgánicamente, que están embebidos en rocas de diferente litología y que poseen forma tabular pero no lenticular o monticular. Los biohermos son, por su parte, constituyentes menos habituales de los tres parches distinguidos; se trataría de cuerpos calizos originados por organismos sedentarios, que aparecen embebidos en litologías diferentes y que poseen formas de lente (CUMINGS, 1932). Se han distinguido biohermos constituidos por micrita con corales masivos dispersos y flotando en la matriz, en el borde Sur del parche arrecifal de Zamburu, así como en el borde SE del parche calizo de Arralde, en la base de la unidad caliza estudiada en la vertical de la peña de dicho nombre. Se trata en este caso de estructuras arrecifales de 3 metros de altura por una docena de metros de extensión lateral; en lo que se refiere al núcleo arrecifal; están constituidos por micrita con corales masivos y algunos rudistas, en tanto que las capas de flanco bien estratificadas y menos potentes, muestran bioclastos rotos (packstone-grainstone), y ocasionales brechas calizas (30 cm.) del talud del propio biohermo, que testimonian la existencia de pendientes sindeposicionales originadas por estos arrecifes y por ello una elevación topográfica respecto al fondo marino adyacente.

El techo de la unidad de Zamburu en cada uno de los cuatro litosomos aparece coronado por unas lutitas negras, euxínicas, con ammonites, pertenecientes ya a la unidad de Arimekorta. El límite, por tanto, representa la detención al menos momentánea de la sedimentación carbonatada en el área. Estos materiales lutíticos parecen reflejar un ascenso relativo importante del nivel del mar. Su datación, obtenida mediante ammonites y orbitolínidos, revela una edad de tránsito Aptiense inferior-superior para el techo de las calizas, momento que, según la curva de VAIL et al. (1977), coincidió con una caída eustática del nivel del mar. Este dato, junto con la presencia de superficies erosivas locales a techo de las calizas del parche de Arralde en su sector NO (área de Agiñalde-Yondegorta), podría sugerir una primitiva caída relativa del nivel del mar, que habría sido seguida inmediatamente por un ascenso relativo rápido ya en la base del Aptiense superior.

3.2.3. LUTITAS DE ARIMEKORTA

Esta unidad está formada esencialmente por lutitas, que generalmente poseen colores oscuros, laminación paralela y algunos nódulos ferruginosos aislados intercalados. En proporciones menores, existen niveles de areniscas con estructuras de corriente de tipo laminación paralela (Facies S_b sensu JOHNSON, 1978) y estratificación cruzada a escala pequeña y media, y ripples de corriente (Facies S_a y S_c, respectivamente, op. cit.), acompañados de abundantes restos de materia vegetal carbonosa. Finalmente existen calizas minoritarias, las cuales presentan carácter micrítico y algunos restos de rudistas.

La extrema base de la unidad muestra un óptimo desarrollo de las lutitas negras euxínicas con ammonites, que verticalmente pierden esta dominancia en favor de un número creciente de intercalaciones areniscosas.

La presencia de restos fósiles de ammonites, belemnites, ostreidos, corales, equínidos, rudistas, revela un medio ambiente original de depósito marino abierto, probablemente más profundo que el implicado para los parches arrecifales de la unidad de Zamburu infrayacente, pero no marino profundo ya que existen testimonios de ocasionales períodos de recurrencia de la sedimentación carbonatada somera, en forma de depósito de calizas micríticas con rudistas en la base de la unidad, que suponen la instauración de un biotopo calizo sobre un cuerpo arenoso (Fig. 15).

El reconocimiento de fósiles de aguas comparativamente someras junto con el análisis del resto de los parámetros de facies sugiere un ambiente de plataforma marina abierta fangosa.

Se han reconocido numerosas intercalaciones areniscosas (sublitarenitas) en ciclos negativos de escala métrica y que podrían representar barras arenosas sobre una plataforma marina terrígena con predominio fangoso. Las areniscas muestran estratificaciones flaser y lenticular y abundante bioturbación, lo que sugiere actividad intermitente de corriente, con presencia de algunos "channel fills" arenosos que se encajan en lutitas (Fig. 16) y que se interpretan como rellenos de canales en áreas de estuario, llanura de marea o deltaica, similares a los descritos por KLEIN (1967).

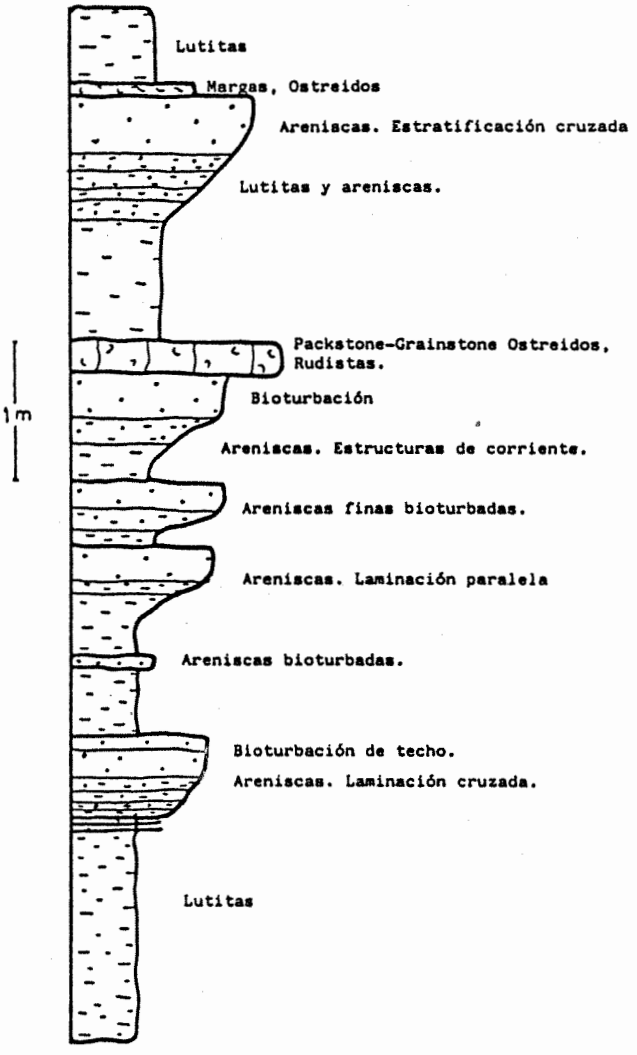
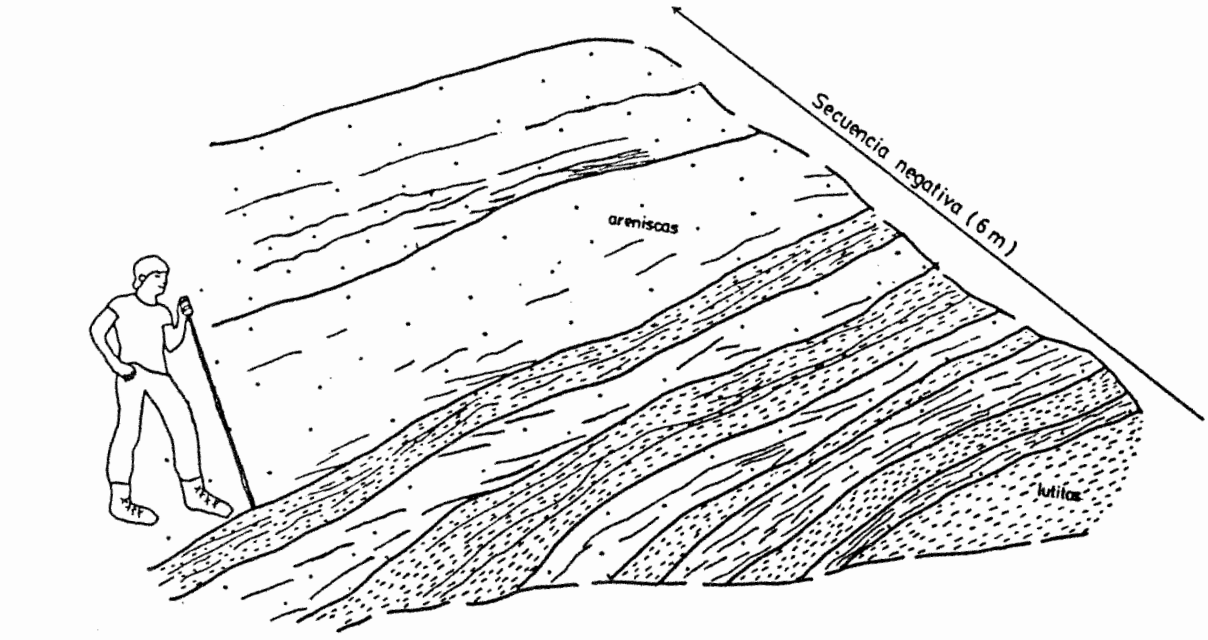
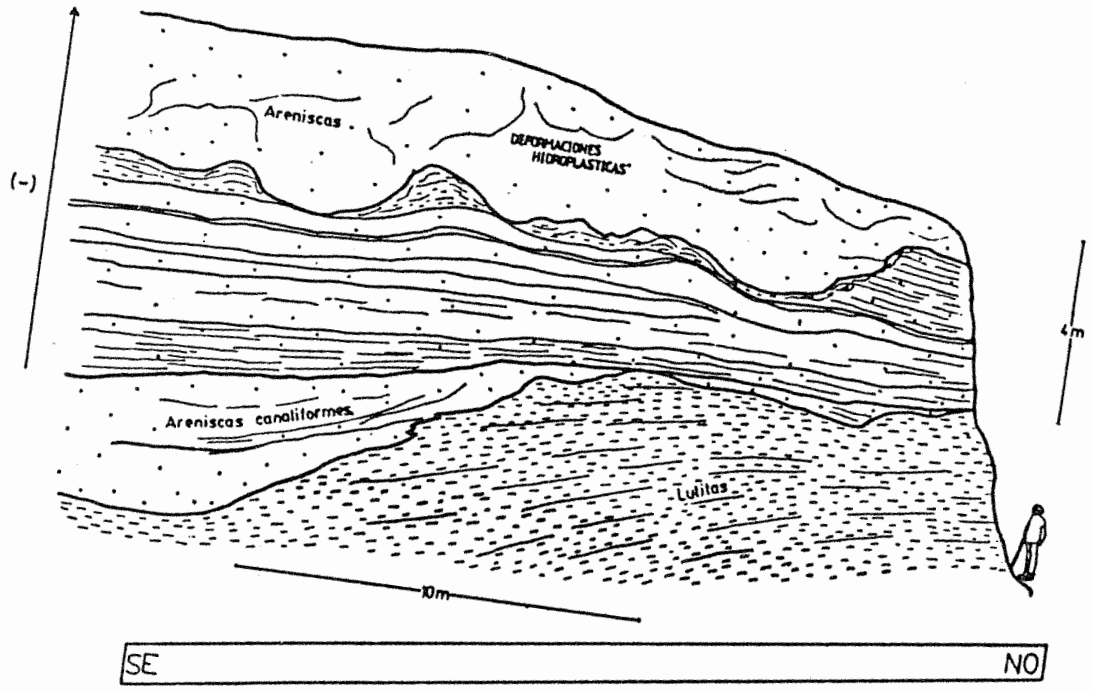


Fig. 15. Sucesión vertical de algunas asociaciones de facies de la unidad de Arimekorta. Río Altube. Aptiense inferior. Plataforma mixta.



B



A

Fig. 16 Secuencias negativas y estructuras canaliformes en las series terrígenas de la unidad de Arimekorta (monte Acero). Aumento hacia arriba del tamaño de grano y espesor de banco. Plataforma terrígena. Aptiense superior.

En general la composición esencialmente lutítica de la unidad y las estructuras halladas en las areniscas sugieren corrientes suaves.

La organización sedimentaria muestra oscilaciones en la energía mecánica del medio, con periodos de mayor turbulencia en los que se depositarían las areniscas y momentos de mínima energía mecánica en los que se decantarían los finos; pero siempre dentro del régimen de flujo más bajo de SIMONS et al. (1965).

En la vertical de monte Acero, hacia techo de la unidad, se han reconocido ciclos negativos (Fig. 16B) entre lutitas-areniscas en relación probable con llegada de aportes a la cuenca que podrían testimoniar variaciones climáticas o bien condiciones de inestabilidad en el área fuente. Se podría tratar de ciclos de progradación de barras menores de distribuidores muy similares a los descritos por ELLIOT (1974), o quizás también de secuencias de progradación de lóbulos de "crevasse splay", como resultado de procesos de relleno de bahías interdistribuidores. Según este autor, la sedimentación en las bahías interdistribuidores de llanuras deltaicas, está dominada por incursiones a partir de los distribuidores que transfieren sedimento a la bahía mediante tres procesos: flujos de desbordamiento generalizado ("overbank flooding"), derrames localizados ("crevassing") y avulsión, generándose en la mayoría de los casos secuencias grano-crecientes hacia arriba.

Existen algunos testimonios de suaves pendientes en el fondo marino, como parecen sugerir las areniscas y lutitas con slumps, repliegues intraformacionales y superficies de despegue (Fig. 17), que localmente se intercalan en el área noroccidental del sector de Gorbea, en concreto en la parte superior de la unidad de Arimekorta en el río Altube.

Esta pequeña pendiente en el fondo marino inclinada hacia el NO, podría representar, ya en el Aptiense superior, la preformación del borde oriental del surco de trazado aproximado NS, que en el Albiense inferior-medio se desarrolló en esa misma área y con similar polaridad.

3.2.4. LUTITAS, ARENISCAS Y CALIZAS DE PAGOMAKURRE

Se individualiza respecto a la unidad infrayacente (Arimekorta) por la intercalación de litosomos o parches calizos discontínuos embebidos entre terrígenos finos, y por la presencia de margas y margocalizas alternando con las lutitas y calizas. Se trata de una unidad de extensión areal limitada (10 Kms.), que pasa lateralmente a las unidades de Ibarra, Oketa, e Itxina hacia el NO y SE (partes inferior y superior, respectivamente).

Las calizas son mayoritariamente micríticas (wackestone-packstone), si bien existen, además, cantidades menores de grainstone y de calizas margosas. Las lutitas muestran laminación paralela, nódulos diagenéticos de composición ferruginosa y abundantes trazas de bioturbación. Las areniscas son tanto silíceas como calcáreas, mostrando especialmente las primeras, estructuras de corriente de tipo laminación cruzada de ripple (Facies S_c, sensu JOHNSON, 1978). y estratificación cruzada a pequeña escala (S_a), estratificación flaser y lenticular (H_a).

El análisis de los restos fosilíferos ha revelado una gran riqueza en organismos para las calizas (lamelibranquios, corales, rudistas, equínidos, orbitolínidos), y en menor medida en algunos niveles de calizas arenosas y areniscas calcáreas (ostreidos, equínidos, corales), en tanto que las margas arenosas contienen únicamente restos de algunos belemnites. Todo este conjunto faunístico revela un medio marino poco profundo, probablemente de plataforma conectada al mar abierto.

Los diferentes parches calizos se extienden lateralmente sobre distancias de pocos kilómetros, poseen espesores de orden decamétrico y su naturaleza litológica es variada, por lo que distinguiremos entre los siguientes litosomos:

A. Litosomos situados por debajo de la unidad de Itxina.

A_1. Pagomakurre. Es un cuerpo calizo de composición eminentemente micrítica que posee un espesor medio de 35

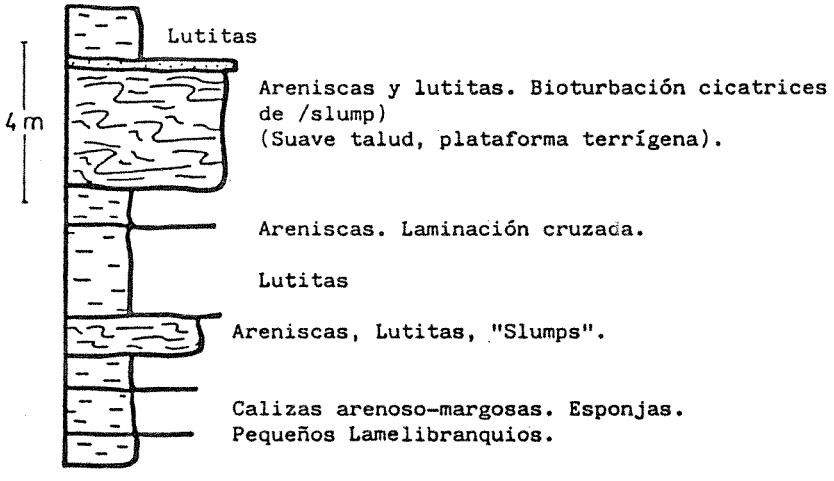
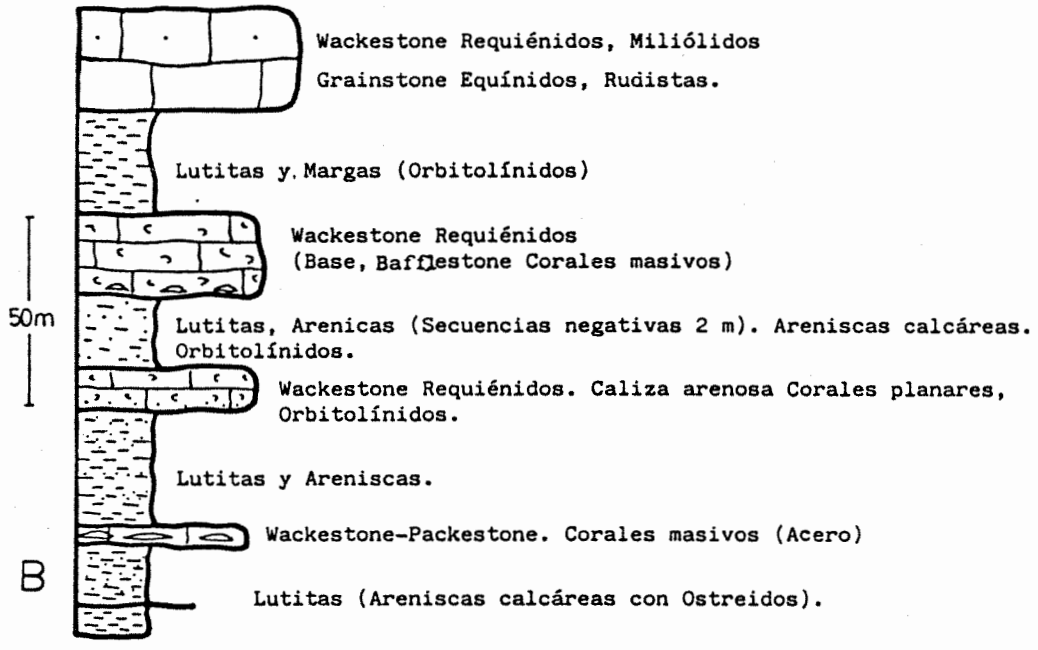


Fig. 17. Repliegues intraformacionales y superficies de despegue en la unidad de Arimekorta. Corte del río Altube. Aptiense superior.



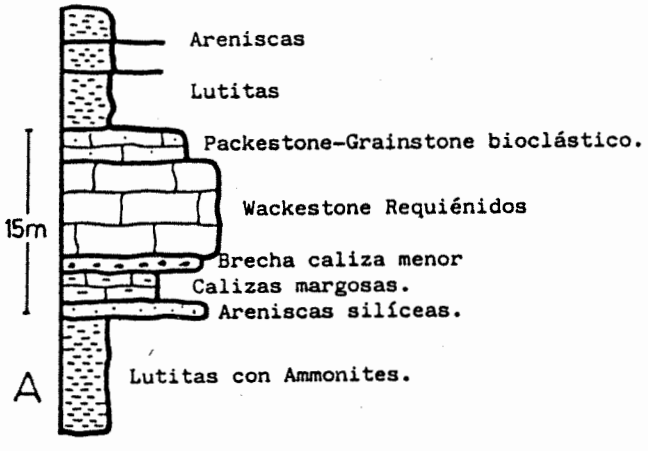


Fig. 18. Secciones detalladas de los parches calizos inferiores en la unidad de Pagomakurre, A (Pagomakurre) y B (monte Acero).

metros y se extiende en la dirección NO-SE sobre 3,5 Km., acuñándose y desapareciendo lateralmente en ambos sentidos. Una sección de esta unidad en la vertical del refugio hostal de Pagomakurre (Fig. 18A), refleja una paulatina instauración de la sedimentación carbonatada a través de términos contaminados con terrígenos (calizas margosas), hasta calizas micríticas puras con rudistas, depositadas en un ambiente marino somero de escasa agitación y probablemente situado bajo el nivel base de oleaje medio. Un nivel de calizas grainstone a techo revela la probable instauración de un régimen hidrodinámico más alto. Sobre estas calcarenitas se disponen unas lutitas que representan el fin de la sedimentación carbonatada y el paso a una sedimentación de finos terrígenos por decantación lenta.

Este nivel calizo, sobre el que se edifica el hostal de Pagomakurre, viene a ser aproximadamente equivalente lateral de un conjunto de pequeños parches situados hacia el SE, en el área de monte Acero.

A_2. Parches de monte Acero. De entre ellos destacaremos al pequeño litosomo calizo situado en la vertiente norte de este monte, que posee un espesor de 5 m. y 10 metros de extensión lateral. Representa el nivel calizo estratigráficamente más bajo de la unidad considerada (Fig. 18B); su composición es micrítica y constituye un pequeño parche calizo coralino, que supone el preludio de construcciones carbonatadas superiores de mucha mayor extensión. En microfacies se han reconocido **Orbitolina (Mesorbitolina) minuta** DOUGLASS sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder y **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder. Esta asociación de microforaminíferos sugiere una edad de parte alta del Aptiense superior.

Los parches de Zubialde constituyen un grupo de litosomos calizos aflorantes al SE de Peña Acero, en la cabecera del arroyo Zubialde, siendo estratigráficamente ligeramente más altos. Muestran frecuentes tránsitos laterales basales a lutitas y areniscas. Su composición es esencialmente micrítica, destacando: wackestones de requiénidos, wackestones-packstones de miliólidos y ocasionales niveles de calcarenitas intercalados que revelan condiciones de batimetría escasa, con gran probabilidad dentro del nivel de acción de las corrientes marinas u oleaje.

B. Litosos lateralmente equivalentes a la parte inferior de la unidad de Itxina

Inmediatamente encima en la columna estratigráfica pero en el sector NO del macizo, se localiza un grupo de materiales terrígenos que engloban una serie de parches lateralmente equivalentes de la unidad caliza de Itxina. De SE a NO y ascen-

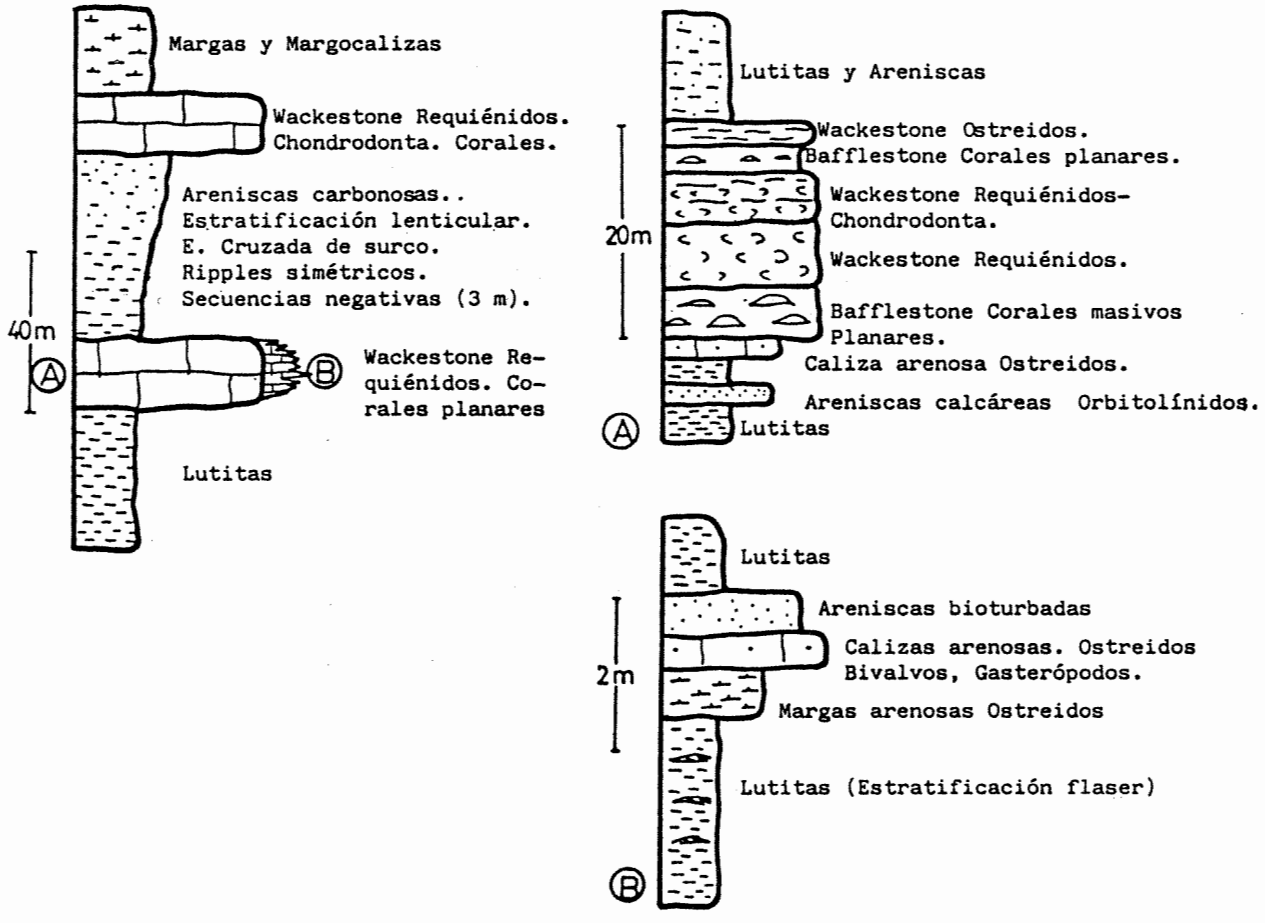


Fig. 19. Sección sintética de las dos barras calizas de Bacigalupe (fig. izda.), con detalles parciales de la barra inferior (A) y de su tránsito lateral hacia el Oeste (B). Unidad de Pagomakurre. Albiense inferior.

diendo hacia términos más jóvenes, lo que revela un dispositivo netamente progradante, distinguiremos los siguientes conjuntos:

B_1. Parches de Bacigalupe. Son fundamentalmente dos barras calizas que denominaremos Bacigalupe 1 y 2; siendo el techo de la segunda, en donde se localiza la peña de igual nombre.

Las dos barras calizas distinguidas poseen un espesor medio de unos 15 metros y extensión lateral de 2,6 Kms. (Fig. 19). Se encuentran separadas por un tramo terrígeno de espesor medio de 20 m. y pasan lateralmente a lutitas, areniscas calcáreas y margas de la propia unidad de Pagomakurre (Fig. 19B); incluso a nivel interior, cambian de composición y espesor en muy cortas distancias.

Bacigalupe-1 muestra facies eminentemente micríticas, con desarrollo de montículos arrecifales o "reef mounds" sensu James (1978) en el extremo NO del litosomo. Se trata de lentes "infladas" potentes, masivas, constituidas por wackestones de rudistas (requiénidos) y corales masivos integrantes de la facies de núcleo de la estructura arrecifal, que lateralmente pasan a calizas no masivas que muestran alternancias de niveles calcáreos micríticos, margosos e incluso calcareníticos con megaestratificación cruzada de bajo ángulo con "foresets" buzantes hacia el NO.

Un corte de Bacigalupe-1, realizado en la vertical del refugio de la federación vasca de montaña en Arraba, revela una transición entre los materiales terrígenos infrayacentes a la barra (areniscas y lutitas no calcáreas), a los calcáreos puros de la barra, por intermedio de un nivel de espesor inferior al metro constituido por calizas arenosas con ostreidos (Fig. 19A).

En el interior del litosomo se distinguen en la vertical algunos ciclos que revelan variaciones en las condiciones medio ambientales; son ciclos de calizas micríticas con corales-rudistas-rudistas + ostreidos - corales - **Chondrodonta.**

Los restos de fauna somera (bivalvos, gasterópodos) hallados en las lutitas y areniscas, así como las estructuras sedimentarias de los cuerpos arenosos que se intercalan y coronan el tramo, sugieren un medio marino somero de plataforma terrígena. Algunos cuerpos arenosos controlaron la instauración de la sedimentación carbonatada al representar pequeños altos relativos, como es en el caso de Bacigalupe-2, en la vertical de Aldape, en donde la barra caliza se apoya en areniscas silíceas con estratificación cruzada que culminan una secuencia negativa de 6 metros (Fig. 20), interpretada como un ciclo de progradación de una barra de canal distribuidor deltaico.

Por su parte, la barra caliza Bacigalupe-2 muestra un máximo espesor en el sector sureste (vertical de Aldape), que coinci-

de con la existencia de "reef-mounds" que pueden tener facies de núcleo de hasta 35 metros de espesor, constituidas por wackestones de rudistas (requiénidos), **Chondrodonta** sp. y corales masivos; esta facies masiva se adelgaza lateralmente hacia el NO, alcanzando su mínimo espesor en la vertical del centro de la campa de Arraba (precisamente el techo de la citada barra constituye el límite geomorfológico de las campas hacia el NE). Antes de desaparecer la caliza experimenta un último engrosamiento; se trata de un crecimiento biohermal masivo, de unos 20 metros de espesor, constituido por calizas micríticas, wackestone de corales y rudistas (requiénidos); en su borde NO presenta niveles calizos brechoides con clastos de talla centimétrica, claro índice de la existencia de pendientes sinsedimentarias en el flanco arrecifal occidental y de la asimetría aparente de éste respecto a flanco oriental, también observable en el corte expuesto.

Sobre las calizas de esta barra se disponen margas y margocalizas, que corresponderían a la extrema base estratigráfica del tramo terrígeno "blando" que ha posibilitado la formación de las campas de Arraba. En este caso el fin momentáneo y local de la sedimentación carbonatada se debió producir a causa de una mayor llegada de terrígenos finos en suspensión, que condujo a una sedimentación carbonatada bajo aguas impuras.

Otra característica de interés en la dinámica sedimentaria de Bacigalupe-2, se revela en su techo, en donde se han distinguido un conjunto de parabrechas calizas con clastos centimétricos embebidos en margas, en tránsito lateral del extremo techo de la barra, indicando una paleopendiente probablemente inclinada hacia el S-SO; este dato aislado que podría sugerir la existencia de un surco al sur de Arraba en este tiempo, no ha podido ser corroborado por la ausencia de otros datos pertenecientes a este mismo nivel, pero sí se han apreciado indicios en el mismo sentido en niveles situados estratigráficamente por encima, como el acuñamiento de las calizas basales de Lekanda hacia el sur aproximadamente a partir del mismo límite de dirección NO-SE, o estratigráficamente por debajo, como el acuñamiento lateral hacia el sur del parche calizo de Zamburu en el paso de Mandabide.

B_2. Parches de Lekanda. Constituyen las 2 barras calizas claramente individualizadas al pie de peña Lekanda, que RAT (1959), denomina (4) barra de la cornisa de Arraba y (6) barra de Arraba, en su análisis de las calizas superiores de Gorbea (Fig. 39, p. 287). En nuestro esquema a partir de fotografía aérea oblicua (Fig. 21), se puede apreciar la posición estratigráfica de estos parches calizos respecto a otros cuerpos calizos de la unidad de Pagomakurre y en relación con la unidad suprayacente de Itxina. Las barras calizas poseen espesores de 15 a 20 metros, y se extienden sobre una distancia máxima de 1.000 metros, aproximadamente en la dirección NO-SE, apareciendo separadas en la vertical por un tramo de composición terrígena, eminentemente lutítico (Fig. 22). Ambas se acuñan lateralmente hacia el SE y NO, por tránsito a terrígenos tanto margosos como lutíticos y areniscosos.

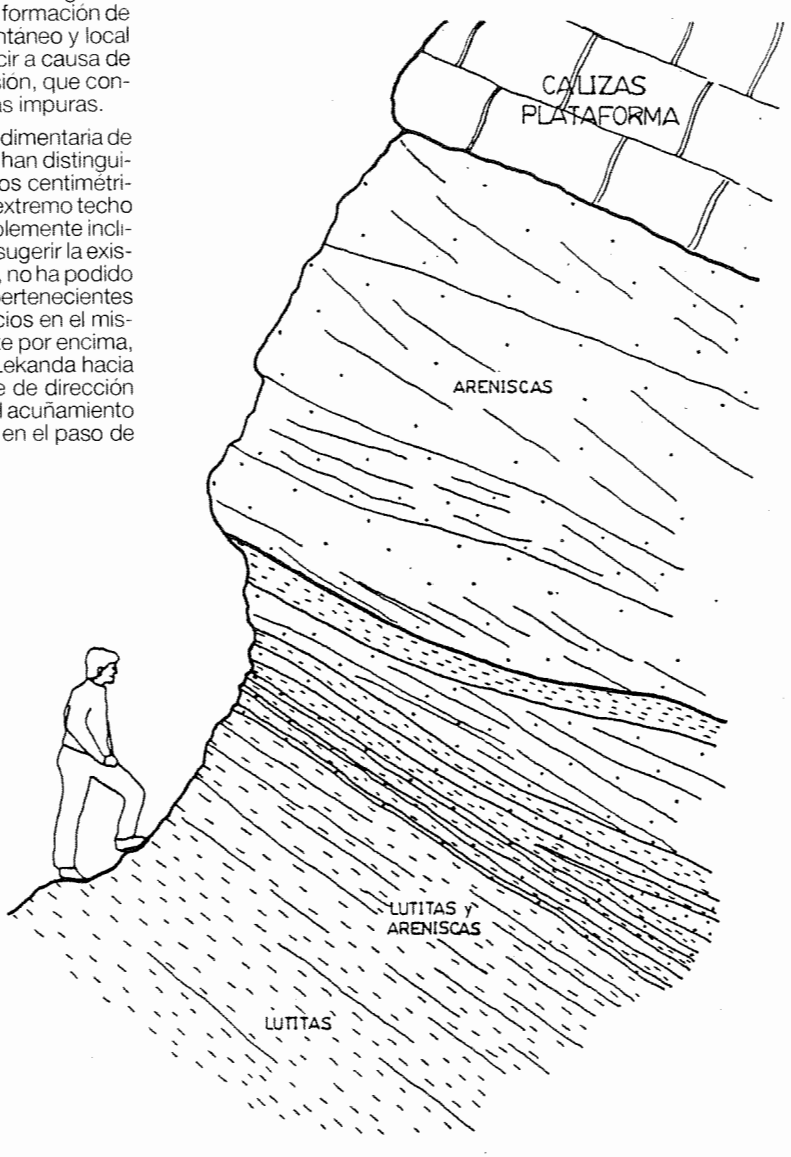


Fig. 20. Secuencia negativa en los terrígenos de la unidad de Pagomakurre, culminando con una barra de calizas de plataforma somera (rudistas). Bacigalupe superior. Albiense inferior.

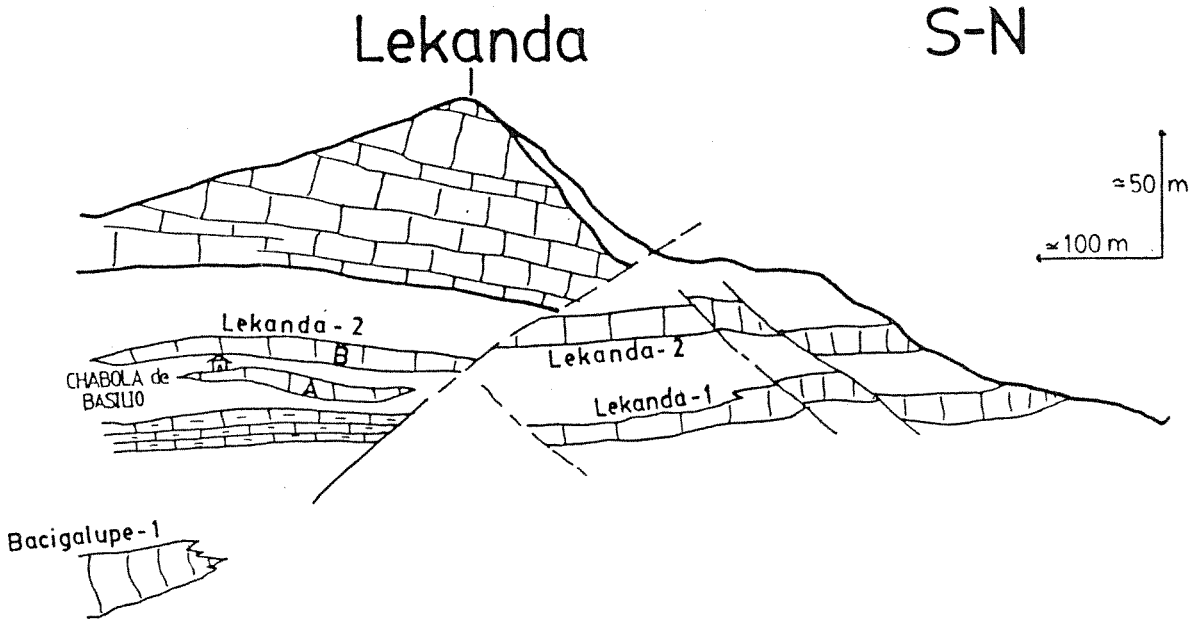


Fig. 21. Esquema de las relaciones geométricas estratigráficas entre los diferentes litosomos de la base de peña Lekanda. Unidad de Pagomakurre (parte superior). Albiense inferior. Perspectiva obtenida desde peña Bacigalupe.

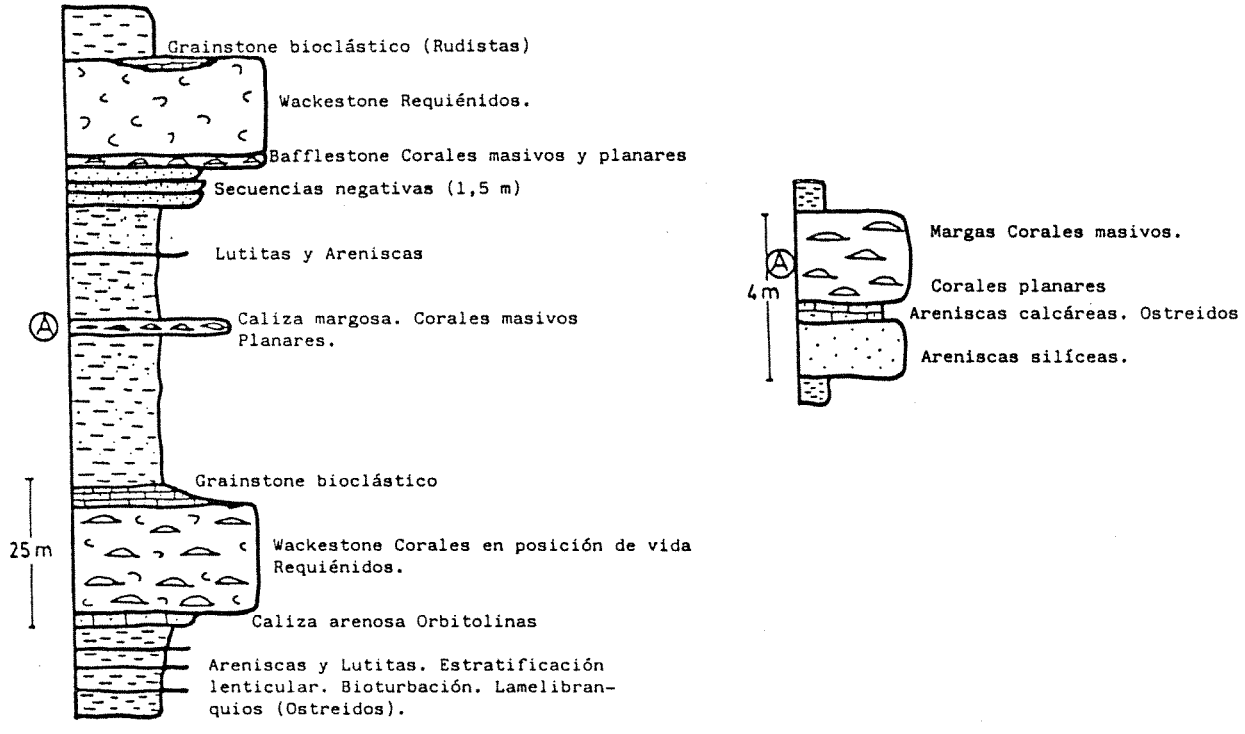


Fig. 22. Columna detallada de las dos barras calizas de la base de Lekanda, con detalle ampliado de una intercalación calcárea intermedia (A). Unidad de Pagomakurre, parte superior. Albiense inferior.

La barra caliza inferior, Lekanda-1, se extiende hacia el NO hasta prácticamente las inmediaciones del hostal de Pagomakurre, tras haber descendido por varias pequeñas fallas de régimen normal; hacia el SE se disipa poco antes de alcanzar las campas de Arraba, al pasar lateralmente a calizas margosas y margas correspondientes al nivel 4 (corte II) del esquema de Rat anteriormente citado, y que debuta con el banco de calizas arenosas con ostreidos **(Exogyra latissima, Alectryonia** sp.) y orbitolínidos, situado en la propia puerta de acceso a Arraba desde Pagomakurre. Internamente, Lekanda-1, muestra una evolución vertical que sugiere descontaminación en terrígenos, desde términos lutíticos a calizas arenosas y de éstas a calizas micríticas en las que predominan los corales masivos en posición de vida sobre los rudistas.

El tramo micrítico constituye casi toda la potencia de la barra y aparece coronado en algunos puntos por un nivel métrico de calizas grainstone, con muchos bioclastos rotos y retrabajados; esto sugiere un cambio en las condiciones hidrodinámicas del medio de depósito, quizás como resultado global de una somerización, al cambiar desde una situación bajo el nivel base del oleaje medio a un fondo marino agitado por encima del citado nivel.

Esta barra (Lekanda-1) refleja en su evolución vertical, al igual que otros parches calizos dentro de esta unidad y de otras en el complejo urgoniano del área, una tendencia hacia la instalación de medios con requiénidos (micritas con rudistas típicas del complejo urgoniano), ya puesta de manifiesto por PASCAL (1984).

Respecto a los dos términos micríticos en la secuencia tipo de corales y rudistas respectivamente, y comparando con los datos del estudio llevado a cabo por FUCHS (1981) en la caliza Edwards del Cretácico inferior de Texas, se puede sugerir que los corales habrían formado extensos acúmulos o "blankets" en el fondo marino, ayudando a estabilizar el sustrato y a prepararlo para la posterior colonización y migración de los rudistas; las larvas nadadoras libres de éstos habrían sido transportadas por corrientes, efectuando su fijación al fondo gracias a la producción de una proteína segregada por una glándula en su pie inferior.

Sobre Lekanda-1, se intercala un tramo terrígeno, constituido por lutitas, margas, calizas margosas y areniscas. Las lutitas son dominantes en el conjunto, en tanto que las areniscas se concentran hacia techo del tramo, esquematizando una secuencia global negativa. El nivel de calizas margosas se localiza en la parte media, y está constituido por numerosos corales muy planos, masivos, que forman la trama de la roca, y entre los cuales existen algunas láminas margosas; este pequeño parche arrecifal creció probablemente bajo condiciones de aguas impuras, como lo revela la importancia del sedimento margoso entre metazoos, y probablemente en condiciones de ligera mayor batimetría que la implicada para la barra caliza Lekanda-1, como parece deducirse del hábito morfológico planar de los corales, que crecieron en la horizontal a fin de aprovechar al máximo la escasa luz que alcanzaba esos fondos. La restricción areal de estos parches podría haberse debido a algún condicionante batimétrico, como la probable existencia de "shoals" arenosos en el fondo, sobre los cuales se instauraron preferentemente los "patch-reefs"; en primer lugar existe una etapa de estabilización del sustrato por parte de los ostreidos, que dan paso a una etapa de colonización dominada por los corales masivos.

Sobre el pequeño parche coralino descrito se disponen nuevamente lutitas y areniscas alternantes, con testimonios de bioturbación, estratificación lenticular, restos de carbón y un conjunto de tres secuencias negativas métricas a techo del tramo, que podrían representar la progradación de barras de boca de distribuidor sobre una plataforma terrígena (llanura deltaica). Presentan estructuras tractivas de tipo estratificación cruzada de surco a escala media, que reflejan un régimen de flujo conducente al desarrollo de megariples.

Estos mismos bajíos constituyeron el sustrato elevado adecuado para que nuevos biotopos de corales y rudistas se instalaran encima (Lekanda-2).

La barra caliza superior, Lekanda-2, se extiende hacia el NO hasta la vertical del hostal de Pagomakurre, y hacia el Este se adentra en el sector septentrional de las campas de Arraba, en donde cambia a margas de la propia unidad de Pagomakurre. Internamente muestra una evolución vertical que se refleja en la superposición de tres facies características: bafflestone de corales masivos y planares, wackestone de rudistas (requiénidos) y grainstone bioclástico. Del estudio sedimentológico de este ciclo se desprende una probable somerización hacia arriba, desde condiciones por debajo del nivel base de oleaje medio hasta otras, muy someras, por encima del mismo.

Al sur de la falla (principal), en el esquema de la figura 24, el equivalente de Lekanda-2 vendría representado por el parche calizo situado sobre la chabola de Basilio, que se localiza encima de un pequeño litosomo calizo A, sin equivalente lateral calizo al norte de la citada falla. La figura 23 representa estos dos últimos parches calizos y sus términos encajantes. El litosomo

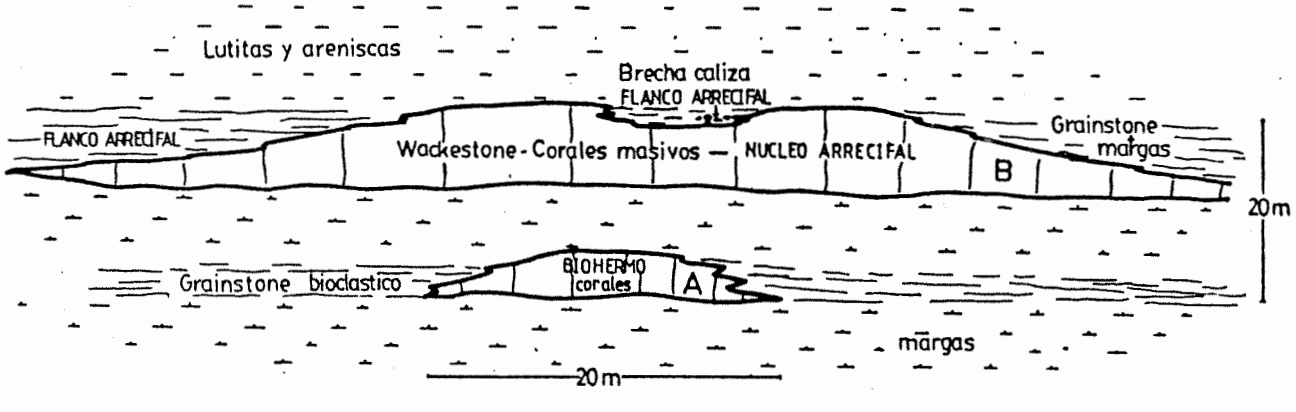


Fig. 23. Esquema detallado de los principales tipos de facies distinguidos en los parches calizos A y B de Lekanda (ver correspondencias en la fig. 22). Obsérvese el acuñamiento lateral que experimentan ambos parches en cortas distancias.

A constituye un cuerpo de calizas micríticas, wackestone de corales masivos, que se interpreta como un pequeño "reef mound" o biohermo de unos 5 metros de altura, en tránsito a calcarenitas y margas de flanco de la estructura arrecifal. Inmediatamente encima se sitúa un tramo terrígeno constituido por margas, en cuya base se localiza la chabola de Basilio; representa la finalización momentánea de la sedimentación carbonatada arrecifal en este punto concreto, por contaminación de las aguas en terrígenos finos. A continuación existe un parche calizo (Lekanda-2), de mayor espesor (9 m) y extensión lateral que el infrayacente A; se trata de un cuerpo masivo de composición micrítica en la vertical de chabola-Basilio, constituido por wackestones de corales masivos que se adelgazan y estratifican al mismo tiempo hacia el N (Pagomakurre) y el S (campas de Arraba) en donde devienen mayoritariamente grainstones. Se interpretan estas facies como construcciones arrecifales coralinas de plataforma somera de baja energía, en tránsito lateral a través de flancos arrecifales a margas de áreas interparche arrecifal.

A techo del litosomo se localiza, sobre el área central el núcleo arrecifal, un conjunto de brechas calizas de clastos con tamaño máximo de 20 cm., que rellenan una pequeña cubeta de 8 m. de extensión lateral. Estas brechas revelan la existencia de pendientes sinsedimentarias creadas por el arrecife en el fondo marino. Sobre Lekanda-2 se distingue un tramo terrígeno de lutitas y areniscas que sepultan el parche arrecifal.

B_3 Parches de Egalesaburu

Constituyen 3 barras calizas netamente individualizadas que afloran al pie septentrional del escarpe calizo de Lekanda-Aitzgorrigain (Fig. 24). Se presentan intercaladas entre terrígenos lutíticos, margosos y areniscosos. La extensión lateral mínima de las dos superiores alcanza los 3 Kms., en tanto que la inferior se presenta, aparentemente, más restringida; las potencias medias en todos los casos rondan los 15 metros.

La barra inferior de Egalesaburu está constituida por calizas micrítico-margosas en su tramo basal, que poseen corales masivos planares muy empaquetados, constituyendo una roca soportada por los propios metazoos ("clast-support") y que posee

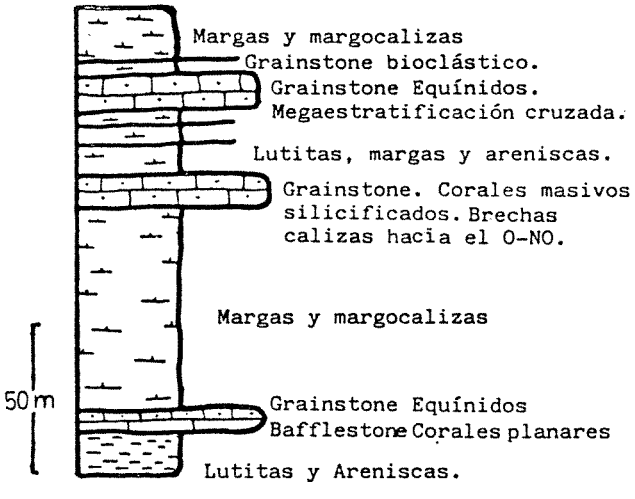


Fig. 24. Secuencia esquemática general de las tres barras calizas de Egalesaburu. Unidad de Pagomakurre. Albiense inferior.

láminas de margas entre los clastos. El tramo superior aparece dominado por calcarenitas con numerosos fragmentos de bioclastos rotos, especialmente de equínidos. Lateralmente la barra caliza desaparece en tránsito a calizas margosas y margas, por lo que se interpreta como un pequeño parche arrecifal que creció sobre una rampa carbonatada; verticalmente sugiere desde condiciones batimétricas "profundas" a las que la luz llegada con dificultad y claramente bajo el nivel base de oleaje, hasta condiciones más "someras" dentro del nivel de agitación de las corrientes marinas y superficiales, infiriéndose para este parche (Egalesaburu-1), en conjunto, un pequeño ciclo de somerización hacia arriba. La elaboración de la cartografía ha permitido su correlación litoestratigráfica con Lekanda-2.

Sobre esta barra se dispone un tramo eminentemente margoso con un alto contenido en espículas de esponjas (packstone), que representa depósitos de rampa carbonatada con aguas impuras. A continuación se superpone la barra caliza de Egalesaburu-2, constituida eminentemente por calizas grainstone bien estratificadas, con numerosos bioclastos rotos de metazoos diversos y corales masivos en posición de vida e invertidos; en ciertos puntos pueden existir cuerpos masivos micríticos lateralmente restringidos, de 10 metros de espesor por 50 metros de anchura y composición de wackestone de corales masivos.

Esta barra caliza se torna brechoide en su parte superior en sentido NO. Así, en la vertical de Aitzgorrigain se registra un nivel de 1.5 m. de ortobrechas con clastos calizos de naturaleza mayoritariamente calcarenítica y con tamaños de hasta 20 cm. Estos depósitos brechoides se interpretan como resultado de la destrucción de un sustrato tempranamente litificado en una rampa carbonatada distalmente sobreinclinada. La polaridad descendente hacia el O-NO, se ve corroborada por la existencia de un pequeño "inlier" correspondiente a esta banda en el barranco de Aldabide; en él aflora un pequeño litosomo calizo con facies equivalentes a Egalesaburu-2 y dimensiones aproximadas horizontales de 80 × 30 m. y de 20 m. de altura, cuya característica más relevante es la de reposar sobre unas lutitas y margas según contacto ligeramente erosivo; este rasgo, junto con la aparición de sedimento margoso inyectado en la caliza, así como el escaso a nulo replegamiento de la serie infrayacente, nos sugiere que parte de la rampa carbonatada distal tempranamente litificada se deslizó sobre un fondo sobreinclinado.

Sobre Egalesaburu-2, se dispone un tramo terrígeno de unos 20 metros constituido por margas, lutitas y areniscas, que se interpreta como una lengua de terrígenos finos sobre la rampa determinando la inhibición momentánea de la sedimentación carbonatada.

Egalesaburu-3 está constituido, básicamente, por facies calcareníticas, con numerosos fragmentos bioclásticos especialmente de equinodermos; esta barra muestra una serie de láminas de foresets buzando suavemente hacia el O-NO, revelando una megaestratificación cruzada con progradación en el citado sentido. En sentido NO la barra evoluciona adelgazándose (30 cm.) y engrosándose (10 m.) localmente, mostrando un techo planar y una base muy irregular que erosiona las margas infrayacentes (Fig. 25); las facies son mayoritariamente grainstones bioclásticos bien seleccionados, no existe gradación por tamaño aparente y se aprecian láminas cruzadas internas. Se interpretan como rellenos multiepisódicos de canales de talud o "gullies".

Sobre Egalesaburu-3 se diferencia un tramo terrígeno constituido eminentemente por lutitas oscuras, que pueden mostrar intercalados niveles de margocalizas centimétricos y otros hasta métricos de grainstones bioclásticos, localmente brechificados.

Particularmente interesante resulta el análisis de este tramo en su parte estratigráficamente más alta entre Eguiriñao y Aldabide. Se trata, a nuestro modo de ver, de un límite (techo) que no es isócrono en toda esa distancia, y es particularmente diacrónico entre la base de Lekanda y Aldabide, apareciendo tér-

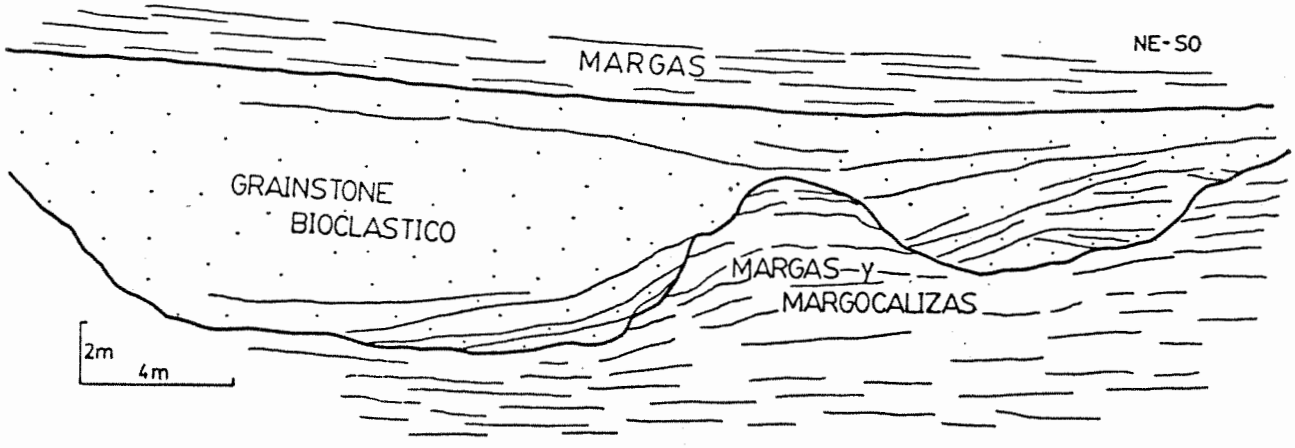


Fig. 25. Grainstones canalizados en el extremo occidental de la barra caliza Egalesaburu-3. Unidad de Pagomakurre. Albiense inferior. Rampa distal sobreinclinada.

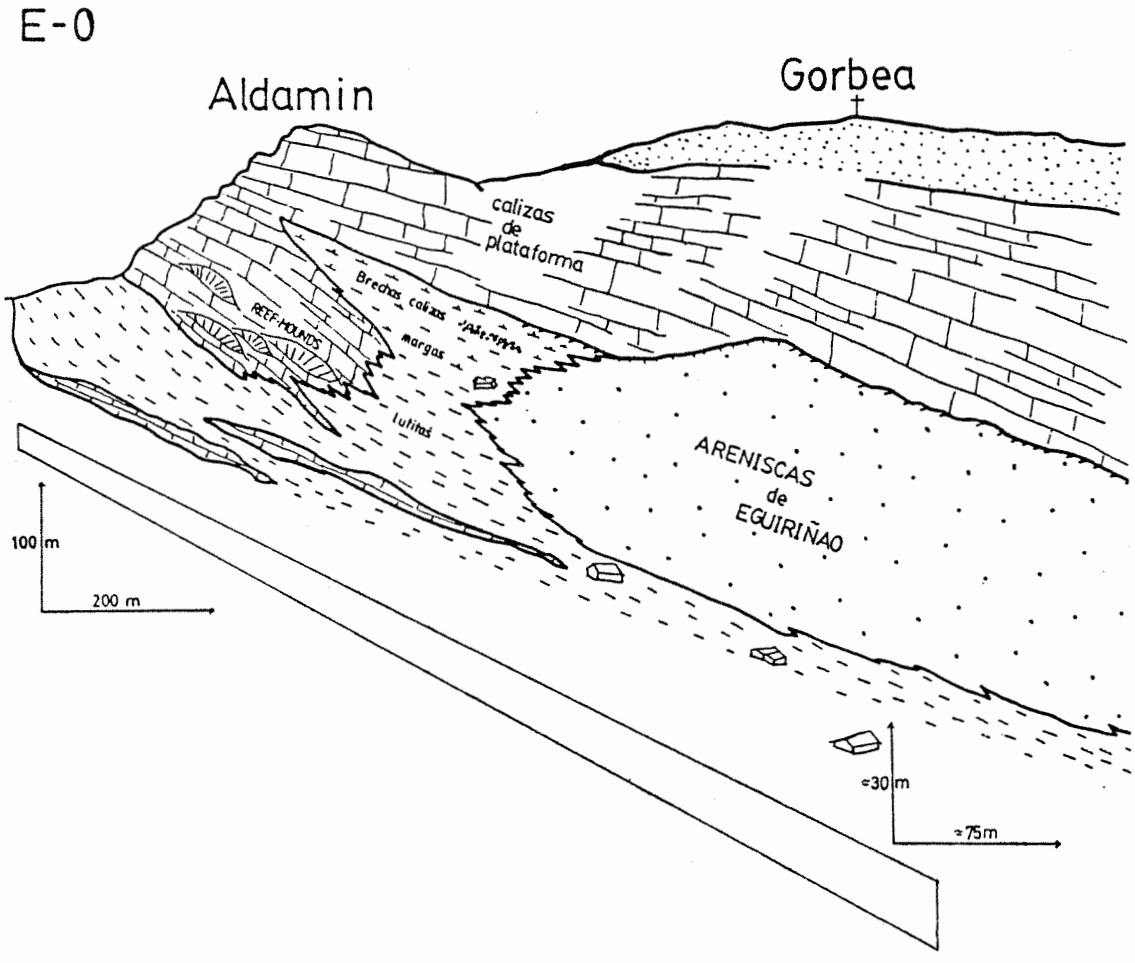


Fig. 26. Relaciones de facies en el área de Eguiriñao. Obsérvese el tránsito lateral entre las calizas de plataforma de la parte inferior de Aldamin (unidad de Itxina, a la izda.) y las lutitas margas y areniscas de Eguiriñao (unidad de Pagomakurre, a la dcha). Margen del banco carbonatado de Itxina. Albiense inferior. Esquema realizado desde peña Aldape.

minos cada vez más modernos hacia esta última surgencia. Los diferentes afloramientos clave de este tramo superior, de SE a NO, son: Eguiriñao, techo Arraba-base Lekanda, base Atxular-Aitzgorrigain.

En Eguiriñao, la unidad de Pagomakurre es eminentemente lutítica y areniscosa, con cantidades menores de margas y calizas. Las lutitas y margas situadas al S-SE de la ermita representan el tránsito lateral de las calizas de plataforma carbonatada somera de Aldamin. Estos terrígenos engloban ocasionalmente niveles de brechas calizas con clastos de talla máxima métrica, resedimentados de la plataforma, sugiriendo por lo tanto una mayor batimetría en el fondo marino en el área de la ermita; en ésta, además, se produce un tránsito lateral de facies hacia un cuerpo eminentemente areniscoso en el sentido O-NO (ver Fig. 26). Las areniscas afloran muy pobremente sobre una extensión ligeramente inferior al kilometro, entre Eguirañao y Aldape, presentando un espesor medio de unos 60 metros; pasan hacia el NO a lutitas negras en el trecho estratigrafico de las campas de Arraba. Las areniscas se revelan al microscopio como cuarciarenitas muy homogéneas y generalmente alternan con lutitas; no se ha podido poner de manifiesto ciclicidad interna alguna, pero se trata de areniscas de grano medio a grueso con estructuras de corriente de tipo estratificación cruzada de surco a escala media (facies S_a, sensu JOHNSON, 1978), laminación paralela con frecuentes "parting lineation", o alineaciones primarias de granos por corriente (facies S_b, op. cit.), originadas en el regimen de flujo alto ("upper flow-regime, flat bed") de HARMS et al. (1975). No se han observado niveles con laminación gradada y, por otro lado, son frecuentes los restos carbonosos.

Por sus límites laterales a calizas de plataforma somera, las areniscas y lutitas de Eguiriñao indican un ambiente de plataforma de ligera mayor batimetría que el sugerido por los ecositemas arrecifales adyacentes, de modo que los terrigenos de procedencia continental se canalizaban en estas áreas ligeramente deprimidas o surcos del fondo marino. Las paleocorrientes de este nivel no se han podido deducir del análisis de estructuras sedimentarias primarias, y se ha recurrido al método del análisis de facies equivalentes en edad a fin de sugerir una posible fuente de los terrígenos, en base a diferencias litológicas, granulometrías, etc.; de este modo se ha deducido una procedencia S-SO para las areniscas de Eguiriñao.

En Arrabakoate (puerta de entrada NO a las campas de Arraba) el equivalente de las areniscas de Eguiriñao viene representado por los terrigenos lutítico-margosos y los parches calizos intercalados de Lekanda 1 y 2, a techo de los cuales se dispone un tramo terrígeno (25 m.) y otro carbonatado (8 m.), en tránsito a la unidad superior de Itxina (Fig. 27). El subtramo calcáreo basal está constituido por varios cuerpos calizos masivos, biohermales; se trata de wackestones de corales masivos y rudistas (requiénidos), que pasan lateralmente a grainstones bioclásticos de grano fino (detalle, Fig. 27); se interpreta este nivel como un conjunto de arrecifes-parche micríticos, o reefmounds de pequeña talla, desarrollados sobre una plataforma marina somera. Sobre este nivel calizo existe un tramo de 5 m. que muestra alternancias de wackestones de rudistas (requiénidos) y estratos margosos y lutíticos negros con corales y rudistas; en conjunto revelan un periodo de alternantes avenidas de terrígenos finos que intermitentemente debían inhibir la sedimentación carbonatada pura.

En la base de Atxular-Aitzgorrigain, los términos equivalentes de las areniscas de Eguiriñao son muy probablemente las barras calizas superiores de Egalesaburu y sus terrígenos englobantes.

En resumen, la fauna distinguida en las diferentes facies integrantes de la unidad revela un medio marino somero, de plataforma, con sedimentación mayoritariamente terrígena característica de ambientes deltaicos y desarrollo localizado de parches arrecifales de carácter autocíclico, con tendencia a la somerización, asi como de "shoals" o bajíos de bioclastos fragmentados por acción de las corrientes marinas (oleaje). Destaca de igual modo la posible influencia de la actividad de las mareas en la sedimentación de esta unidad, con el desarrollo de estrati-

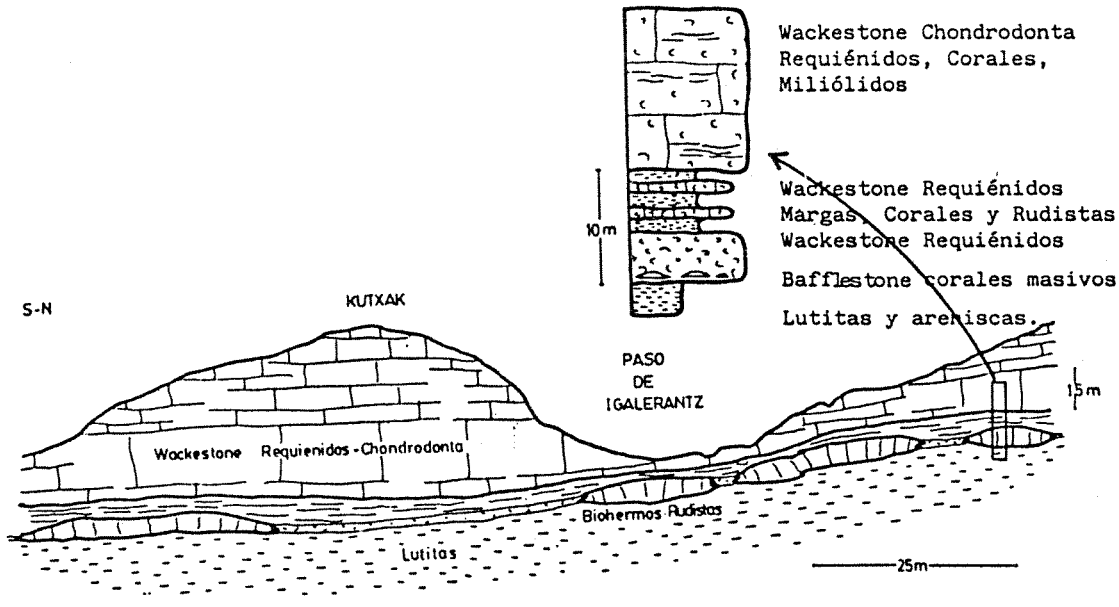


Fig. 27. Biohermos de rudistas en la base de la unidad de Itxina. Campas de Arraba, extremo noroccidental. Albiense inferior.

ficación flaser, lenticular y la importancia de los períodos de aguas calmas, como lo demuestra el alto porcentaje de sedimentos finos depositados, la abundancia de la bioturbación y la preservación de "mud drapes" a techo de los "foresets". No son desdeñables tampoco los testimonios de influencia continental, ejemplificados por los numerosos restos carbonosos dispersos transportados al área de sedimentación, o las localizadas incursiones de material terrígeno de grano grueso a la cuenca sedimentaria, en probable respuesta a cortos pulsos tectónicos en el área fuente.

3.2.5. CALIZAS DE ITXINA

a) Características generales:

El litosomo de Itxina está constituido eminentemente por calizas muy fosilíferas que pasan lateralmente a terrígenos encajantes: margas, margocalizas, lutitas y areniscas. Posee una extensión lateral máxima de 11 Kms. y mínima de 3.3 Kms., en tanto que los espesores máximo y mínimo son de 40 m. y 140 m., respectivamente. Representa un cuerpo netamente diacrónico, que pasa lateralmente hacia el NO a las unidades de Pagomakurre, Ibarra y Orozco, y hacia el SE a la unidad de Oketa.

La fauna es marina somera: rudistas, corales, orbitolínidos, gasterópodos, algas bentónicas y caracteriza a un medio ambiente de plataforma carbonatada "sensu lato". Según COATES (1972), estas comunidades caracterizaron el cinturón tropical a lo largo de los márgenes del Tethys durante el Cretácico medio.

El litosomo descrito constituye un crecimiento carbonatado o "carbonate buildup": cuerpo calizo lateralmente restringido que formó un relieve positivo respecto a las áreas circundantes del fondo marino. En base a su desaparición lateral prácticamente en todos los sentidos podría ser considerado como un banco carbonatado aislado en lugar de una extensa plataforma carbonatada ligada directamente a facies de transición y continentales.

b) Composición interna

La unidad de Itxina representa un conjunto básicamente calizo, bien estratificado y constituido por bancos de espesor variable, desde centimétrico a decamétrico. En su interior son frecuentes las estructuras arrecifales menores, biohermos o montículos arrecifales ("reef mounds") de altura máxima que ronda los 40 metros, tanto en posiciones internas (sumidero de Arraba) como en los bordes de banco (Aitzgorrigain). Asimismo abundan los biostromos, o niveles tabulares originados y constituidos por organismos sedentarios que no llegan a formar estructuras cónicas o abombadas.

b_1 Sector oriental (Iguiñiger-Soquetecuarre)

En el sector de Iguiñiger predominan las calcarenitas o grainstones bioclásticos depositados en una plataforma somera situada por encima del nivel base de oleaje, en contraste con los sectores centro y NO de la unidad, donde, si bien presentes, aparecen subordinadas respecto a las facies micríticas de baja energía. Sobre el embalse de Gorbea-txiki y el arroyo Zubialde se localizan las calizas estratigráficamente más bajas de esta unidad, que revelan una instauración paulatina de los biotopos urgonianos típicos sobre un conjunto terrígeno infrayacente (unidad de Pagomakurre), con secuencias negativas métricas (Fig. 28), culminando con un estrato de arenisca calcárea y fósiles marinos; estos ciclos son interpretados como barras arenosas menores de distribuidor en una bahía somera, correspondiente a un amplio sistema de transición (deltaico).

Las calizas de Soquetecuarre (Fig. 29) en la ladera que existe desde Aldamin hacia el embalse de Gorbea, muestran una neta influencia de contaminantes terrígenos. Estos dan lugar, en unos casos, a litologías intermedias como calizas arenosas y margosas, y en otros a una intercalación de lutitas y areniscas que se localiza, a modo de litosomo aislado u ojal hectométrico, orientado SE-NO, en el interior de la unidad caliza; este dato elimina una posible procedencia NO o SE para estos terrígenos, lo que unido a la improbabilidad de paleocorrientes N-S, como veremos más adelante al considerar el sector del Duranguesado, nos permite sugerir una procedencia S o SO para los mismos.

En este mismo sector de Soquetecuarre las calizas aparentemente alcanzan una altura estratigráfica inferior a las de Iguiñiger, y en ellas se han distinguido varios ciclos entre los que destacan tramos métricos o submétricos compuestos cada uno de ellos por wackestones de requiénidos, **Chondrodonta** sp., nerineidos, corales ramosos, orbitolínidos, monopleuridos y grainstones de orbitolínidos, respectivamente, así como localmente calizas y margas con orbitolínidos. Los levantamientos verticales revelan ciclos de descontaminación en terrígenos de unos 4 m., y 3 términos (1, Fig. 30): a.- caliza margosa y orbitolínidos, b.- wackestone de rudistas (requiénidos) de pequeña talla, y c.- wackestone-bafflestone de **Chondrodonta** sp. En otros casos, las condiciones de decrecimiento en los aportes de finos contaminantes pueden originar la colonización mo-

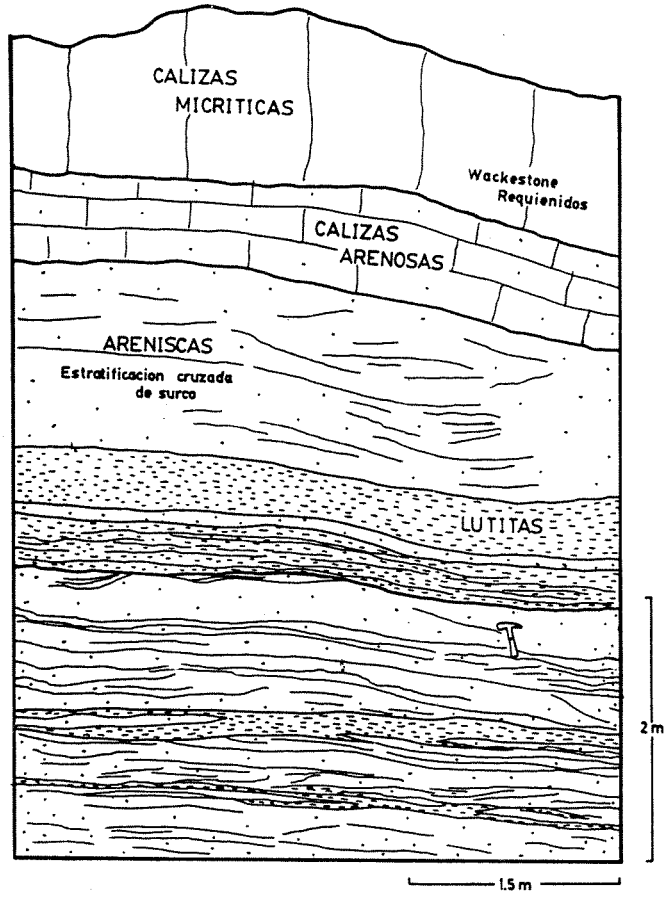


Fig. 28. Secuencia vertical de instauración paulatina del régimen de sedimentación carbonatada pura de plataforma, en la base de la unidad de Itxina. Embalse de Oketa.

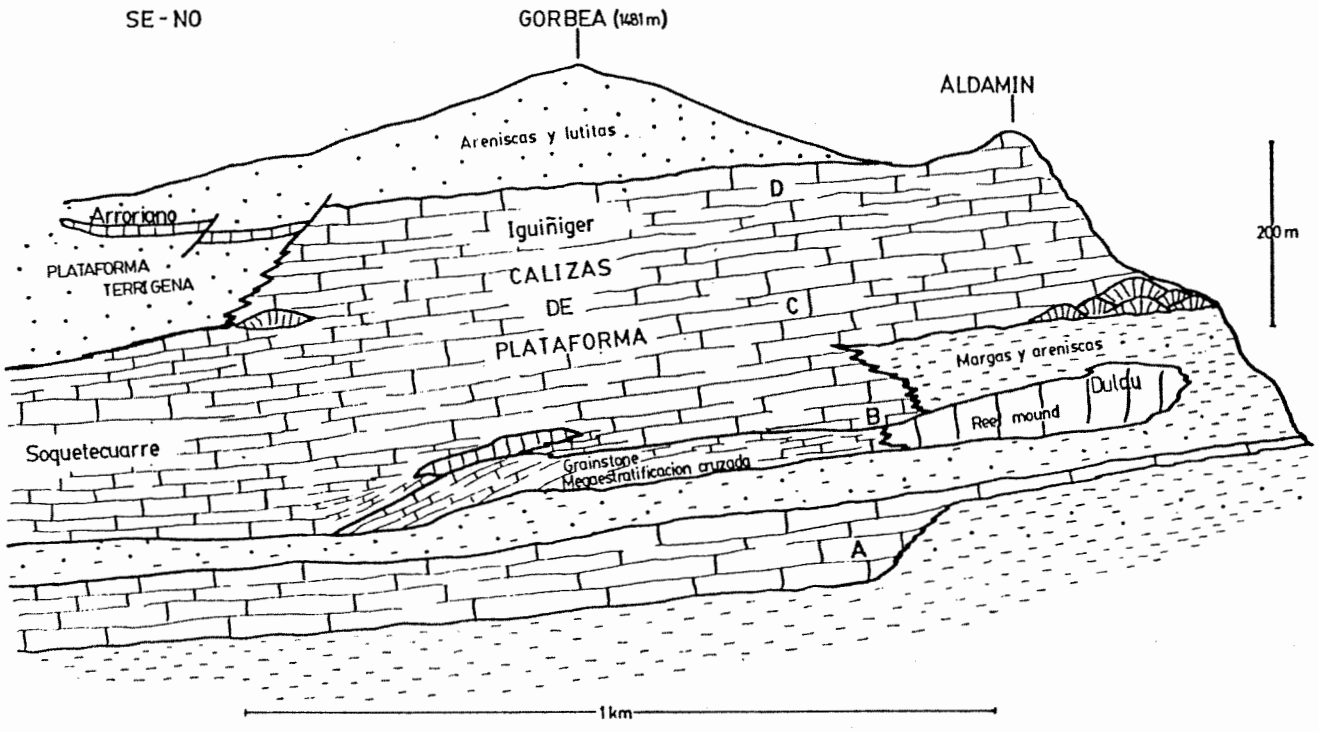


Fig. 29. Relaciones de facies en el sector central de la unidad de Itxina. Area de Soquetecuarre-Iguiñiger-Aldamín. Obsérvese elborde SE retrogradante y el borde NO progradadante de las calizas de plataforma. Esquema realizado a partir de fotografía aérea oblicua.

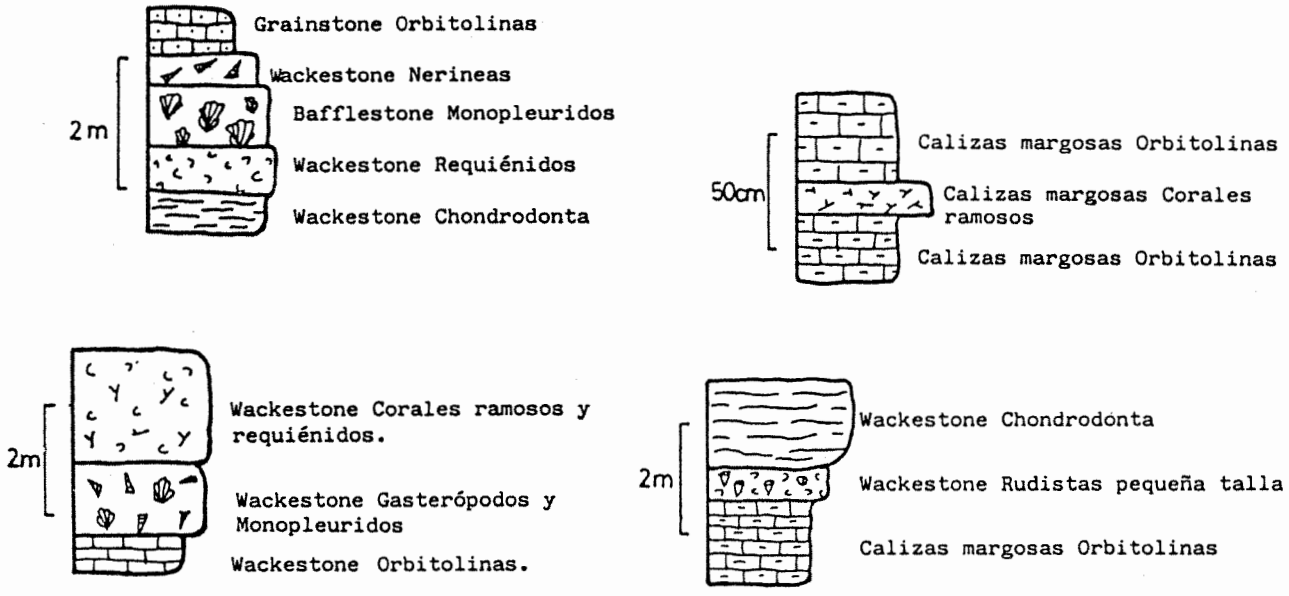


Fig. 30. Secuencias detalladas de las calizas de plataforma del sector oriental de la unidad de Itxina. Area de Soquetecuarre. Albiense inferior.

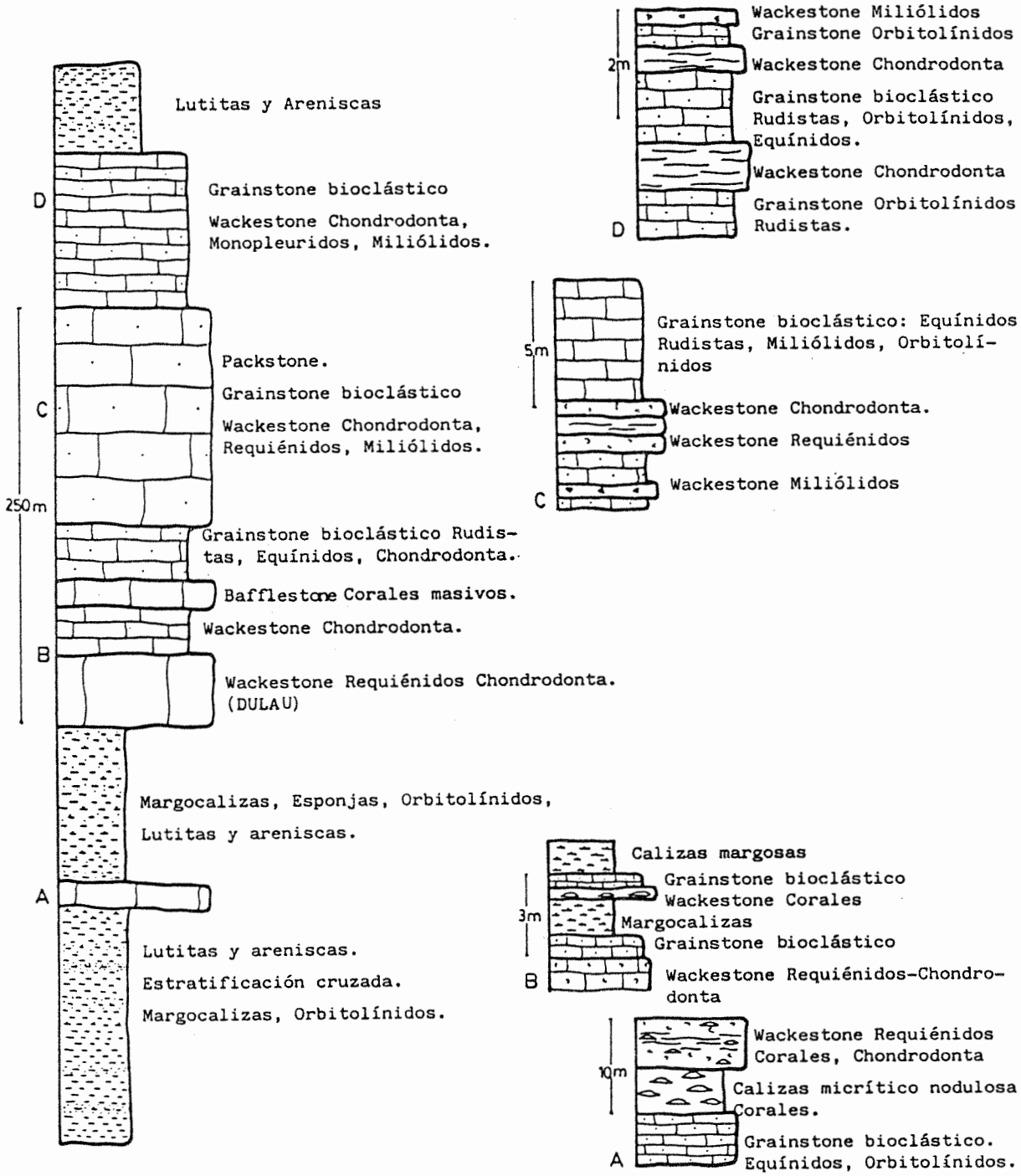


Fig. 31. Columna estratigráfica general de la unidad de Itxina en el sector de Iguiñiger, con detalles ampliados de varios de sus tramos más significativos. Albiense inferior.

mentánea de biotopos de corales ramosos en áreas de sedimentación predominantemente margosa (2, Fig. 30). En cualquier caso, son sucesiones en las que se superponen términos o cuerpos de roca representativos de subambientes de plataforma carbonatada somera, y cuya migración habría dado lugar a su apilamiento vertical. Los ciclos 3 y 4 (Fig. 30) representan, respectivamente, sucesiones de decrecimiento y aumento del régimen hidrodinámico en el ambiente de sedimentación, quizás como resultado de oscilaciones del régimen de oleaje (tormenta) o bien como respuesta a ascensos o descensos relativos (somerización-profundización) del fondo marino en relación con el nivel del mar.

En la parte superior de la unidad, las calizas de Itxina en Iguiñiger cambian lateralmente a areniscas silíceas, lutitas y algunas calizas. Este tránsito de facies viene marcado en el campo por un accidente tectónico cuyo régimen normal no parece haber producido un salto máximo superior a los 50 metros, (rasgo establecido utilizando como nivel de referencia la base de la unidad de Itxina, nivel A, Fig. 29). Además, en el bloque SE hundido, existe un nivel calizo de espesor cercano a los 10 metros, Arroriano (Fig. 29) muy próximo al techo de las calizas del bloque relativamente levantado. Este nivel se compone de calizas micríticas amarillentas en superficie, con corales masivos, incrustados por algas rojas corallináceas, radiolas de equínido, **Hensonina lenticularis** HENSON, **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder, bioclastos micritizados, gasterópodos, algas verdes codiáceas, **Bacinella irregularis** RADOICIC, rudistas y briozoos incrustantes. Se interpreta este nivel calizo decamétrico de Arroriano como el resultado de una expansión de las calizas de plataforma somera sobre un conjunto terrígeno de plataforma, probablemente a consecuencia de una retirada de la línea de costa, por lo que los terrígenos habrían permanecido en este breve periodo lo suficientemente alejados como para no inhibir la creación de los biotopos urgonianos de plataforma.

Un corte compuesto de la unidad de Itxina en el monte Iguiñiger (Fig. 31) revela la importancia de las facies correspondientes a ambientes de alta hidrodinámica. Se trata esencialmente de grainstones y algunos packstones de cortoides, orbitolínidos, fragmentos de rudistas, equínidos y algas verdes codiáceas, microforaminíferos diversos, corales, miliólidos, pellets, **Sabaudia minuta** HOFKER y **Nautiloculina** sp. El primer nivel calizo, nominado A, pertenece a la unidad, aunque el tramo terrígeno inmediatamente suprayacente tiene facies similares a las de la unidad de Pagomakurre; el resto del paquete calcáreo (entre B y D) se corresponde con Itxina. Las ampliaciones efectuadas a diferentes alturas de la columna, en la misma figura, reflejan heterogeneidad litológica y presencia de una neta ciclicidad. En el tramo A (Fig. 31), se aprecian una tendencia a la descontaminación en terrígenos y una probable somerización entre el paquete calizo con corales masivos y el tramo de calizas más puras con rudistas-corales y **Chondrodonta** sp. En la ampliación B se aprecian dos ciclos casi simétricos que reflejan dos pulsos menores de contaminación por terrígenos finos. La parte basal de este tramo B muestra una evolución lateral con tránsitos de facies tanto hacia el NO como SE en una distancia de poco más de 1 Km. El cambio más brusco es el que se produce hacia el NO, indentándose las calizas micríticas de rudistas, constitutivas de montículos arrecifales en el monte Dulau con terrígenos, lutitas y margas de la unidad de Pagomakurre. Hacia el SO, el montículo arrecifal de Dulau pasa a facies calcareníticobioclásticas con texturas mayoritariamente grainstone-rudstone de rudistas, radiolas de equínidos y diversos microforaminíferos.

Estas facies de plataforma energética muestran "foresets" de megaestratificación cruzada (Fig. 32), buzantes en sentido S, que es el de progradación del litosomo calizo. Se interpretan, por su posición respecto a los biohermos de aguas someras de Dulau, como capas de flanco arrecifal adyacente a un arrecife de margen de banco carbonatado. Los biohermos de Dulau se habrían formado, en principio, de una manera aislada, a consecuencia probablemente de un ascenso relativo rápido del nivel del mar de escasa duración (posiblemente el mismo que determinó la aparición del parche arrecifal de Pagomakurre, ver Fig. 54. Tal etapa podría hacerse equivalente a la de supervivencia de resaltes y parches ("catch-up"), descrita por KENDALL y SCHLAGER (1981) para una subida relativa del nivel del mar. Las capas de flanco arrecifal progradantes al S (Figs. 30 y 31) podrían ser el reflejo, por su parte, del equilibrio alcanzado por la producción de carbonato respecto al ascenso del mar, primero, y de la sobreproducción de carbonato con relleno lateral del vacío meridional adyacente a los biohermos, después. Dicha etapa sería equivalente a la de crecimiento vertical y lateral de plataformas de los autores anteriores ("keep-up"):

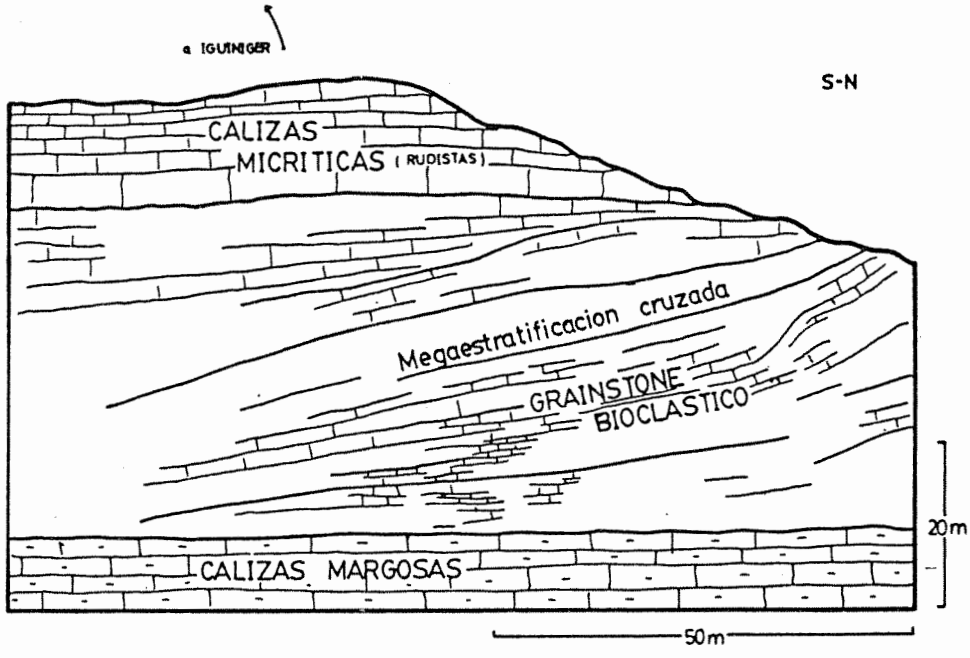


Fig. 32. Calcarenitas con estratificación cruzada a escala decamétrica, foresets progradantes en sentido SE, (ver localización en fig. 30). Area de Iguiñiger. Unidad de Itxina.

El nivel C, perteneciente a la misma figura, sintetiza una secuencia en la que alternan niveles de calizas micríticas con miliólidos, **Chondrodonta** sp. y rudistas, y bancos de calizas grainstone bioclásticas. Se interpretan estos niveles como carbonatos del interior de una plataforma o banco carbonatado, depositados alternativamente por encima y debajo del nivel medio de acción del oleaje; esto habría sido la causa de las variaciones en el régimen hidráulico sugeridas por las facies.

Finalmente, la ampliación D revela ciclos AB-AB-AB, en donde A viene representado por wackestones de **Chondrodonta** sp. y B por grainstones bioclásticos de grano grueso. Estos ciclos se interpretan como alternancias de momentos de desarrollo de biostromos de ostreidos, que se encuentran mayoritariamente en posición de vida, y de otros en los que el depósito ocurría en fondos agitados, resultando una facies de la que los sedimentos carbonatados limosos han sido extraídos o lavados.

En conjunto, la sucesión de la figura 31 sugiere una tendencia a la somerización hacia arriba, ya que en los niveles calcáreos más altos, se han reconocido repetidas superficies irregulares de techo de estrato ferruginizadas, que podrían representar, quizás, pequeños hiatos con exposición subaérea momentánea no prolongada.

Respecto al fósil **Chondrodonta** sp. hay que realizar algunas precisiones generales. Se trata de un género de bivalvos que, según COX et al. (1971), está filogenéticamente relacionado con los ostreidos. Sus individuos se presentan frecuentemente en posición de vida, es decir, anclados en fondos fangosos y de pie con sus valvas abiertas hacia arriba; eran organismos sesiles, integrantes de la epifauna, comedores por suspensión, que en el urgoniano de Arizona (SCOTT, 1979) vivieron en aguas ligeramente turbias del lagoon adyacentes al margen de plataforma, junto a gasterópodos nerineidos.

MARCANTEL (1969), en su estudio de los arrecifes de la plataforma del centro-oeste de Texas, llega a la conclusión de que estos metazoos eran organismos comparativamente tolerantes a cambios de salinidad y batimetría, en tanto que JACKA et al. (1977) refieren que **Chondrodonta** se halla presente en biostromos del interior de la plataforma urgoniana de Arizona o constituyendo parches arrecifales de margen de plataforma. Según FUCHS (1981), uno de los criterios que permiten la distinción de este grupo respecto a otros pelecípodos es la posesión de una concha con estructura fibrosa, que al microscopio óptico presenta extinción ondulante o "wavy".

b_2 Sector occidental (Gorosteta-Urratxa-Lekanda--Lexardi-Aitzgorrigain)

En primer lugar es preciso considerar que el único autor que hasta el momento presente ha trabajado en el detalle la estratigrafía del Gorbea (RAT, 1959), en su estudio monográfico de las calizas superiores de este macizo, distingue entre las calizas de Itxina-Aldamin (nº 8, p. 287 del citado trabajo de Tesis Doctoral) y las calizas que soportan el domo de Gorbea (nº 10), ya que entre ambas existiría la intercalación margoso-arenosa de Eguiriñao-Ipergorta. En el presente trabajo se trata de demostrar que en realidad no existen dos importantes niveles calizos urgonianos superiores, sino un único nivel repetido por fallas normales.

Las areniscas y lutitas de Eguiriñao, intercaladas entre las calizas de Aldamin (parte inferior) y las calizas del Gorbea, son equivalentes laterales de las similares que afloran en la base de los montes calizos de Lekanda y Aitzgorrigain. Según esta correlación, las areniscas de Eguiriñao, no son equivalentes de las de Ipergorta, como parece deducirse a partir del esquema de facies elaborado por RAT (1959). En realidad en Ipergorta aflo-

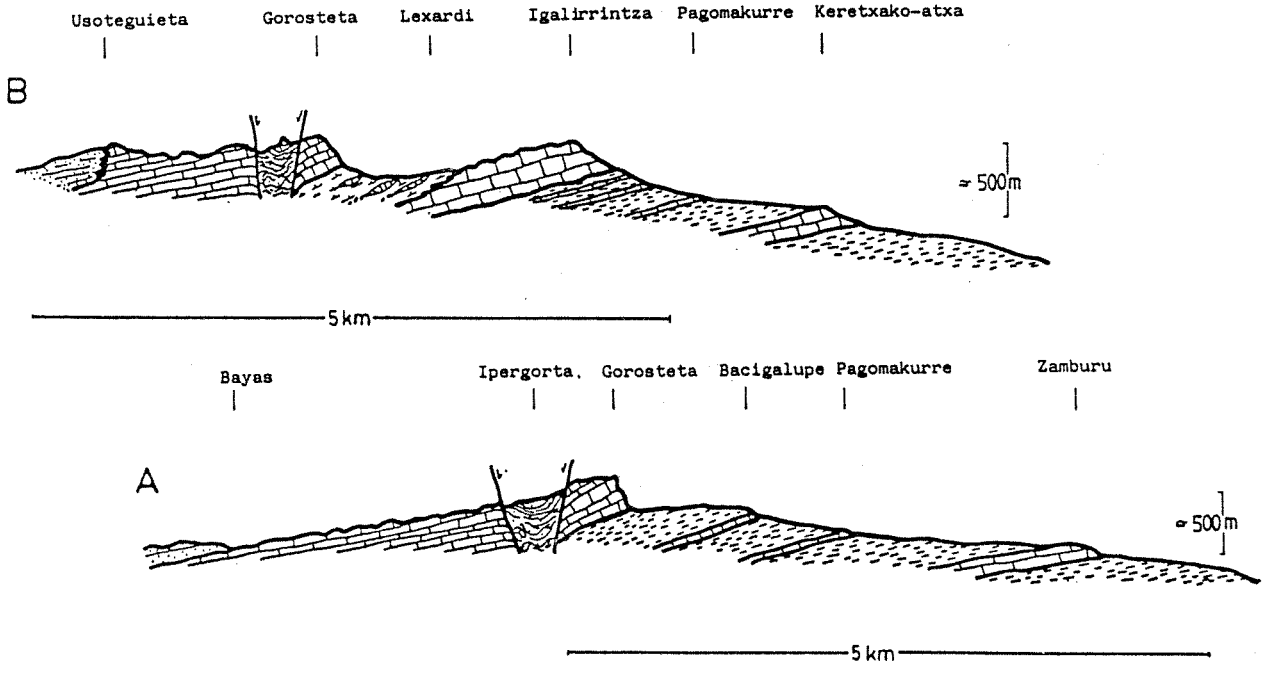


Fig. 33. Cortes estratigráficos seriados del macizo de Gorbea: A (Zamburu-Bayas) y B (Kerekoatxa-Usoteguieta). A destacar, en ambos, la existencia del graben de Ipergorta en el que afloran materiales del complejo supraurgoniano.

ran lutitas, areniscas y areniscas calcáreas del Complejo Supraurgoniano, que se disponen en un pequeño graben de orientación ONO-ESE, delimitado por dos fallas subverticales aunque ligeramente buzantes hacia el centro de la depresión de Ipergorta (Fig. 33). Los dos planos de falla aparecen tapizados por una brecha con clastos angulosos de naturaleza y tamaño diversos. Las dos fallas se amortiguan progresivamente hasta desaparecer, prácticamente, hacia el SE del corredor, en la vertical de peña Aldape, aproximadamente en el área donde nace el arroyo Ubegi (250 m. al SE de la chabola de Olabarria).

Todo lo expuesto permite considerar que las calizas de Itxina y las de Urratxa-río Bayas corresponden, en realidad, a un mismo nivel, que en nuestro esquema estratigráfico se engloba en la parte superior de la unidad de Itxina.

En este sector occidental, se observa un predominio de las facies carbonatadas micríticas respecto a las calcareníticas, que anteriormente han sido consideradas preponderantes en el oriental.

Cabe reseñar asimismo el rápido engrosamiento aparente de la unidad desde el sector oriental (Iguiñiguer) hacia el NO (Itxina), que en buena medida está causado porque las potencias medidas en este último sector, entre Lekanda y Artipitatz, por ejemplo, son aparentes dado que las calizas de plataforma progradan en sentido SO.

Analizaremos a continuación algunos de los ciclos observados en el interior de este litosomo carbonatado.

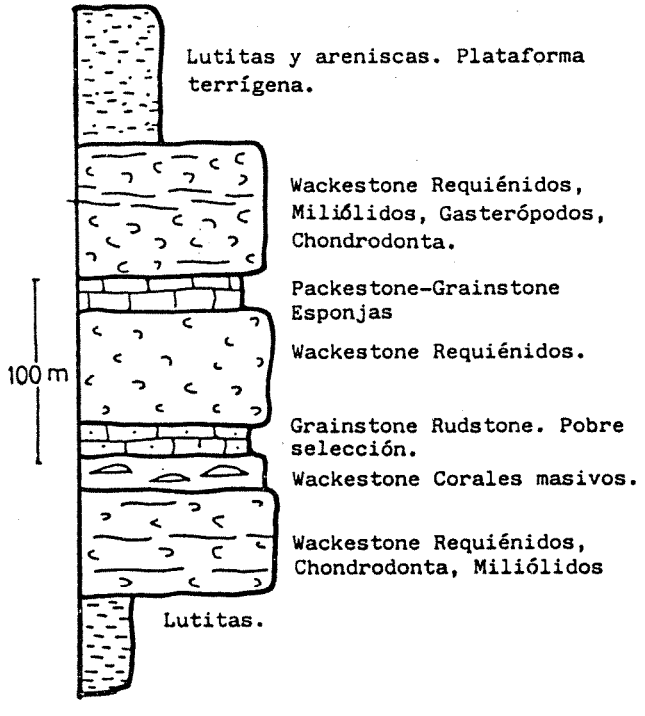


Fig. 34. Columna esquemtica general de la unidad de calizas de Itxina en el sector de Gorosteta. La unidad se apoya sobre las lutitas de Pagomakurre (en Arraba) y es coronada por las lutitas y areniscas de la unidad Valmaseda.

En Gorosteta, la columna levantada (Fig. 34), entre las campas de Arraba (U. Pagomakurre) y el corredor de Ipergorta (Complejo Supraurgoniano), a través del paso de Mandabide, revela tres grandes tramos de calizas micríticas masivas, estratificadas en bancos métricos, con predominio de los wackestones de rudistas-miliólidos-**Chondrodonta**, gasterópodos y,menos frecuentemente, corales. Caracterizan ambientes relativamente restringidos de plataforma carbonatada interna. Además, existen niveles menos potentes de packstones-grainstones de bioclastos, que reflejarían esporádicas acciones de corrientes marinas sobre el fondo de la plataforma, lavando la fracción carbonatada fina. Las fábricas grainstone, según BEBOUT et al. (1981), pueden indicar depósito en ambiente submareal somero sometido a corrientes fuertes.

A menor escala, en Urratxa, en el lado SO del graben de Ipergorta, se observan ciclos AB-AB (1, Fig. 35), en donde A es un término calcarenítico bioclástico y B un nivel micrítico, generalmente wackestone de **Chondrodonta**-Requiénidos y corales (Fig. 36); se interpretan como depósitos originados bajo condiciones hidrodinámicas variables en una plataforma carbonatada.

En la columna 2 de la Fig. 35, perteneciente al mismo sector, se aprecia una repetición de tramos ABACBAB, con un predominio de los biostromos de micrita con diversos metazoos flotando en la matriz: rudistas, corales, **Chondrodonta**, gasterópodos, etc. Los niveles A son wackestones de un grupo exclusivo de organismos: rudistas (requiénidos) de pequeña talla; su aparición excluyente podría reflejar condiciones momentáneas de hipersalinidad (WILSON, 1975) que habrían posibilitado su proliferación a expensas de otros grupos que se desplazarían hacia hábitats más propicios.

Los términos B, se componen de wackestone de metazoos varios: **Chondrodonta,** gasterópodos, rudistas, corales; esta diversidad de grupos podría interpretarse como un retorno a las condiciones de salinidad normal, quizás en base al fin del confinamiento relativo del interior del banco de Itxina como resultado de la llegada de una vía de aporte de aguas con salinidad marina normal.

En el corte de Lekanda, parte inferior de la unidad de Itxina, se ha diferenciado una repetición de tramos a pequeña escala de tipo: ABCBABADA (Fig. 37), en donde A representa un término de calcarenitas con orbitolínidos, B está constituido por wackestone de miliólidos, C por wackestone de requiénidos y D por wackestones de lamelibranquios tipo ostreidos del género **Chondrodonta** sp. A destacar la baja diversidad fosilífera en los tramos B-C y D, en donde proliferan un grupo de foraminíferos, rudistas y lamelibranquios de valvas planas, respectivamente. Este aparente exclusivismo en la escala vertical no es generalizado en la unidad de Itxina, por lo que para este sector concreto se deduce una adaptación preferente de cada grupo a condiciones físico-químicas del medio ambiente favorables, en grado óptimo, en cada momento determinado.

En la Fig. 33 se observa como a techo del tramo calizo de Igalirrintza-Lekanda en el corte de Kerekoatxa-Usoteguieta existe, en el interior de la cubeta kárstica actual, un tramo de unos 300 metros de espesor aparente, constituido mayoritariamente por margas y margocalizas que se individualizan dentro de una unidad esencialmente caliza. Denominamos Lexardi a esta subunidad margosa que había permanecido inédita hasta ahora.

El miembro –puede atribuirsele tal carácter– se extiende lateralmente sobre una distancia máxima de unos 2.000 metros, y pasa lateralmente hacia el NO a la serie caliza de la cubeta de Itxina, en la que se distinguen ciclos ABABAB (Fig. 38). A es un tramo de calizas micríticas con metazoos diversos y B es un nivel de calcarenitas bioclásticas pobremente seleccionadas; su alternancia se interpreta como resultado de oscilaciones cíclicas de condiciones de energía ambiental en el interior de la plataforma carbonatada. Las facies margosas de Lexardi cambian

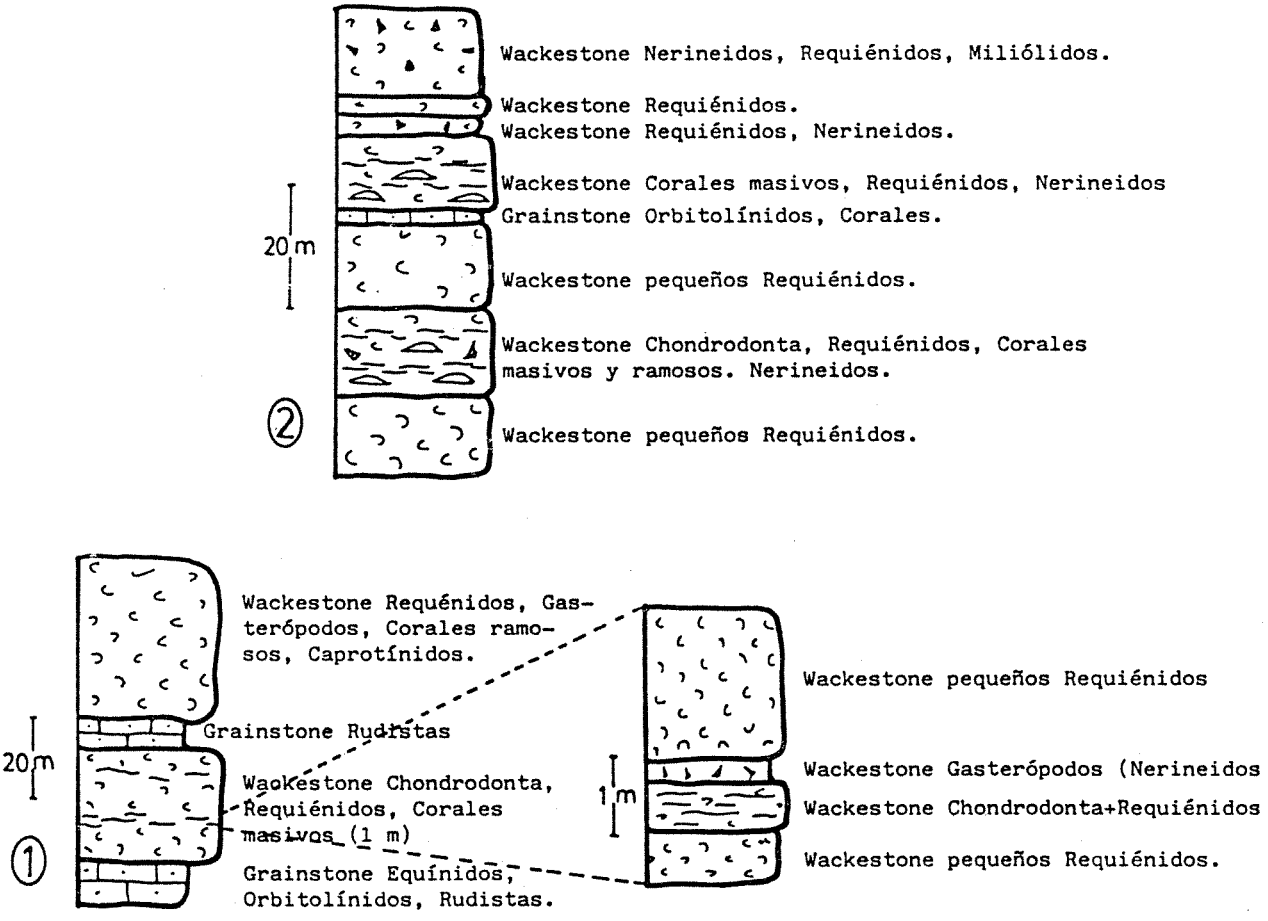


Fig. 35. Diversos tipos de ciclicidad a escala métrica dentro de las calizas de plataforma de la unidad de Itxina, en Urratxa. Albiense inferior.

hacia el SE a las calizas básicamente micríticas de peña Gorosteta; allí se distingue en la base del corte un cuerpo calizo masivo de unos 50 metros, que se compone de wackestones de corales masivos, rudistas, requiénidos e importantes cantidades de algas calcáreas verdes de tipo **Bacinella irregularis** RADOICIC, y que constituye un cuerpo biohermal rodeado de facies bien estratificadas; se trataría, según la terminología de JAMES (1978), de un montículo arrecifal ("reef mound"), que creció precisamente en la zona de cambio de facies. Entre las margas y margocalizas, que poseen numerosos restos de espículas de esponjas, ostreidos y algunos corales masivos silicificados, se disponen intercalados algunos tramos de potencia métrica formados por calizas micríticas con corales, o bien grainstones de orbitolínidos y fragmentos de equínidos; esporádicamente se reconocen wackestones de rudistas y chaetétidos, así como algunos niveles de brechas calizas con 60 cm. de tamaño máximo de clasto (Fig. 39), dispuestas en los flancos de pequeños biohermos de corales de 5 m. de altura; estos pequeños crecimientos biohermales exhiben testimonios de deslizamiento sinsedimentario, tras una litificación temprana. El máximo de tamaño y densidad de clastos ocurre en los flancos meridionales de los montículos y estos últimos parecen haberse deslizado según una componente traslacional ("glide", COOK y MULLINS, 1983) en ese mismo sentido.

En conjunto, estas facies de Lexardi se interpretan como depósitos de una pequeña cuenca intrabanco carbonatado, en donde se alcanzaron batimetrías ligeramente superiores a las de áreas adyacentes, quizás como resultado de un ascenso relativo brusco del nivel del mar, que no pudo ser compensado por la sedimentación de la factoría en esa área concreta, a diferencia de otros puntos del interior que pudieron compensar dicha subida. El hundimiento incipiente local ("drowning" de KENDALL y SCHLAGER, 1981) no resultó de larga duración, pues entre las margas se intercalan episódicamente depósitos muy someros, como los wackestones de rudistas; esto nos lleva a pensar que la batimetría en la cubeta de Lexardi era sólo ligeramente mayor que en los fondos carbonatados adyacentes, máxime cuando los tránsitos revelan dispositivos de tipo rampa carbonatada sin pendientes pronunciadas entre ambos dominios.

c) Tipos de tránsitos

En este punto se van a analizar las áreas de cambio lateral de las calizas integradas en la unidad de Itxina. La disposición de los afloramientos permite el análisis de esta evolución en los sentidos E-SE y O-NO, y sólo parcialmente hacia el N y S; en este último caso, las observaciones se han complementado

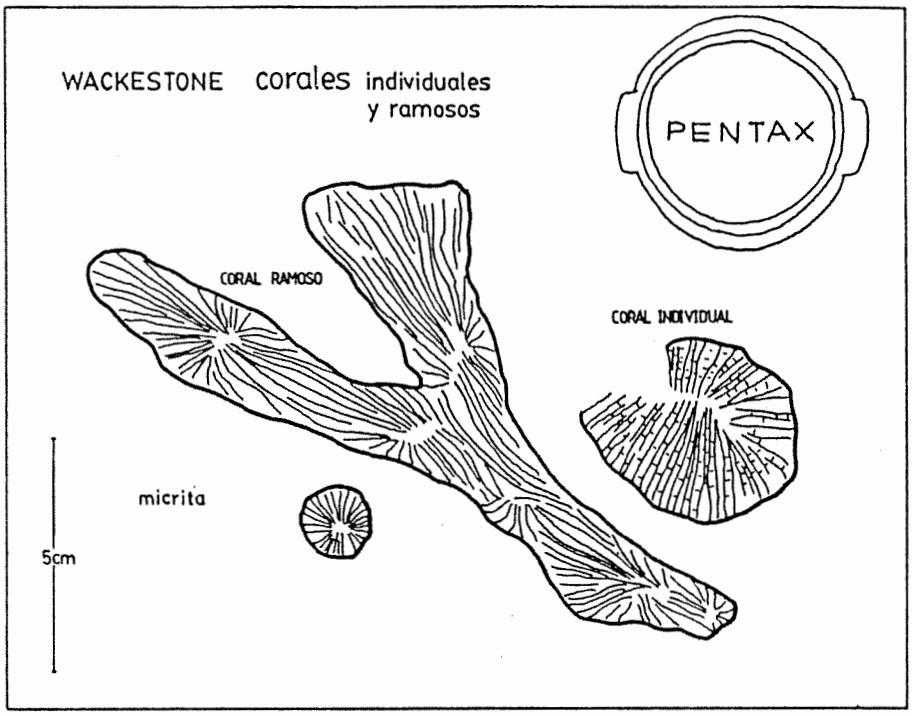


Fig. 36. Facies de calizas micriticas con corales individuales y ramosos. Urratxa. Unidad de Itxina. Albiense inferior.

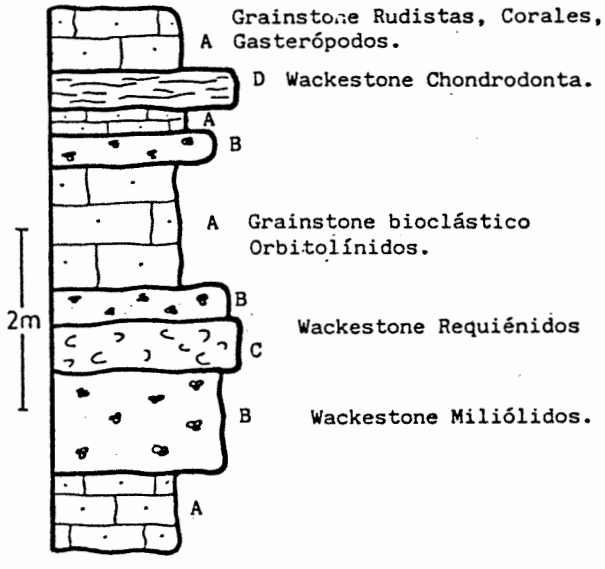


Fig. 37. Ciclos grainstone-wackestone en las calizas de plataforma de Lekanda. Unidad de Itxina. Albiense inferior. Plataforma interna.

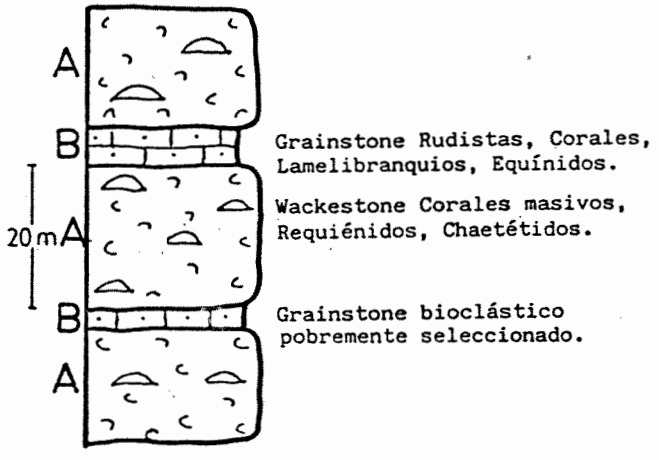


Fig. 38. Ciclos AB-AB en las calizas de plataforma de la cubeta actual de Itxina. Unidad de Itxina. Albiense inferior.

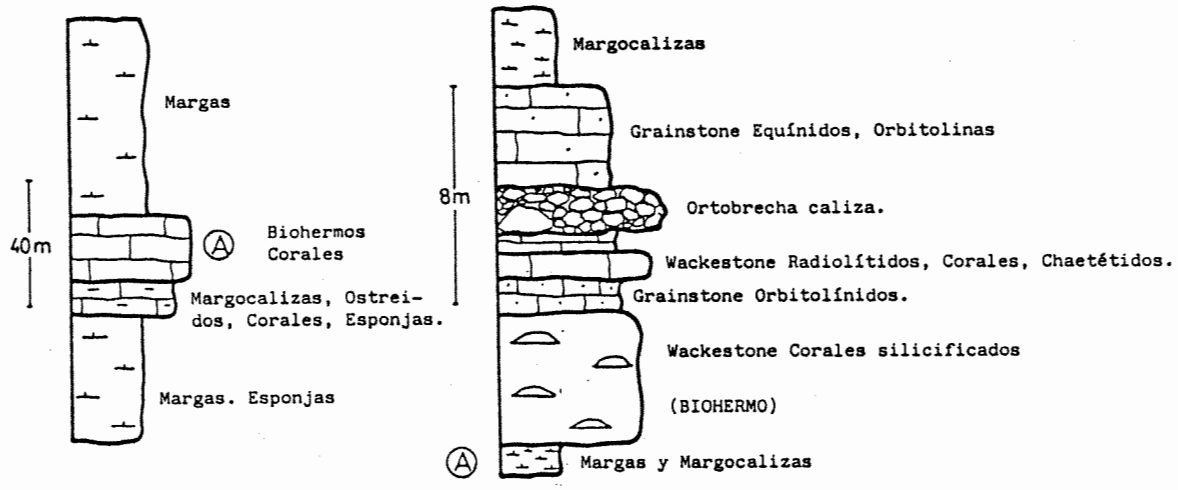


Fig. 39. Columana de detalle en el miembro Lexardi de la unidad de Itxina. A destacar los niveles de brechas calizas de talud carbonatado que figuran en el corte ampliado (A). Cuenca intraplataforma.

con las referencias de sondeos existentes, en tanto que hacia el Norte, al carecer de datos de observación directa, se ha optado por presentar la hipótesis más razonable que permanece en el terreno especulativo.

c_1 Sentido E-SE

La unidad eminentemente caliza de Itxina cambia en el área del embalse de Gorbea-txiki a los terrígenos de la unidad deOketa. Las calizas en la vertical de las canteras del embalse poseen fauna típica de plataforma carbonatada: rudistas, corales, orbitolínidos, algas calcáreas, etc., y localmente aparecen ya contaminadas por terrígenos; se observan así algunas intercalaciones de calizas margosas y calizas arenosas, e incluso lutitas y areniscas no calcáreas dispuestas a modo de ojales embebidos en caliza, dato éste que apunta una dirección general de paleocorrientes aproximadamente S-N.

Los terrígenos en tránsito lateral son fundamentalmente lutitas, aunque muestran frecuentes intercalaciones de areniscas que, localmente, pueden llegar a poseer carácter conglomerático, con algunos cantos segregados marcando a modo de "lags" residuales las estructuras en surco de tipo "trough cross bedding". El espesor medio de los "sets" se aproxima a los 50 cm., y se disponen en cuerpos erosivos unos sobre otros.

En conjunto se interpretan como depósitos de un sistema canalizado marino somero; este último carácter se corrobora por la presencia de restos fosilíferos de orbitolínidos en areniscas calcáreas de esta unidad.

Fundamentalmente, pues, el banco carbonatado de Itxina mostraría hacia el SE un tránsito a terrígenos a través de una rampa carbonatada. A destacar, asimismo, la retrogradación experimentada por el margen del banco o crecimiento carbonatado, que cada vez se situaba en una posición más interior implicando relaciones de tipo "inbuilding" sensu WILSON (1975).

c_2 Sentido N-NE

El único dato de observación directa se obtiene en el extremo SE de la unidad de Itxina, en donde cerca del embalse de Gorbea las calizas de peña Umaran se indentan con los terrígenos de la unidad de Oketa en un corte aproximado S-N. El resto de la unidad no posee términos equivalentes hasta las inmediaciones de peña Urrekoatxa, en Indusi, donde afloran calizas coetáneas pertenecientes a la unidad de Aramotz (sector del Duranguesado).

c_3 Sentido Sur

Las observaciones efectuadas sobre el terreno revelan tránsitos laterales de facies de la unidad de Itxina, en este sentido, pero los afloramientos son muy escasos. A diferencia del área del embalse (SE), donde se apreciaba la desaparición total del litosomo calizo, en este perfil se observan dos desapariciones parciales a diferentes alturas estratigráficas, concretamente en Itxina y en Usoteguieta.

En la cubeta de Itxina las calizas situadas en la parte inferior de la unidad, a techo a peña Lekanda, son parcialmente equivalentes laterales de las calizas margosas y margas basales de Lexardi. Las calizas superiores de la unidad, por otro lado, pasan lateralmente a los terrígenos del monte Usoteguieta, constituidos éstos por lutitas, margas y areniscas con caracteres que sugieren un depósito en ambiente marino somero de plataforma, quizás ligeramente más profundo que el deducido para los carbonatos. Este tránsito revela, por tanto, un dispositivo de suave rampa carbonatada que distalmente pasa a terrígenos de rampa "profunda" (READ, 1985).

A estos testimonios de cambios de facies en las inmediaciones del litosomo calizo de Itxina, habría que añadir los datos del sondeo Apodaca-1 (GARCIA-RODRIGO y FERNANDEZ-ALVAEZ, 1973) situado al norte de Vitoria y a una distancia mínima de la unidad de unos 6 Kms. hacia el Sur; según estos autores, el equivalente urgoniano estaría constituido por margas escasamente fosilíferas y similares a sus "margas de Orozco".

c_4 Sentido NO

Las condiciones naturales de afloramiento permiten un máximo de observaciones en esta dirección SE-NO. El cuerpo calizo muestra una base netamente diacrónica, cuyo cambio de facies hacia occidente, revela un dispositivo progradante. La in-

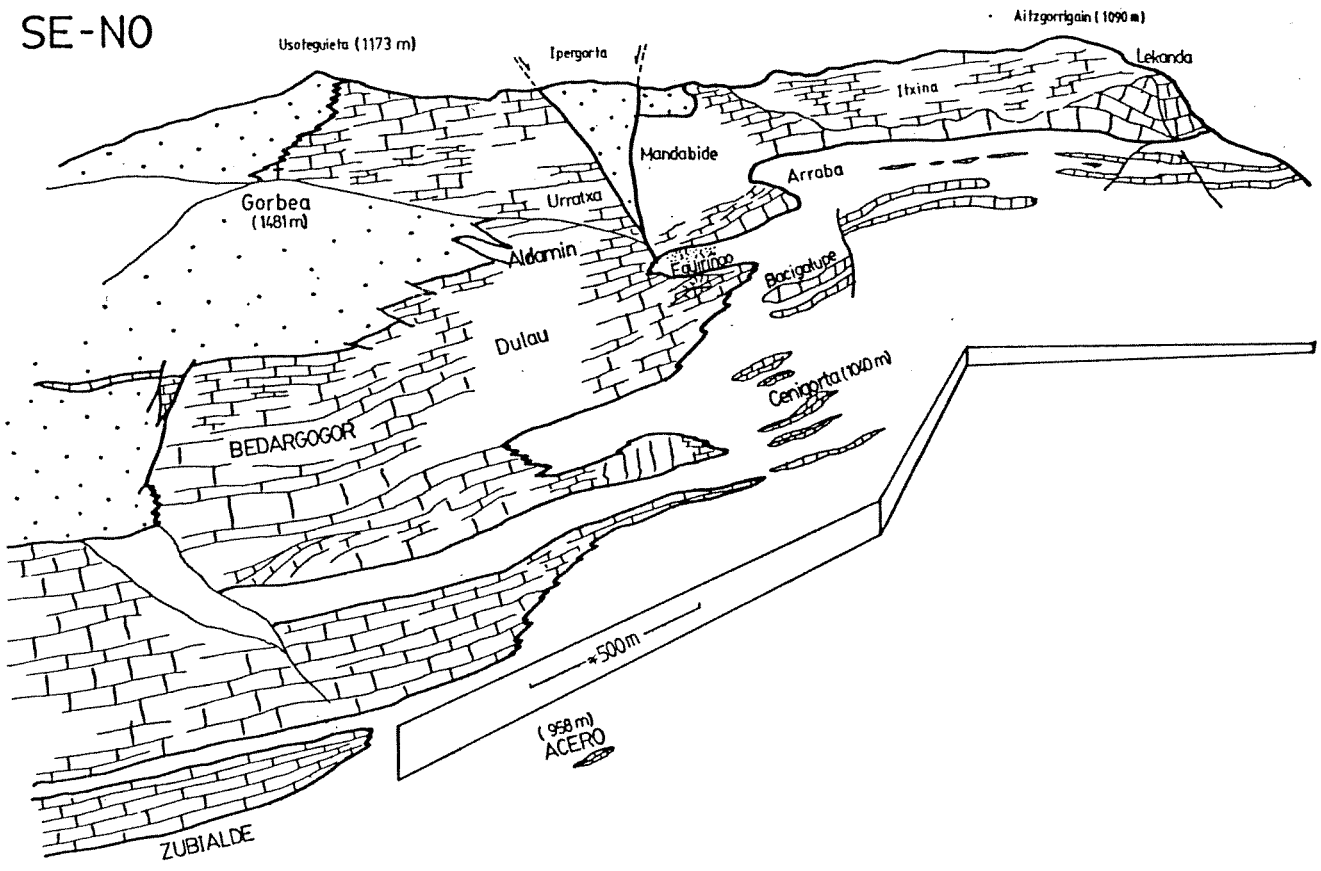


Fig. 40. Cambio lateral de facies de la unidad de calizas de Itxina (Iguiñiger-Aldamín basales) a la unidad margosa (en blanco) y caliza (parches de Bacigalupe y Cenigorta) hacia el NO. Esquema realizado a partir de fotografía aérea oblicua. A destacar, asimismo, la indentación que experimentan las calizas de Usoteguieta hacia el SE. Buzamiento regional aproximado de 20° hacia el Sur.

dentación se produce con materiales de las unidades de Pagomakurre, Ibarra y Orozco.

El cambio Itxina-Pagomakurre se caracteriza por la indentación de calizas de plataforma somera, micríticas o calcareníticas, conteniendo ocasionales montículos arrecifales decamétricos englobando algunos parches arrecifales, depositados en una plataforma somera ligeramente inclinada hacia el NO (Fig. 40). Por lo tanto, se trata de un margen de tipo rampa carbonatada suavemente inclinada hacia poniente.

En segundo lugar, el cambio Itxina-Ibarra se realiza entre calizas de plataforma con corales y rudistas y margas y lutitas con numerosos niveles de brechas calizas intercaladas (Fig. 41) revelando un dispositivo plataforma-cuenca, sensu WILSON (1975). Las calizas de plataforma carbonatada de la cubeta kárstica actual de Itxina, que se presentan subhorizontales, se inclinan considerablemente a partir del meridiano que une Aitzgorrigain y Artipitatz; estos dos picos marcan la línea de borde de plataforma desde la cual parten varias clinoformas (sensu BOSELLINI, 1984), o estratos inclinados del margen de la plataforma que se horizontalizan de nuevo en la zona de tránsito a terrígenos margosos de cuenca, en la base occidental del edificio calizo de Itxina.

Las facies de plataforma interna o interior del banco carbonatado, muestran, en el interior de la cubeta kárstica actual, un predominio de los mudstones-wackestones de miliólidos. Ocasionalmente se presentan intercalados una serie de bancos de micrita peloidal con requiénidos y lamelibranquios planos (**Chondrodonta** sp.).

Este predominio de las facies micríticas, o primitivos fangos carbonatados se ha utilizado frecuentemente como parámetro para implicar condiciones de aguas calmas (DUNHAM, 1962). Según observaron STOCKMAN et al. (1967) en la bahía de Florida, el sedimento carbonatado de grano fino se acumula en ambientes caracterizados por su baja turbulencia, abundancia en la producción de sedimento y circulación limitada.

Los abundantes miliólidos diseminados en las facies micríticas y los restos de requiénidos caracterizan, según BEBOUT et al. (1981), ambientes de baja energía ("lagoon") tras el margen de plataforma, a profundidades inferiores a los 8 m. En tanto que los ostreidos del género **Chondrodonta** tipifican depósitos de plataforma restringida efectuados a profundidades inferiores a los 3 m. Implicaciones paleoecológicas afines son las apuntadas por PERKINS (1974) quien señala que los rudistas de la familia **Requienidae** no creaban armazones sino que reposaban sobre fondos fangosos o cubiertos por hierbas marinas en áreas restringidas. AGUAYO (1978), por su parte, destaca que los bancos de requiénidos (**Toucasia**) del "urgoniano" del este de México se habrían depositado en la zona intermareal inferior.

En la misma línea de sugerencia de un ambiente restringido cabría citar la presencia de numerosos gasterópodos nerineidos que, para CARBONE et al. (1971) habrían sido especial-

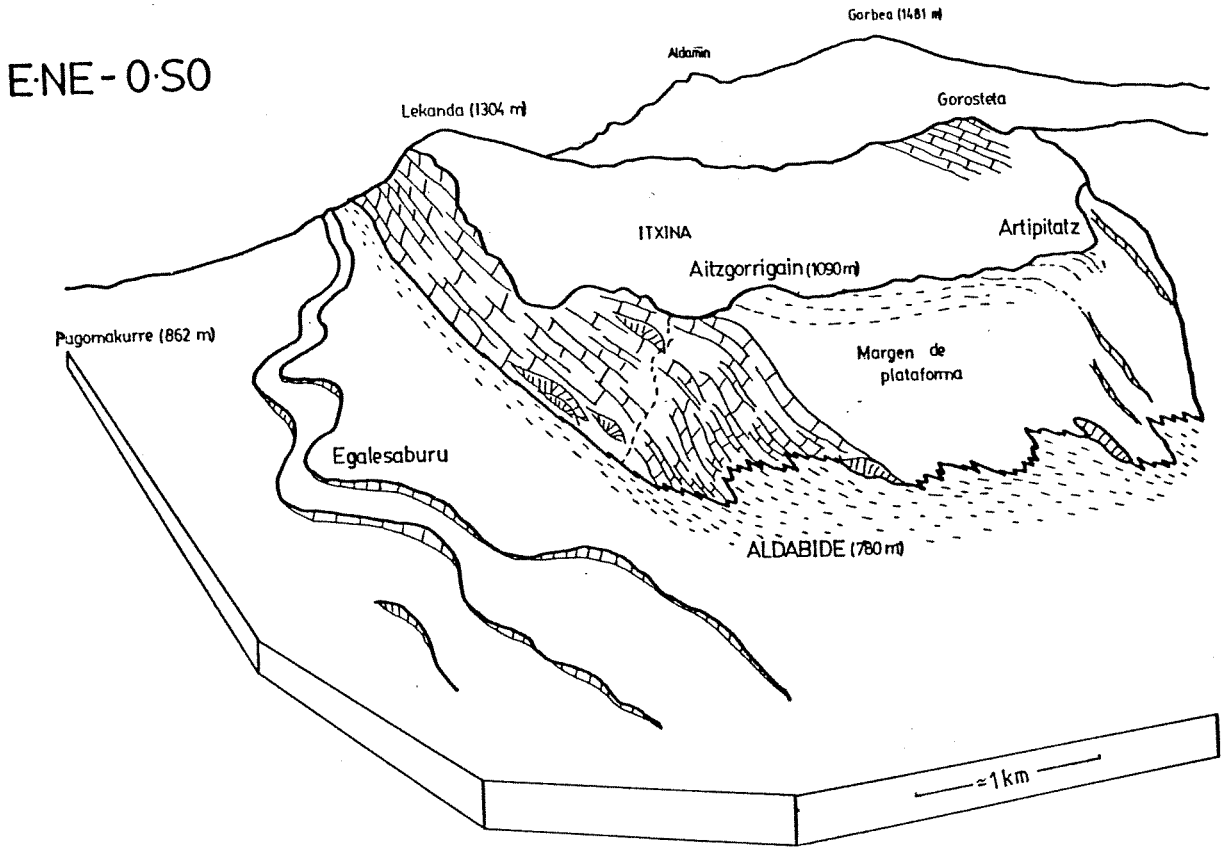


Fig. 41. Cambio lateral de facies de la unidad de calizas de Itxina a las margas de Ibarra (Aldabide). Dibujo realizado a partir de fotografía aérea oblicua. Buzamiento regional aproximado de 15-20° hacia el SO (dcha. del observador). Esquema plataforma-cuenca, realizado a partir de fotografía aérea oblicua.

mente abundantes en ambientes cretácicos (Cenomaniense) de "back-reef" y de interior de plataforma.

Son menos frecuentes los testimonios de afectación de los fondos por corrientes marinas, reflejados en las alternancias milimétricas de micrita-calcarenita con laminación cruzada o, incluso, en los bancos de rudstones de fragmentos de rudistas depositados sobre el nivel base de oleaje, hacia el margen de plataforma.

Estas condiciones de menor profundidad de aguas en el borde del banco carbonatado, podrían haber desembocado en exposiciones subaéreas periódicas ante pequeños descensos relativos del nivel del mar, precisamente en este área de mínima batimetría de la factoría de carbonato; habría sido un reflejo del principio del cubo ("bucket principle") propuesto por KENDALL y SCHLAGER (1981), para quienes la anatomía de crecimiento básica de una plataforma carbonatada sería la de un cubo o caldero constituido por márgenes abruptos y competentes, y un interior relleno de depósitos incompetentes mareales y de la laguna, como resultado de una cementación temprana selectiva de los carbonatos del margen. Precisamente, a techo del margen de plataforma de Aitzgorrigain se ha observado un banco de caliza micrítica recorrido por una red irregular de grietas de espesor centimétrico, que aparecen rellenas por grainstones bioclásticos (Fig. 42); en otros casos los grainstones se presentan en bolsadas de límites muy irregulares entre facies micríticas (Fig. 43). Es probable que el origen de estas redes esté relacionado con períodos cortos de exposición subaérea, insuficientes como para permitir una karstificación penicontemporánea del techo de la plataforma, tal y como se conoce en calizas del mismo período en el área mediterránea (NICOLAS y BILDGEN, 1979); en dichos períodos se habría disuelto parte del barro calcáreo, siendo posteriormente rellenados los huecos por depósitos calcareníticos de alta energía.

Los montículos arrecifales observados en el interior del banco carbonatado son más escasos, y poseen menor talla, que los presentes en el área de margen de plataforma o zona de máxima producción de carbonato. Por otro lado, las facies de borde de plataforma, además del mayor predominio de calcarenitas interpretadas como probables cinturones arenosos o bajíos (sensu BALL, 1967), muestran un contenido faunístico muy superior en número y diversidad al registrado en el interior de la plataforma. Son frecuentes los wackestones de rudistas (requiénidos) de pequeña talla, dispersos entre la matriz micrítica o bien formando asociaciones de racimos ("clusters") (en el sentido de PHILIP, 1970 y KAUFFMAN y SOHL, 1974), a diferencia de las asociaciones menos numerosas pero con individuos de mayor talla que caracterizan las áreas de lagoon (Fig. 44); destaca, además, la escasez relativa de corales que pasan a ser más abundantes en hábitats más abiertos del talud de la plataforma. KAUFFMAN y SOHL, en el trabajo antes citado, abordan los crecimientos arrecifales del área del Caribe, señalando que los rudistas fueron dominantes en la construcción de "buildups" en relación con los corales; sin embargo, no observan la existencia de auténticos arrecifes ecológicos cementados por diversos epibiontes encuadernantes, como ocurre en los complejos

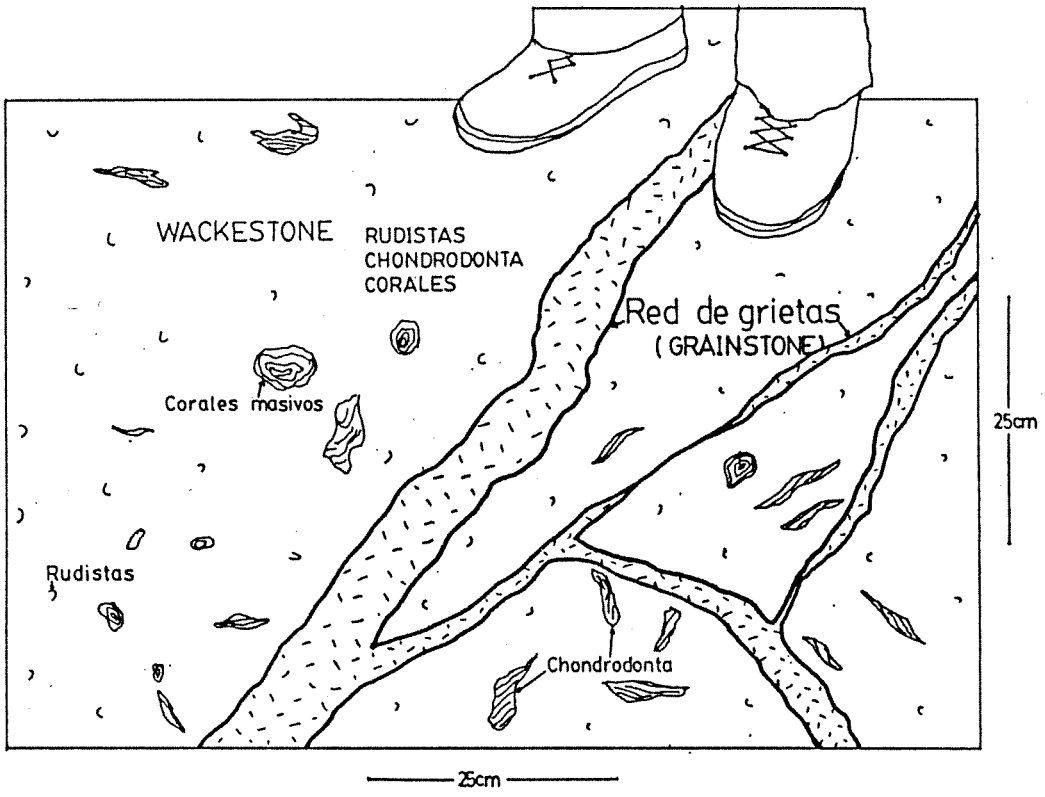


Fig. 42. Red de grietas rellenas de grainstone en facies calcáreo micríticas de plataforma somera. Unidad de Itxina. Vista en planta. Margen de plataforma de Aitzgorrigain (unidad de Itxina).

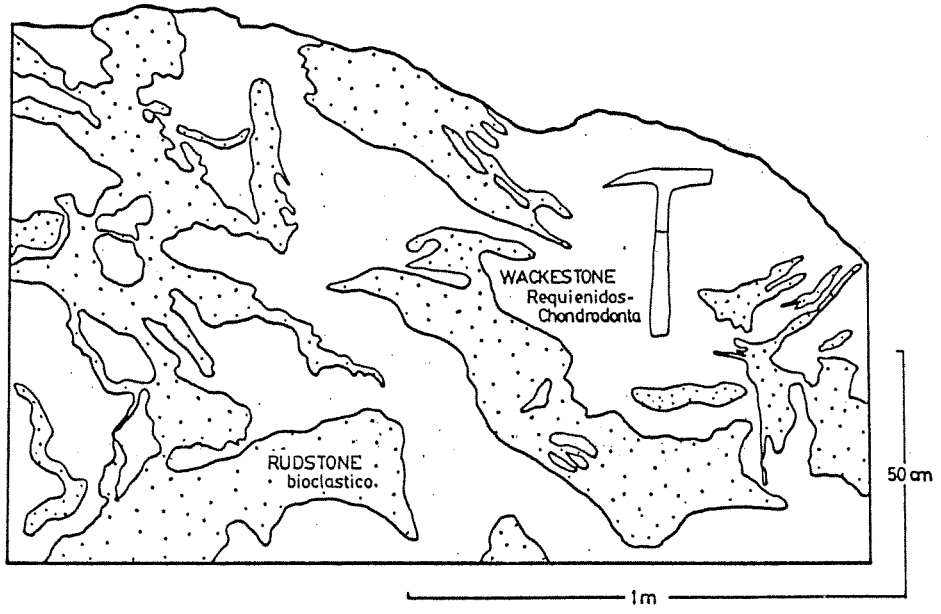


Fig. 43. Bolsadas irregulares de grainstone englobadas en facies micríticas de plataforma interna. Sector de Atxular. Unidad de Itxina. Interior del banco carbonatado de Itxina. Vista en sección.

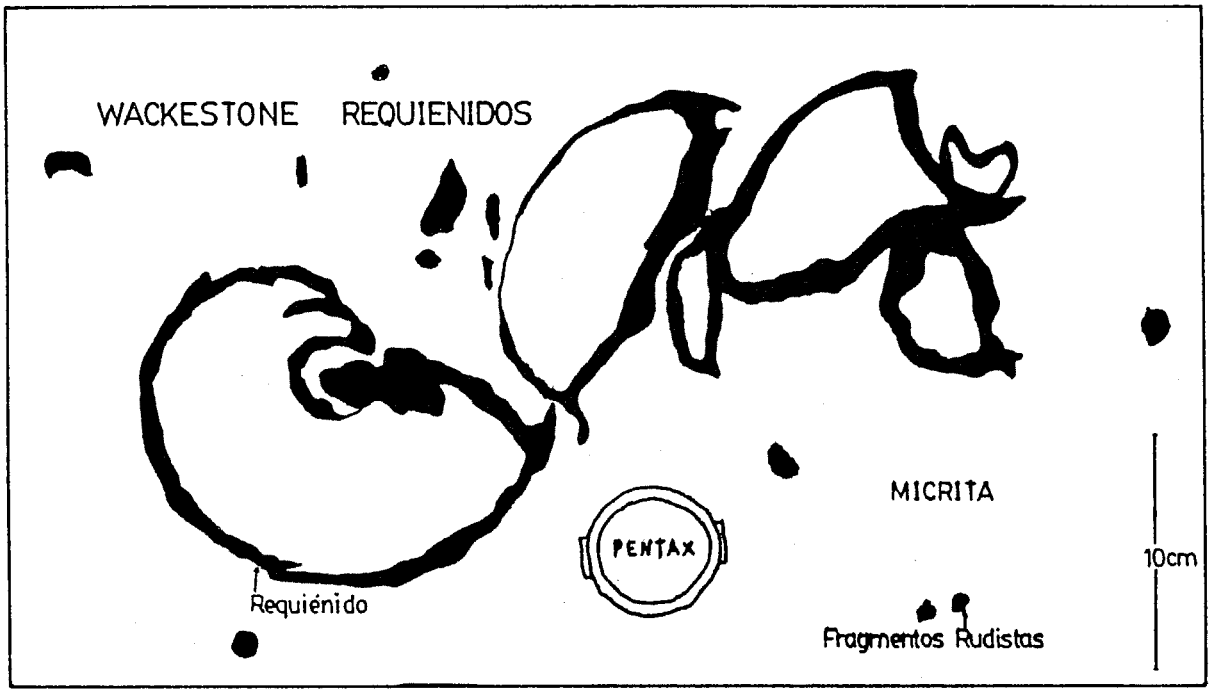


Fig. 44. Facies de calizas micríticas de rudistas requiénidos (**Toucasia** sp.). Unidad de calizas de Itxina. Albiense inferior.

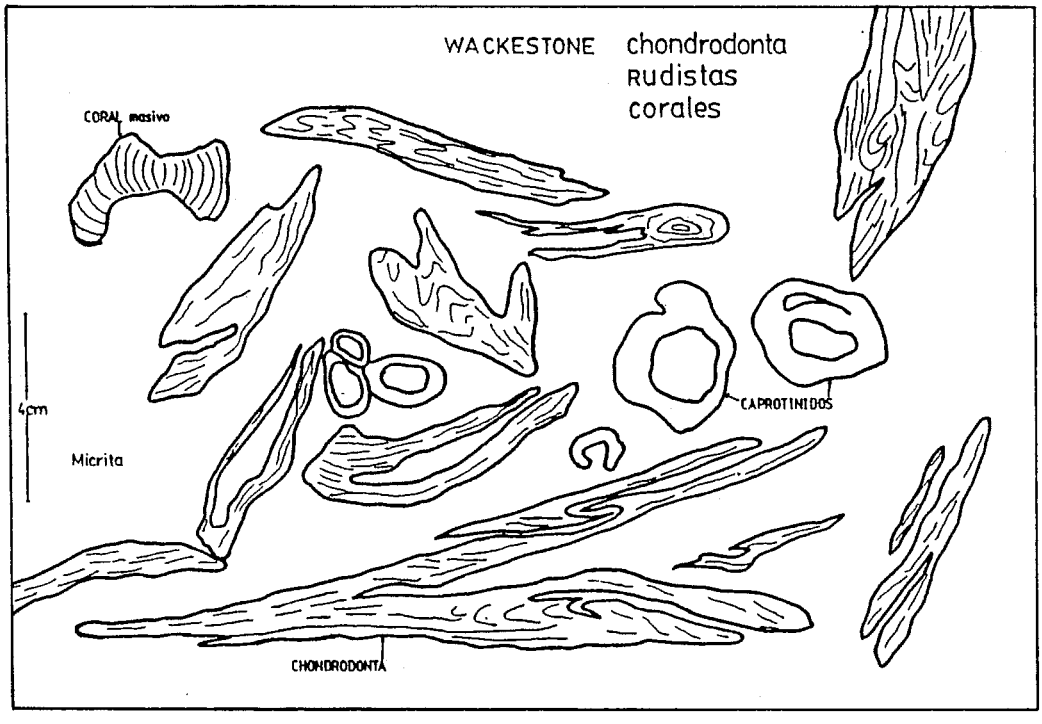


Fig. 45. Wackestone de lamelibranquios tipo ostreidos (Chondrodonta sp.), rudistas requiénidos y corales. Plataforma interna (Supelegor-Itxina). Albiense inferior.

arrecifales de mares tropicales actuales. Estos autores realizan un análisis paleoecológico de las comunidades de rudistas, señalando la presencia común de "fábricas abiertas" en las que aparecen conchas sin contactos mutuos; sin embargo, su modo de vida debió ser esencialmente gregario y su hábito de crecimiento generalmente hacia arriba y subperpendicular al sustrato, a fin de permitir un máximo poblamiento de individuos y una óptima utilización del espacio vital; estos rasgos, junto con la posesión de una concha fuerte y ligera, compuesta por relativa poca cantidad de material por unidad de volumen en comparación con otros bivalvos, debieron permitir a este aberrante grupo de la superfamilia Hippuritacea una radiación rápida de formas muy diversas (Cretácico), adaptadas a hábitats variados desde su primera aparición en el Jurásico.

La gran diversidad de taxones característica del borde de plataforma de Itxina aparece, pues, reflejada en la frecuente aparición junto a estos rudistas (requiénidos) de numerosos ejemplares de **Chondrodonta** (Fig. 45), monopleúridos (en colonias), radiolítidos, orbitolínidos y nerineidos (Fig. 46), aunque estos últimos son más característicos de áreas de lagoon en la plataforma interna o cinturón 8 de WILSON (1975). Se ha determinado además la presencia de caprotínidos, organismos que caracterizan en este área de Gorbea, al cinturón de borde de plataforma nº 5 de WILSON; son organismos inequivalvos, que presentan la valva de apoyo recta o ligeramente curvada y espiralmente enrollada (COOGAN, 1977). La sección de la cavidad central es oval a redondeada, y la concha es gruesa, compacta, con 2 capas: una interna delgada y otra externa compacta y compuesta por numerosas láminas.

El cinturón de facies de borde de plataforma constituye el nexo entre los biostromos subhorizontales del interior de la plataforma y las clinoformas del talud proximal (Fig. 47). Las clinoformas constituyen superficies originalmente inclinadas (Fig. 48) del margen del banco carbonatado, cuya pendiente se ha acentuado por efectos post-deposicionales; en planta presentan abombamientos y depresiones subparalelas a la línea de máxima pendiente a modo de "spur and grooves" similares a los descritos por BICE y STEWART (1985) en un margen de plataforma jurástica de tipo "by-pass". Muestran un valor medio de inclinación de 45º-60º, aunque no representan valores reales de pendiente original, pues habría que sustraer, o corregir los efectos del buzamiento regional y de la compactación diferencial. Algunos autores han supuesto pendientes originales del orden de 25-40º en márgenes de plataforma albienses de la cuenca vasco-cantábrica (GARCIA-MONDEJAR, 1979; PASCAL, 1985). En cualquier caso, parece que las pendientes poseyeron ángulos superiores a los observados en taludes fangosos actuales (COOK y MULLINS, 1983; MULLINS et al., 1984), quizás debido a que la cementación sinsedimentaria pudo haber contribuido a la estabilización (GAETANI et al., 1981; BLENDINGER, 1986) de los taludes. Los niveles de clinoformas constan de alternancias de calizas micríticas con corales y rudistas y bancos de grainstone-rudstone ligeramente seleccionados. Los niveles micríticos pueden llegar a constituir "reef mounds" o montículos arrecifales de rudistas y corales, que se indentan y pasan lateralmente a calizas margosas y margas de cuenca en Torruntxueta (fig. 49).

Precisamente en este área de tránsito entre Aldabide y Sintxita se observan, al menos, dos estructuras arrecifales de este tipo con escala decamétrica (Fig. 50), que se habrían deslizado ("glide") de forma sinsedimentaria por el fondo marino sobre cortas distancias constituyendo olistolitos calizos. Esto se revela por la existencia de margas replegadas, distorsionadas y erosionadas en su base, además de un nivel discontinuo basal de brechas calizas de hasta 1 m. Al pie de las clinoformas, son frecuentes los depósitos de flujos de derrubios intercalados entre margas.

Además de estos olistolitos escasamente deslizados, existe al pie del escarpe calizo de Itxina (Aitzgorrigain), en dirección a

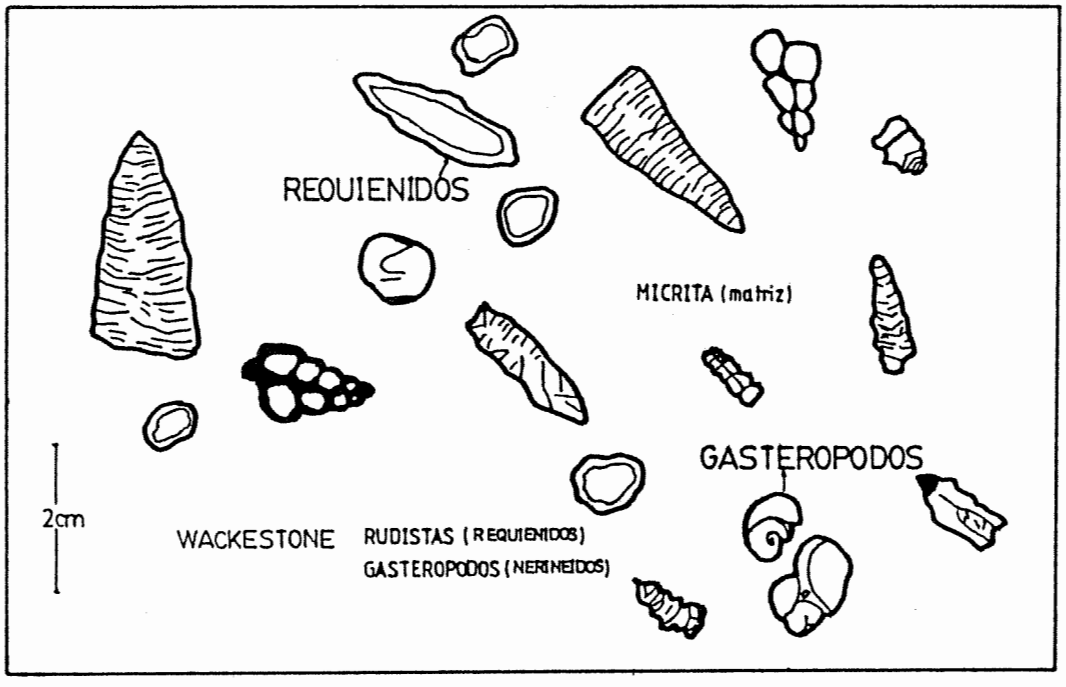


Fig. 46. Wackestone de gasterópodos (nerineidos) y rudistas (requiénidos) en áreas de plataforma interna. Unidad de Itxina. Albiense inferior.

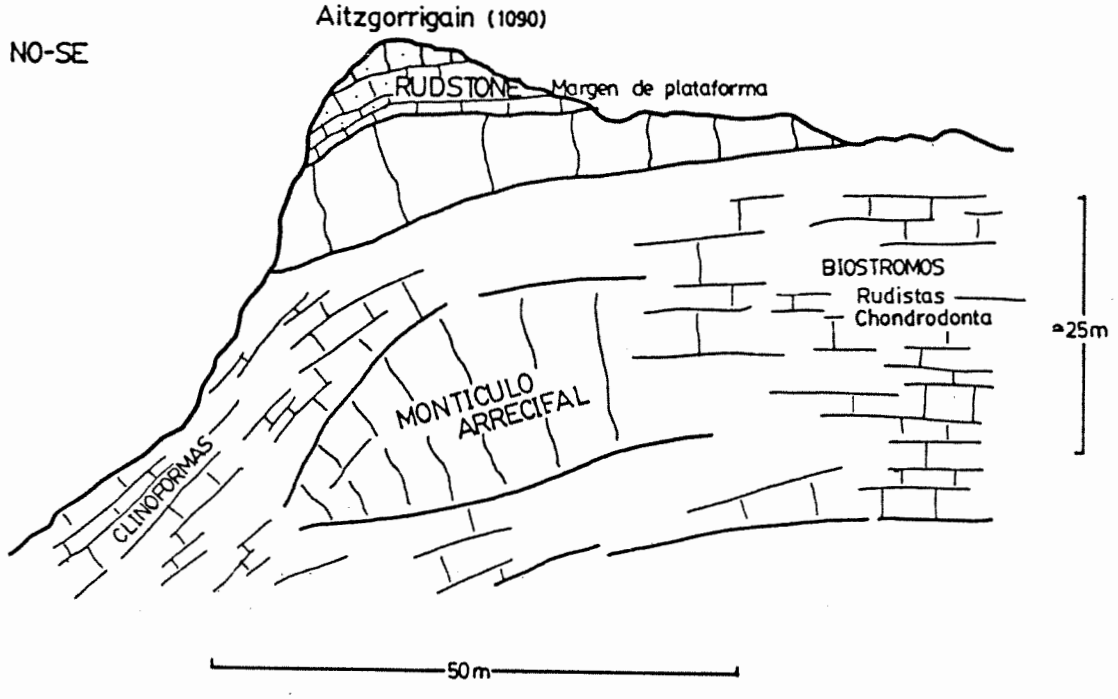


Fig. 47. Monticulos arrecifales del borde de plataforma de Aitzgorrigain (unidad de Itxina). Area de nexo entre los biostromos del interior de plataforma y las clinoformas del talud NO. Perspectiva obtenida desde el reborde calizo oeste de la cubeta de Itxina.

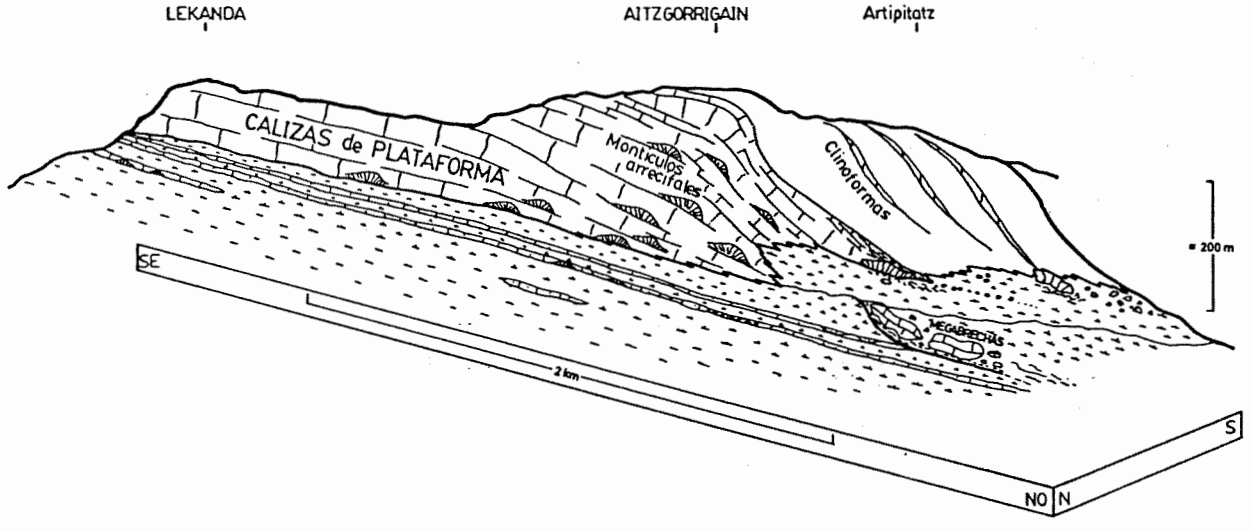


Fig. 48. Evolución lateral de la unidad calizas de Itxina (Lekanda-Aitzgorrigain) hacia el NO: indentación con las margas y megabrechas de Aldabide según un margen de plataforma-cuenca. Obsérvese la cicatriz en el talud de Aldabide (parte inferior derecha de la fig.), sobre la que se instalan depósitos de megabrechas de talla hectométrica. Buzamiento regional de aproximadamente 20 grados hacia la derecha del observador. Perspectiva obtenida desde peña Aibelabe.

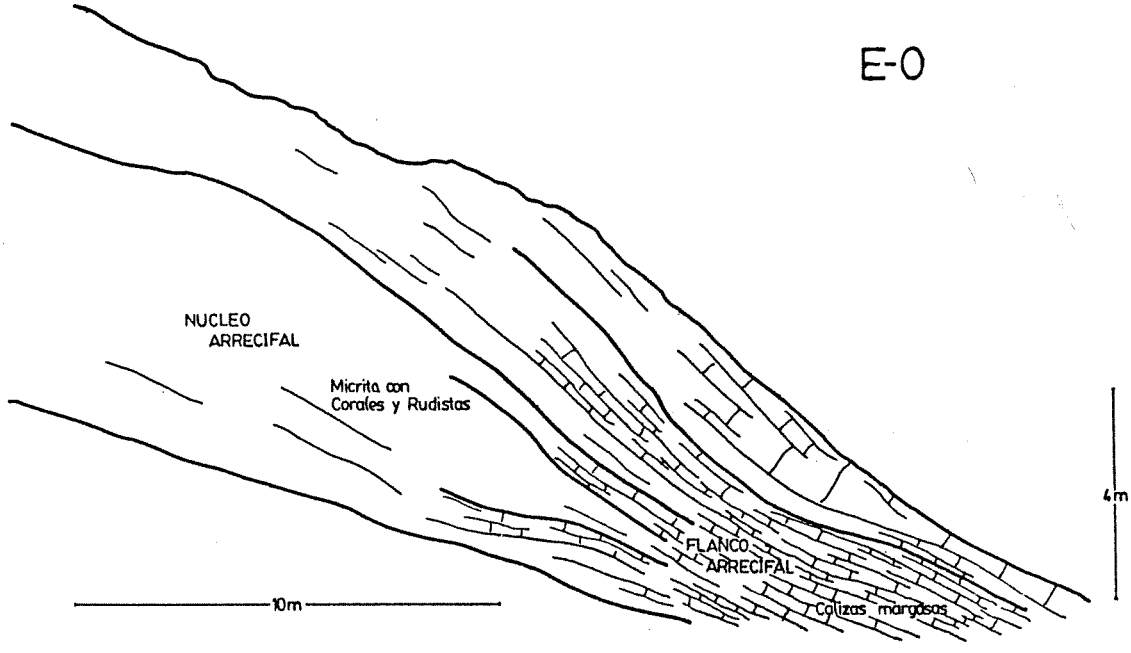


Fig. 49. Biohermos del talud carbonatado de Aitzgorrigain en Torrutuntxueta. (Unidad de Itxina). Destacan sus tránsitos desde facies masivas de núcleo hasta facies estratificadas de flanco arrecifal. La cuenca de Ibarra se sitúa a la derecha (oeste).

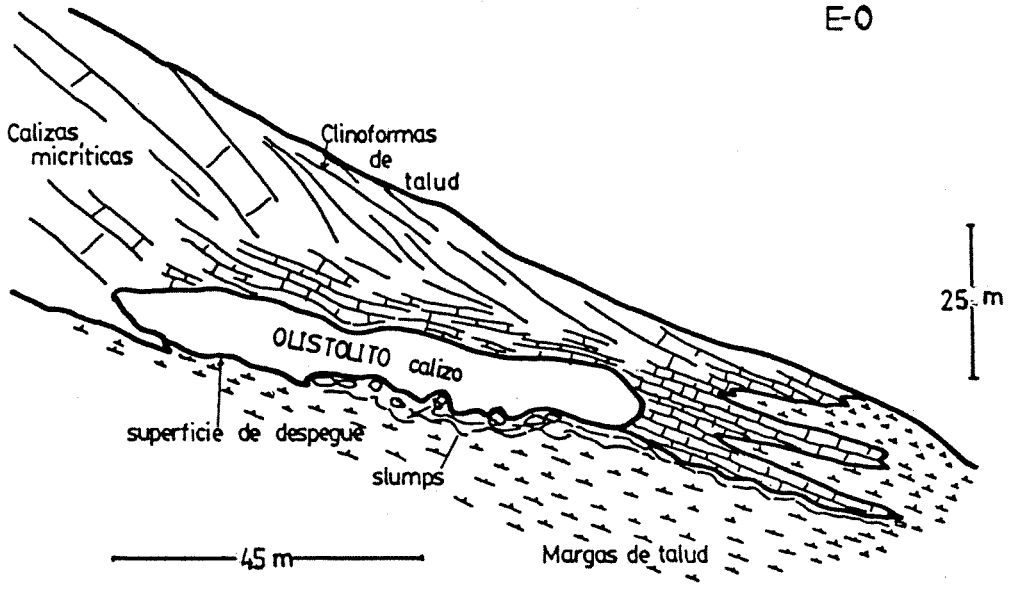


Fig. 50. Olistolito desgajado del talud de Aitzgorrigain-Aldabide, descansando sobre margas de talud. Las clinoformas presentan relaciones de "downlap" sobre dicho bloque, de talla mecamétrica. Todo el conjunto cambia a su vez a margas de cuenca de la unidad de Ibarra, hacia el oeste.

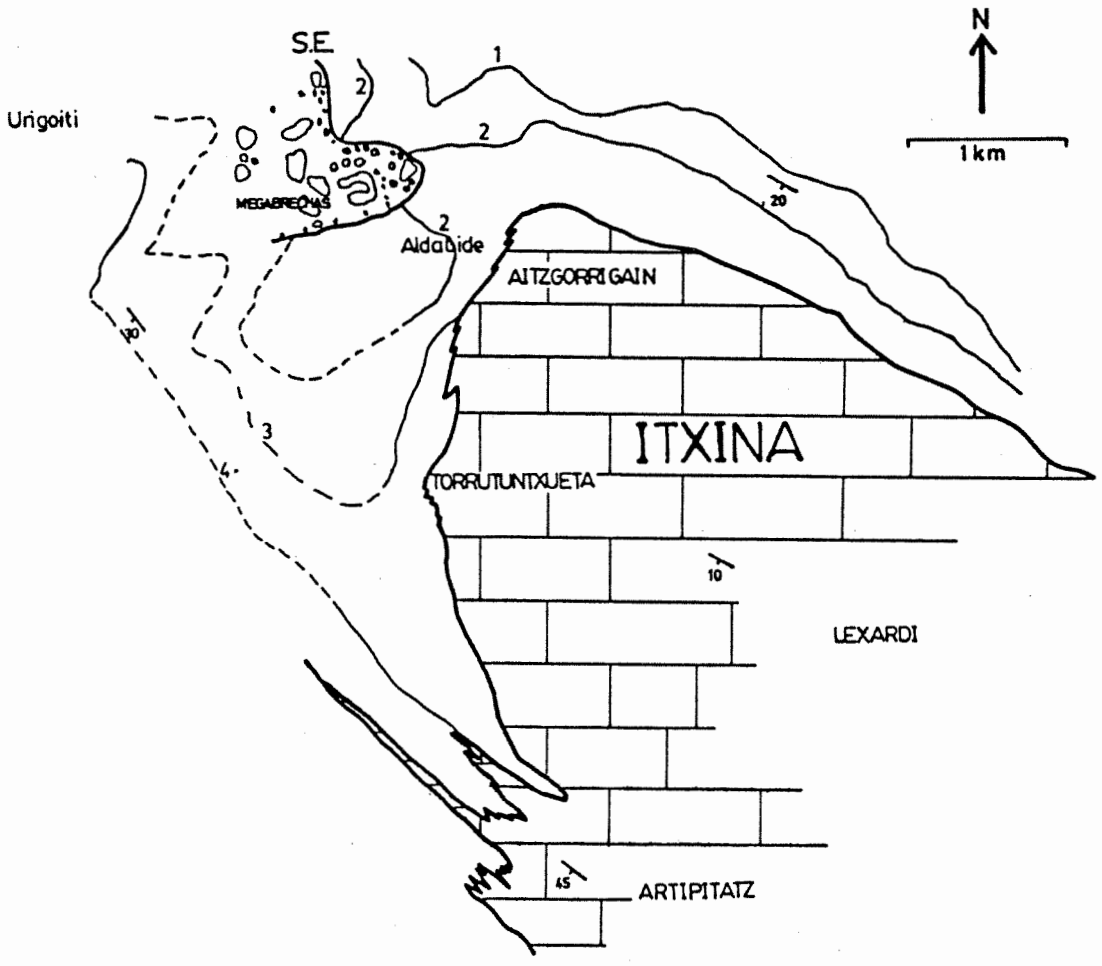


Fig. 51. Esquema cartográfico de la terminación lateral-occidental de las calizas de Itxina. Las barras calizas Egalesaburu 2-3 vienen representadas por los dígitos 1 y 2. A destacar que el nivel 2 (superior) aparece cortado por una cicatriz o superficie erosiva sinsedimentaria, sobre la que se hallan concentrados algunos de los bloques de mayor tamaño (hasta hectométrico) de este talud carbonatado.

Urigoiti, un conjunto de unos 12 litosomos calizos mayores, construidos por calizas micríticas con corales y rudistas que se hallan concentrados en un área de 0,3 Km^2 y que constituyen un manto que se apoya sobre margocalizas y margas replegadas y distorsionadas, junto a un cortejo de clastos dispersos menores. Estos bloques, que pueden alcanzar tamaños de hasta 125 m. se interpretan también como olistolitos o trozos de plataforma de Itxina englobados en un nivel de resedimentación mayor; se habrían desgajado y deslizado, según componente horizontal a rotacional, a través del talud de la plataforma.

Con el fin de correlacionar esta megacapa de talud con la plataforma y dado que no se observa continuidad litoestratigráfica entre la caliza del banco de Itxina y la megabrecha, se ha efectuado un análisis cartográfico y de facies detallado del sector de Aldabide-Urigoiti. Los niveles guía utilizados han sido, por lo que respecta a la serie basal infra-megabrecha, las barras calizas de Egalesaburu, que en la Figura 51 se han unificado en un solo nivel de referencia 1; y a techo de la megabrecha la barra de calizas margosas y calcarenitas de Santuila (Urigoiti), situada sobre el paquete de olistolitos y que aflora en la carretera de Ibarra a Urigoiti (4, en Fig. 51), unos 500 m. antes de alcanzar esta última localidad.

La megabrecha se halla en apariencia lateralmente adyacente a una serie situada bajo el edificio calizo de Itxina, como se puede apreciar en la vista panorámica desde el monte Kolometa (Fig. 52); sin embargo, un análisis detallado de la zona de confluencia, revela que la serie megabrechoide es discordante sobre las margas y margocalizas que afloran en la propia surgencia de Aldabide. En la vertiente N de Egalesaburu, igualmente, se aprecia cómo la base de la megabrecha corta las margocalizas y margas, así como el nivel de "gullies" de Egalesaburu-3 superior (Fig. 53). En definitiva, pues, los olistolitos se emplazan sobre una superficie de truncamiento erosional. Esta cicatriz alcanza su máxima altura erosiva hacia la cabecera, atenuándose distalmente entre superficies de estratificación. Paralelamente se observa un frente de deslizamiento en sentido O, más allá del cual no aparecen megaclastos (al menos de este nivel), y que consiste en un conjunto de margas y margocalizas de talud fuertemente replegadas. Por otro lado, el conjunto megabrechoide (12 olistolitos mayores) de Aldabide sugiere una proce-

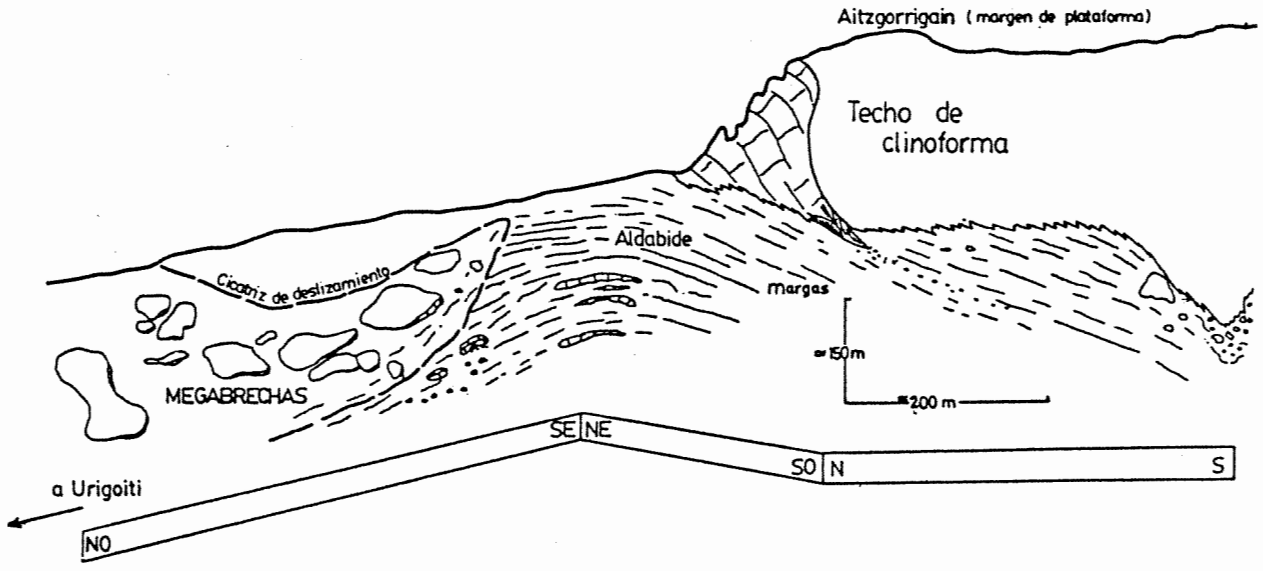


Fig. 52. Relaciones discordantes entre las megabrechas de Aldabide y la serie margosa infrayacente. Esquema realizado desde el monte Kolometa.

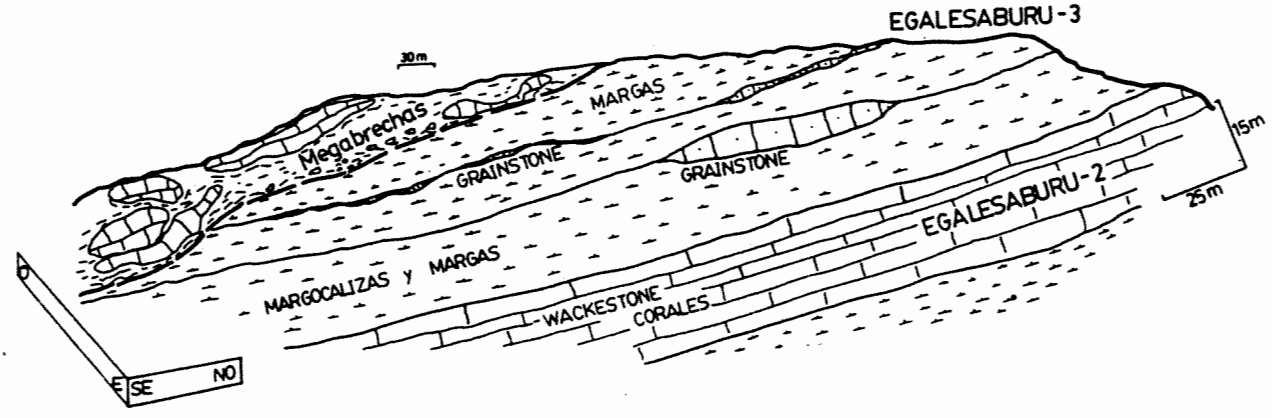


Fig. 53. Superficie de truncamiento erosional que afecta a la barra caliza Egalesaburu-3, ya muy adelgazada y constituida por canales de grainstone que encajan en margocalizas y margas de la unidad de Pagomakurre. Esquema realizado desde el alto situado a unos 150 metros al N de la surgencia de Aldabide.

dencia NE o E por lo que en base a la cartografía realizada nos inclinamos a pensar que su lugar de procedencia habría que situarlo hacia la base del edificio calizo de Aitzgorrigain o mejor en su cercana prolongación septentrional, hoy en día erosionada.

Estos desgajamientos de grandes bloques de la plataforma, a pesar de no haber experimentado importante deslizamiento traslacional, son un claro indicio de una litificación submarina temprana, tal vez favorecida por el efecto de bombeo ("pumping") de las corrientes ascendentes de "upwelling"; éstas, por otro lado, parecen favorecer en la actualidad el desarrollo de sistemas arrecifales, de profundidad escasa (20-30 m.) y tasas de sedimentación moderadas (PURSER, 1983). La susceptibilidad de los arrecifes a la diagénesis submarina podría explicarse por la presencia de un medio químico favorable a la diagénesis o por la permeabilidad de la masa de sedimento que permite que las aguas marinas la atraviesen constantemente. Sin embargo, los casos descritos en las costas actuales de Belize y Yucatán revelan que los arrecifes pináculo de las lagunas (lagoons) tras los arrecifes barrera apenas si aparecen litificados. Según JAMES et al. (1975), esta falta de cemento podría deberse al predominio del sedimento de grano fino en el interior de los arrecifes, lo que impediría la circulación acuosa a través suyo.

Como quiera que nuestros montículos arrecifales parecen dominados por la micrita (fango primitivo), quizás fuera necesario implicar una litificación no puramente inorgánica, sino influenciada por la actividad de organismos vivos, como en los casos descritos por PRATT (1982), en los que se propone un origen crytalgal para los montículos de micrita.

Cabe destacar asimismo, que el talud de la plataforma carbonatada de Itxina en el área de Aitzgorrigain-Aldabide, posee un perfil tendente a la concavidad hacia arriba, de modo que el ángulo de las superficies de talud (clinoformas) se incrementa hacia su parte superior; esta característica es compartida por numerosos taludes de plataformas carbonatadas tanto actuales (pacíficas y atlánticas) como antiguas (SCHLAGER, 1986); sin embargo, los taludes siliciclásticos poseen, según este autor, un perfil planar o ligeramente convexo hacia arriba, y menos pendiente, en general, como se desprende del análisis de numerosos registros sísmicos en márgenes continentales. La formación y mantenimiento de taludes sobreinclinados como el de Aitzgorrigain se pudo deber a los siguientes factores: en primer lugar, al sistema "defensivo" de las plataformas, que poseen en sus bordes comunidades arrecifales que crecen hacia arriba y afuera controlando, en ocasiones, los daños o pérdidas causados por la erosión de los taludes. En segundo lugar, entre los sedimentos de estos taludes carbonatados son comunes la calcita de alto contenido en Mg y el aragonito, que se litifican antes que los fangos de nannoplancton o las arcillas tras el enterramiento; también se puede producir cementación submarina, cuya efectividad se incrementa al aumentar la pendiente del talud, alcanzando sus valores más elevados (según el principio de la "máxima cementación", AISSAQUI y PURSER, 1986) en las zonas externas de los complejos arrecifales. En tercer lugar, al pie del talud puede producirse disolución de carbonato, lo que provoca un descenso relativo de fondo marino incrementándose paralelamente el gradiente topográfico. En definitiva, pues, el crecimiento de las plataformas frecuentemente conlleva la sobreinclinación de la parte superior de los taludes, hasta tales extremos en que la acreción deja de ser factible, produciéndose su erosión y el consiguiente traspase ("by-passing") de sedimento pendiente abajo.

De entre los modelos de taludes propuestos por MULLINS y COOK (1986), el de "cinturón carbonatado de talud" o "slope carbonate apron" guarda importantes similitudes con el de Itxina. Una de las principales diferencias entre los depósitos de abanicos siliciclásticos submarino-profundos y los taludes carbonatados es que mientras en el primer caso la fuente de sedimentación es puntual en el caso que nos ocupa habría que considerar un aporte lineal proveniente del conjunto de un margen de plataforma. Dado que en Itxina, por otro lado, no existe un área de talud superior en la que hubieran predominado los depósitos alóctonos en cañones cortando fangos carbonatados autóctonos de la periplataforma, es decir, un sector de "bypassing" de sedimentos, nos inclinamos por el modelo arriba explicitado en detrimento del modelo de "cinturón carbonatado de la base del talud" o "base of slope carbonate apron".

La unidad de Itxina se caracteriza en su parte superior occidental por la identación de calizas de plataforma somera, micríticas o grainstone, con lutitas, margas, calcarenitas y algunos niveles brechoides calizos, menos frecuentes que en el borde de Aitzgorrigain situado enfrente de Ibarra. En conjunto, la unidad de Itxina en este tramo superior, en tránsito lateral a las lutitas de Orozco, caracteriza un dispositivo general de crecimiento vertical o "upbuilding" sensu WILSON (1975), con ligera tendencia a hacerse retrogradante al término de su evolución.

Las brechas calizas resedimentadas a partir del margen de la plataforma son poco extensas distalmente, y se aprecia en el conjunto una evolución secuencial positiva, con paulatina pérdida de importancia hacia arriba de los episodios brechoides alóctonos intercalados en las lutitas de Orozco.

Existe en el área de Artipitatz un paquete decamétrico de calizas calcareníticas, rudstones de fragmentos de rudistas con cementos marinos de calcita fibrosa, característicos de un margen de plataforma de alta energía; hacia cuenca pasa a un grainstone mejor seleccionado, constituyéndose en una lengua caliza de talud que se encuentra embebida entre lutitas y margas; distalmente desaparece, al fin, a la altura del refugio del arroyo de Sintxita, de cota aproximada 780 metros.

Globalmente, por lo tanto, se asiste a una evolución desde un dispositivo de plataforma-cuenca a otro de rampa carbonatada (hacia el techo del banco carbonatado de Itxina), como resultado, probablemente, de la colmatación sedimentaria del vacío preexistente en la cuenca occidental adyacente. En último término, a techo de la unidad de Itxina se instaura un episodio calizo expansivo que revelaría un fondo marino subuniforme, representado por las calizas arrecifales de Ubixeta y del caserío Olabarria al sur del municipio de Orozco; estas calizas discontinuas se extienden en sentido SE-NO sobre las lutitas de Orozco, en una distancia mínima de 10 Kms.

Se aprecia, además, como la unidad (calizas de Itxina) pasa lateralmente a las unidades de Ibarra y Orozco que por lo menos triplican en espesor a la caliza; éste es un claro ejemplo de subsidencia diferencial que tiene reflejo tanto en los espesores acumulados como en rasgos sedimentológicos básicos de este sector.

En resumen, la unidad de Itxina representa una plataforma carbonatada o banco carbonatado progradante hacia el noroeste; este proceso se efectúa de modo discontinuo y muestra cuatro máximos de avance o expansión, acompañados de otros tantos períodos de retrogradación; en conjunto el cuerpo es expansivo, comenzando a partir del sector centro-oriental, en la vertical de Aldamin (Fig. 54).

Las relaciones geométricas de la base de la plataforma progradante revelan un dispositivo de progradación ascendente o "climbing progradation" sensu BOSELLINI (1984); o bien de "outbuilding" o crecimiento hacia arriba y al mismo tiempo hacia cuenca sensu WILSON (1975) aunque localmente puede existir progradación descendente (área de Torretuntxueta"). Globalmente, además, los márgenes de este banco carbonatado revelan en conjunto una neta asimetría, ya que existen bordes con desarrollo de dispositivos plataforma-cuenca (O-NO), y otros de tipo rampa carbonatada con suaves pendientes hacia el S, SE, E y N (Fig. 55), por otra parte mayoritarios en conjunto. En el margen occidental se observa una evolución desde un estadio de rampa carbonatada a otro de plataforma con resalte, para finalmente alcanzar de nuevo el estadio de rampa.

En el interior de este banco carbonatado se localizan estructuras arrecifales menores o biohermos; se trata mayoritariamen-

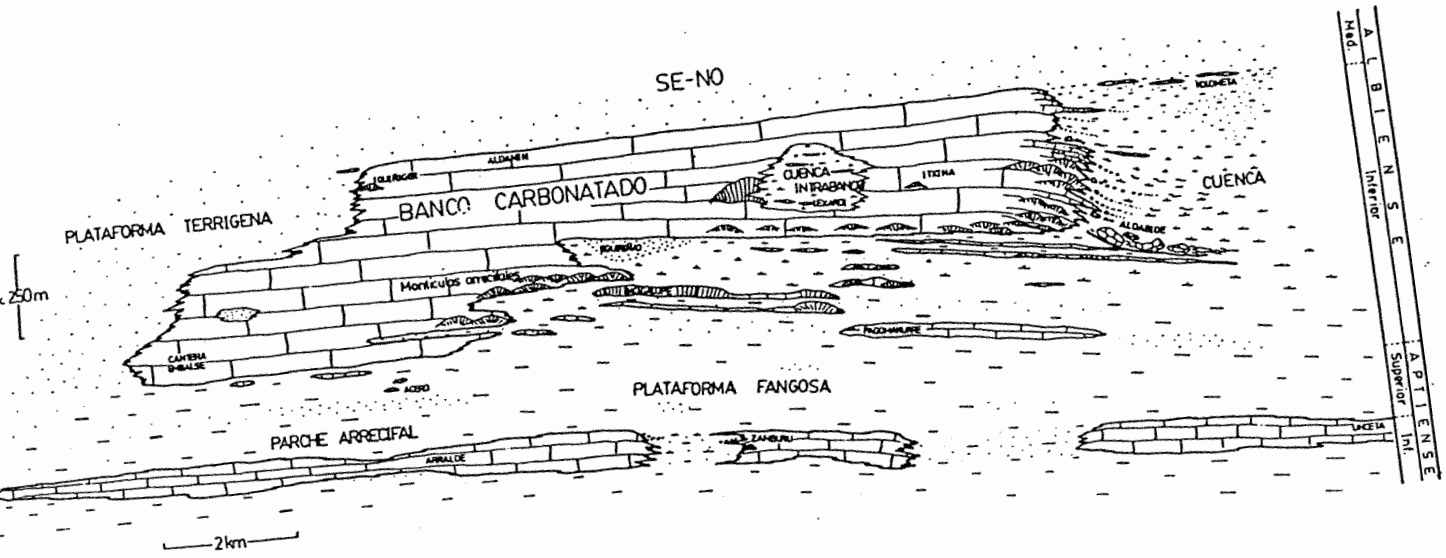


Fig. 54. Esquema general de progradación del banco carbonatado de Itxina hacia el NO. A destacar que la progradación comienza en la vertical de Iguiñiger (SE de la unidad), y se produce de modo pulsante. Por otro lado el "buildup" posee un margen SE retrogradante. Los espesores medios registrados experimentan un marcado incremento hacia el área NO del macizo.

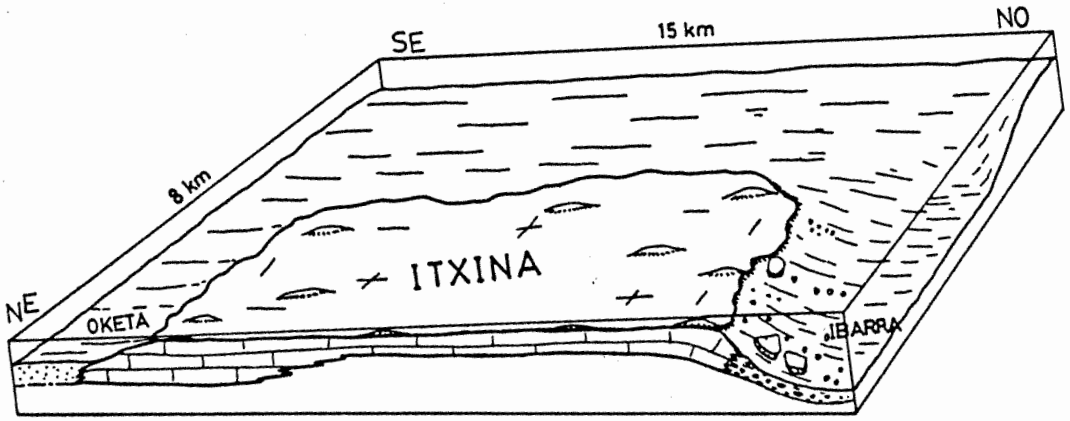


Fig. 55. Bloque diagrama-paleogeográfico donde se muestran los distintos tipos de relaciones laterales de la unidad de Itxina con sus unidades encajantes: suave rampa hacia el S, SE, E y N y dispositivos plataforma-cuenca hacia el O-NO.

te de "reef mounds" o montículos arrecifales de tallas que van desde los 2 metros a los 50 metros; su máximo desarrollo en tamaño y número ocurre en áreas de base o borde del banco, principalmente como resultado de pulsos de expansión o de progradación.

Cabe señalar, además, que la aparente retrogradación de margen SE del banco (Fig. 54), puede en gran medida haber sido originada por el efecto de los terrígenos lutíticos, areniscosos y hasta conglomeráticos de procedencia meridional, que habrían impedido el crecimiento del banco en ese sentido.

Finalmente, cabe resaltar el desarrollo de una pequeña "cuenca" en el interior del banco carbonatado, quizás como resultado de una rápida subida relativa del nivel del mar causante de un "drowning" incipiente en el área de Lexardi (Fig. 54). En las áreas adyacentes de Gorosteta y Aitzgorrigain, la sedimentación caliza continuó sin interrupción hasta el Albiense medio (parte inferior).

3.2.6. MARGAS DE IBARRA

La unidad de Ibarra constituye un conjunto eminentemente margoso, netamente individualizado de las unidades lutíticas (Arimekorta) y suprayacente (Orozco). Las margas son generalmente de tonos azulados y escasamente fosilíferas; se trata de packstones de espículas de esponja, pequeños lamelibranquios, fragmentos de equínidos, ostreidos, foraminíferos plantónicos y, más esporádicamente, corales masivos planares y braquiópodos (terebratúlidos). Suelen aparecer comúnmente bioturbadas y localmente pueden mostrar superficies de truncamiento o despegue sinsedimentario así como niveles replegados intraformacionales (Fig. 56).

La presencia de fauna marina pelágica y la ausencia generalizada de algas calcáreas rojas o verdes y rudistas en estas facies, sugiere su depósito a mayores profundidades que las deducidas para los biotopos de la plataforma carbonatada; dicho depósito se habría producido en fondos blandos, inclinados con aguas de salinidad normal y fuertemente contaminadas, por arcillas en suspensión.

PASCAL (1984) considera este tipo de facies como representativo de su segundo sistema biosedimentario en el Gargasiense inferior y sugiere una profundidad del medio inferior al centenar de metros por la presencia de algas verdes de tipo **"Bouenia".** Nosotros consideramos que estas facies no se restringen al período considerado y son frecuentemente características del Albiense inferior, como se ha demostrado por correlación con niveles de la plataforma de Itxina, y por la aparición de ammonites datadores en otras localidades.

Otras litologías minoritarias de esta unidad son lutitas negras, areniscas, calcarenitas, brechas calizas y brechas de clastos areniscosos.

Las lutitas negras poseen restos dispersos de pirita, carecen de trazas de bioturbación y son fundamentalmente azóicas en el campo, aunque un estudio detallado revela la presencia ocasional de algunos microforaminíferos plantónicos y bentónicos. Corresponden a las formaciones de espongiarios y **Tritaxia** de MAGNIEZ y RAT (1972) y representan un ambiente de depósito marino franco con sedimentación hemipelágica de decantación y condiciones de mayor batimetría que las implicadas para la plataforma de Itxina; revelan bajo hidrodinamismo, abundantes aportes de terrígenos finos y quizás confinamiento a nivel del fondo marino. La coloración negra ocasional de estas facies ("black shales") sería debida a las condiciones de baja oxigenación que habrían impedido la descomposición de la materia orgánica; precisamente se considera que durante el Cretácico Medio se produjo una fase bien definida de anoxia generalizada en las aguas oceánicas profundas.

Se acepta de modo generalizado que en el Cretácico existieron tres momentos de máximo desarrollo de facies negras. La primera de ellas, del Barremiense terminal - Albiense, corresponde en parte al período de depósito de los materiales urgonianos aquí tratados, y tal y como señala JENKYNS (1980) estos períodos coinciden con transgresiones eustáticas. Las lutitas negras del Cretácico de México fueron excelentes rocas madre para la generación de hidrocarburos, y su posterior acumulación se efectuó (ARTHUR y SCHLANGER, 1979) en carbonatos de plataforma franjeados por colonias de rudistas y brechas de talud, en tránsito lateral a las facies de cuenca.

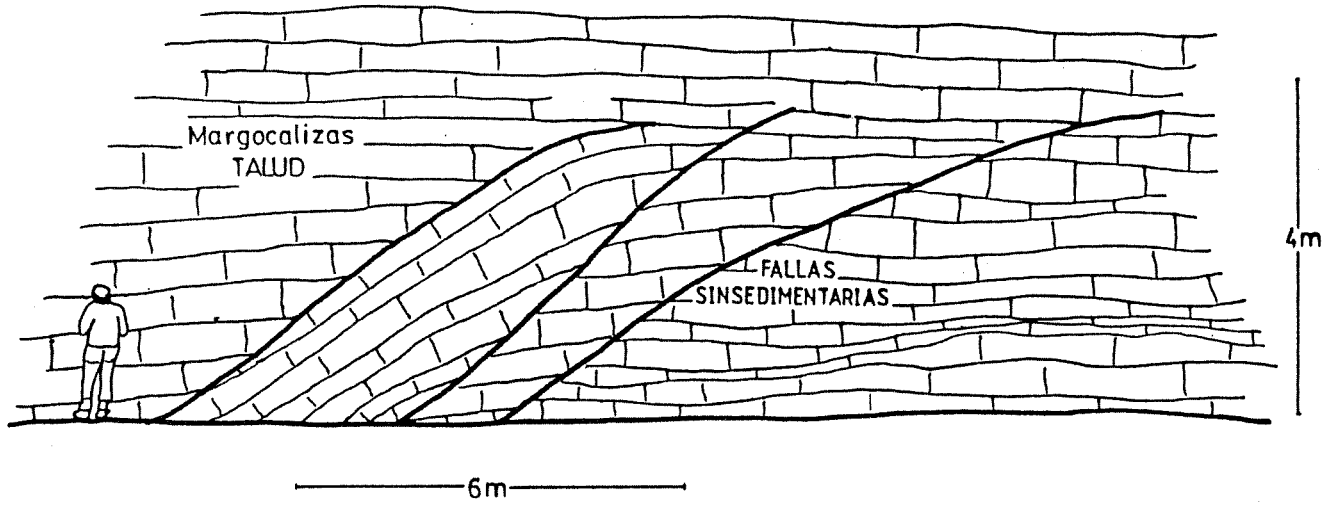


Fig. 56. Superficies de deslizamiento sinsedimentario en las series de margas y margocalizas del talud de Aldabide (Urigoiti, unidad de Ibarra).

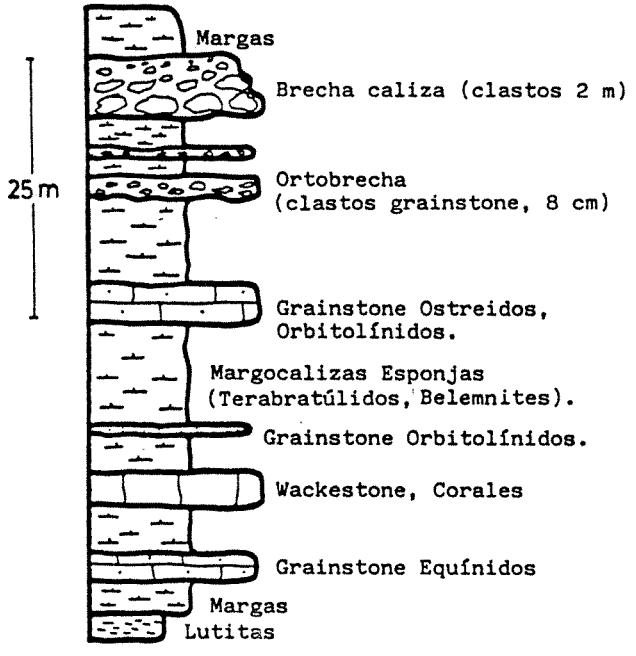


Fig. 57. Secuencias tipicas de la unidad de Ibarra: margas con intercalaciones ocasionales de niveles de graintone, wackestone y brechas calizas.

Las areniscas se intercalan ocasionalmente entre margas y lutitas negras; se trata de niveles de pocos centímetros de espesor con laminación paralela o cruzada de ripple, más frecuentes en la base de la unidad; se interpretan como niveles depositados en el talud-cuenca de Ibarra, como resultado de aportes terrígenos desde áreas someras no carbonatadas. Las calcarenitas se disponen en bancos bien estratificados, con texturas packstone-grainstone (Fig. 57), en ocasiones poseen muros y techos bruscos entre margas. No muestran granoclasificación intrabanco excepto en puntos muy localizados y para niveles de base erosiva y espesor centimétrico interpretándose estos últimos como turbiditas distales diluidas con tramos Tc-e de la secuencia de Bouma (facies D, sensu MULLINS y COOK, 1986). Sin embargo, los bancos más espesos de textura homogénea, a veces contaminados por arena cuarzosa podrían representar depósitos de tormenta, retrabajados y resedimentados por el talud a partir de áreas someras del banco carbonatado. Son numerosos los ejemplos actuales en los que las tormentas transportan derrubios de la plataforma somera hacia áreas profundas, como los descritos por HAYES (1967) en la costa del estado norteamericano de Texas.

Las brechas calizas son un componente importante de la unidad, especialmente en proximidad del edificio calizo de Itxina. En este sentido se observa una reducción en el número de niveles alóctonos, así como en los tamaños de clasto, a medida que efectuamos cortes seriados alejándonos del litosomo calizo de Itxina (Fig. 58). Se deduce de esto una clara procedencia E del material resedimentado, y la existencia de pendientes sinsedimentarias de este a oeste en el margen del banco carbonatado.

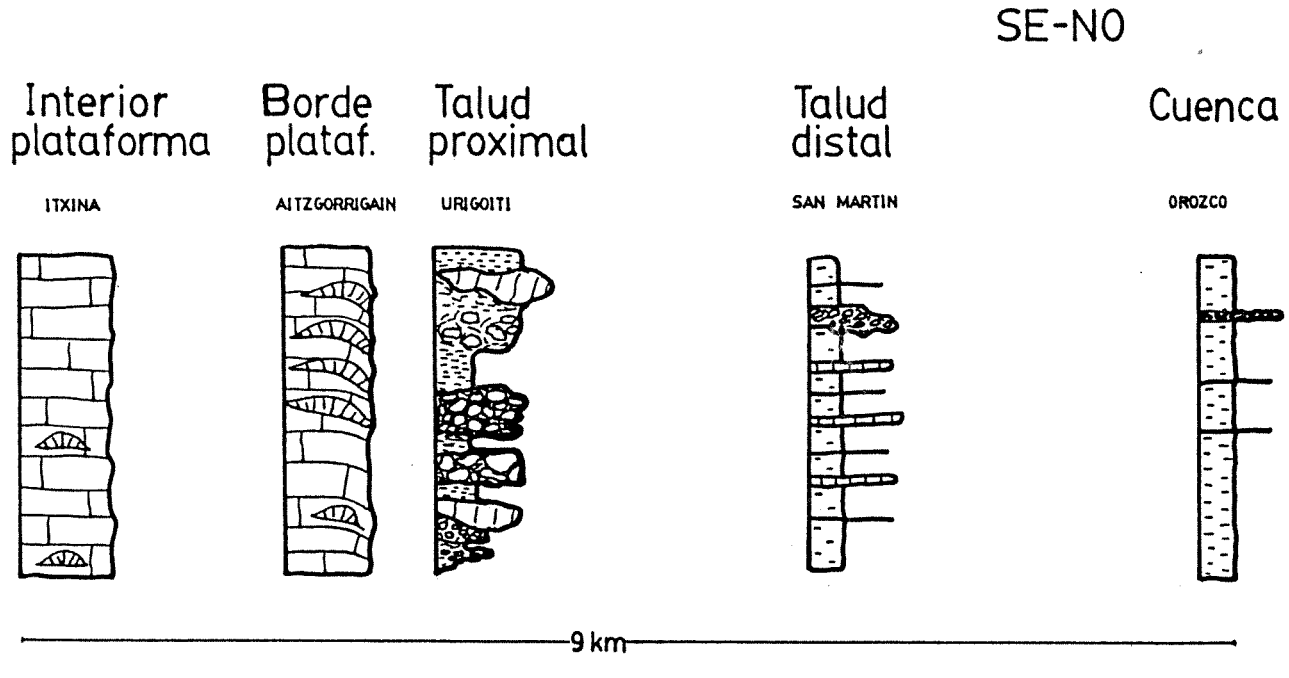


Fig. 58. Cortes seriados entre el borde de plataforma de Aitzgorrigain y la cuenca de Ibarra (Orozco). A destacar la disminución en el número de bancos brechoides y en el tamaño máximo de clasto hacia el NO. Sin escala vertical.

La naturaleza de los clastos es variada; en inmediata proximidad del margen de Itxina, los bloques (Fig. 59) de naturaleza, micrítica o grainstone, pueden poseer tallas hectométricas conteniendo fauna y flora característica de aguas someras como corales, varias familias de rudistas, lamelibranquios planos del género **Chondrodonta** sp. y algas corallináceas; se interpretan estos materiales brechoides como procedentes del inmediatamente próximo borde de plataforma de Itxina. Por otro lado, y a medida que nos alejamos del margen de plataforma, los clastos, además de ser menores, son más frecuentemente de caliza margosa, en tanto que devienen escasos o nulos los que poseen rudistas y naturaleza micrítica; de ahí que estas últimas brechas menores se interpretan como materiales redepositados a partir del propio fondo del talud.

Los materiales brechoides de atribución alóctona llegan a constituir facies de ortobrechas y parabrechas. Los cuerpos de ortobrechas (Facies A sensu MULLINS y COOK-1986) poseen, en este caso geometrías deposicionales plano cóncavas y espesores generalmente inferiores al metro; presentan una base erosiva y un techo planar, y su trama es intacta ("clast-supported") con tamaño de clasto medio centimétrico. Se interpretan como depósitos de flujos de derrubios muy cargados que erosionan el sustrato.

Los niveles de parabrechas (Facies F sensu MULLINS y COOK-1986), muestran como característica distintiva su trama rota (mud-supported), con una proporción importante de matriz. Suelen aparecer como masas tabulares (Fig. 60) con base y techo irregulares, y buena continuidad lateral; no se ha observado ordenamiento interno por tamaños, aunque es frecuente que presenten a techo un nivel calcarenítico. Se interpretan como depósitos de flujos de derrubios en los que el mecanismo de soporte de clastos es la propia cohesión de la matriz; este tipo de transporte puede desencadenarse con pendientes muy ligeras, de sólo uno o dos grados (MIDDLETON y HAMPTON 1973), y prolongarse sobre grandes distancias de hasta 150 Kms. (CREVELLO, 1978); de cualquier forma, este último extremo dependerá en gran medida de la razón de dilución progresiva de la matriz a lo largo del viaje, como se ha podido comprobar en ejemplos actuales de las Bahamas.

Los niveles de parabrechas podrían representar equivalentes distales de ortobrechas, puesto que los flujos de derrubios suelen incrementar la proporción de matriz a lo largo de su trayecto; depositan los clastos mayores que se hacen intransportables, y pueden producir un ordenamiento interno de los clastos, con tendencia a la granoselección positiva.

Por otro lado, es preciso considerar los efectos de la compactación diagenética, ya que un flujo de derrubios que diera lugar a un depósito con soporte de fango podría originar una trama final con soporte de clastos, tras el efecto de reducción post-deposicional de volumen.

Un análisis de la distribución vertical de facies revela una serie de niveles margosos autóctonos entre los que se intercalan, de forma cada vez más dispersa y menos potente hacia arriba, un conjunto de niveles brechoides alóctonos. En general, pues, se revela una secuencia general positiva ("thinning y fining upwards"), entre Aldabide y Sintxita.

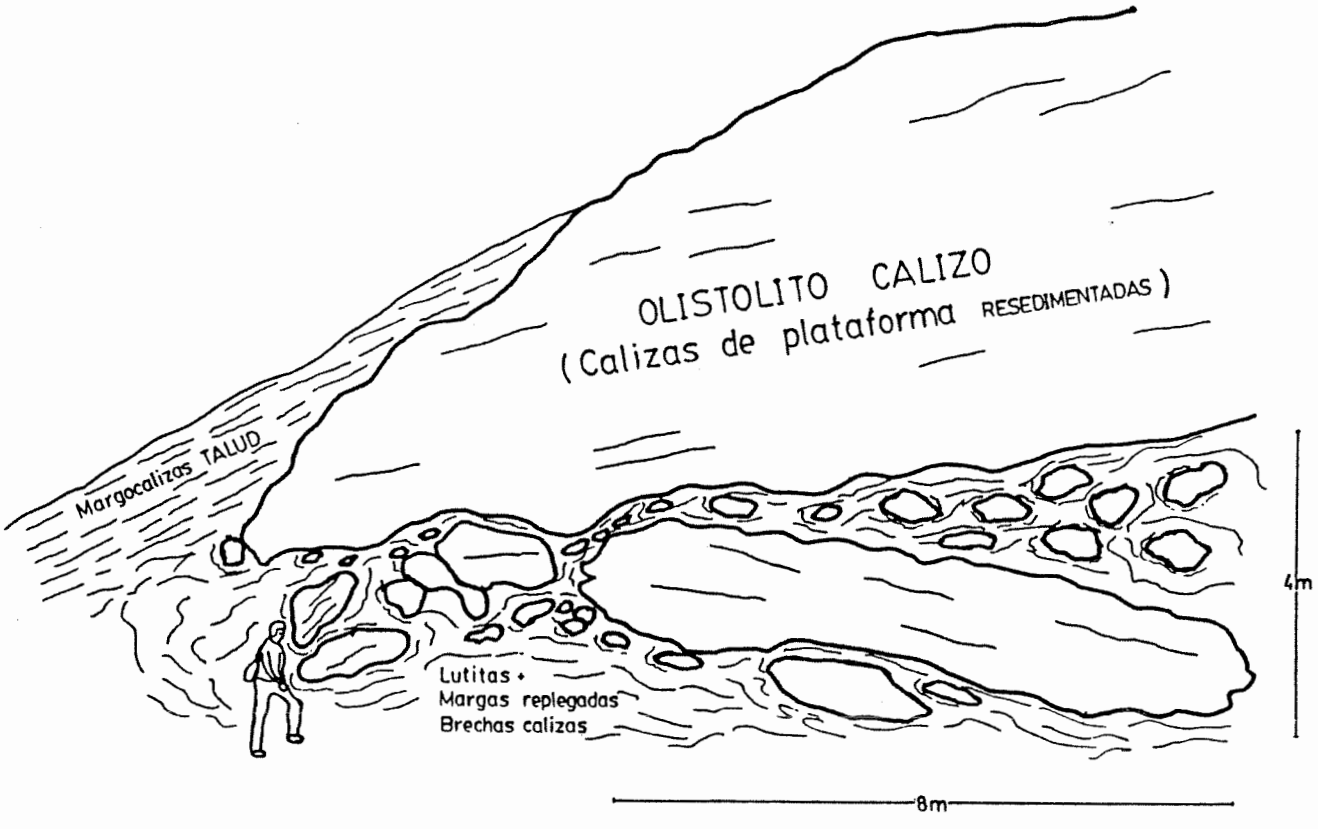


Fig. 59. Esquema de una megabrecha caliza en el talud de Aldabide, mostrando un tapiz basal de brechas menores englobadas a su vez en lutitas y margas fuertemente replegadas.

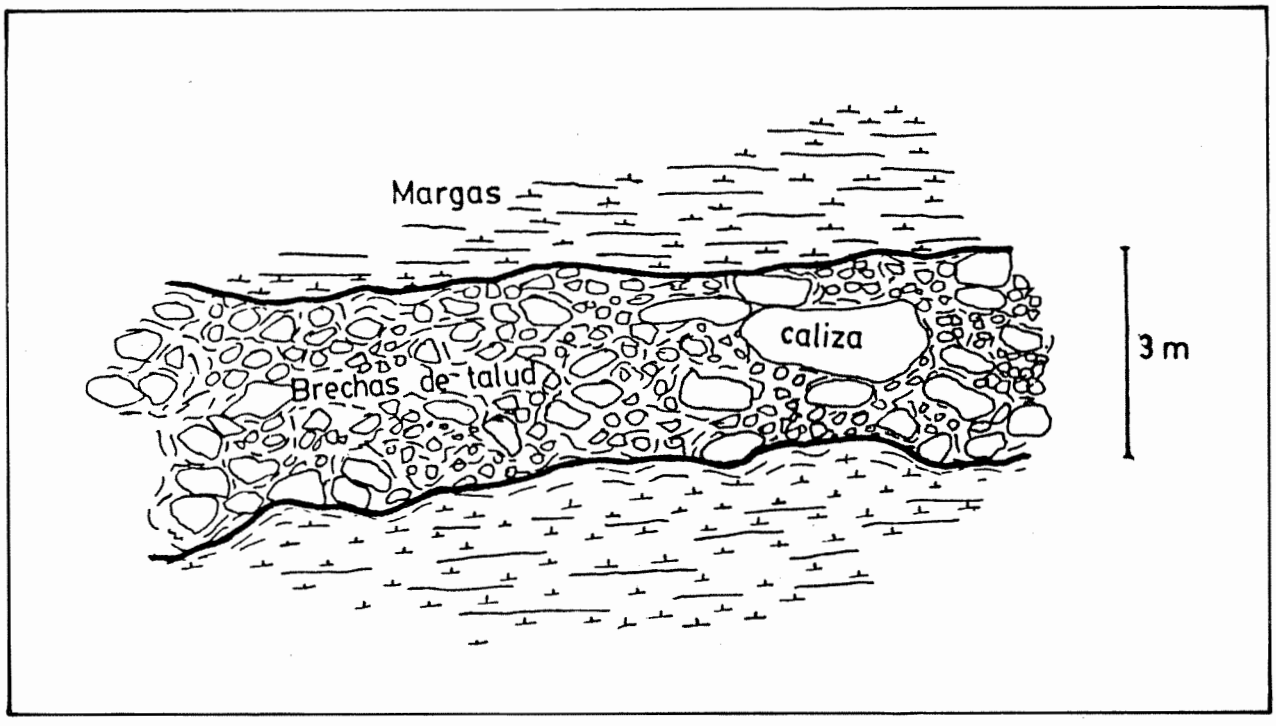


Fig. 60. Bancos más o menos tabulares de brechas calizas intercaladas entre espesos paquetes margosos. Granoclasificación positiva incipiente. Base erosiva y techo irregular. Unidad de Ibarra. Talud arrecifal. Albiense inferior.

Macrosecuencias generales positivas han sido descritas para series de talud-cuenca de edad también Albiense en el anticlinorio nord-vizcaino, y se han interpretado como asociadas a un supuesto margen de plataforma no visible en la actualidad y progresivamente retrogradante (GARCIA-MONDEJAR y ROBADOR, 1984).

La megabrecha basal de Aldabide representa un depósito que pone fin a las condiciones previas de rampa carbonatada en el banco de Itxina; a partir de ese momento se desarrolla un margen de plataforma deposicional ("depositional margin", McILRETH y JAMES, 1978), con arrecife de aguas someras en la parte superior del talud. Para explicar la aparición del nivel resedimentado habría que implicar algún importante terremoto o evento catastrófico como mecanismo disparador, ya que la mayor fuente de energía para el emplazamiento de estos pedazos de plataforma en el talud, sería gravitacional (MUTTI et al. 1984). Las alternancias marga-brecha caliza de la parte superior de la unidad de Ibarra sugieren pues, actuaciones tectónicas intermitentes a lo largo de fallas de dirección general N-S, que habrían creado el escalón submarino entre Itxina y Orozco, y/o quizás esporádicas acentuaciones de la inestabilidad del fondo marino, favorecidas por olas de tormenta o descensos relativos del nivel del mar.

Las parabrechas de clastos areniscosos se han observado exclusivamente en el corte de la solución de Llodio, cerca del techo de la unidad margosa de Ibarra; se trata de un nivel de 1,5 metros de espesor interestratificado entre margas, constituido por lutitas distorsionadas, replegadas y margas que soportan clastos de areniscas a su vez replegados. Se interpreta este nivel como un depósito de flujo de derrubios ("debris flow") y sugiere la existencia de pendientes sindeposicionales en el fondo marino. La procedencia de estos materiales alóctonos habría que buscarla en áreas meridionales, a tenor de la repartición general de facies.

Finalmente, cabe citar como litología minoritaria las calizas micríticas autóctonas con corales, que en Aldabide llegan a constituir pequeños biohermos de 1-2 metros de espesor; en éstos, los corales masivos de hasta 60 cms. son la litología dominante, mientras que la matriz entre metazoos está formada por wackestones y packstones bioclásticos. Estos biohermos encajan en sedimentos margosos y se interpretan como pequeños crecimientos carbonatados o pináculos en el talud del banco carbonatado de Itxina.

3.2.7. LUTITAS DE OROZCO

La unidad de Orozco es en conjunto muy heterolítica aunque se compone fundamentalmente de lutitas. Se diferencia netamente de la unidad margosa infrayacente de Ibarra por la pérdida del contenido en carbonato de los materiales de grano fino.

Entre las litologías minoritarias citaremos en primer lugar las brechas calizas (Facies A y F, sensu MULLINS y COOK, 1986) que, al igual que en el caso de la unidad inferior, presentan el máximo tamaño de banco brechoide y clasto en inmediata proximidad de la unidad caliza de Itxina, concretamente en su parte estratigráficamente superior, en los montes de Artipitatz e Itxingote (A, Fig. 61). Estos niveles de ortobrechas y parabrechas se adelgazan paulatinamente hacia el NO, sugiriendo una clara procedencia SE; el conjunto se interpreta como un margen deposicional de la plataforma de Itxina.

La evolución secuencial sugiere un carácter general positivo: las intercalaciones brechoides se hacen menos frecuentes y potentes hacia arriba, al mismo tiempo que los tamaños de clastos decrecen en el mismo sentido; este rasgo se asocia a la retrogradación del margen de plataforma carbonatada de Itxina

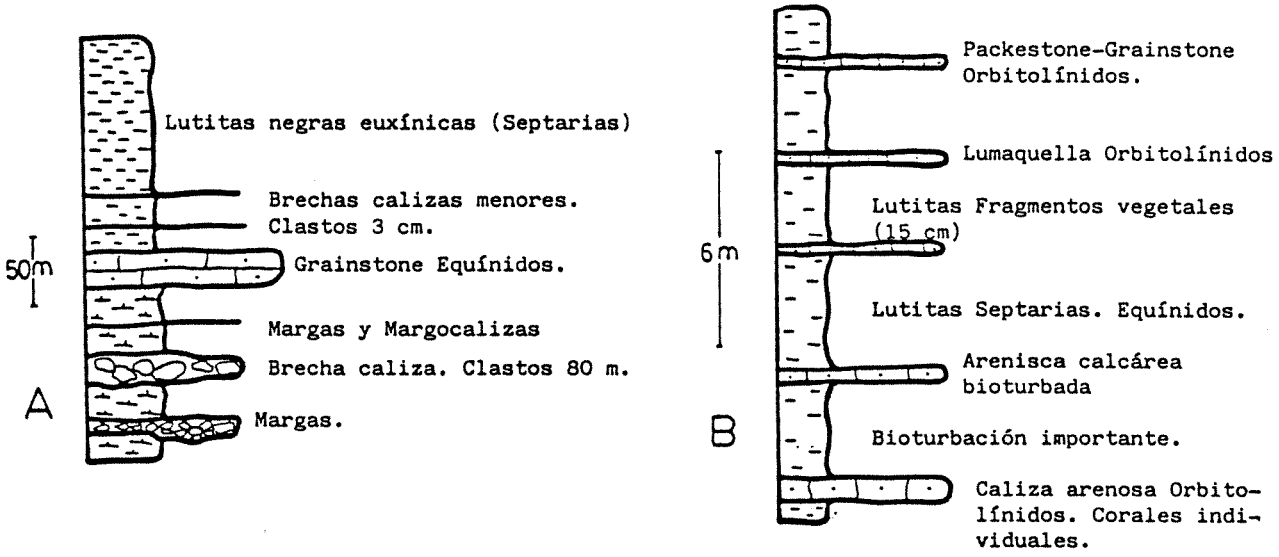


Fig. 61. Secuencias-típicas de la unidad de Orozco, mostrando las principales asociaciones de facies. A destacar las intercalaciones de brechas calizas (A), y los niveles de calcarenitas (B), interpretados como tempestistas de "offshore".

y, paralelamente, a su evolución final a rampa carbonatada por efecto de la paulatina colmatación de la cuenca de Orozco.

Las lutitas son de colores grises o negros; poseen nódulos ferruginosos, laminación paralela, fauna marina de equínidos y orbitolínidos. Muy localmente, en áreas próximas a Itxina, pueden observarse repliegues intraformacionales en masas intercaladas entre niveles inalterados y perfectamente concordantes; se interpretan como conjuntos de primitivo sedimento fangoso removilizados en masa, a causa de la existencia de un talud submarino adyacente a una plataforma carbonatada. El mecanismo habría sido gravitatorio, sufriendo el sedimento en el trayecto subsecuentes deformaciones internas.

Distalmente, los niveles intercalados entre lutitas no son brechoides, sino de naturaleza calcarenítica (B, Fig. 61): se trata de texturas packstone a grainstone de orbitolínidos, fragmentos de equínidos y corales ramosos que se disponen en bancos de espesor hasta decimétrico con base y techo muy netos. Se interpretan como depósitos de resedimentación gravitatoria, posiblemente de tipo corriente de turbidez concentrada, desencadenada, quizás, por la actuación de tormentas con acompañamiento de flujos de retorno (originados por el abombamiento original del agua contra la costa), o por episodios sísmicos creadores de las brechas en áreas más proximales. AIGNER (1985) señala un ejemplo del primer caso en el sistema deposicional de rampa carbonatada del Triásico (Muschelkalk) del sur de Alemania.

Las areniscas se presentan en niveles que van desde el espesor centimétrico al métrico, y muestran estructuras de corriente por lo general desde la extrema base del nivel, de tipo laminación cruzada de ripple o estratificación cruzada de surco a escala media; se observan asimismo, tramos con estratificación lenticular y flaser y más raramente trazas de bioturbación.

En lo referente a los materiales detrítico-siliciclásticos, en conjunto se pueden deducir una evolución secuencial claramente negativa hacia arriba. Los niveles basales son lutitas negras con escasas intercalaciones terrígenas de grano grueso, y hacia el techo van aumentando la frecuencia, espesor y tamaño de grano de los tramos arenosos, hasta finalmente alcanzar tamaños de grano conglomeráticos en el monte Beluzaran (Artamendi, 1033 m.). Allí afloran cuerpos de areniscas conglomeráticas de espesores métricos, lateralmente discontinuos y con cantos de cuarzo de hasta 3 cm. que se sitúan a techo de ciclos negativos de unos 5 m. Estos ciclos se observan igualmente en niveles infrayacentes, hacia la parte media de la unidad. Así, en el monte Algorta se observan secuencias negativas de lutita y arenisca, que se inician con un tramo lutítico, al que siguen una serie de alternancias de bancos centimétricos de lutitas y areniscas que se caracterizan por los "mud drapes" conservados sobre los "foresets" e incluso por la existencia de niveles de concentraciones locales de restos vegetales carbonosos transportados, por encima existe un nivel de unos 2 m. de espesor constituido por areniscas con estratificación cruzada (Fig. 62) que puede verse culminado por un banco de unos 50 cm. de areniscas calcáreas con macroforaminíferos bentónicos (orbitolínidos).

Por otro lado, inmediatamente debajo de las cimas de Beluzaran (1033 m.) y Ubixeta (1117 m.) se intercala, a techo de la misma unidad y justo bajo los primeros niveles de areniscas conglomeráticas, un nivel de calizas lateralmente discontinuas con un espesor máximo de 10 m., constituido por calizas micríticas con corales masivos y planares (fig. 63), algunos rudistas y orbitolínidos; hacia el oeste, este nivel se continúa en dirección a Orozco, aflorando en inmediata proximidad de los caseríos de Olabarria al sur de la mencionada localidad. En microfacies se observan biomicritas arenosas a bioesparitas con radiolas de equinido, esponjas silificadas, serpúlidos, **Lenticulina** sp., y **Orbitolina Mesorbitolina aperta** ERMAN (forma primitiva, Schroeder, comm. pers.). Hacia el este la unidad hacia el este se correlaciona con el techo de la unidad de calizas de Itxina. Concretamente en el área de Austingarbin se han observado algunas barras de calcarenitas aproximadamente equivalentes laterales, con abundantes oolitos que revelan condicones de plataforma somera, de fuerte agitación dentro del nivel de oleaje medio.

Globalmente, pues, se interpreta la secuencia vertical de la unidad de Orozco como de somerización hacia arriba o "shallowing upwards", en tanto que, paralelamente, en la unidad equivalente lateral de Itxina tendría lugar la evolución de plataforma a rampa carbonatada.

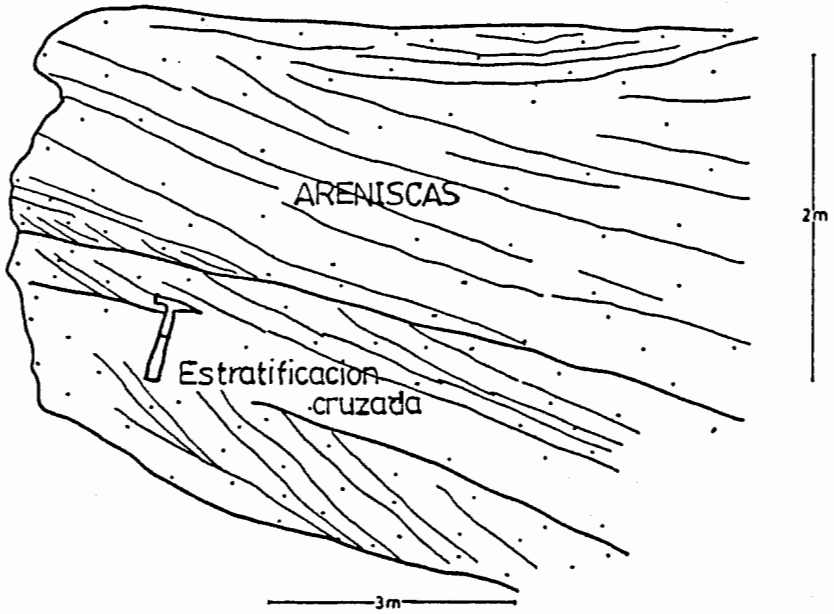


Fig. 62. Facies de areniscas tractivas de plataforma somera en la unidad de Orozco. Sets de estratificación cruzada de talla máxima métrica. Albiense inferior.

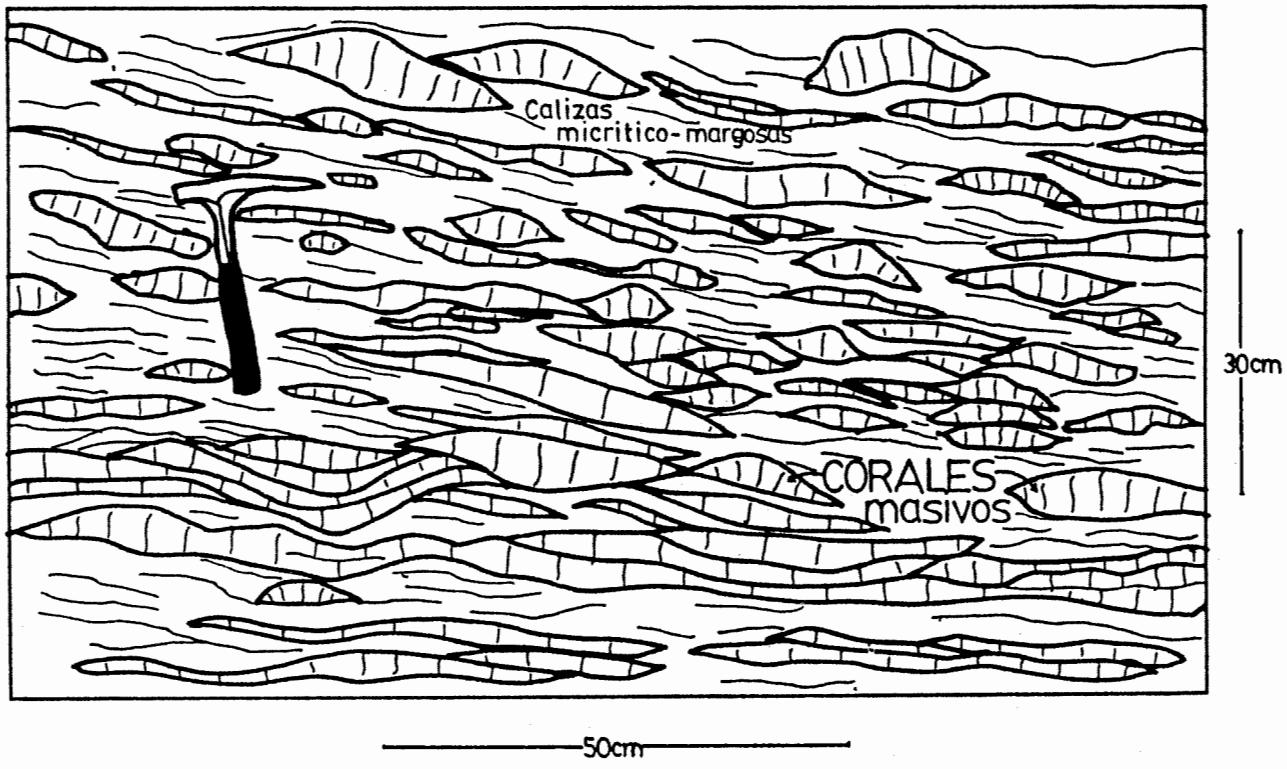


Fig. 63. Facies de calizas micríticas con corales masivos, que constituyen una barca calcárea discontinua a techo de la unidad de Orozco. Rampa carbonatada de Kolometa.

Los depósitos de lutitas con intercalaciones de grainstones y brechas calizas se interpretan como depósitos de "cuenca", que alternan con otros alóctonos o resedimentados por el talud de la plataforma, éstos se habrían formado a través de mecanismos varios y en razón de cortos períodos de inestabilidad del talud, quizás originados por cortas sacudidas o bien por episodios de huracanes y tormentas.

Las secuencias negativas de la parte media de la unidad se interpretan como barras deltaicas progradantes que, en ocasiones se abandonan, siendo bioturbadas y/o colonizadas por fauna marina de aguas someras; se preludia así en cierta medida la posterior evolución (Albiense superior) del sistema deltaico influenciado por las mareas de Valmaseda (PUJALTE y MONGE, 1985).

La presencia repetitiva de secuencias apiladas en la vertical, podría ser el resultado de la progradación de barras del frente deltaico; éstas habrían experimentado desplazamientos laterales con el subsiguiente abandono de los lóbulos, los cuales tras subsidir, habrían posibilitado la instauración de biotopos marinos que durante la fase activa local no proliferaban, a causa delas condiciones de "stress" debidas a las altas tasas de sedimentación.

Finalmente, en la parte más alta de la unidad, la somerización se refleja a través de un episodio netamente expansivo de sedimentación carbonatada de plataforma. Se desarrollan entonces una serie de parches arrecifales de corales masivos, entre los cuales se diferencian facies calcareníticas de flanco arrecifal, con aparición incluso de oolitos alrededor de núcleos de naturaleza diversa; además, existen facies terrígenas entre los parches calizos que se interpretan como depósitos de pequeños pasos mareales entre arrecifes.

3.2.8. LUTITAS Y ARENISCAS DE OKETA

La unidad de Oketa consta esencialmente de lutitas con importantes intercalaciones de areniscas en el área de monte Oketa-Soquetecuarre. Las areniscas pueden llegar a ser incluso localmente conglomeráticas (cima del monte Oketa) y constituyen ciclos mayoritariamente negativos de escala métrica (1 a 10 m.), con un miembro basal lutítico, un paquete intermedio de alternancias de lutitas y areniscas con estratificación cruzada, y un tramo superior de areniscas conglomeráticas con clastos de cuarzo de hasta 3 cm. y "trough cross bedding". Algunas medidas dispersas de paleocorrientes parecen revelar una procedencia meridional de los aportes, lo que de modo general, como veremos más adelante parece confirmarse con los análisis paleageográficos.

El litosomo de lutitas con frecuentes intercalaciones areniscosas de Oketa se indenta lateralmente hacia el SE con las lutitas de Ollerías, que apenas si presentan tramos de terrígenos groseros. Este tránsito lateral de facies va además unido a un apreciable adelgazamiento de la unidad de Oketa (Fig. 64).

La unidad de Oketa aflora en el corte de Ubidea, aproximadamente entre el techo de la cantera de caliza del barranco de Achoste (al sur de Ubidea), que debe corresponder a la unidad de Zamburu, hasta el barrio de Ollerías al pie del embalse de Zadorra, tras continuar el curso descendente del río Undebe. En este corte (Fig. 65) no se encuentra la potente serie areniscosa de monte Oketa, y en su lugar predominan las lutitas, con algunas intercalaciones de areniscas en bancos finos, y bancos de calcarenitas y calizas arenosas. Las texturas de estos últimos son grainstones de equínidos, rinchonellidos, terebratúlidos, orbitolínidos, microforaminíferos y algas rojas corallináceas; permiten inferir un medio ambiente marino de plataforma sometido a fuertes corrientes, probablemente dentro del nivel de oleaje.

El análisis de microfacies en los niveles de grainstone revela respectivamente: nivel 1 (Fig. 65), aflorante en el Km. 21.500 de la N-240 entre Ubidea y Ollerías, consta de grainstone-packstone con bioclastos redondeados, micritizados (cortoides) y bien seleccionados por tamaños, con frecuentes fragmentos de cuarzo de tamaño arena, pellets, gasterópodos, equínidos, orbitolínidos, textuláridos, y **Hensonina lenticularis** HENSON; el nivel 2 (Fig. 65) que aflora en el Km. 20.400 de la misma carrete-

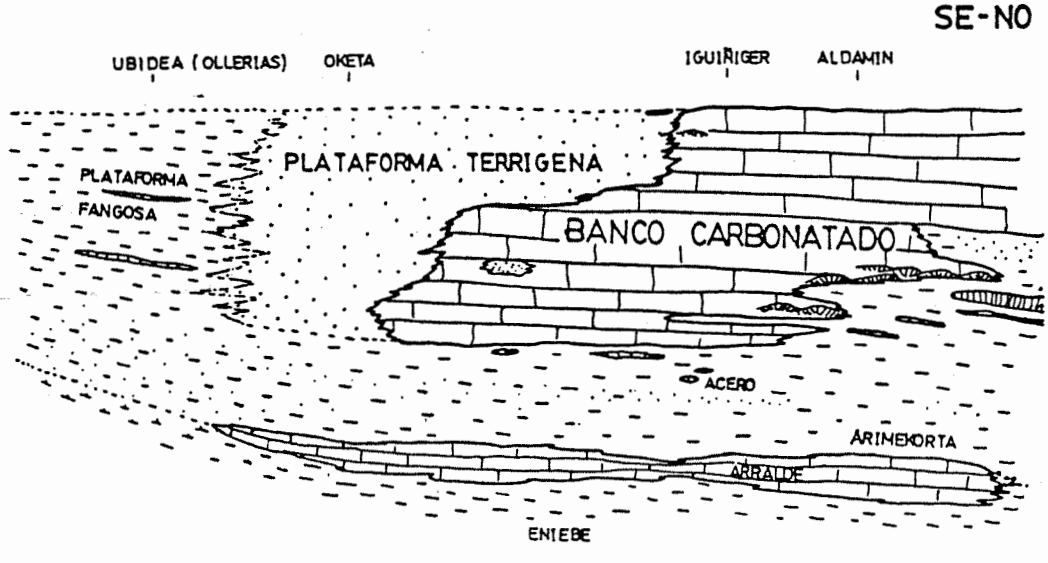


Fig. 64. Relaciones litoestratigráficas en el sector oriental de la sierra de Gorbea. Obsérvese la significativa reducción de espesores experimentada por las unidades terrígenas urgonianas hacia el SE, área de Ubidea.

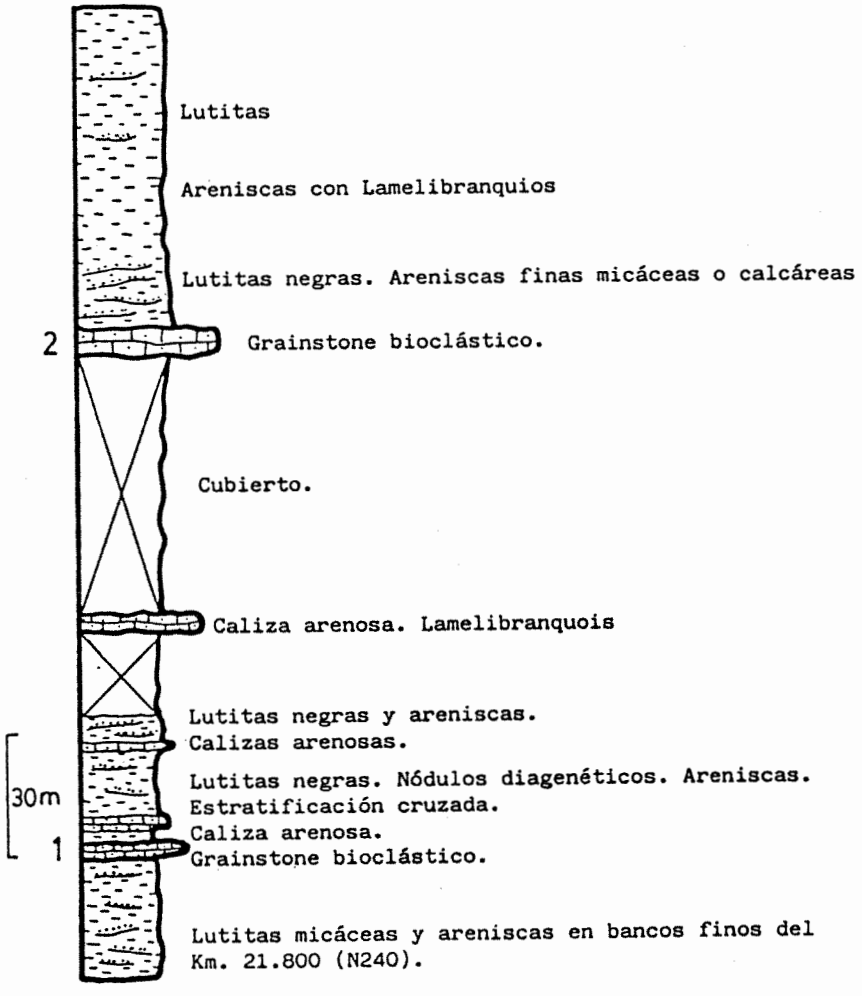


Fig. 65. Columna estratigráfica de la unidad de Oketa entre el pueblo de Ubidea y el barrio de Ollerías, al pié del embalse de Zadorra. A destacar los reducidos espesores del complejo urgoniano en este sector.

ra nacional, consta de biomicríticas arenosas con pellets (muy abundantes), granos de limo arenoso detrítico y anguloso, fragmentos de equínidos, algas rojas corallináceas, briozoos, **Lenticulina** sp., textuláridos, fragmentos de rudistas micritizados, lituólidos, serpúlidos, granos de glauconita y **Hensonina lenticularis** HENSON. La presencia de este último foraminífero en ambos niveles de calcarenitas da un límite inferior de edad de extrema base del Albiense inferior, por lo que dichos niveles se pueden hacer equivalentes laterales de las calizas de la unidad de Itxina.

De modo muy localizado, en el sector de Soquetecuarre, unos 500 m. al oeste del embalse de Gorbea y en la base de la unidad en ese sector se localiza a techo de las calizas inferiores de Itxina, pero encajando en niveles terrígenos, un yacimiento mineral antiguamente explotado en el que entre otras menas se han reconocido bauxitas con texturas vesiculares y tonos rojizos. El origen de estos depósitos residuales se relaciona con una situación de exposición subaérea, bajo condiciones climáticas tropicales a subtropicales en régimen de lavado intenso. Su posición estratigráfica es aproximadamente equivalente a la señalada para las areniscas de Eguiriñao en el sector central de Gorbea, o la de los depósitos de megabrechas de Aldabide en el sector oeste. De ahí se desprende la importante conclusión de que todos esos depósitos fueron causados por un mismo evento de caída relativa del nivel del mar.

La proliferación de barras calcareníticas entre sedimentos lutíticos en el corte de Ubidea no se registra en una vertical de Oketa E, hecho que podría explicarse por la canalización de los terrígenos groseros hasta conglomerados hacia el área más subsidente. En la vertical de Ollerías, en un área menos subsidente, se habrían depositado terrígenos de grano más fino, permitiendo en ciertos momentos de expansión de la sedimentación carbonatada, la instauración de algunos "shoals" o bajíos de partículas esqueletales calcáreas.

La presencia de fauna netamente marina, la abundancia de bioturbación en determinados niveles areniscosos, y el análisis de los caracteres y relaciones de facies esquemáticamente sumarizados en la Fig. 65, permiten sugerir un ambiente general de plataforma terrígena de ligera mayor profundidad que la inferida para el banco carbonatado de Itxina. Los terrígenos groseros ordenados secuencialmente en ciclos negativos se atribu-

yen a barras de frente deltaico cuya migración lateral habría dado lugar a un cuerpo espeso (Oketa) constituido por el apilamiento vertical de secuencias simples; las lutitas de Ollerías que podrían representar rellenos de áreas de bahía interdistribuidora.

El sistema deltaico de Oketa muestra una aparente progradación hacia el NO (con el tiempo), que en definitiva, coincide con la retrogradación de la rampa carbonatada de Itxina en el área de Mairulegorreta (Soquetecuarre); o sea, que las crecientes (en intensidad) llegadas de materiales siliciclásticos durante el Albiense inferior-medio, obligaron al retroceso del margen carbonatado de Itxina ("inbuilding") en su extremo sudoriental; al mismo tiempo, dicho banco se expandía o progradaba ("outbuilding") hacia el área noroccidental, de mayor batimetría, según un modelo de plataforma progradante en la que la producción de carbonato supera la subsidencia local (JANSA, 1981, 7A).

3.3. REGION DEL DURANGUESADO

3.3.1. LUTITAS Y ARENISCAS DE IÑUNGANE

Esta unidad se ha podido diferenciar fundamentalmente en las inmediaciones del anticlinal de Dima, y corresponde a un conjunto de materiales terrígenos situados sobre el complejo Purbeck-Weald y bajo las calizas de Aramotz. Aflora en el núcleo del citado anticlinal, ofreciendo un relieve prominente al SE de Dima; precisamente la unidad ha sido denominada en base al collado situado sobre este monte (Iñungane). Hacia el SE, en el fondo del valle del arroyo de Indiviti vuelven a aflorar las lutitas negras con niveles calizos intercalados pertenecientes al "Wealdense", que estratigráficamente se sitúan por debajo, aunque en este punto han sido levantadas por la tectónica. Continuando hacia el SE, vuelve a aflorar la unidad de Iñungane bajo las calizas de Errelletabaso, pero con una menor abundancia de niveles areniscosos intercalados en relación al corte de Oba-Iñungane. Finalmente, además de esta pareja de afloramientos, cabría asimilar a esta unidad una franja de materiales situados en Mañaria, datados mediante Ammonoideos como pertenecientes al Aptiense inferior, y que representan el tránsito lateral de la parte más baja de la unidad caliza de Aramotz en peña Uncillaitz (Fig. 66).

Además de ammonites, se han reconocido a diferentes alturas de la unidad, restos fosilíferos de gasterópodos, lamelibranquios y orbitolínidos, lo que nos permite inferir un ambiente general marino abierto.

En Iñungane, se observan facies heterolíticas (H, sensu JOHNSON-1978, modificado de BOERSMA-1975), i.e. alter-

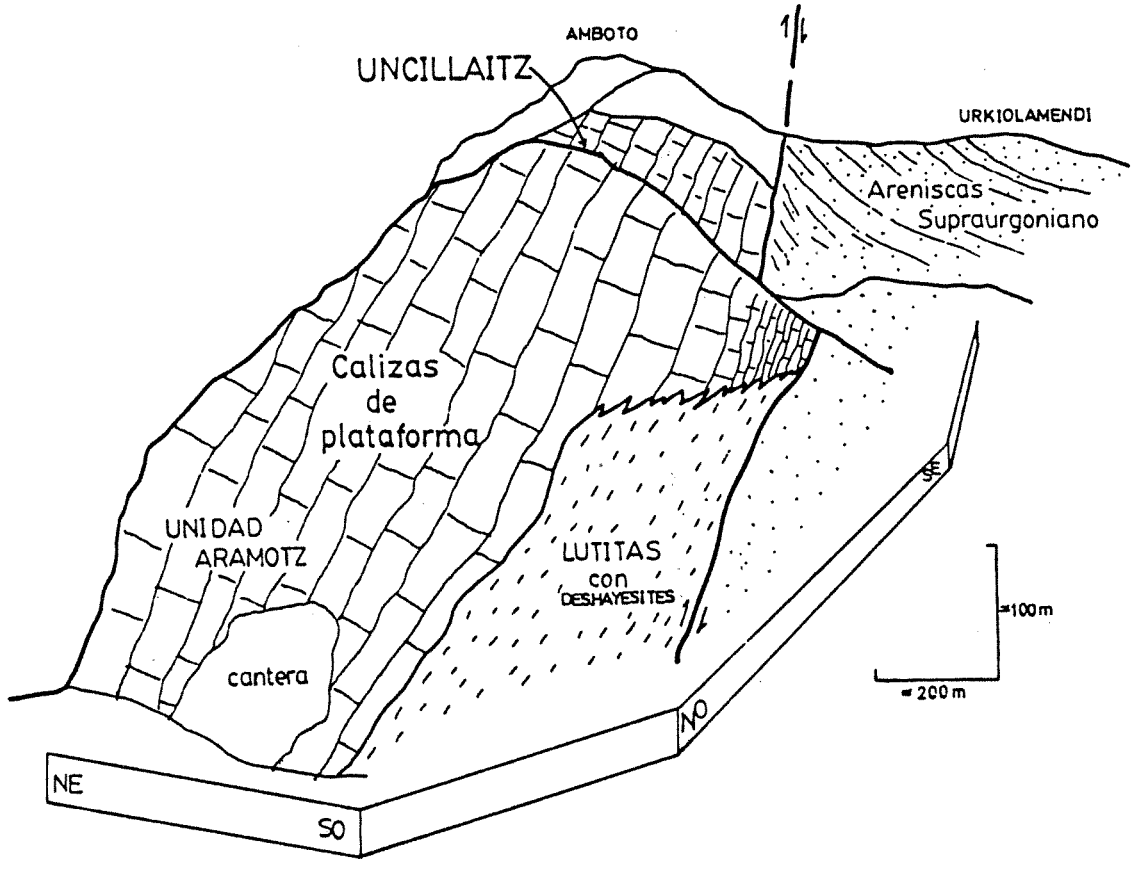


Fig. 66. Relaciones de facies en la crestería del Uncillaitz-ensilladura de Urkiola. Esquema realizado desde peña Mugarra, en el que destaca la falla de Urkiola que pone en contacto el urgoniano de peña Uncillaitz (unidad de Aramotz) y el complejo supraurgoniano de la ensilladura. Se observa asimismo cómo la base del litosomo calizo de Uncillaitz pasa lateralmente hacia el NO (Mañaria) a lutitas con Deshayesites.

nancias de lutitas y areniscas con predominio de las primeras. Las lutitas muestran laminación paralela, colores oscuros y espesores variables, desde la escala centimétrica a la métrica. Las areniscas (sublitarenitas de composición muy constante) se presentan en bancos de hasta 3 metros de espesor con sets de estratificación cruzada de hasta 60 centímetros (Facies Sa, sensu JOHNSON-1978); el conjunto revela variaciones periódicas de las condiciones hidrodinámicas y del aporte de sedimento. También son frecuentes las estructuras de tipo flaser, en donde las areniscas con laminación cruzada presentan interlaminaciones y lentes de sedimento de grano fino (limo y arcilla), a menudo discontinuas, que recubren la forma del ripple o se confinan en los surcos inter-ripple.

Localmente se han distinguido secuencias negativas de hasta 8 metros de espesor con la siguiente organización vertical: lutitas; areniscas de grano fino con laminación cruzada de ripples, flasers lutíticos y finos niveles de restos vegetales rodados; areniscas siliceas y micáceas con estratificaciones cruzadas de surco a escala media, estratificación cruzada planar de bajo ángulo, sets de "channel-fill" de menos de 0,5 metros de espesor y depósitos de flujos de derrubios de cantos y bloques de arenisca entre matriz de lutita, rellenando estructuras canaliformes de aproximadamente un metro de profundidad. Este tipo de ciclos recuerda a los producidos en áreas deltaicas dominadas por el río, según ELLIOT (1974); concretamente se podría asimilar a secuencias de tipo barra de boca menor/canal de rotura de ribero (minor mouth bar/crevasse channel), correspondiendo el depósito del flujo de derrubios superior a un desplome penicontemporáneo de las paredes del canal.

Bajo el nivel calizo de Errelletabaso, hacia el techo de la unidad de Iñungane, se observa un progresivo aumento del contenido en carbonato en la serie; aparecen margas arenosas y margocalizas con lamelibranquios y orbitolínidos. Cabe deducir, pues, un progresivo aumento de la "influencia marina" hacia techo preludiando la instauración de los primeros biotopos arrecifales urgonianos en la parte alta del Aptiense inferior.

En Mañaria aflora una banda de materiales terrígenos constituida por lutitas micáceas con finos bancos de arenisca intercalados; en esos niveles se han recogido diversos ejemplares de ammonites clasificables como Deshayesites sp. (Dr. RICARD MARTINEZ, comm. pers.) cuya presencia indica un medio de depósito de mar abierto. Estas lutitas representan el tránsito lateral de las calizas basales de peña Uncillaitz (unidad de Aramotz).

Para el conjunto de la unidad se aprecia un decrecimiento del tamaño de grano de SO a NE, en una distancia de 3 kilómetros; según el principio de avance desigual, esto sugiere relaciones de proximalidad-distalidad entre Iñungane y Mañaria, por lo que respecta a la fuente principal de los materiales terrígenos.

En conjunto, pues, los parámetros de facies apuntan hacia depósitos asimilables a las unidades de Eniebe en Gorbea, y Asuntzeta en Aitzgorri intepretables como marino-someros abiertos (plataforma siliciclástica).

3.3.2. CALIZAS DE ERRELLETABASO

Esta unidad es lateralmente equivalente de la parte basal de las calizas de Aramotz. Aflora principalmente en tres áreas: Errelletabaso, Armospo y Gánzaga, y está constituida esencialmente por parches de calizas micríticas con rudistas (requiénidos), y en menor proporción por lutitas y margocalizas correspondientes a las zonas de tránsito lateral de esas calizas.

En Errelletabaso las calizas llegan a tener un espesor medio de unos 80 metros, y se superponen según contacto normal a un conjunto margoso englobado en la unidad inferior terrígena de Iñungane. Dominan las calizas biostromales de requiénidos (espesor centimétrico a métrico) con algunos corales masivos, fragmentos de equínidos, orbitolínidos, briozoos, textuláridos y **Pseudocyclammina hedbergi** MAYNC., que alternan con niveles centimétricos de calizas noduloso-margosas con ostreidos, radiolas de equínidos y rudistas. El techo de la caliza es localmente erosivo, se presenta ferruginizado y enrojecido y sobre él se aprecian unas lutitas negras pertenecientes a la unidad de Tellamendi.

En Armospo, valle paralelo al de Andasto (Amboto), se han diferenciado un total de cuatro niveles calizos intercalados entre terrígenos; la barra basal o Armospo-1 (Fig. 76), se apoya sobre un conjunto lutítico englobable dentro de la unidad de Iñungane, y consta de alternancias de calizas wackestone-packstone de rudistas de pequeña talla en bancos de 30 a 150 centímetros (que en lámina delgada son pelmicritas a pelesparitas de radionas de equínido, rudistas, briozoos, esponjas y orbitolínidos) y bancos de packstones bioclásticos (foraminíferos). Su relación con la masa principal de Amboto es difícil de establecer debido a la existencia de un importante accidente inverso, la falla de Amboto, sin embargo, hacia el SE se aprecia que la barra caliza se extiende sobre una distancia máxima de 1 km., y desaparece cambiando lateralmente a las lutitas y areniscas de Tellamendi.

En el corte de Aranguio, se considera que la barra caliza inferior de Gánzaga, en base a la similitud de facies y análisis secuencial, es correlacionable con la barra citada de Armospo-1. Las calizas de Gánzaga constan, igualmente, de alternancias de biostromos de rudistas y calizas micrítico-margosas, y poseen un espesor medio de unos 70 metros.

En resumen, pues, la unidad de Errelletabaso representa una plataforma carbonatada de aguas someras con un desarrollo discontinuo, pues se interpreta como un conjunto de parches arrecifales separados por zonas interparche de ligera mayor batimetría por donde se canalizaban los terrígenos finos. Los márgenes de estos parches no presentan depósitos de resedimentación en masa a gran escala, por lo que se considera que debieron poseer pendientes suaves.

3.3.3. CALIZAS DE ARAMOTZ

Esta unidad es fácilmente identificable en el campo por el aspecto imponente de sus grandes masas calizas que, intercaladas en una serie terrígena muy cubierta, destacan en el relieve constituyendo algunos de los más famosos montes del Duranguesado (Amboto, Aranguio, Ezkubaratz, Urtemondo, Mugarra, Urrekoatxa, etc.).

Constituye un cuerpo calizo fuertemente diacrónico, con numerosos cambios laterales de facies a niveles terrígenos y brechas calizas. En conjunto se puede considerar como un arrecife estratigráfico sensu DUNHAM (1972) o un gran crecimiento carbonatado o "buildup" sensu JAMES (1983). Las calizas son básicamente micríticas (wackestone-packstone) con algunas intercalaciones de grainstones.

Esta unidad es aproximadamente equivalente lateral del conjunto de unidades de Zamburu, Arimekorta, Pagomakurre e Itxina, pertenecientes al macizo de Gorbea. Allí, las calizas inferiores de Zamburu aparecen netamente individualizadas de las superiores de Itxina en toda su extensión, por intercalación de las unidades predominantemente terrígenas de Arimekorta y Pagomakurre. En el Duranguesado, sin embargo, difícilmente se pueden diferenciar ambos niveles calizos, ya que en la mayor parte del área existe un único litosomo calizo potente, abarcando en edad la representada por las cuatro unidades citadas en Gorbea. Unicamente en los márgenes o periferia del litosomo se registra una ciclicidad "carbonatos-terrígenos", que puede ser utilizada, en conjunción con dataciones paleontológicas mediante orbitolínidos, para la correlación inter-macizos.

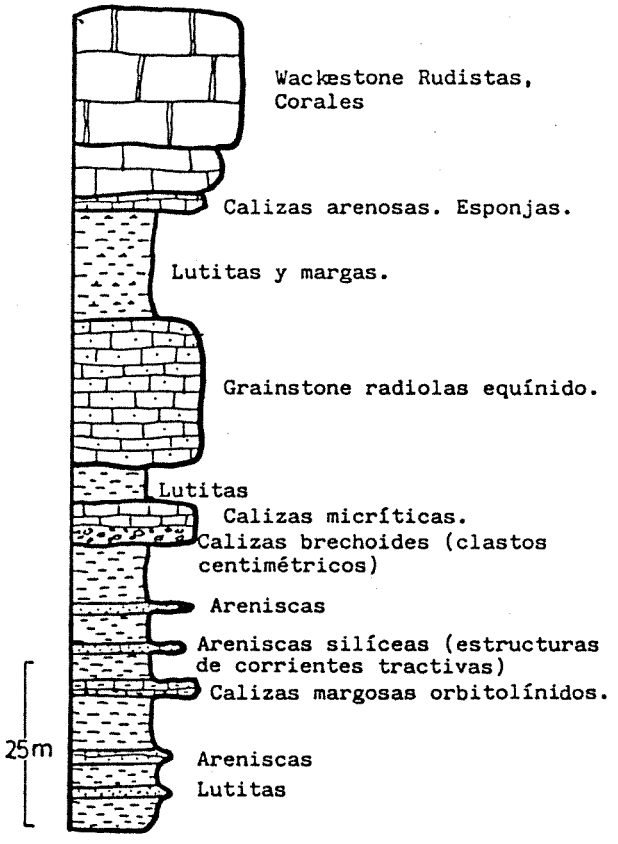


Fig. 67. Corte detallado de la base de la unidad de Aramotz en el sector de Orúe (Yurre). Instauración progresiva de la sedimentación carbonatada pura de plataforma. Aptiense superior.

A continuación analizaremos la composición interna del arrecife estratigráfico y sus relaciones laterales con las unidades encajantes, con el propósito de descifrar las principales características de su origen y evolución sedimentaria. Con este objetivo abordaremos el análisis de la unidad en 5 sectores geográficos concretos: Aramotz, Amboto, Aranguio, Ezkubaratz e Indusi, a fin de resaltar características particulares de cada uno y, finalmente, poder destacar niveles de correlación entre ellos.

(1) En Aramotz, generalmente no se observa la base del litosomo calizo, ya que en el límite sur de la sierra existe un accidente tectónico normal (falla de Aramotz), que hunde el bloque NE poniendo en contacto mecánico el wealdense del núcleo del anticlinal de Dima, con las calizas urgonianas de la sierra de Aramotz. Los términos estratigráficamente inferiores, aflorantes en este sector en la vertical del barrio de Orue (Yurre), muestran una secuencia vertical con tendencia a la progresiva pérdida de importancia de los contaminantes terrígenos en favor de las calizas (Fig. 67).

El núcleo de la sierra propiamente dicho lo constituye un conjunto de calizas micríticas y de calcarenitas, alternando en bancos de potencia centimétrica a métrica, asimilables por su posición dentro de la unidad y sus relaciones laterales de facies, a carbonatos del interior de un banco/plataforma carbonatada.

El análisis de microfacies revela la existencia de grainstones con partículas bioclásticas micritizadas, extraclastos, orbitolínidos, corales, radiolas de equínidos, fragmentos de briozoos y algas verdes codiáceas. Sin embargo, el predominio corresponde a wackestone-packstone de bioclastos micritizados, fragmentos de rudistas incrustados por **Bacinella irregularis** RADOICIC, briozoos, miliólidos y gran número de pellets.

En este contexto son también comunes los ciclos "margas con corales-calizas con rudistas y corales" (1, Fig. 68), en donde el miembro A lo integran calizas margosas y margas con corales masivos en posición de vida, domales o planares, y el B, calizas micríticas (wackestone-packstone) de corales y rudistas de varias familias. Se interpretan como alternancias de períodos de ligera contaminación en terrígenos finos, que no inhiben completamente la sedimentación de carbonatos aunque sí restringen el tipo de metazoos proliferantes, y momentos de mínima o nula contaminación de arcilla o limo fino sobre la plataforma.

Por otro lado, en otros puntos de la sierra se intercala entre los miembros A-B citados un tramo X de grainstone con corales, orbitolínidos y rudistas, denotando en este caso la instauración momentánea de un régimen hidráulico elevado que afecta a los sedimentos del fondo de la plataforma.

El predominio en la sierra responde a las facies de wackestone de requiénidos y corales, según se puede apreciar en el corte general de la Fig. 68; dichas facies son indicadoras de regímenes energéticos predominantemente moderados a débiles. Estos niveles constituyen por lo general cuerpos tabulares métricos y de extensión kilométrica o, más esporádicamente, cuerpos domales "inflados" con potencia métrica y dimensiones areales métricas a decamétricas. Ambos tipos de "bloques" o piezas constructoras del crecimiento carbonatado de Aramotz se conocen como biostromos y biohermos, respectivamente, en el sentido de JAMES (1983). Los biohermos son "reef-mounds" (sensu mismo autor), y aparecen en situación de interior del banco carbonatado de Aramotz (área de Leungane), o en situaciones de borde del banco (Belatxikieta); en ambos casos están constituidos mayoritariamente por rudistas y corales, en tanto que las estructuras donde predominan los corales son típicas de posiciones más externas, en el talud del banco carbonatado (Leguate).

Precisamente en el borde noroccidental de la sierra de Aramotz, según señala RAT (1959), la muralla caliza desaparece bruscamente por paso lateral a margas. Nosotros hemos profundizado en este aspecto y, mediante cartografía de facies, hemos establecido relaciones plataforma-cuenca sensu lato (WILSON, 1975) entre la unidad de Aramotz y las margas de Bilbao (Fig. 69). En el gráfico se aprecia, como la parte basal de la unidad caliza se indenta con terrígenos (1, Fig. 69), con algunas intercalaciones calcáreas que denotan una plataforma mixta (Fig. 67). A continuación tiene lugar un episodio expansivo de los carbonatos de plataforma (Ondarrikoatxa, 2 - Fig. 69), constituido por calizas micríticas con rudistas que llegan a formar montículos arrecifales decamétricos, calizas grainstone y calizas arenoso-margosas; en conjunto la barra denota (Fig. 70) aportes crecientes en terrígenos finos, que ponen fin a la sedimentación carbonatada sobre la lengua caliza.

Tras este período de corta retrogradación se aprecia un pulso de progradación corto del margen (3 - Fig. 69), seguido de un crecimiento hacia arriba ("upbuilding") en relación con el cual comienzan a detectarse niveles de brechas calizas resedimentadas de tamaño métrico (Facies A y F, sensu MULLINS y COOK-1986). Estas brechas se engloban en margas de la unidad de Bilbao, y testimonian la existencia de taludes sindeposicionales, cuya polaridad se confirma al analizar varios cortes seriados subparalelos al tránsito calizas-margas; en efecto, se observa una disminución en el espesor de los tramos alóctonos y en el tamaño de clastos calizos al alejarse del edificio calcáreo de Aramotz. Todo ello permite inferir una procedencia del SE, a partir del propio margen de banco carbonatado, polaridad ésta

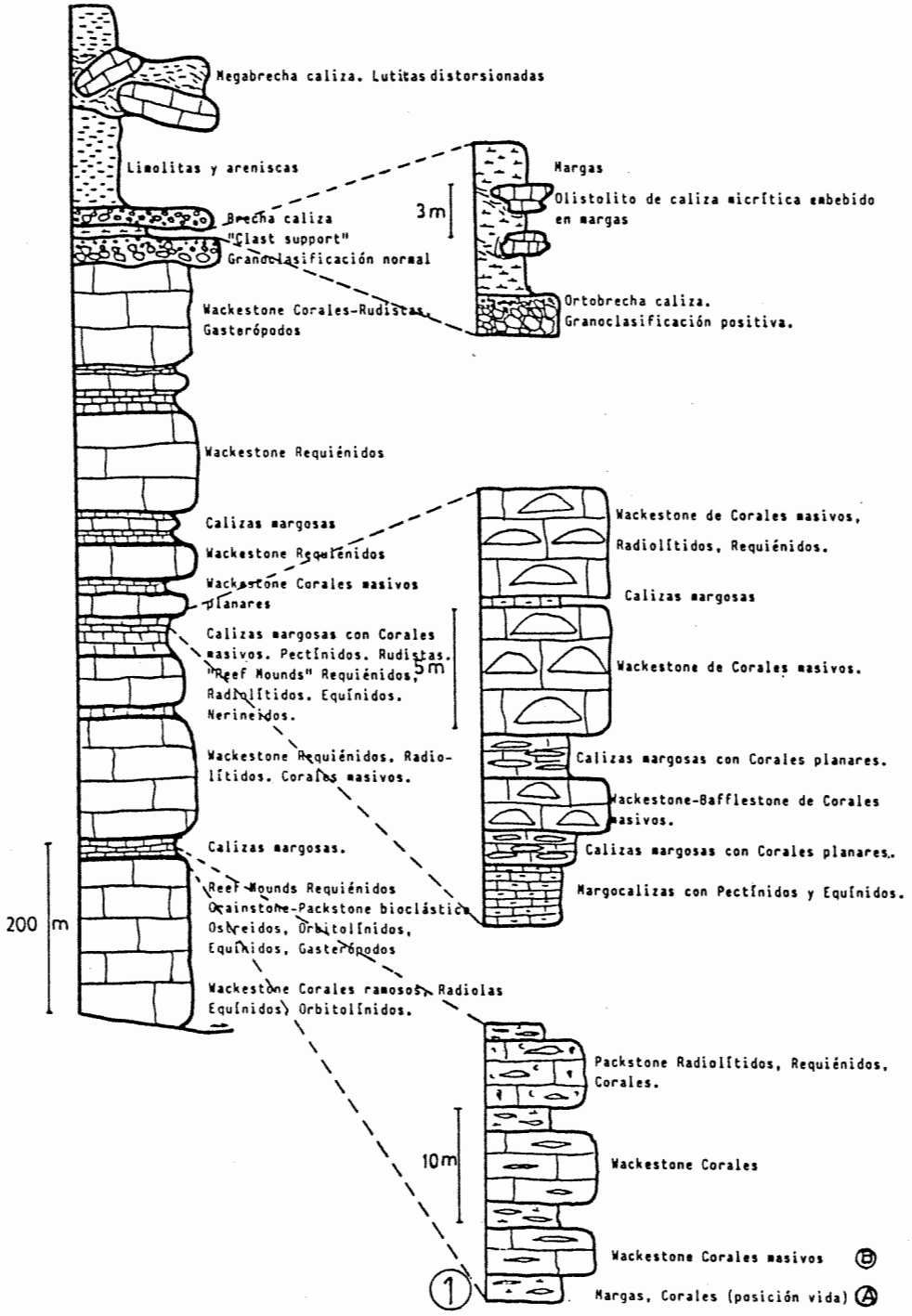


Fig. 68. Corte general esquemático de la unidad de Aramotz a través de la sierra homónina, entre Leungane y Betzuen. Destacan en las 3/4 partes inferiores los ciclos de plataforma interna (ver ampliaciones a la derecha), y hacia el techo los depósitos de megabrechas de talud carbonatado procedentes del colapso de la plataforma. Aptiense a albiense medio basal.

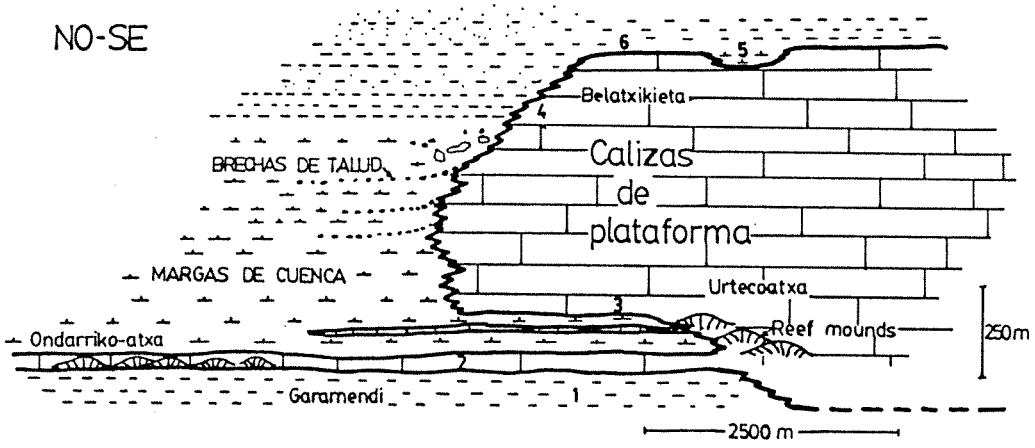


Fig. 69. Relaciones de facies en el borde occidental de la plataforma de Aramotz. Indentación de las calizas de plataforma con las margas y brechas de talud (unidad de Bilbao) hacia el NO. Aptiense - albiense medio basal.

que coincide con la apuntada para el borde occidental del banco carbonatado de Itxina en el área de Gorbea.

El margen del banco experimenta a continuación una marcada retrogradación (4-Fig. 69), y paralelamente cesan los depósitos alóctonos de resedimentación caliza en el talud; finalmente se produce la "muerte" del banco carbonatado de Aramotz, como consecuencia de las llegadas de terrígenos del complejo supraurgoniano.

El límite superior de la unidad caliza es diacrónico, ya que se observan pequeños surcos de espesor decamétrico y extensión hectométrica, rellenos de margas y areniscas calcáreas (Fig. 71), en tránsito lateral de calizas micríticas del propio techo, como el surco de Pagotxueta (5-Fig. 69). La diacronía de techo se relaciona con el crecimiento carbonatado discontinuo final, como resultado de la individualización de parches calizos separados, explicable por el principio del cubo o "bucket principle" de KENDALL y SCHLAGER (1981). Según el mismo, ante un ascenso rápido del nivel del mar solamente aquellas áreas en las que las razones de sedimentación son altas pueden compensar la subida, en tanto que en donde no se logra equilibrarla se detiene la factoría de carbonato, depositándose sedimentos de mayor batimetría (en el caso de Aramotz, calizas margosas y margas en tránsito lateral a las calizas micríticas de plataforma). Este tránsito se interpreta como un talud carbonatado de suaves pendientes.

Otra característica sobresaliente del techo de la unidad es el carácter localmente erosivo que exhibe en varios puntos a lo largo de la muralla caliza Aramotz-Amboto; existen surcos erosivos rellenos de materiales lutítico-margosos a diversas escalas. En Belatxikieta, (6-Fig. 69) se aprecian cubetas erosionadas en el techo de la caliza, con dimensiones métricas (Fig. 72) y rellenos de margas y clastos calizos centimétricos a métricos, interpretados como depósitos de "debris flow".

A mayor escala existen ejemplos en el barranco de Betzuen. Cartográficamente se observa en el techo calizo un gran entrante, de unos 2.000 metros de extensión lateral por 350 metros de profundidad. A pesar de la superimposición de varios accidentes a la estructura general, pensamos que, básicamente, su génesis fue sinsedimentaria, en base, en primer lugar, a la inexistencia de fallas significativas en el lado noroccidental del entrante y en segundo, por la naturaleza de la serie que rellena la citada cubeta (Fig. 68, techo); se trata, predominantemente, de lutitas y margas con algunos episodios intercalados de brechas calizas con clastos de talla decamétrica (Fig. 73).

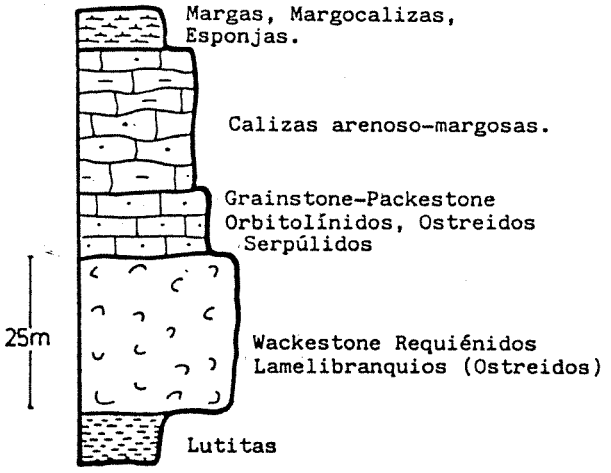


Fig. 70. Corte de la barra caliza de Ondarrikoatxa en el extremo occidental basal del litosomo calizo de Aramotz. Ver localización en la fig. 69.

Las calizas brechoides se disponen fundamentalmente en cuatro niveles estratigráficos. De más antiguo a más moderno, existe un primer nivel de ortobrechas calizas (Facies A, MULLINS y COOK-1986) circunscrito a una pequeña cubeta en contacto con la caliza de Aramotz; posee apenas un centenar de metros de extensión y contiene clastos métricos, mutuamente en contacto, de calizas micríticas con corales y rudistas, localizadós en el área centro-basal de la cubeta mayor. En realidad el paquete brechoide, de unos 70 metros de espesor, se halla dividido por una intercalación de lutitas y margas con algunas parabrechas intercaladas, tal y como ya fue descrito anteriormente (FERNANDEZ-MENDIOLA y GARCIA-MONDEJAR, 1983).

Tras una potente intercalación lutítica se emplaza el segundo de los niveles brechoides, en este caso con clastos de tamaño decamétrico. Especialmente relevante es el caso del mega-

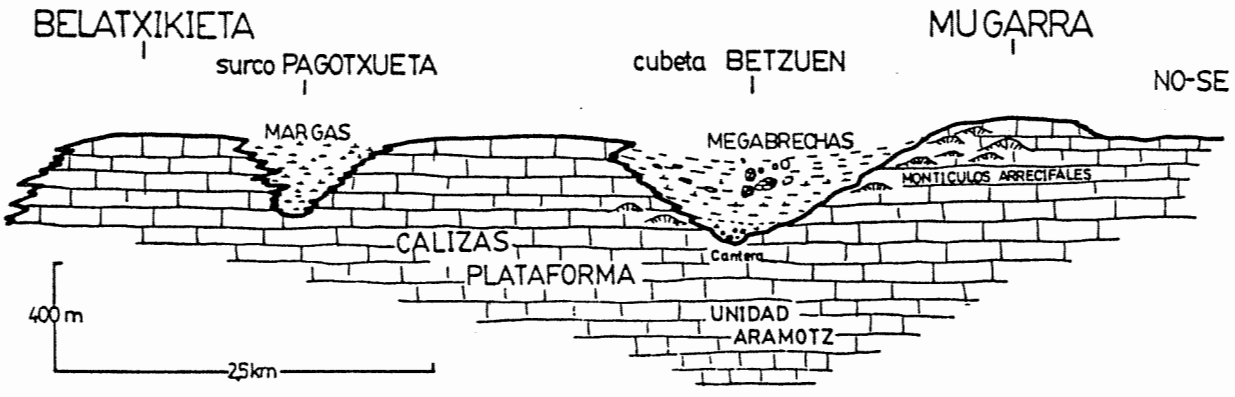


Fig. 71. Techo diacrónico de la unidad de calizas de Aramotz en la sierra de igual nombre. Individualización del surco de Pagotxueta y de la cubeta de Betzuen. Presencia de montículos arrecifales en los márgenes carbonatados adyacentes a éstas cuencas (Mugarra).

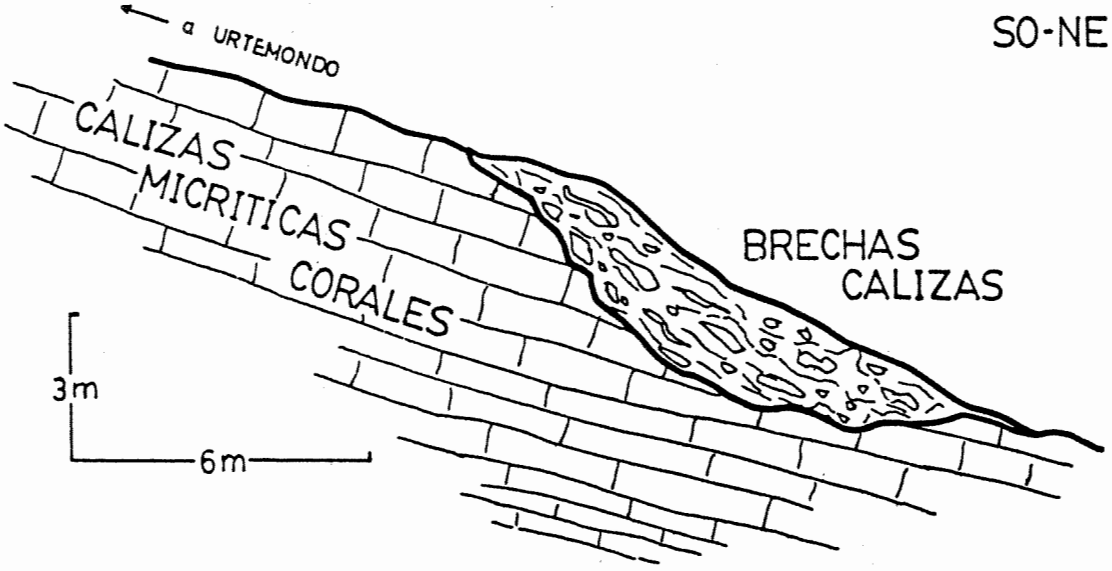


Fig. 72. Relaciones erosivas a techo de la unidad de calizas de Aramotz, en las inmediaciones de Urtemondo-Belatxikieta. Existencia de pequeñas depresiones rellenas de depósitos brechoides mineralizados. Talud carbonatado.

clasto sobre el que se encuentra asentado el refugio de montañeros de la cota 600 (A, Fig. 73). Ese olistolito pertenece a una primera banda de materiales calizos discontinuos, enraizados, que desciende hacia el oeste en dirección al caserío de Betzuen; muestra, además, una alfombra basal de brechas menores que tapizan la base del megabloque, disponiéndose en contacto directo y erosivo sobre lutitas replegadas; en la extrema base se observan asimismo entrantes agudos rellenos de lutita, lo que sugiere que en su emplazamiento por mecanismos de flujo gravitatorio, el bloque aún no se hallaba totalmente litificado, de manera que pudo deformarse superficialmente de modo plástico.

La tercera banda brechoide, discontinua y enraizada, se compone de varios megabloques entre los que destaca en la vertical del refugio, uno próximo al centenar de metros, que se encuentra rotado en relación a otros olistolitos de su intervalo y al buzamiento regional de la serie lutítica encajante. La composición de estos bloques alóctonos es básicamente micrítica, destacando las texturas wackestone de corales y rudistas.

Finalmente, un cuarto horizonte parece superponerse en proximidad al anterior, como se deduce de la existencia de dos bloques "exóticos" (Facies F, sensu PICKERING et al., 1986) de dimensiones métricas, aislados entre lutitas, dentro de un nivel

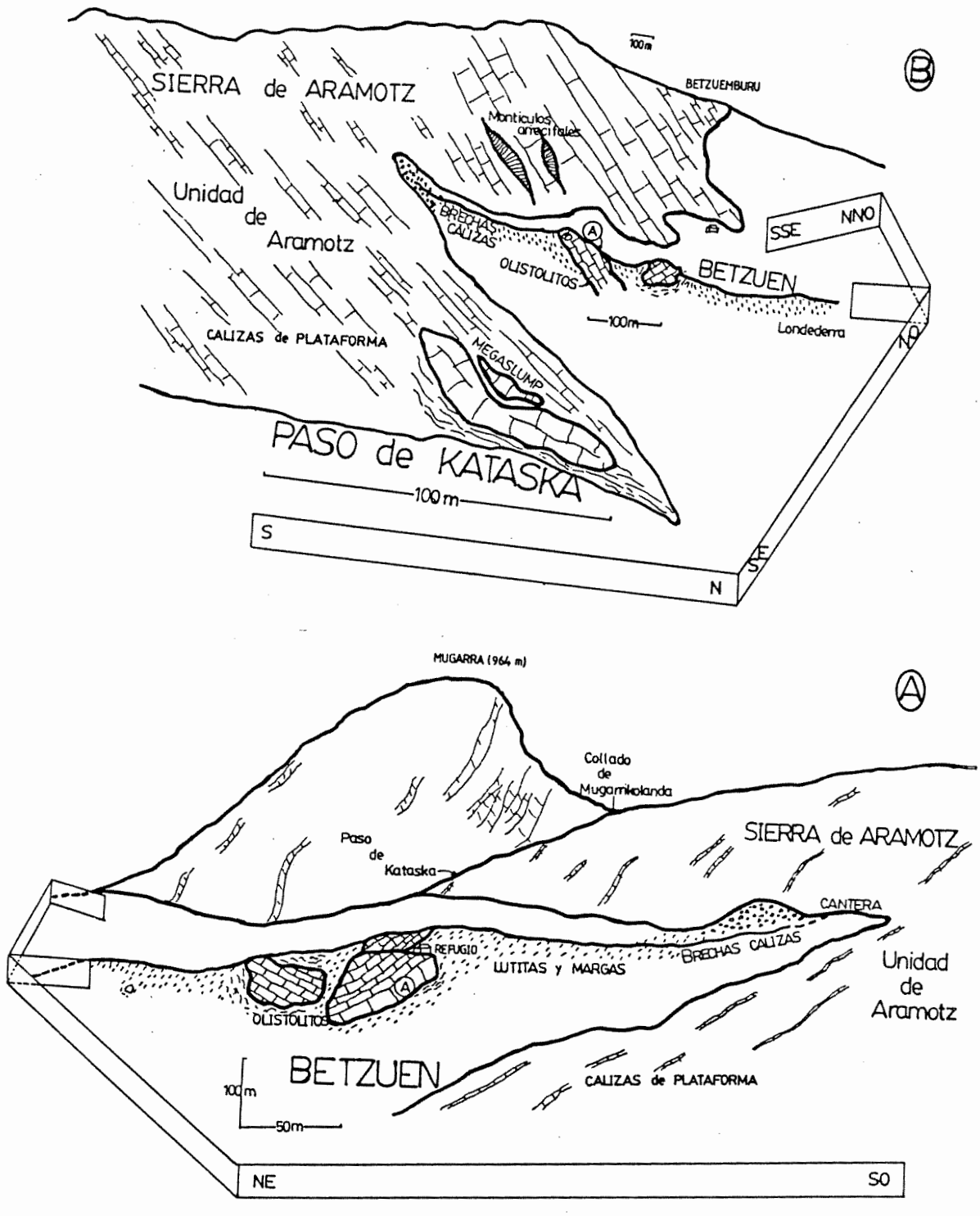


Fig. 73. Esquemas de campo del barranco o cubeta de Betzuen (ver localización en fig. 71). A, fig. realizada desde Betzuemburu. Nótense los olistolitos hectométricos, a veces rotados, del área del refugio Betzuen. B, corresponde a un dibujo del mismo barranco, realizado desde Mugarra. A destacar que en el paso de Kataska existe un megabloque deslizado, que revela la existencia de paleopendientes hacia el norte.

que muestra una comparativa baja densidad de clastos y que, por lo tanto, presenta mayor dificultad de seguimiento cartográfico lateral.

El conjunto de la serie que rellena la cubeta de Betzuen se interpreta, pues, como una secuencia de talud adyacente a una plataforma carbonatada. La abundancia de brechas calizas indica un depósito en un fondo marino inclinado frente a un margen de plataforma (HISCOTT y JAMES, 1985), y para su emplazamiento se invocan repetidos fenómenos de flujos de derrubios ("debris-flow"). Respecto al origen de la propia cubeta de Betzuen, una vez descartada la explicación meramente tectónica, se entreven dos hipótesis alternativas. La primera explicaría el surco en base a un episodio catastrófico de colapso de una porción (2 km. de anchura) del margen de plataforma, creación de la cicatriz y relleno posterior de modo paulatino por los depósitos de talud arriba descritos. La segunda, abogaría por una formación progresiva de la cubeta, según un esquema similar al (adyacente por el 0) surco de Pagotxueta. Como resultado de un ascenso relativo del nivel del mar rápido hacia el techo de la unidad de Aramotz, por el principio del cubo habrían existido áreas que no pudieron compensar dicha subida, formándose pequeños surcos intraplataforma, que fueron rellenándose también de forma progresiva. Dado el precedente reseñado en el mismo techo de la unidad (Pagotzueta), sugerimos esta segunda hipótesis como la más probable. Sin embargo, sería preciso puntualizar que el primer nivel de brechas rellenantes que aparece encajado en una bolsada debe, con gran probabilidad, responder a un episodio de erosión sinsedimentaria del techo del banco calizo, seguido por el depósito de materiales procedentes de flujos de gravedad ("debris flows").

En cualquier caso, la existencia de secuencias con calizas resedimentadas a modo de capas megabrechoides en los niveles segundo y tercero, sugieren, según numerosos investigadores y a diferentes niveles del registro estratigráfico mundial (e.g. COOK y ENOS-1977), episodios de colapso catastrófico de márgenes de plataforma. Su mecanismo disparador, pudo haber sido una sobrepresión local sedimentaria debida a las altas tasas de depósito, creándose inestabilidad gravitatoria local; según CREVELLO y SCHLAGER (1980) de este modo se habrían resedimentado enormes masas de materiales pleistocenos de Exuma Sound (Bahamas). Algunos autores: COOK et al. (1972), MUTTI et al. (1984) y MARJANAC (1985), entre otros, creen que las sacudidas durante terremotos deben considerarse como causa de inestabilidad gravitacional primera. Finalmente, MULLINS et al. (1986) sugieren que el colapso también puede verse inducido por una caida relativa del nivel del mar. En este sentido son interesantes las relaciones observadas en el complejo urgoniano de Santander (GARCIA-MONDEJAR, comm. pers.) que han puesto de manifiesto la correlación existente entre una regresión marina y el depósito de megabrechas en ambientes de talud carbonatado marino.

El afloramiento de la gran masa caliza de la sierra de Aramotz se bifurca en dos ramales separados por el accidente tectónico de Urkiola: uno hacia el sur (Ezkubaratz) y otro hacia el SE (Amboto).

El ramal que se dirige hacia monte Amboto, constituye hoy día una barrera caliza que, al menos en su parte estratigráficamente más alta, pudo haber constituido también una barrera arrecifal submarina en los momentos de su formación, separando un dominio de cuenca al norte (en el actual sinclinorio de Vizcaya), y un dominio de menor batimetría al sur (actual ensilladura de Urkiola).

El tránsito de techo de la unidad de Aramotz hacia el NE a la unidad de Bilbao, se observa a lo largo del borde calizo septentrional de Aramotz-Amboto.

En la vertical de Axpe-Marzana, concretamente, se aprecian relaciones de progradación de carbonatos de plataforma de tipo "reef-mound" hacia el NE (Fig. 74).

Paralelamente se produce un cambio de facies a margas y lutitas negras con algunos niveles calizos brechoides intercalados. Las fuertes pendientes sugeridas por estos depósitos de talud contrastan con las débiles rampas del tránsito meridional de la unidad de Aramotz en el área de Ezkubaratz, como se analizará a continuación en este mismo apartado.

(2) En el área de Amboto existen crecimientos arrecifales de hasta 50 metros, interpretados como "reef mounds". Afloran

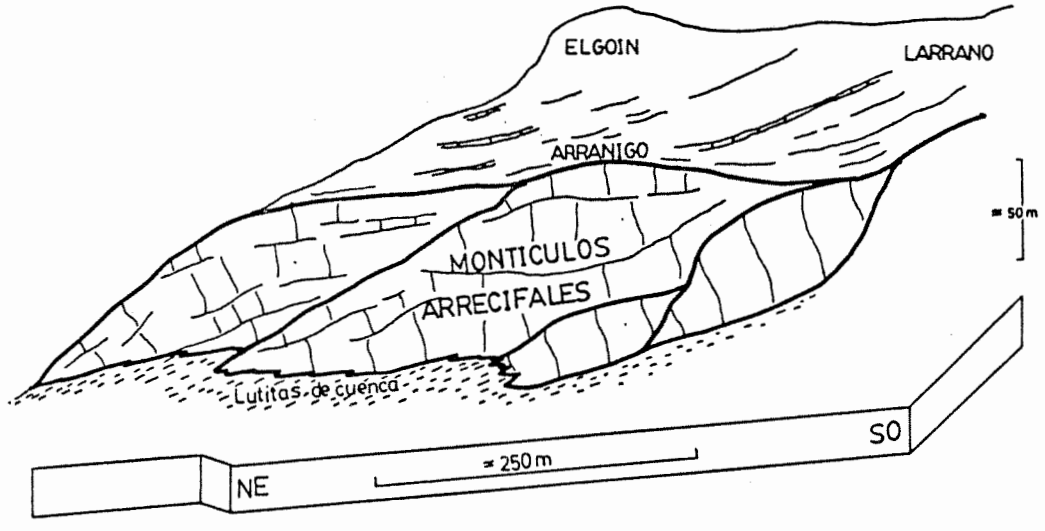


Fig. 74. Relaciones geométricas entre las calizas monticulares progradantes de la unidad de Itxina en Arránigo, y las lutitas de cuenca adyacentes lateralmente. Estas últimas engloban algunos niveles calizo-brechoides de tamaño rudita. Perspectiva obtenida desde la cara norte de peña Alluitz.

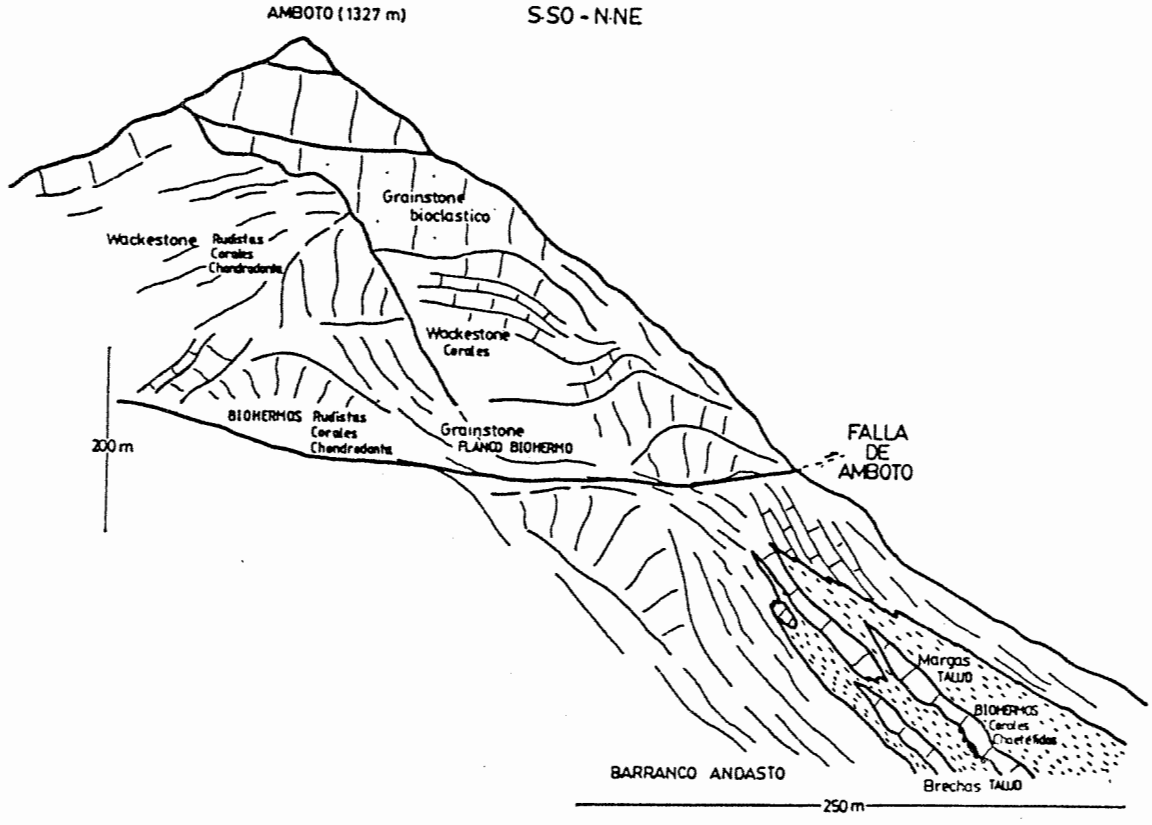


Fig. 75. Anticlinal de Amboto según aparece en la vertiente SE de la peña. La estructura se reconoce por encima de la falla inversa de Amboto. A destacar que bajo ésta la serie caliza monoclinal, buzante al N-NE, cambia de facies en sentido SE y NE a margas con biohermos y brechas de talud (barranco de Andasto). Perspectiva obtenida desde el monte Andasto.

sobre la falla de Amboto, en el circo existente en la ladera SE de este monte, y se extienden en la dirección NO hacia el pico del Fraile, que pasa lateralmente a facies de flanco interarrecifales en ese mismo sentido. Los núcleos arrecifales están constituidos por wackestones a grainstones de rudistas, corales, espículas de esponjas, pellets, orbitolínidos, gasterópodos, equínidos, algas verdes dasycladáceas, miliólidos, extraclastos, microforaminíferos, bioclastos micritizados, briozoos, algas rojas calcáreas y **Bacinella irregularis** RADOICIC; son igualmente frecuentes las texturas reticuladas, sensu PRATT, (1982) y los rellenos geopetales. Las facies de flanco, por su lado, son calizas margosas con orbitolínidos y espículas de esponja, o grainstones bioclásticos pobremente seleccionados con algunas intercalaciones de calizas brechoides de clastos centimétricos. En la vertiente SE de la peña se observa una estructura anticlinal general, por encima de la falla de Amboto (Fig. 75).

En este anticlinal se han distinguido "reef mounds" decamétricos a hectométricos, constituidos por núcleos de calizas micríticas con corales masivos, requiénidos y radiolítidos, y por capas de flanco con grainstones bioclásticos de orbitolínidos y fragmentos de corales y rudistas. Además, embebidos entre facies de margocalizas con orbitolínidos y corales masivos, existen pequeñas construcciones arrecifales de lamelibranquios planos del género Chondrodonta sp., asimilables a pequeñas lentes o biohermos formados por "bafflestones" de estos bivalvos cuyas dimensiones alcanzan 15 cms.

Los niveles terrígenos en el anticlinal de Amboto son infrecuentes; sin embargo, es posible distinguir en el flanco meridional un tramo de lutitas y areniscas de unos 25 metros de espesor (A, Fig. 76) que se acuña hacia el NO pasando a micritas con rudistas. Entre los terrígenos se intercala un nivel de 2 metros de espesor con calizas margosas de rudistas. Son comunes estratificación flaser, ripples simétricos y bioturbaciones en esas areniscas finas, lo que permite sugerir un medio de plataforma somera para las mismas.

Bajo la falla de Amboto y hacia Andasto, la serie sedimentaria es monoclinal y buzante hacia el NE, pasando a verticalizarse e incluso invertirse hacia el SE, en Tellamendi y Murugain. Dicha falla, buzante unos 30 grados hacia el oeste, se considera de juego inverso y ha servido de despegue para un ligero cabalgamiento de las calizas de la parte superior de Amboto sobre las inferiores, que afloran en el fondo del barranco de Andasto; la zona principal de falla puede llegar a tener un espesor de unos 10 metros, y se caracteriza por el desarrollo de una típica brecha de falla con mineralizaciones de hierro, formación local de mármoles y filones de calcita.

Tal y como señalaba RAT en 1959, las calizas del Amboto se reducen muy rápidamente de espesor en sentido SE, y dan paso a varias barras calizas intercaladas entre terrígenos. En esta memoria se pretende analizar en detalle las características de este tránsito: la parte inferior de la unidad de Aramotz mues-

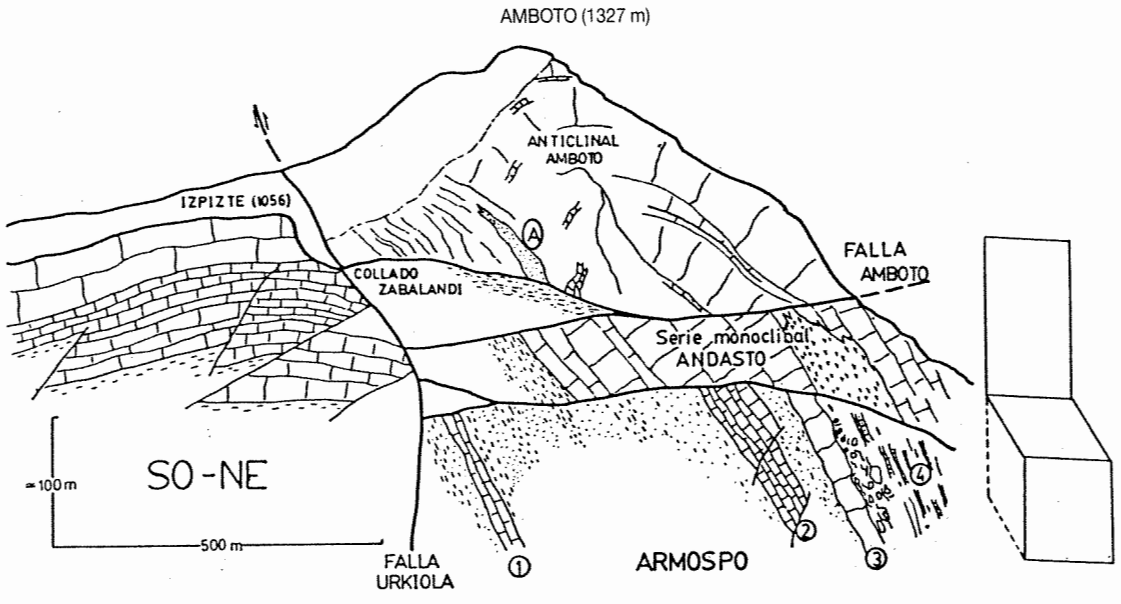


Fig. 76. Tránsito lateral de las calizas masivas de monte Amboto a las barras calizas de Armospo (1, 2, 3 y 4) estratificadas entre terrígenos. A destacar el nivel megabrechoide situado sobre Armospo-3. Nótese que el barranco de Armospo se halla en un plano más próximo al observador que el barranco de Andasto. La importante falla de Urkiola separa a su vez los conjuntos calizos de Amboto e Izpizte. Esquema realizado a partir de fotografía aérea oblicua.

tra una evolución a través de un margen de suaves pendientes de tipo rampa carbonatada, indentándose con terrígenos a los que se supone canalizados a través de pasos mareales en áreas ligeramente más profundas. Hacia arriba en la serie, existen intercalaciones de megabrechas calizas intraformacionales, de tamaño máximo decamétrico (sobre Armospo-3, Fig. 76), que decrece progresivamente en la vertical, hasta la completa desaparición de los niveles de procedencia alóctona intercalados en la serie. En conjunto, relacionado con la frecuencia, espesor y tamaño de clastos de los niveles de calizas brechoides, se dibuja un ciclo positivo, en cierta medida similar al establecido al NO de la sierra de Aramotz, en el tránsito simétrico de las calizas de Aramotz a las margas de Bilbao.

En el barranco de Andasto, los bloques calizos métricos aparecen asociados a lenguas calizas constituidas por biohermos de corales y chaetétidos (Fig. 77), las cuales se encuentran embebidas en facies de calizas margosas con espículas de esponjas, margas y grainstones bioclásticos de talud arrecifal.

Un corte subparalelo al del barranco anterior, realizado por el arroyo de Armospo, muestra cómo la masa principal caliza de peña Amboto pasa lateralmente a un conjunto de 4 barras calizas, intercaladas en una serie mayoritariamente terrígena: las denominaremos calizas Armospo-1,2,3, y 4, respectivamente (Fig. 76).

Armospo-1 se engloba dentro de la unidad de Errelletabaso, la cual se apoya sobre la unidad de Iñungane y aparece coronada por un tramo terrígeno de varios cientos de metros perteneciente a la unidad de Tellamendi.

Armospo-2 presenta un espesor medio de unos 55 metros y se adelgaza paulatinamente hacia el SE. Su extensión lateral es, sin embargo, muy superior a la de la barra inferior, ya que se sigue sobre una distancia mínima de 6 kilómetros y desaparece por causas tectónicas al SE del monte Murugain, en cuya cima viene representado por las calizas que se encuentran bajo la cruz. La caliza presenta asimismo variaciones laterales de facies, con una composición de calizas micríticas con corales y rudistas predominando sobre calcarenitas bioclásticas en la vertical de Andasto, y una inversión de estos valores unos 5 kilómetros al SE, en el barranco de Santa Agueda. Un corte tipo realizado en la vertical intermedia de Tellamendi revela una sucesión con cuatro términos: calizas arenoso-nodulosas (10 m.); calcarenitas bioclásticas bien seleccionadas con laminaciones cruzadas de corriente (12 m.) (al microscopio son grainstones de fragmentos de algas verdes codiáceas, rudistas micritizados, radiolas de equínidos, foraminíferos arenáceos), calizas micríticas con corales masivos y esponjas (15 m.), revelando texturas wackestone-packstone; y, finalmente, calizas margoso-nodulosas con espículas de esponja (5 m.). Esta sucesión se podría interpretar como resultado de la instauración de un típico biotopo urgoniano de corales y rudistas, tras una etapa de colonización previa de una plataforma terrígena energética, y como resultado de un período expansivo de los carbonatos someros que invaden la suave rampa. La evolución posterior contempla primero un incremento en los aportes de finas arcillas, que dificultan e inhiben la proliferación de grandes metazoos arrecifales; a continuación una invasión de la rampa por terrígenos areniscosos y lutíticos, que constituyen un paquete de aproximadamente 30 m. de espesor medio y gran extensión lateral; este paquete es de gran interés en la correlación intermacizos, ya que ha podido ser localizado en diversos puntos de las tres grandes áreas en las que se ha subdividido la zona de estudio.

Armospo-3 representa una barra caliza de unos 25 metros de espesor, que experimenta importantes variaciones laterales de facies en sus igualmente 6 kilómetros de extensión lateral mínima. En Andasto este nivel está formado por calizas micríticas masivas, constituyendo "reef mounds" de corales y rudistas en una distancia de aproximadamente 1 km. a partir de Amboto. Desde este punto (vertical de Amilondo) hacia el SE, cambia de facies a calcarenitas o grainstonnes bioclásticos y calizas arenosas. El techo del nivel en la vertical de Andasto-Armospo es

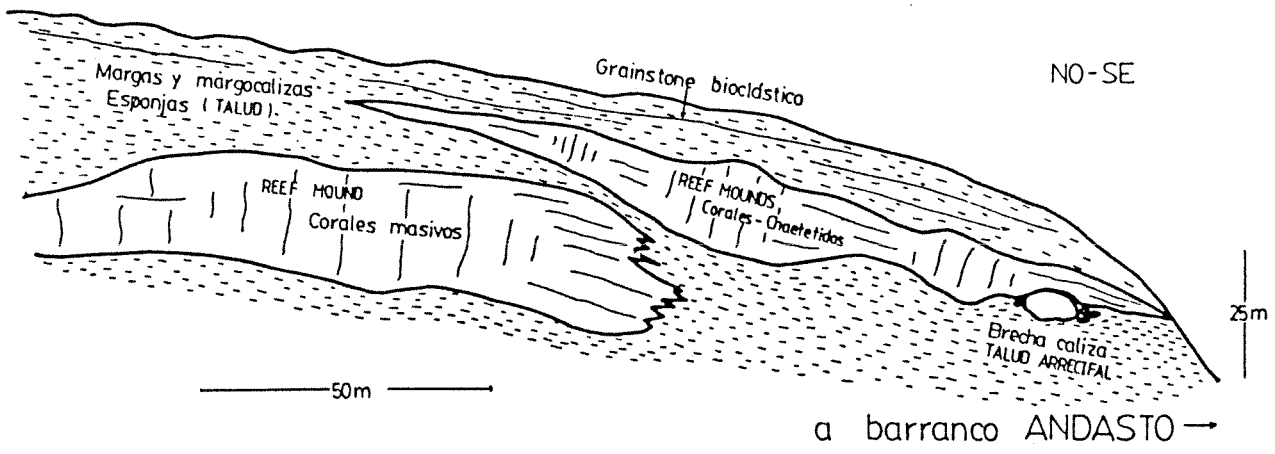


Fig. 77. Biohermos de corales embebidos entre margas y margocalizas, ligeramente deslizados penicontemporáneamente por el talud carbonatado de Andasto. Nótense las indentaciones laterales de éstos litosomos con margas y margocalizas, así como las ocasionales brechas calizas decamétricas distinguidas en sus bases. Este esquema detallado corresponde a una ampliación de la parte inferior derecha de la fig. 75. La perspectiva se ha tomado desde el refugio de Zabalandi.

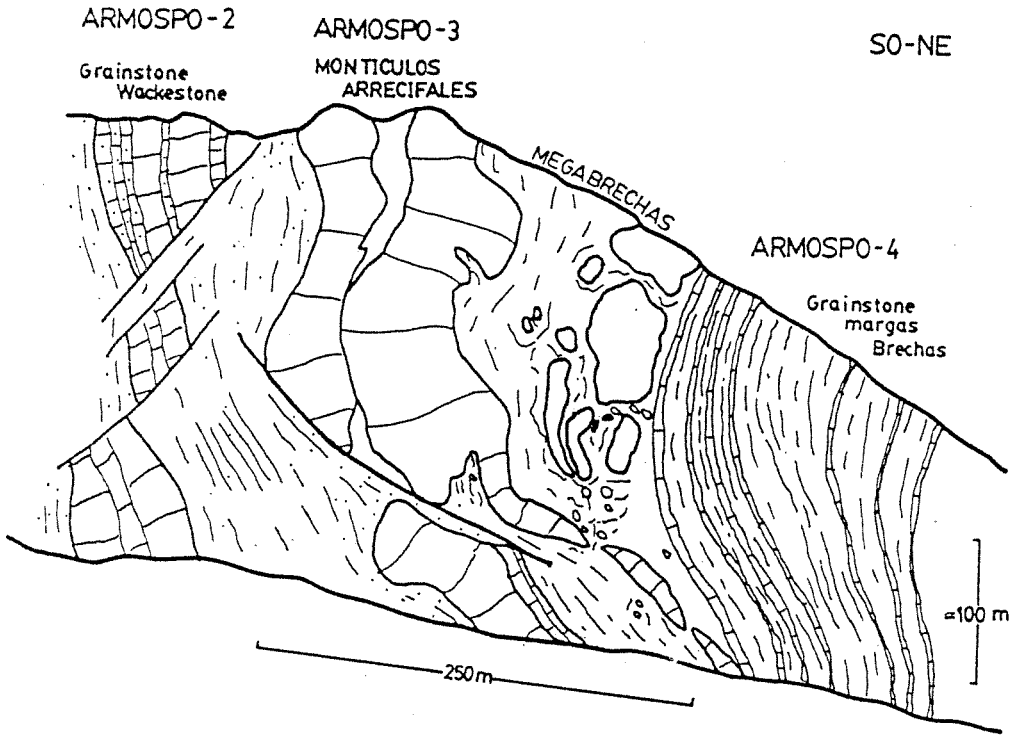


Fig. 78. Barras calizas de Armospo-2, 3 y 4. A destacar, las fallas sinsedimentarias que afectan a la barra Armospo-2, así como los niveles de megabrechas que coronan el nivel 3, que testimonian la existencia de un talud pronunciado hacia el SE, adyacente al margen de plataforma con resalte de Amboto. Esquema realizado desde peña Tellamendi.

irregular, erosivo y aparece coronado por una megabrecha caliza intraformacional (Fig. 78).

Esta presenta clastos de tamaño máximo decamétrico (Facies F, sensu MULLINS y COOK-1986) y se acuña lateralmente hacia el SE, permitiendo inferir la existencia de fuertes pendientes deposicionales, en el margen SE del banco carbonatado de Aramotz, que se podrían asimilar al esquema plataforma-cuenca sensu WILSON (1975). La megabrecha refleja una evolución secuencial positiva, y aparece coronada por el conjunto calcarenítico superior de Armospo-4.

Armospo-4 posee un espesor medio próximo al centenar de metros, y muestra texturas predominantemente grainstone y packstone de bioclastos: briozoos, orbitolínidos, corales, rudistas y radiolas de equínidos. Localmente, vertical de Andasto, se han observado pequeños niveles centimétricos de brechas calizas intercaladas entre las calcarenitas; en la vertical de Tellamendi, por otra parte, los niveles brechoides alóctonos han desaparecido, lo que sugiere una disminución de las pendientes a lo largo del talud (de NO a SE).

Sobre esta cuarta barra caliza urgoniana se sitúa un conjunto terrígeno de lutitas y areniscas que, por correlación cartográfica, se han hecho equivalentes a las calizas superiores de la unidad de Aramotz en Amboto.

En resumen, pues, la unidad de Aramotz cambia de facies hacia el SE, en Amboto, a las unidades predominantemente terrígenas de Tellamendi (parte basal) y Murugain (parte superior). El frente principal de progradación de la unidad de Aramotz se dirige hacia el NE, aunque existen márgenes arrecifales igualmente hacia el NO (Belatxikieta) y SE (Andasto); el banco carbonatado, que dicha unidad constituye, muestra una evolución vertical con tránsito rampa-plataforma-rampa, según se ha podido deducir del análisis de los dos últimos márgenes citados.

(3) En Aranguio se puede analizar la evolución lateral dela unidad de Aramotz en dirección sur, en base a un ramal de materiales urgonianos que se extiende en ese sentido a partir de peña Amboto. Tal ramal puede ser subdividido en dos conjuntos: uno septentrional o de Izpizte y otro meridional o de Orisol (Aranguio), los dos limitados al E por un accidente tectónico que eleva relativamente el wealdense del valle de Aramayona, e impide observar la extrema base del complejo urgoniano en dicho sector. Además, entre ambos conjuntos (N y S) existe un accidente normal, la falla de Leziaga, que hunde el bloque de Izpizte.

Las calizas de Izpizte muestran límites fuertemente diacrónicos, que revelan una progradación general del litosomo calizo hacia el S (Fig. 79). Su parte inferior está constituida por calizas micríticas con rudistas-corales y grainstones-margocalizas de orbitolínidos-miliólidos; hacia el sur pasa a lutitas, areniscas con orbitolínidos (1, Fig. 79 y Fig. 80), y brechas calizas de tamaño centimétrico. La parte superior de la unidad de Aramotz en Izpizte consta de calizas micríticas masivas, formadas por montículos arrecifales métricos a decamétricos con niveles de núcleo masivos y flancos estratificados (2, Fig. 79 y Fig. 81). Los núcleos poseen texturas wackestone, con requiénidos, **Chondrodonta,** corales, orbitolínidos, espículas de esponja, microforaminíferos, radiolas de equínidos, numerosos pellets y frecuentes texturas reticuladas. Los flancos son wackestones-packstones y grainstones de terebratúlidos, rinchonélidos, orbitolínidos y corales. Este conjunto superior ha podido ser datado como Albiense inferior, en base a la presencia de **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. y **Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT. Finaliza hacia el sur contra la falla de Leziaga.

El conjunto urgoniano meridional o de Aranguio posee una potencia superior al anterior, y en él se diferencian varios tramos en un corte a partir del barrio de Gánzaga hasta la ermita de la Santa Cruz en la punta Sur de peña Aranguio. En primer lugar destaca una barra caliza inferior de unos 80 metros de espesor (Gánzaga) (3, Fig. 79), que constituye parte de la unidad de Errelletabaso. Se compone de calizas micríticas biostromales de rudistas, corales, miliólidos; por análisis de facies y posición en columna (secuencia), se correlacionan con la barra caliza Armospo-1 del corte contiguo anteriormente citado.

A continuación se individualiza, un tramo terrígeno de unos

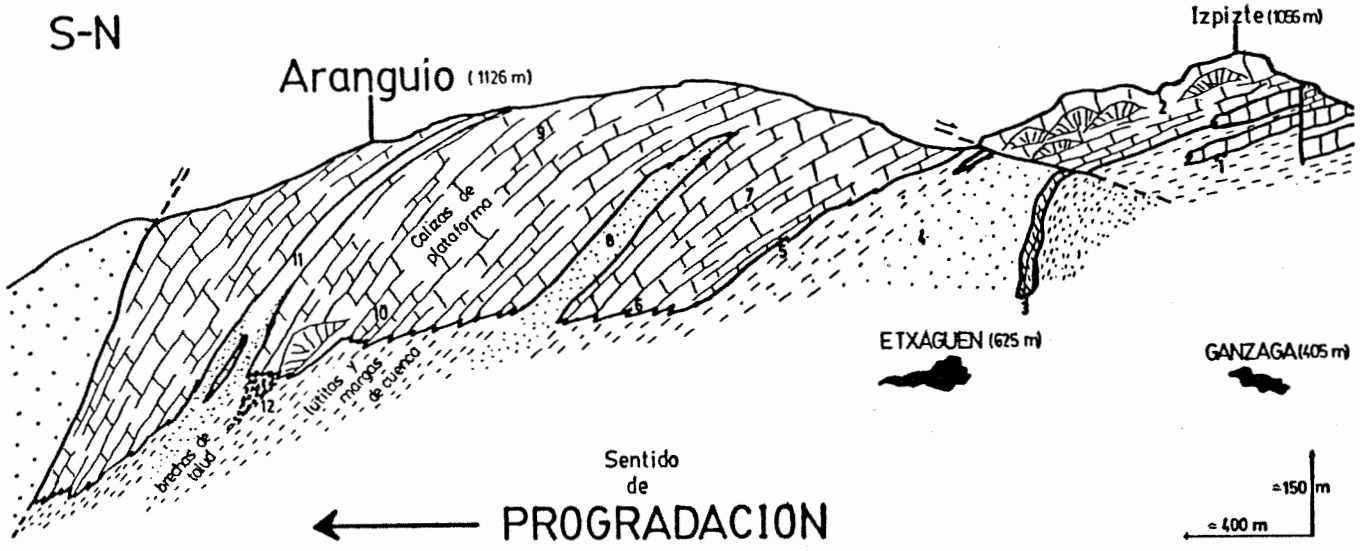


Fig. 79. Progradación de la plataforma carbonatada de Aranguio (unidad de Aramotz) en sentido sur. Esquema plataforma-cuenca. A destacar las lenguas terrígenas de procedencia sur (4,8 y 11), intercaladas en la serie, y los depósitos brechoides de talud (12) en el borde del banco carbonatado. Dibujo realizado a partir de fotografía aérea oblicua. Buzamiento regional aproximado: 65 grados hacia el ONO. Esquema realizado desde el puerto de Gruceta.

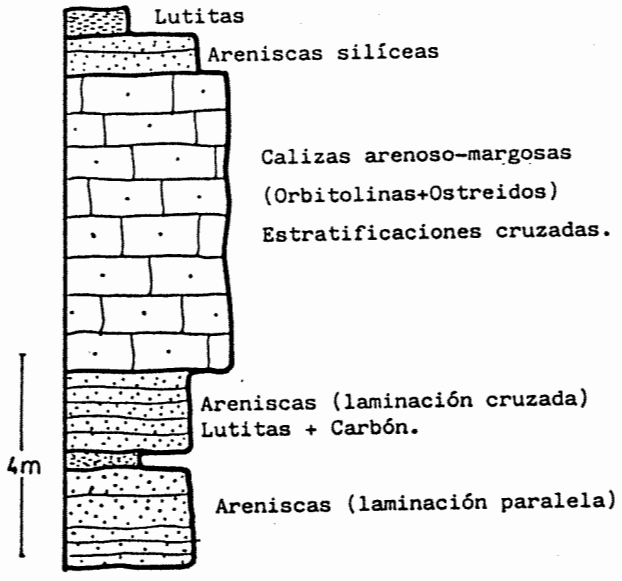


Fig. 80. Secuencia de la zona de tránsito entre las calizas de Itxina (Aranquio). Las lutitas y areniscas con orbitolínidos de la unidad de Tellamendi (5, fig. 79) evolucionan en la vertical a las calizas de plataforma suprayacentes de la unidad de Aramotz.

475 m. de espesor (4, Fig. 79), que forma parte de la unidad de Tellamendi. Consta de lutitas y areniscas equivalentes laterales de las que afloran en peña Tellamendi y dan nombre a la unidad; constituyen en su parte superior, el equivalente lateral de la base de la unidad de Aramotz (5, Fig. 79). Allí, calizas micríticas con corales y rudistas, predominantemente wackestones con pellets, miliólidos, orbitolínidos **(Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT) y otros microforaminíferos, cambian a lutitas carbonosas, areniscas con laminación paralela y cruzada de ripple, calizas arenoso-margosas con orbitolínidos y ostreidos, y areniscas silíceas con estratificación cruzada, caracterizando un margen de banco carbonatado de tipo rampa, con suaves pendientes hacia el sur. Verticalmente se observa cómo las calizas someras de plataforma sitúan su margen frontal meridional en posiciones cada vez más externas, progradando sobre los sedimentos de rampa proximal (6, Fig. 79).

En las calizas de este tramo basal del banco carbonatado (7, Fig. 79), son frecuentes los ciclos de calizas micrítico-margosas con texturas packstone de radiolas de equínido, y calizas micríticas con texturas wackestone de corales masivos. Tales ciclos revelan períodos alternantes de aportes terrígenos arcillosos con condiciones de aguas turbias, que impedirían la proliferación de biotopos urgonianos, y otros períodos de menor turbidez que posibilitarían la colonización por corales del sustrato de la plataforma somera. Eventualmente puede observarse una evolución vertical similar, con un tránsito de facies de calizas margosas infrayacentes (A, Fig. 82) a facies netamente micríticas, bien dominadas por rudistas o por lamelibranquios planos del género **Chondrodonta** sp.; estas alternancias de biostromos con textura wackestone y bafflestones de ambos grupos de metazoos, parecen revelar que ambos tipos de organismos pudieran si no ser excluyentes ya que ocasionalmente coexisten aunque con un predominio muy neto de uno de ellos, sí al menos reflejar una tendencia a la proliferación en determinadas

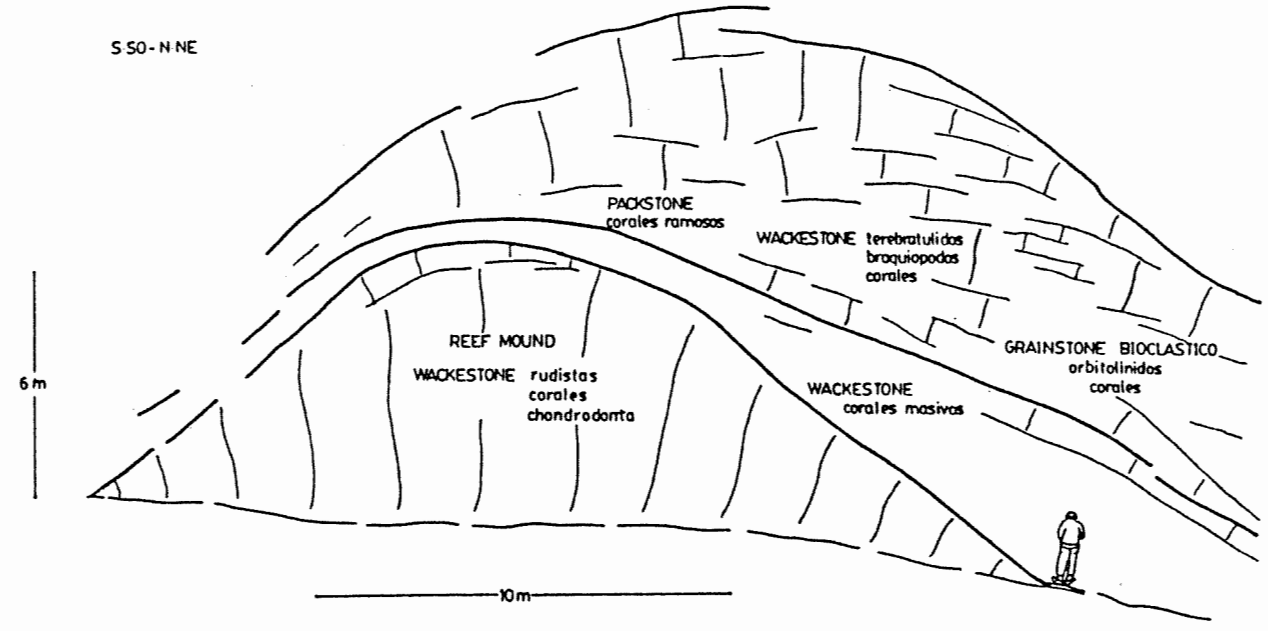


Fig. 81. Montículos arrecifales de requiénidos-corales-Chondrodonta en las calizas de Izpizte —unidad de Aramotz. Se distinguen facies micríticas, masivas en estructuras domales de dimensiones métricas, y facies bien estratificadas (wackestones a grainstones bioclásticos) flanqueando y colmatando los espacios laterales adyacentes a los biohermos. Albiense inferior.

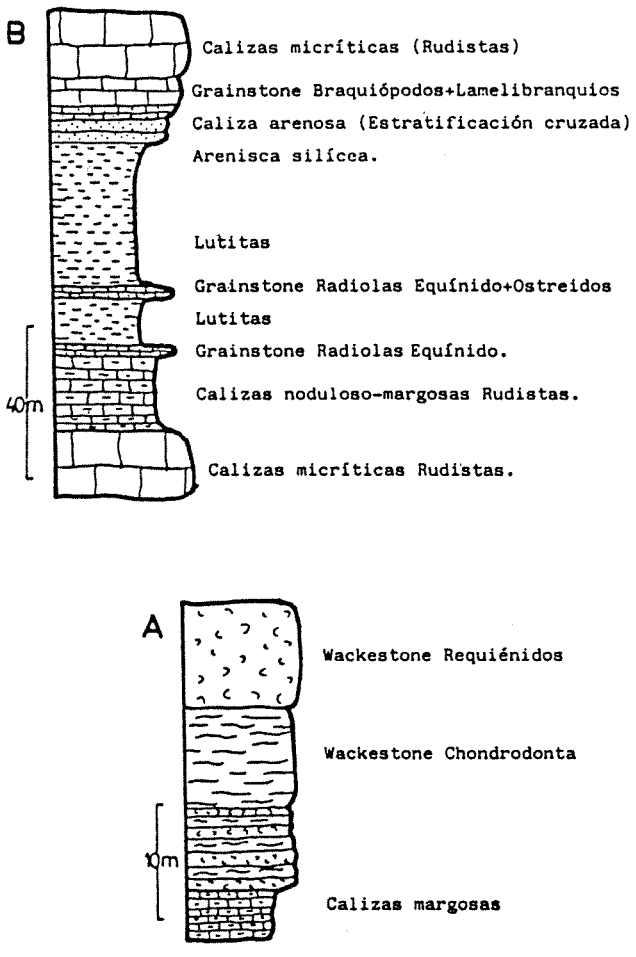


Fig. 82. Secuencias típicas de las calizas de Aranguio (unidad de Aramotz). A, ciclo de descontaminación en terrígenos localizado en 7 (ver fig. 79), y B, detalle ampliado de la intercalación terrígena 8 (ver fig. 79).

condiciones medio ambientales en cada caso. De todas formas, para los dos tipos de organismos la profundidad escasa y la baja agitación de las aguas en fondos fangosos serían rasgos ecológicos compartidos. Las variaciones de salinidad periódicas podrían haber sido responsables de la baja diversidad específica intrabiostromo observada, correspondiendo tal vez los niveles de wackestone de rudistas a las situaciones de máximo confinamiento en el interior del banco carbonatado tal como apuntan los análisis paleoecológicos efectuados sobre materiales urgonianos de similar edad en diversas áreas del Tethys.

Por encima de este tramo micrítico inferior, se intercala en la unidad de Aramotz un nivel terrígeno (8, Fig. 79), que posee un espesor medio de 60 metros y se acuña lateralmente hacia el norte. Consta esencialmente de lutitas, además de areniscas silíceas, calizas arenosas con estructuras de corrientes y grainstones de radiolas de equínido, ostreidos y microforaminíferos (B, Fig. 82). Se interpreta este tramo como resultado de una invasión de terrígenos ("terrigenous encroachment", sensu KENDALL y SCHLAGER, 1981), en una porción de la plataforma carbonatada. El ciclo carbonato-terrígeno-carbonato es aproximadamente simétrico, ya que la instauración de condiciones adversas para el depósito de carbonatos puros se efectúa paulatinamente a través de un miembro de calizas margosas, y hacia techo, la colonización del medio contaminado se efectúa igualmente de modo gradual, con un tránsito de progresiva descontaminación en terrígenos: areniscas silíceas, areniscas calcáreas, calizas arenosas, grainstones y finalmente calizas micríticas.

A continuación del tramo terrígeno comienza el ídem superior y más potente de la unidad de Aramotz, constituido por calizas micríticas y en menor medida calizas micrítico-margosas y calcarenitas. Se observa en este conjunto cómo las facies son de predominio de micrita. Las microfacies dominantes son wackestones peletoidales de **Bacinella irregularis** RADOICIC, rudistas **Chondrodonta,** miliólidos, orbitolínidos, radiolas de equínido y rellenos geopetales. En situaciones próximas al interior del banco (9, Fig. 79), se observan estratos de calizas masivas (A, Fig. 82), que van perdiendo este carácter hacia el margen del banco (10, Fig. 79), como consecuencia del mayor número de intercalaciones de niveles de calizas micrítico-margosas con espículas de esponja, radiolas de equinodermos, miliólidos y orbitolínidos: **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder y **Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT, entre otros constituyentes.

En la parte superior de la unidad (11, Fig. 79), se aprecia cómo uno de estos tramos de predominio de las calizas margosas y arenosas, se intercala en la serie micrítica, en respuesta probable a una avenida de terrígenos finos que se mezclan con los carbonatos y no acaban, como en la intercalación anterior (nº 8) por inhibir localmente la sedimentación en el área.

En conjunto, las calizas de la unidad de Aramotz, en Aranguio se interpretan como carbonatos de plataforma somera "sensu lato", que pasan a lutitas y margas de talud-cuenca de la unidad de Murugaín. El esquema de tránsito lateral es de progradación, en el que los márgenes suelen aparecer suavemente inclinados hacia cuenca excepto en el tercio superior de la unidad caliza, en donde la formación de fuertes taludes en el margen de plataforma, viene sugerido por la existencia de episodios brechoides de resedimentación penicontemporánea, que engloban clastos de escala métrica. A continuación se produce una vuelta a las condiciones iniciales de suave rampa. Globalmente, pues, se observa una evolución de tipo rampa-plataforma-rampa en el banco de Aramotz (Aranguio), según un esquema que guarda indudables semejanzas con el propuesto en Gorbea para el banco de Itxina.

En el interior del banco calizo propiamente dicho, se observa un predominio de las facies de calizas micríticas, principalmente, constituyendo texturas wackestone-bafflestone de diversos metazoos que originan bancos tabulares biostromales y, más ocasionalmente, algún biohermo de talla decamétrica como en el borde del banco adyacente a las brechas de talud (12, Fig. 79). Los biostromos del interior de banco muestran biofacies con predominio de uno (caso más frecuente) o dos taxones de rudistas o **Chondrodonta** sp., en tanto que los corales son constituyentes minoritarios de estas facies. Alternan los wackestones de pequeños requiénidos, **Chondrodonta** y monopleuridos, requiénidos y radiolítidos, y monopleuridos (Fig. 83), que se encuentran frecuentemente asociados a litologías calcáreo-margosas. Se deduce de aquí una probable resistencia en condiciones de aguas turbias, que podría haber posibilitado el que este último grupo de rudistas se constituyera en pionero para la colonización de biotopos carbonatados urgonianos de aguas someras.

El techo del paquete calizo de Aranguio en la vertiente occidental de esta peña, que se inclina hacia el sinclinal de Urkiola, revela una superficie localmente surcada por estructuras irregu-

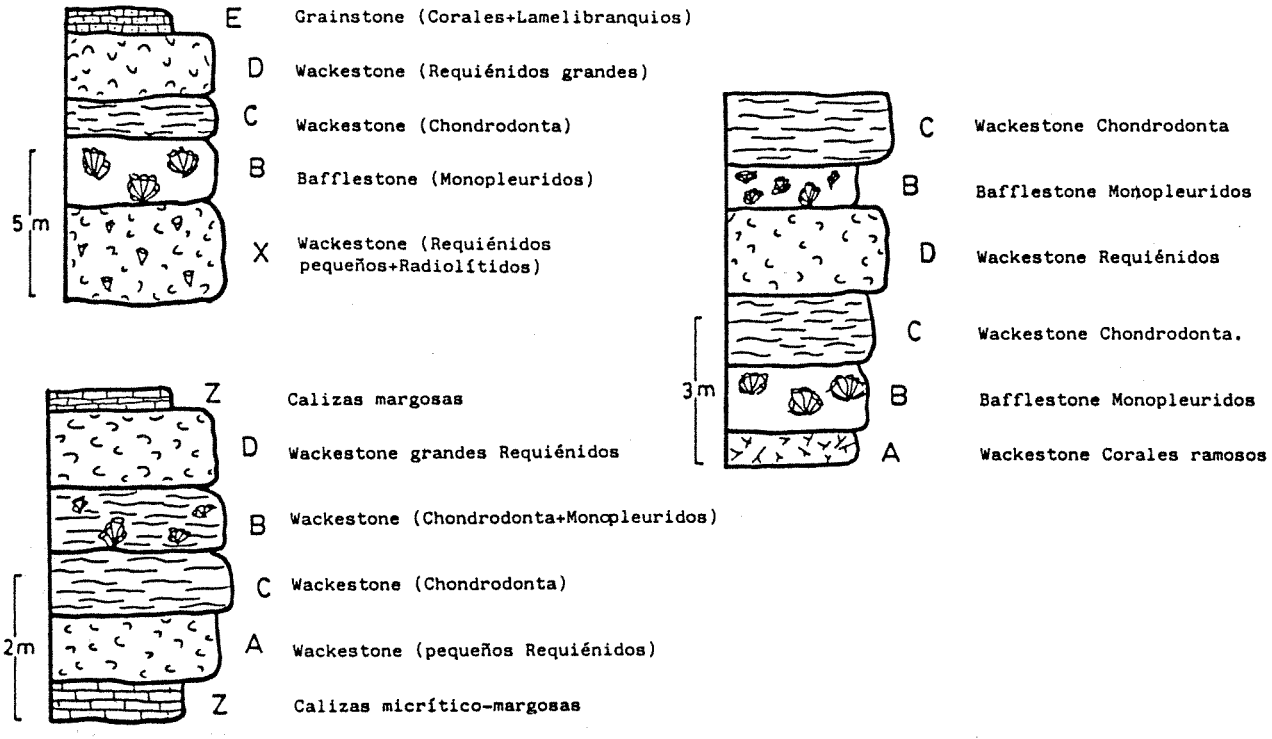


Fig. 83. Ciclos de plataforma carbonatada característicos de la parte superior de la unidad de Aramotz, en Aranguio (12, fig. 79). Albiense inferior.

lares a modo de grietas, que penetran una decena de metros en la unidad y poseen un relleno terrígeno de lutitas y areniscas de tamaño de grano medio-grueso (Fig. 84). Existen oquedades primitivas excavadas en caliza (wackestone de miliólidos) que alcanzan 1,5 metros de anchura; su relleno es de areniscas silíceas, de manera que las superficies de contacto con la caliza son netas y bruscas, revelando un litificación de ésta previa al evento que dio origen a esta red de grietas. La detención de la fábrica de carbonatos ("carbonate factory", sensu JAMES-1978) de Aranguio, pudo haberse producido como consecuencia de un episodio regresivo que habría colocado el techo de la plataforma en exposición subaérea; en esas condiciones, la actuación de aguas dulces meteóricas de lluvia habría hecho posible una disolución parcial de la parte superior del banco, con creación de una red de grietas y galerías; dichas condiciones, no obstante, no debieron perdurar, ya que no se observa desarrollo extensivo de facies kársticas. En resumen, pues, la unidad calizas de Aramotz en Aranguio pasa lateralmente, en sentido SSE, a los terrígenos de plataforma somera de las unidades de Tellamendi y Murugain.

(4) Ezkubaratz constituye un ramal calizo de los dos que parten de la sierra de Aramotz; el primero se dirige hacia Amboto (SE), a través de Uncillaitz y Alluitz, y el segundo hacia el S, formando parte del cierre periclinal SE del anticlinal de Dima.

Un corte aproximadamente N-S de este último ramal revela cómo se produce un tránsito desde el sector norte, en la vertical de Arrietabaso (1, Fig. 85), donde predominan los biostromos y biohermos de calizas micríticas hasta el sector sur, caracterizado por las frecuentes intercalaciones de calizas margosas entre biostromos de caliza micrítica con rudistas, corales y **Chondrodonta** (2, Fig. 85).

Incluso en su parte basal, la caliza de Ezkubaratz pasa lateralmente a la lengua caliza de Errelletabaso y posteriormente a un tramo terrígeno de unos 350 metros de espesor (3, Fig. 85), constituido por lutitas y areniscas ocasionalmente carbonosas, que se acuñan hacia el norte, y que hemos integrado en la unidad de Tellamendi. Estos terrígenos vienen representados por el tramo 3 de la columna del complejo urgoniano del anticlinal de Dima, efectuada a través de peña Arrietabaso (Fig. 86).

En conjunto, pues, se deduce un aumento de la importancia de los terrígenos hacia áreas meridionales, ya que el equivalente de las calizas masivas de Ezkubaratz hacia el sur son las series terrígenas del área de la cabecera del río Indusi, o, incluso más hacia el sur, las series de Arlabán. En definitiva se trata de materiales de plataforma terrígena y mixta, englobados en las unidades de Murugain y Arlabán, que se canalizaron hacia áreas ligeramente deprimidas de la plataforma (surco de Indusi, Fig. 87), pudiendo incluso llegar a indentarse con los carbonatos de los márgenes del banco carbonatado Aramotz-Itxina.

En un corte de la unidad en la vertical de Urmeta (Fig. 88), equivalente al tramo cuarto de la columna anterior (Fig. 86), se observan alternancias de niveles de calizas micríticas, calizas micrítico-margosas, margas y, más ocasionalmente, lutitas. Concretamente se distinguen 3 tramos masivos (1, 3 y 5) resaltantes en el relieve; se componen de calizas micríticas con texturas wackestone de rudistas, corales y **Chondrodonta** como metazoos predominantes, que llegan a constituir montículos arrecifales de extensión decamétrica y espesor métrico a decamétrico. Además de estas tres facies mayoritarias, pueden existir calizas margosas y calcarenitas como componentes minoritarios.



Fig. 84. Oquedades irregulares rellenas de lutitas y areniscas no calcáreas, a techo de las calizas de Aramotz (Aranguio). A notar que la visual representada corresponde aproximadamente al techo de un plano de estratificación. Cavidades de disolución probablemente por exposición subaérea.

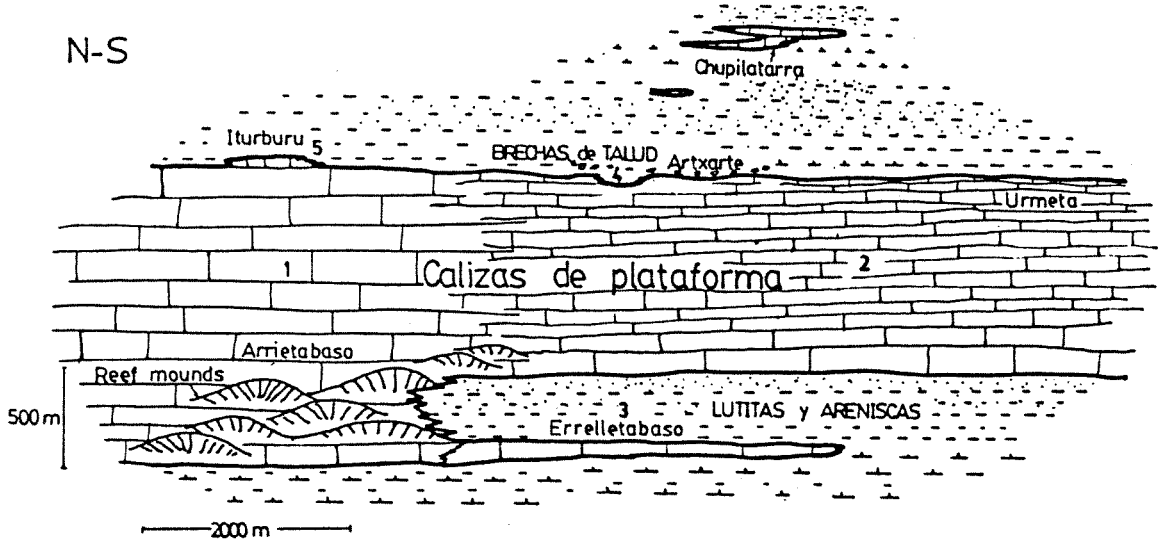


Fig. 85. Relaciones de litofacies en el área de la terminación periclinal de Ezkubaratz. A destacar el cambio lateral hacia el sur de la parte inferior de la unidad caliza de Aramotz, y el diacronismo del techo calizo. Aptiense inferior - albiense medio.

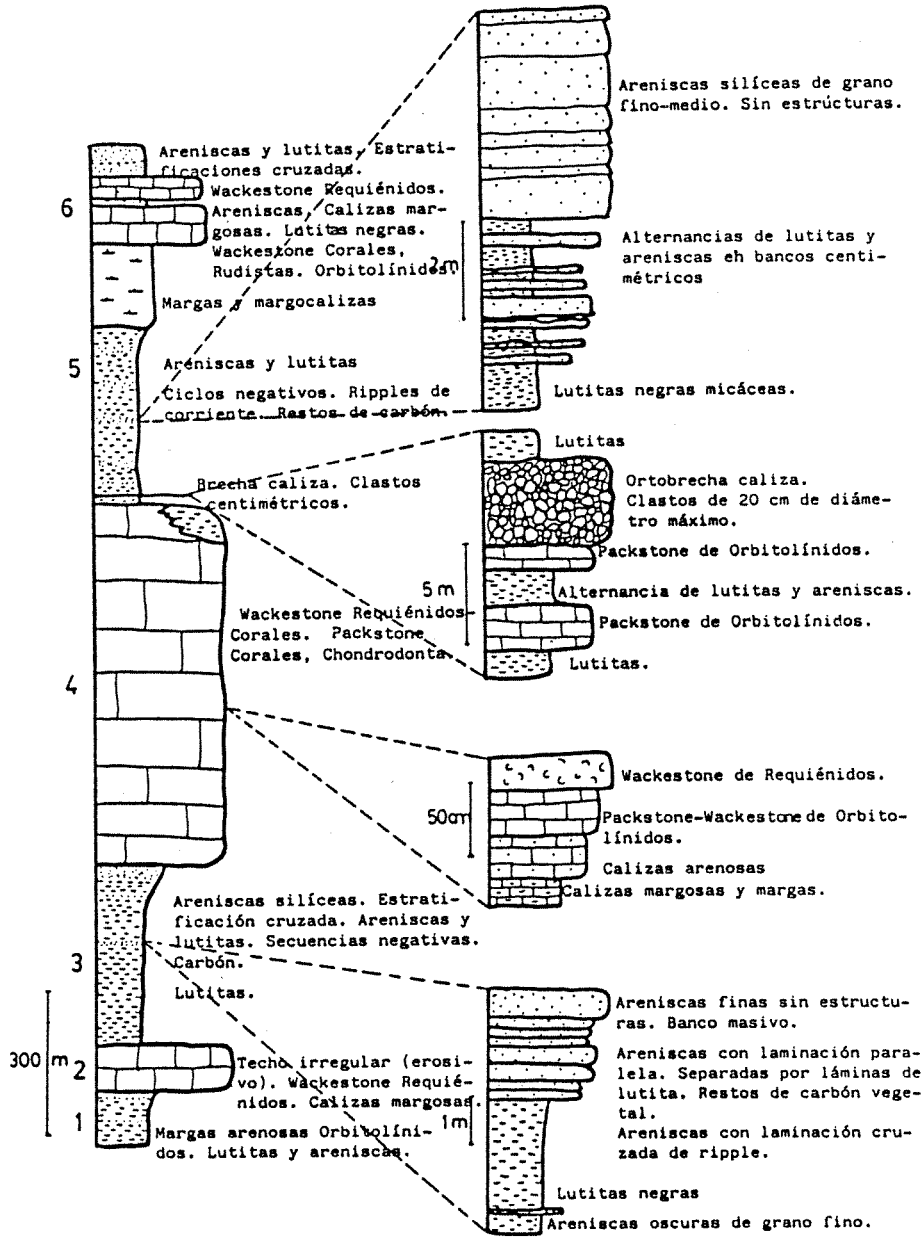


Fig. 86. Columna estratigráfica simplificada de la terminación periclinal de Ezkubaratz (anticlinal de Dima), entre Errelletabaso y Chupilatarra. Las columnas de la derecha representan diversos ciclos-tipo menores a diferentes alturas estratigráficas. Los tramos de la columna izquierda numerados del 1 al 4 constituyen propiamente el complejo urgoniano, tal y como lo hemos definido; los tramos 5 y 6 (calizas de Chupilatarra) pertenecen al conjunto sedimentario supraurgoniano. Aptiense inferior - albiense medio.

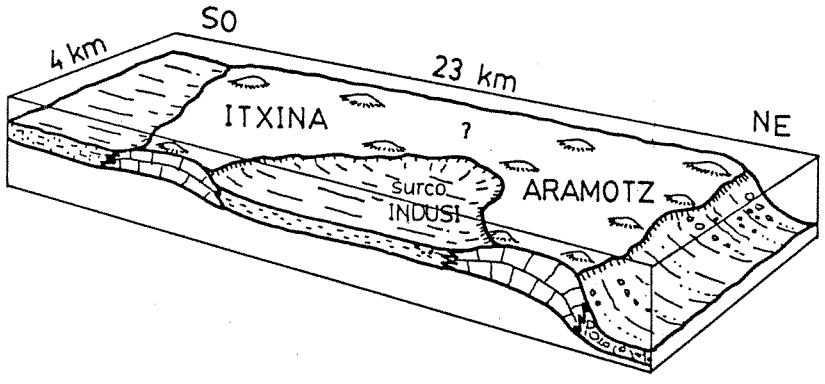


Fig. 87. Bloque diagrama paleogeográfico del hipotético banco carbonatado de Itxina-Aramotz (Albiense inferior). En la transversal SO-NE sobresalen dos surcos menores (Indusi y S de Itxina) y el surco mayor del sinclinorio de Vizcaya, situado al norte de Aramotz.

Sobre cada uno de los tramos mencionados destacan sendos niveles de espesor superior al hectómetro (2, 4 y 6), constituidos por calizas micríticas, calizas margosas, calizas arenosas, margas y lutitas, que forman ligeros entrantes en el relieve, respecto a los descritos en primer lugar. En conjunto, se aprecia en ellos un mayor contenido en terrígenos finos. Son frecuentes los ciclos de descontaminación en terrígenos, que constan de, al menos 3 términos: a, calizas margosas; b, calizas micrítico-margosas con monopleuridos y c, calizas micríticas con requiénidos.

Los monopleuridos son rudistas simples (COOGAN, 1977); se trata de organismos inequivalvos ligados al sustrato mediante su valva derecha que es generalmente cónica o enrollada en espiral; la valva izquierda es normalmente de menor talla, baja, operculiforme y sólo ligeramente enrollada. La sección del cuerpo de la valva fijada es marcadamente oval y la concha externa es lisa o bien presenta finas líneas de crecimiento y/o finos estratos verticales. La concha posee dos capas, y su espesor total en el ejemplar adulto alcanza de 1 a 5 mm.; la capa interna es de calcita cristalina grosera y la capa externa es de calcita que conserva la estructura original. En nuestro estudio aparecen asociados a condiciones de plataforma interna (lagoon) a veces sometida a contaminación arcillosa.

Los requiénidos son también rudistas inequivalvos, fijados mediante su valva izquierda que es también mayor que la operculiforme derecha; la valva fijada está enrollada en espiral en tanto que la libre tiene forma de disco concéntrico o cono bajo. Externamente la concha es lisa o posee finas protuberancias longitudinales; internamente consta de dos capas y es fina y compacta. En nuestro estudio su aparición se produce en varios subambientes de la plataforma que van desde la parte superior del talud y borde de plataforma hasta áreas del interior restringido de la misma.

El techo de la unidad es netamente diacrónico, observándose numerosas indentaciones de calizas de plataforma y terrígenos someros en diversos puntos; así se individualizan pequeñas cuencas intraplataforma, como el caso de Artxarte (4, Fig. 85), o bien se desarrollan pináculos arrecifales localizados a modo de protuberancias en el techo calizo, en virtud del "bucket principle", como en el caso de Iturburu (5, Fig. 85), en donde el crecimiento carbonatado coralino alcanza una extensión lateral de unos 800 metros y un espesor de alrededor de 50 metros.

(5) En Indusi existe un sinclinal menor asociado al anticlinal de Dima, con similar dirección general NO-SE; la estructura se dibuja fundamentalmente en base a la existencia de un espeso caparazón calizo, correspondiente en su práctica totalidad a la unidad de Aramotz. Sin embargo, la potencia de la caliza en este sector es sensiblemente inferior a la estimada al NE y E, en las sierras de Aramotz y Ezkubaratz. Concretamente, los mínimos se alcanzan en el área situado al O de Ezkubaratz, en el sector denominado Lezartu; allí los carbonatos son reemplazados por terrígenos marino-someros correspondientes a un pequeño paso mareal.

En el flanco NE del sinclinal se ha levantado una columna estratigráfica siguiendo el trazado del arroyo de Indiviti, en la que se han diferenciado 7 tramos (Fig. 89):

1. Lutitas, areniscas y, hacia la parte superior, margas y calizas margoso-arenosas con lamelibranquios en tránsito gradual al tramo segundo.

2. Biostromos y biohermos de espesores métricos, constituidos fundamentalmente por wackestones de requiénidos, corales, ostreidos, gasterópodos y radiolas de equinodermos. En el corte efectuado a través del monte Divaley no aparece la intercalación terrígena 3, observable en el fondo del valle del Indiviti.

3. Lutitas negras alternantes con areniscas finas y calizas micríticas (mudstones), sin apenas restos fosilíferos a escala micro o macroscópica y con espesores centimétricos. Este nivel disminuye paulatinamente de potencia hasta acuñarse en pocos cientos de metros hacia el NO.

4. Es de naturaleza eminentemente caliza, y en él resalta un gran biohermo de rudistas, constituido por wackestones de requiénidos y gran número de espículas de esponja, miliólidos, orbitolínidos, radiolas de equinodermos, microforaminíferos y algas calcáreas rojas; son frecuentes también pellets, intraclastos y texturas reticuladas. El núcleo biohermal pasa lateralmente a facies wackestone-grainstone bioclásticos de flanco arrecifal.

5. Constituye una intercalación terrígena de mayor extensión que la 3, aunque se indenta con calizas de plataforma del área de las cuevas de Balzola al NO de este corte, y se extiende sobre varios kms. hacia el SE. Está formada por alternancias de areniscas, lutitas, calizas margosas, calizas arenosas y grainstones bioclásticos.

6. Son calizas micríticas con rudistas (requiénidos y monopleuridos), gasterópodos y corales, que forman estructuras arrecifales métricas a decamétricas de tipo "reef mound"; además se presentan como facies minoritarias los grainstones de rudistas y las calizas margosas con espículas de esponja. Un atributo particularmente interesante de este paquete es el carácter localmente erosivo que posee su techo, y que ha permitido la correlación de los flancos NE y SO el sinclinal. Concreta-

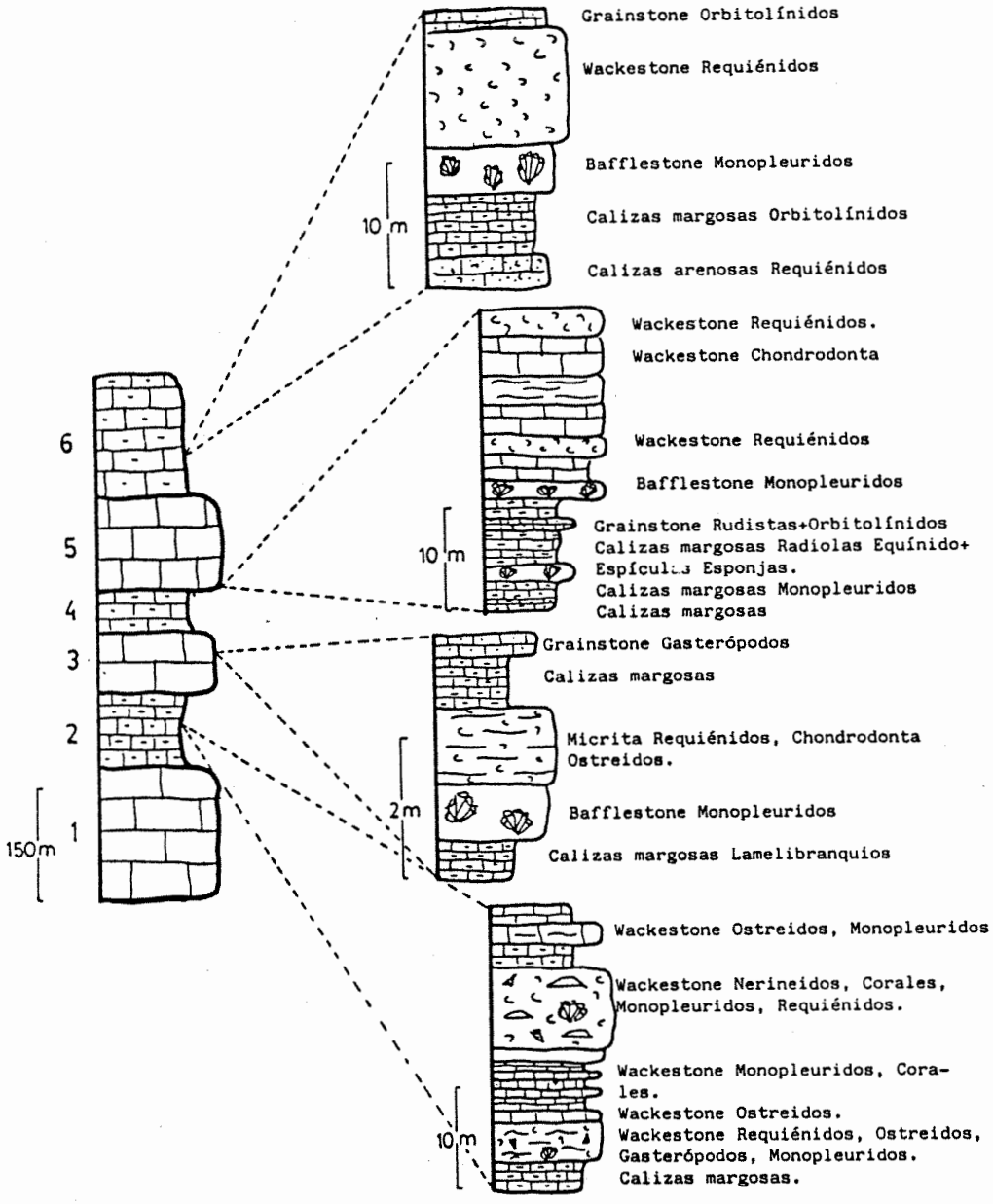


Fig. 88. Columna estratigráfica general del sector de Urmeta (unidad de Aramotz), con especificación de secuencias-tipo en variso intérvalos. Numerados del 1 al 6 aparecen los grandes tramos a los que se hace referencia concreta en el texto. Plataforma carbonatada.

mente, unos 500 metros al este de Ventafría, siguiendo la carretera general a Otxandiano, existe una pequeña cantera que permite observar el irregular techo calizo, en el que se excavan varias pequeñas depresiones de dimensiones métricas (Fig. 90), cuyo relleno es un conjunto de margas replegadas y cantos calizos de naturaleza diversa que flotan en la matriz; se interpreta como procedente de fenómenos de "debris flow".

Localmente, a techo de estas calizas, en la cercanía de la citada pequeña cantera, se ha observado un tipo de facies diagenética que guarda estrecha similitud con la descrita a techo de esta misma unidad de Aranguio. Se observa cómo un conjunto de grietas o fracturas irregulares que cortan subperpendicularmente a la estratificación, aparecen rellenas de terrígenos no carbonatados, fundamentalmente lutitas y areniscas de grano fino a medio. Su espesor es de unos 4 cms., y se pueden presentar hasta 3 sistemas de fracturas subparalelas que desaparecen lateralmente. La formación de esta porosidad secundaria en las calizas podría haber ocurrido en respuesta a disolución por aguas meteóricas en el techo del banco carbonatado de

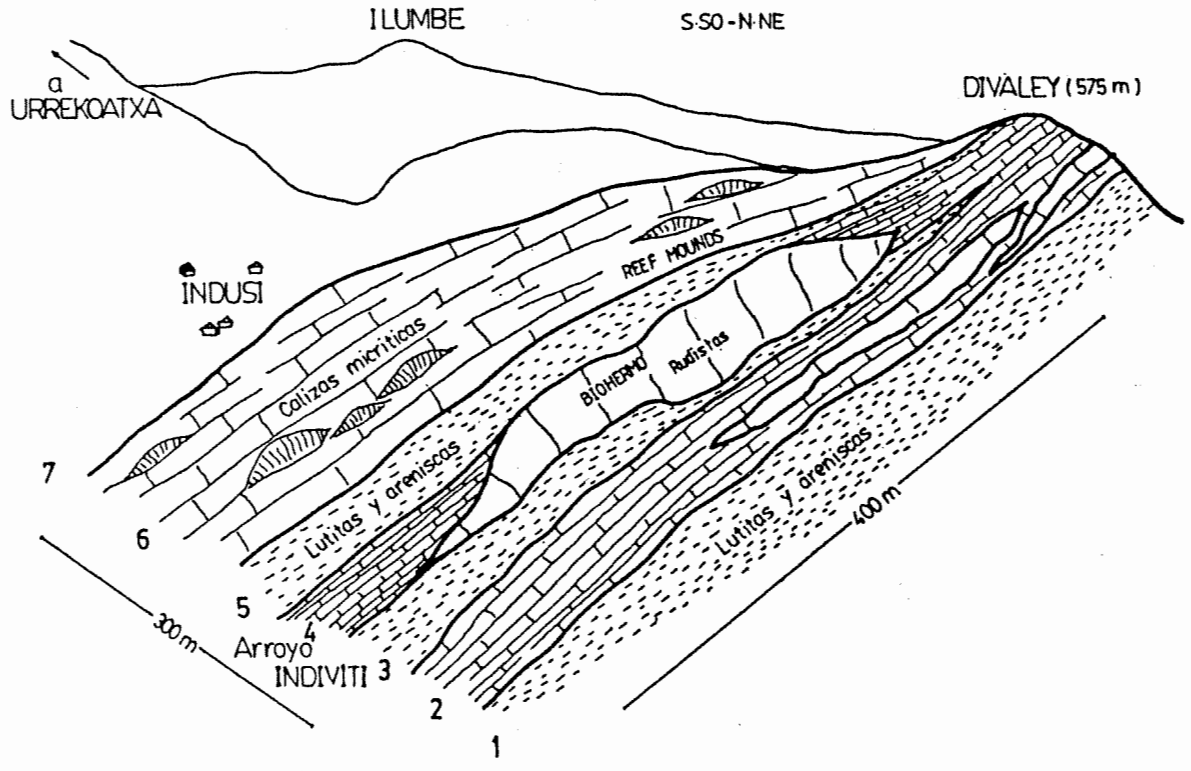


Fig. 89. Corte estatigráfico parcial del flanco SO del anticlinal de Dima en el sector de Divaley, con diferenciación de los principales tramos distinguidos en la unidad de Aramotz (2 a 6). El intervalo 4 aparece constituido por un montículo arrecifal de rudistas (facies masiva), individualizado entre facies calizas regularmente estratificadas. Buzamiento regional aproximado de 45 grados hacia el S-SO. Esquema realizado desde peña Errelletabaso.

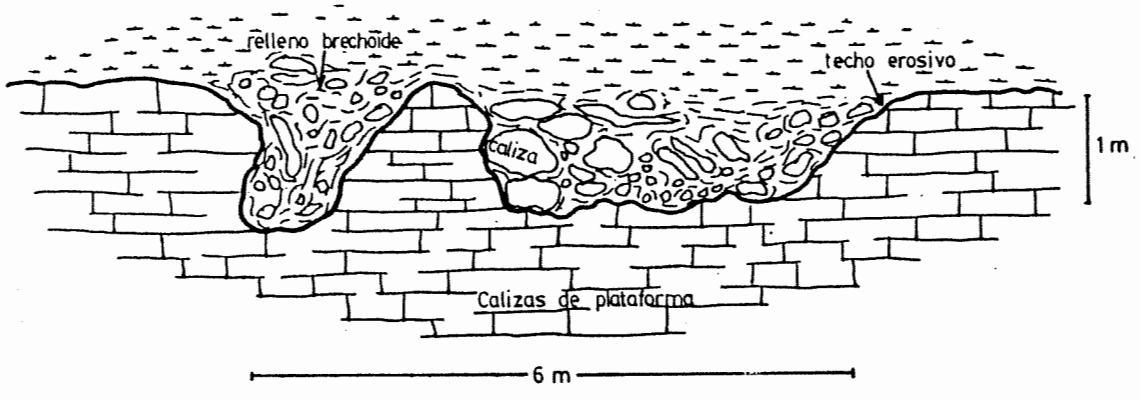


Fig. 90. Acanaladuras erosivas a techo de las calizas de plataforma del flanco NE del sinclinal de Indusi (unidad de Aramotz). El relleno lo constituyen un conjunto de materiales margoso-brechoides, interpretados como depósitos de flujos de derrubios.

Aramotz en Indusi (flanco NE), como resultado de una caída relativa del nivel del mar.

El nivel brechoide del techo calizo en el flanco NE se puede seguir cartográficamente en el flanco SO, permitiendo comprobar cómo existen aún por encima, en este último, al menos 200 metros de calizas (Urrekoatxa), en tanto que su equivalente en el flanco NE son lutitas, margas y niveles de brechas calizas centimétricas correspondientes al tramo 7 de la Fig. 89. La falla de Indusi a pesar de que corta el nivel brechoide (que sirve de correlación entre los dos flancos del sinclinal), posee un salto insignificante, inferior a la decena de metros, lo que apoya nuestra correlación interflancos.

Las calizas de Urrekoatxa cambian además de facies hacia el SE a lutitas, areniscas, calizas arenosas y calizas margosas del área de la ermita de San Blas (Fig. 91).

Este tránsito permite deducir un margen de suaves pendientes de tipo rampa carbonatada. Este dato junto con los tránsitos de mayores pendientes hacia el NE (Indusi) ya mencionados (Fig. 92), y en sentido NO en Aránzazu (Yurre), permiten, teniendo presente la falta de afloramientos para inferir la evolución de la unidad hacia el SO, emitir la hipótesis de la probable individualización de un banco carbonatado aislado en el área de Indusi SO (Urrekoatxa) en el Albiense medio. Esta característica no se observa de modo aislado, sino que parece una constante en el techo de la unidad de Aramotz, en donde hemos citado varios ejemplos de crecimientos pinaculares tardíos en Pagotxueta (Bernagoitia) e Iturburu (Mañaria).

Este banco de Urrekoatxa (Urri) aparece compuesto, fundamentalmente, por calizas micríticas y calcarenitas, junto a proporciones menores de calizas margosas y margas. En su base el predominio corresponde a grainstones-rudstones de metazoos rotos (corales, rudistas; A, (Fig. 93), que indican depósito de ambientes de plataforma carbonatada somera dentro del nivel de oleaje. Hacia la parte superior se observa un mayor predominio de las facies de calizas micríticas, con una gama variada de organismos enteros, frecuentemente en posición de vida, que parecen flotar en la matriz micrítica de grano fino (B. Fig. 93).

Los ciclos más frecuentes son AB, siendo A un nivel de potencia variable constituido por calizas contaminadas en terrígenos, calizas micrítico-margosas o margoso-arenosas con orbitolínidos y espículas de esponjas, y B un nivel constituido por wackestones de grandes metazos (corales, requiénidos y **Chondrodonta**) en posición de vida. Se interpretan estos ciclos en base a periódicas avenidas de aguas enturbiadas con arcillas a la plataforma carbonatada, e incluso podrían reflejar

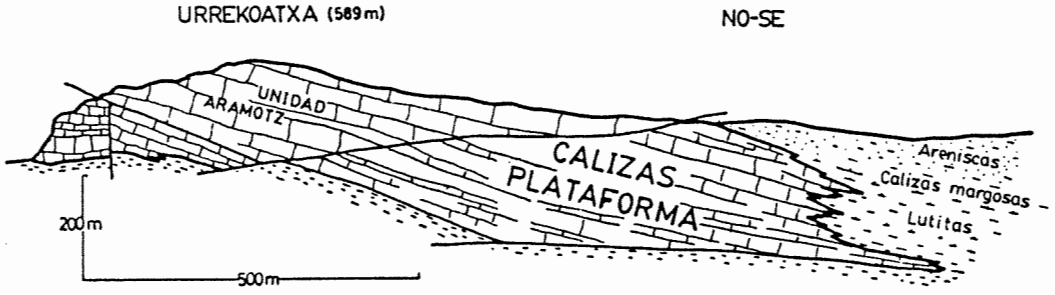


Fig. 91. Evolución lateral de la unidad de calizas de Aramotz en el flanco SO del sinclinal de Indusi. Cambio de facies a lutitas y margas de la unidad Murugain. Buzamiento regional aproximado 20-25 grados. Esquema realizado a partir de fotografía con teleobjetivo efectuada desde peña Zamburu (Gorbea).

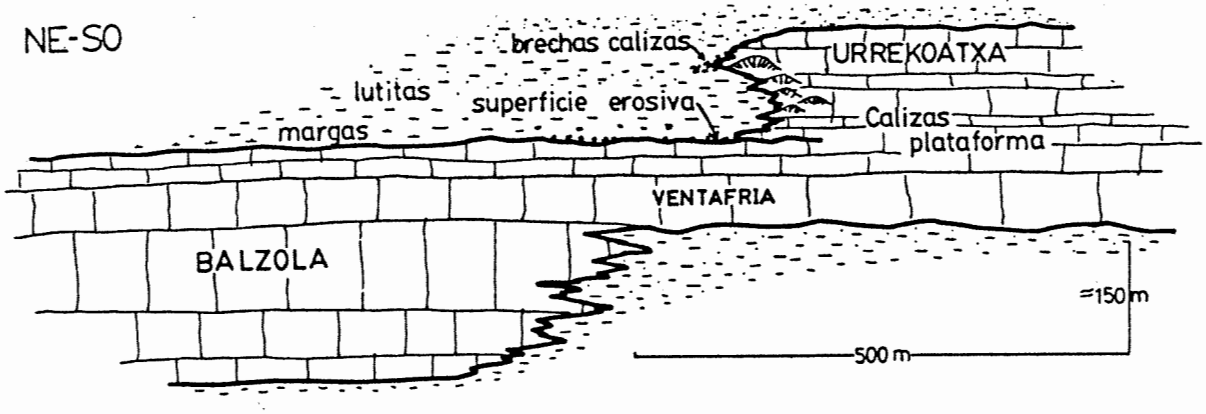


Fig. 92. Reconstrucción de las relaciones de facies en el sinclinal de Indusi (unidad de Aramotz). A destacar el diacronismo de muro y techo en las calizas de plataforma de este sector.

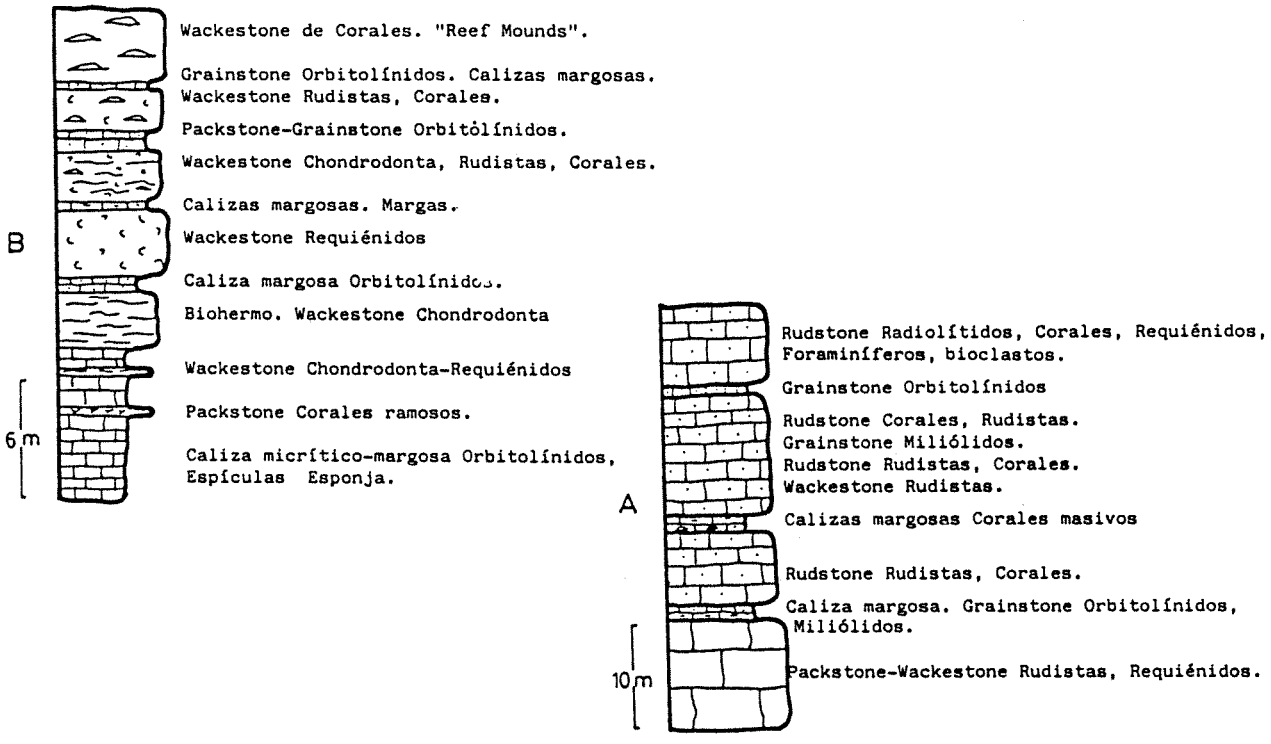


Fig. 93. Secuencias-tipo en las calizas del flanco SO del sinclinal de Indusi. A: parte inferior, y B: parte superior de la unidad de Aramotz. Plataforma carbonatada. Albiense medio.

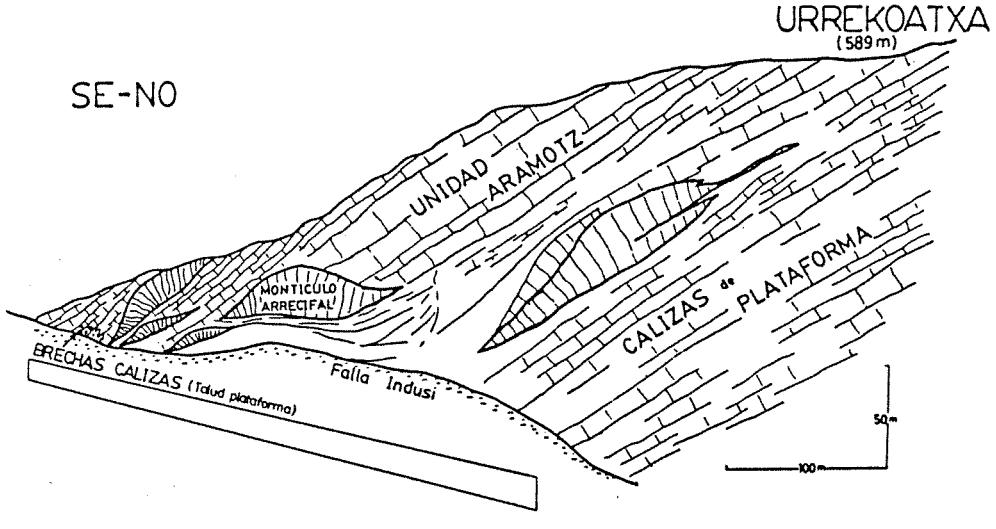


Fig. 94. Estructuras arrecifales de tipo "reef mound" de rudistas en las calizas de plataforma del flanco SO del sinclinal de Indusi (unidad de Aramotz). A destacar la progradación de los carbonatos de plataforma hacia el SE. Buzamiento regional aproximado de 35 grados. Perspectiva obtenida desde peña Balzola.

subambientes coexistentes en superficie, según la ley de WALTHER.

Es muy probable que la localización de la falla de Indusi en el borde ENE del afloramiento calizo del flanco sur del sinclinal, responda a una zona de cambio de facies preexistente, ya que se han observado adosadas al bloque calizo, en su punta sudoriental, brechas calizas intraformacionales de talud carbonatado; éstas son equivalentes laterales del conjunto arriba descrito, del que destacan en este corte (Fig. 94) varias estructuras arrecifales de tipo monticular (rudistas), a escala decamétrica. El margen del banco experimentó un crecimiento preferentemente vertical ("upbuilding"), con una componente de progradación hacia el ESE.

3.3.4. LUTITAS Y ARENISCAS DE TELLAMENDI

En el área de Tellamendi, la unidad se compone de lutitas y areniscas alternantes en bancos de escala centimétrica a métrica. Las areniscas son de grano fino a medio, pudiendo mostrar laminación cruzada, estratificación paralela o cruzada (Facies Sc, Sb y Sa de JOHNSON, 1979), aunque más ocasionalmente pueden alcanzar tamaño grueso como en la cresta del propio monte Tellamendi. El análisis secuencial revela ordenamientos de tipo negativo a escala de 1 a 6 metros. Las areniscas pueden mostrar bioturbación o localmente ser calcáreas y contener abundantes restos de macroforaminíferos bentónicos de la familia Orbitolinidae. Las secuencias negativas se interpretan como resultado de la progradación de barras deltaicas de distribuidores en un ambiente general de plataforma con dominio siliciclástico.

En el área de Aranguio (tramo 4, Fig. 79) la unidad se compone de lutitas y areniscas, que hacia techo muestran intercalaciones de niveles calcáreos: areniscas calcáreas, calizas arenosas con orbitolínidos, radiolas de equinodermo y otros microforaminíferos, e incluso algunos pequeños parches arrecifales métricos de calizas micríticas con corales y rudistas. El conjunto se interpreta como depositado en una suave rampa terrígena adyacente a un edificio carbonatado, con una progresiva descontaminación en terrígenos hacia el techo que llevó aparejada la instauración progresiva de biotopos carbonatados de extensión lateral hectométrica.

3.3.5. CALIZAS DE LEMONA

Esta unidad se circunscribe a un área situada al norte del pueblo de igual nombre, en las inmediaciones de la gran cantera de peña Lemona. Está compuesta fundamentalmente por calizas micríticas con rudistas y corales, a las que se asocian calcarenitas bioclásticas. Otras litologías incluidas son margas, lutitas y areniscas.

En líneas generales constituye un cuerpo calizo subdividido por una intercalación terrígena intermedia. El corte de peña Lemona comienza por un tramo margoso que aflora en el propio centro municipal. Se trata de calizas margosas, margocalizas y margas (1, Fig. 95), packstone-wackestone de espículas de esponja que, en una clara tendencia a la somerización (aunque no se aprecia el contacto por la cobertura vegetal), dan paso al primer tramo calizo (2, 3 Fig. 95). Este está constituido por calizas micríticas de corales masivos y ramosos, rudistas, foraminíferos y lamelibranquios, además de calcarenitas de bioclastos. Los análisis de microfacies revelan el predominio de biomicritas (wackestones) de rudistas, corales, espículas de esponja, fragmentos de equinodermos, orbitolínidos, glomospíridos, miliólidos, **Lenticulina** sp. textuláridos, **Debarina hahounerensis** FOURCADE, RAOULT y VILA, **Nautiloculina sp.,** ostrácodos, algas dasycladáceas, gasterópodos, briozoos incrustantes y esponjas. Se interpretan como microfacies del SMF-8 y 9 de FLUGEL (1982), es decir, wackestones bioclásticos o micrita con organismos enteros indicadores de ambientes de platafor-

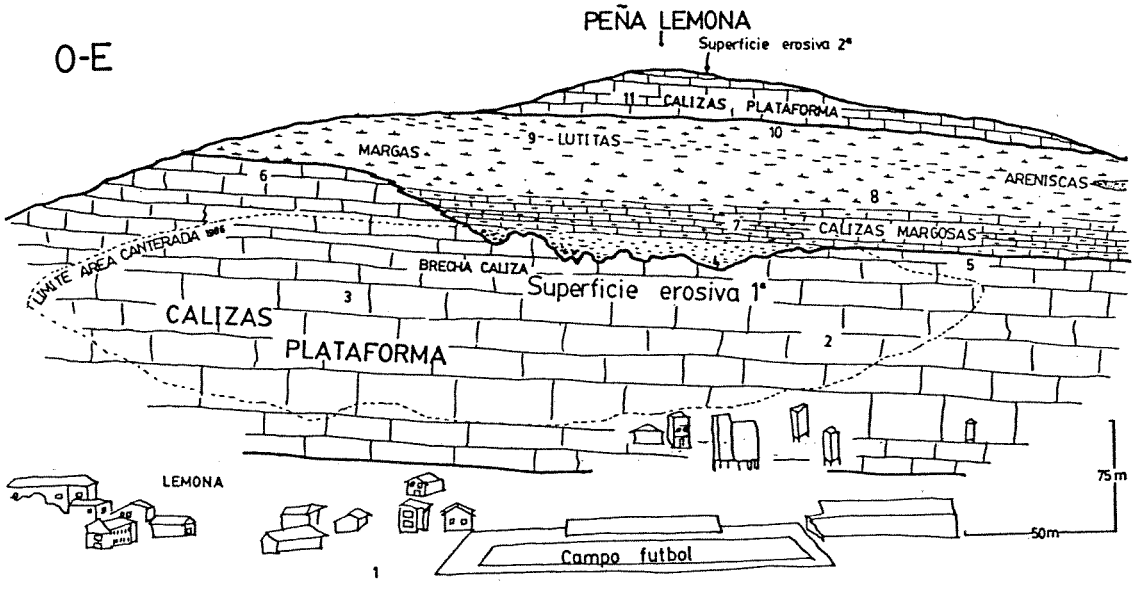


Fig. 95. Relaciones de facies en la ladera meridional de peña Lemona. Destaca la existencia de 2 litosomos calizos principales, cuyos respectivos techos culminan con sendas superficies erosivas. Esquema realizado desde la cantera de Arraibi, al sur de Lemona. Numerados del 1 al 11 diferentes puntos a los que se hace referencia en el texto.

ma, aguas someras con circulación abierta y de régimen hidrodinámico suave, en situación inferior al nivel base de oleaje. Localmente pueden ser importantes las texturas packstone o grainstones con cementos esparíticos, típicas del SMF-11 del mismo autor, y que caracterizan actualmente a ambientes sometidos a la acción constante del oleaje. (MILLIMAN, 1974).

Sin embargo, quizás el rasgo más sobresaliente del primer paquete calizo sea la superficie irregular, y erosiva que corona su techo, en el área central de la peña. En un sector de extensión próxima al centenar de metros se observan varios entrantes y salientes en el techo calizo, con una profundidad máxima de unos 15 metros. En apariencia, la superficie erosiva no se continúa lateralmente más allá de los límites del área canterada (en rayado discontinuo en Fig. 95) el relleno de las excavaciones está formado (4, Fig. 95) por lutitas negras piritosas y margas con intercalaciones centimétricas de niveles calizos brechoides, o bancos de caliza autóctona. El primer tipo de facies consiste por un lado en parabrechas con clastos de hasta 50 cms., embebidos entre lutitas replegadas y distorsionadas, y por otro en niveles centimétricos (de 8 a 40 cms.) de microbrechas (auditas, con clastos de 3 a 5 cms.), de continuidad lateral de pocos metros o decenas de metros, con granoselección por tamaños, ocasionalmente base erosiva y multitud de fragmentos rotos diversos de corales, rudistas, algas calcáreas y radiolas de equinodermos. Se interpretan ambos tipos como depósitos de flujos de gravedad, y se atribuyen a flujos de derrubios y a corrientes de turbidez, respectivamente. El otro tipo de facies carbonatadas autóctonas es cuantitativamente menos importante, y su aparición se ve muy limitada a ciertos surcos. Se trata de calizas micríticas oscuras, formando a modo de parches de espesor y extensión centimétricas (5 × 70 cms. aprox.), cuyos constituyentes fósiles más destacados son los corales masivos planares, o bien niveles de grainstone de corales que poseen igualmente escasa continuidad lateral.

Sobre las calizas micríticas, en el área oriental (5, Fig. 95) se disponen margocalizas y calizas margosas con restos de terebratúlidos y pectínidos. En cambio, en el área occidental (6, Fig. 95), el techo calizo de este primer tramo es estratigráficamente más alto (pocas decenas de metros) que en las áreas central y occidental, pero finalmente se observa que aparece coronado por margas y margocalizas del tramo terrígeno intermedio.

Este último consta de 5 niveles: el primero aparece encajado en las depresiones erosivas de la caliza inferior, y representa, su primer relleno (4, Fig. 95); su naturaleza ya ha sido reseñada más arriba. El segundo nivel es de margocalizas, margas y calizas margosas (7, Fig. 95), con ocasionales corales masivos silicificados y brechas calizas de cantos milimétricos a centimétricos; en sentido oeste pasan a calizas micríticas de plataforma, y en sentido Este, se siguen sobre una distancia considerable, apoyándose finalmente en solapamiento expansivo sobre las calizas micríticas del tramo primero (Fig. 95). El tercer nivel está constituido por margas (8, Fig. 95) con espículas de esponja. Sobre ellas aparece un cuarto nivel terrígeno no carbonatado constituido por lutitas finamente laminadas (9, Fig. 95) que hacia el este pasan a areniscas de grano fino a medio, con estructuras de corriente de tipo estratificación cruzada y cuyo espesor aproximado es de unos 8 metros. A continuación, el quinto y último tramo es margoso (10, Fig. 95), representando un nivel de transición a las calizas superiores de Lemona (11, Fig. 95).

Este último paquete posee un espesor medio de unos 30 metros en la vertical de la cruz, y se acuña en sentido este hasta desaparecer en unos 500 metros por tránsito lateral a lutitas y margas. Aparece constituido en la cruz por calizas micríticas y en menor proporción por calcarenitas; las primeras poseen texturas wackestone-packstone de corales masivos, gasterópodos, fragmentos de lamelibranquios (rudistas) y equínidos, miliólidos, algas dasycladáceas, **Bacinella irregularis** RADOICIC, orbitolínidos, espículas de esponja y otros microforaminíferos. La barra caliza, además de adelgazarse en sentido Este cambia de facies a ortobrechas calizas antes de desaparecer. Estas poseen tamaños de clasto de hasta 30 cms. y naturaleza variable, oscilando entre grainstones bioclásticos de radiolas de equínidos y orbitolínidos, y micritas de corales masivos.

Uno de los rasgos más destacados de esta caliza superior y sólo observable muy puntualmente (50 metros al Este de la cruz), es el carácter erosivo que muestra, asimismo, su techo (Fig. 96).

Se observan una serie de superficies irregulares que cortan la caliza. Y cavidades rellenas de margas replegadas, que engloban clastos calizos brechoides. La serie caliza encajante, por otra parte, muestra una evolución vertical desde términos micrí-

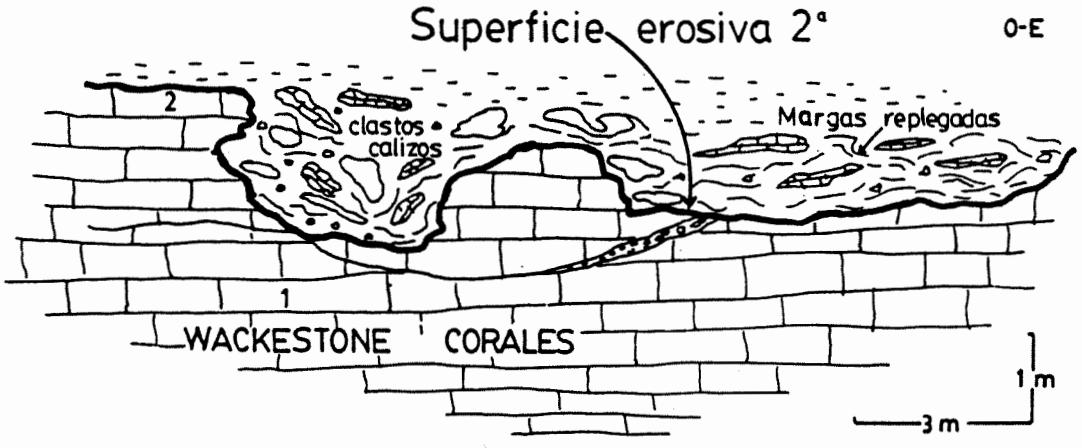


Fig. 96. Superficie erosiva a techo de las calizas superiores de peña Lemona. Obsérvese la naturaleza brechoide (debrita) del relleno de las acanaladuras. Ver localización en fig. 95. Colapso de la plataforma.

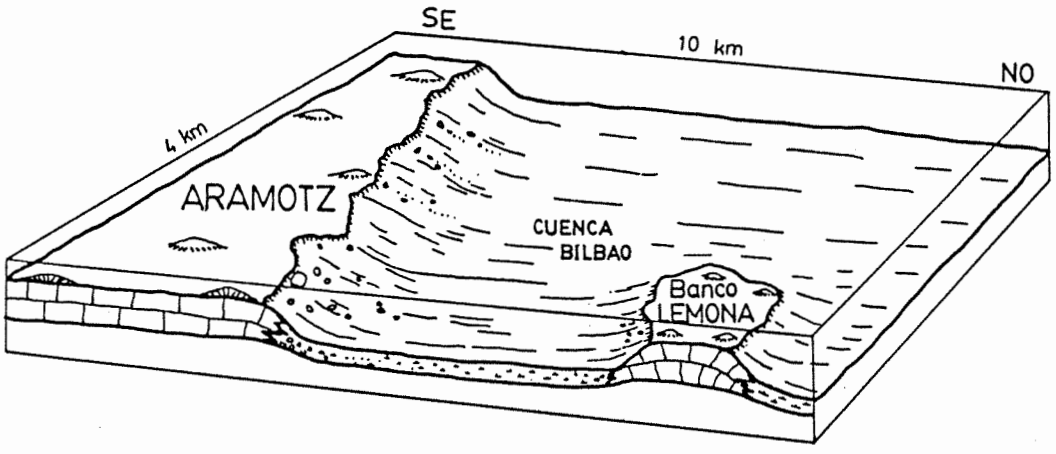


Fig. 97. Bloque diagrama paleogeográfico del borde NO de la sierra de Aramotz (Albiense inferior). El banco de Lemona constituye un arrecife pináculo aislado del banco o plataforma principal de Aramotz; ambos están separados por un área intermedia de cuenca intraplataforma.

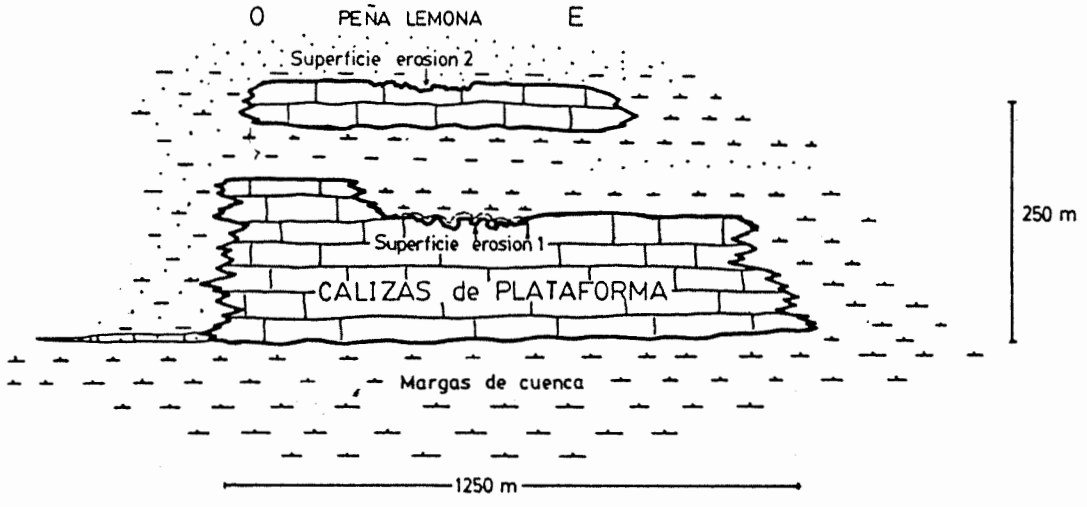


Fig. 98. Crecimiento carbonatado aislado de Lemona, englobado entre facies terrígenas de cuenca pertenecientes a la unidad de Bilbao. Se distinguen dos episodios de desarrollo de la plataforma que finalizan con sendas superficies de erosión. Estas condujeron a la detención de la "fábrica" de carbonato (exposición subaérea y/o erosión submarina subsiguiente).

ticos de corales (1, Fig. 96) a niveles calcareníticos en el mismo techo (2, Fig. 96); estos últimos son biopelesparitas con fragmentos de rudistas rotos, miliólidos y microforaminíferos biseriados.

En resumen, pues, hay que destacar que en Lemona la sucesión revela dos ciclos terrígenos-carbonatos (margas-calizas) que finalizan en ambos casos con sendas superficies de erosión, siendo la primera de mayor extensión e interesando un volumen superior de roca caliza infrayacente.

Es de destacar, de igual modo, que las calizas de peña Lemona se encuentran englobadas y rodeadas por calizas margosas y margas de la unidad de Bilbao, constituyendo un afloramiento calizo en parte coetáneo de la unidad calizas de Aramotz, pero separado de ella una distancia de unos 4 Kms., en los que predominan sedimentos margosos con ocasionales intercalaciones de calizas brechoides.

En conjunto se interpreta la unidad de Lemona, pues, como un crecimiento carbonatado aislado de aproximadamente 1 kilómetro de extensión lateral por 250 metros de potencia, que creció separado del banco principal de Aramotz, quedando entre ambos un pequeño surco o cuenca. Este arrecife estratigráfico constituye un "carbonate buildup" que experimentó una

significativa etapa intermedia de detención en su crecimiento (Fig. 98). La dinámica sedimentaria seguida por esta unidad se podría resumir en los siguientes puntos:

Sobre las margas de cuenca inferiores se instauraron las condiciones propias a nivel local (extensión limitada) para el desarrollo de un banco carbonatado o pequeña plataforma aislada. Esta creció verticalmente ("upbuilding") hasta que se produjo un evento que dio fin a su crecimiento en el área centro-oriental y creó erosiones a techo del banco en el área central; la creación de surcos y karstificación en el techo calizo hay que relacionarla con una etapa de caída relativa del nivel del mar.

A continuación solamente se reanudó el crecimiento de carbonato en el sector occidental del banco en tanto que las áreas centro-orientales permanecieron hundidas ("incipient drowning", KENDALL y SCHLAGER, 1981). Posteriormente, el hundimiento fue generalizado y el crecimiento vertical del arrecife se detuvo momentáneamente, como resultado de una alta tasa de subsidencia y/o un ascenso relativo del nivel del mar, que no pudieron ser compensados por la tasa de sedimentación carbonatada de aguas someras. Tras este período de sedimentación típica de cuenca intraplataforma se reanudaron las condiciones apropiadas para la sedimentación carbonatada, quizás como resultado de una ralentización en las razones de ascenso del nivel del mar; el banco de Lemona desarrolló así una última fase expansiva, involucrando un área ligeramente inferior a la del primer estadio, y desarrollando paleopendientes claras, al menos en sentido nordeste (hacia el actual sinclinorio de Vizcaya). La detención final del banco, probablemente, estuvo relacionada con otra etapa regresiva, que fue la responsable de la invasión de terrígenos del complejo supraurgoniano e incluso, de la formación de superficies de erosión en el techo de aquél.

La localización y desarrollo del arrecife en sus dos estadios de construcción habría estado controlada por la existencia de un alto relativo en el fondo marino, tal vez originado por un abombamiento debido a diapirismo incipiente ("pillow stage", sensu SENI y JACKSON 1983), que habría controlado el reparto de facies y, concretamente, el crecimiento arealmente restringido de la plataforma. Se trataría del estadio "almohadilla", en el crecimiento de los domos salinos; las almohadillas salinas se consideran como anticlinales o estructuras lacolíticas de sal, que dan lugar a variaciones litoestratigráficas en la serie suprayacente entre la cresta de la almohadilla y los surcos periféricos creados. Una de las posibles distribuciones de facies controladas por el movimiento sindeposicional salino, lo constituyen los arrecifes de rudistas cretácicos que crecieron en altos sobre almohadillas salinas en el norte de Méjico (ELLIOT, 1979). Otros ejemplos de arrecifes formados sobre estos altos topográficos controlados por halocinesis son los del Golfo Pérsico actual (PURSER, 1973), el Holoceno del NO del Golfo de Méjico (BRIGHT, 1977 y REZAK, 1977), el Oligoceno del estado de Texas (SCHAFSMAN, 1985) e incluso casos de edades similares a los materiales de este estudio, como los aptienses de Túnez (PERTHUISOT, 1981). En la cuenca vasco-cantábrica fue primero sugerido y luego demostrado que la migración del Keuper salino, que originó perforaciones en diversos puntos, comenzó en el Cretácico inferior (BRINKMAN y LOGTERS, 1968; GARCIA-MONDEJAR: diapiro de Cilleruelo de Bezana, respectivamente); entre los ejemplos de construcciones arrecifales sobre altos diapíricos de la propia cuenca, destacan los descritos por FERNANDEZ-MENDIOLA (1982) en el Albiense inferior y REITNER (1982) en el Albiense superior.

3.3.6. LUTITAS, ARENISCAS Y CALIZAS DE MURUGAIN (sectores de Murugain y Cruceta)

El estudio sedimentológico de esta unidad se aborda en dos sectores. En primer lugar en el flanco norte, localmente invertido (área de Tellamendi-Santa Agueda-Murugain), del anticlinal de Aramayona, cuyos materiales componen una banda de orientación NO-SE que es el tránsito lateral de la unidad de calizas de Aramotz (Amboto). En segundo lugar se estudia en el flanco sur del mismo anticlinal, en el sector de Cruceta-Eskoriaza, donde aflora otra banda urgoniana de orientación aproximada E-O, que constituye el tránsito lateral de la unidad de calizas de Aramotz (Aranguio).

La banda urgoniana de Murugain consta de lutitas, areniscas siliceas, margas, margocalizas, areniscas calcáreas, calcarenitas, calizas micríticas y brechas calizas. Las lutitas presentan laminación paralela con alguna capa milimétrico-centimétrica de areniscas; constituyen facies Mb sensu JOHNSON (1978) y se interpretan como depósitos de suspensión. Las areniscas (sublitarenitas) poseen estratificación cruzada de surco a escala media, con sets de 40 cms. de espesor promedio, que constituyen facies Sa sensu el mismo autor, y muestran ocasionalmente abundante bioturbación. Las margas son frecuentemente arenosas, bioturbadas, y en ocasiones, en el área NO, presenta intercalaciones de niveles calizos brechoides. Las barras calizas se presentan en 4 niveles estratigráficos diferentes de espesor decamétrico, que ya han sido mencionadas al tratar de la evolución de la unidad de Aramotz, desde Amboto hacia el SE. Aparecen intercaladas entre terrígenos y son preferentemente calcarenitas bioclásticas, aunque en menor proporción también contienen calizas micríticas de corales y rudistas. El análisis de microfacies revela por una parte grainstones de fragmentos de equinodermos y rudistas micritizados, microforaminíferos, cuarzo detrítico de tamaño arena y ejemplares de **Sabaudia minuta** HOFKER; por otra, biomicritas o wackestones de corales, esponjas, fragmentos de rudistas y equinodermos, **Bacinella irregularis** RADOICIC y algas calcáreas dasycladáceas.

La banda urgoniana aparece limitada al SO, por un importante accidente tectónico, la falla de Urkiola (IGME, 1978; hoja de Elorrio a escala 1:50000), que en realidad discurre por el sur de la banda caliza de Mugarra-Amboto, posee un salto máximo en la vertical de Uncillaitz, y se amortigua hacia Izpizte y Aramotz. Aún más hacia el SE, en la vertical de Andasto-Amilondo, la falla presenta un régimen opuesto, hundiéndose relativamente en este caso el urgoniano de la banda de Murugain respecto al wealdense del núcleo del anticlinal de Aramayona. Por otro lado, esa banda urgoniana se encuentra limitada al NO por los terrígenos del complejo supraurgoniano.

La unidad presenta en el barranco de Santa Agueda su punto de observación directa más asequible; sin embargo, existe otra serie de cortes subparalelos realizable entre Amboto y Murugain (Andasto-Armospo, Tellamendi, Murugain), que permiten establecer un cuadro general de facies (Fig. 99), del que se desprende como característica más significativa el adelgazamiento y acuñamiento de las calizas micríticas de Amboto hacia el SE.

Las interpretaciones paleoambientales de los materiales pertenecientes a esta unidad se han realizado considerando su relación con la unidad de Aramotz, atribuida ésta a una plataforma carbonatada somera. Existen, en este sentido, varias características que permiten suponer que el depósito de los materiales de la unidad de Murugain se produjo en fondos marinos de ligera mayor batimetría que la inferida para el banco carbonatado. Entre ellas y fundamentalmente la presencia de brechas calizas, localizadas en la parte superior de los cortes más proximales de la figura anterior; en segundo lugar la proporción de aportes siliciclásticos, que es máxima en la banda de Murugain y muy probablemente denota canalización a través de zonas deprimidas, o pasos mareales, interarrecifales.

En conjunto, pues, la unidad de Murugain representa una plataforma mixta, con depósitos netamente terrígenos respondiendo a la canalización de las avenidas de procedencia sur en este sector, o bien con depósitos carbonatados de alta y baja energía, reflejando momentos de expansión y coincidiendo quizás, con períodos de aportes terrígenos más localizados o menos importantes.

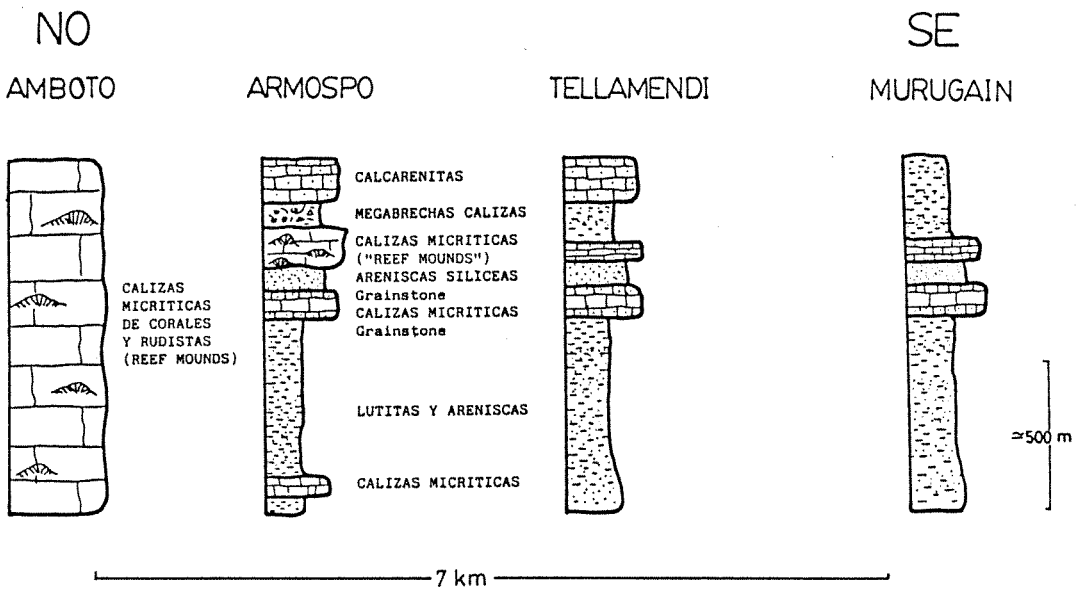


Fig. 99. Cortes seriados entre Amboto y Murugain, mostrando el adelgazamiento y acuñamiento de las calizas micríticas masivas de peña Amboto hacia el SE, y su reemplazamiento por terrígenos de cuenca intraplataforma.

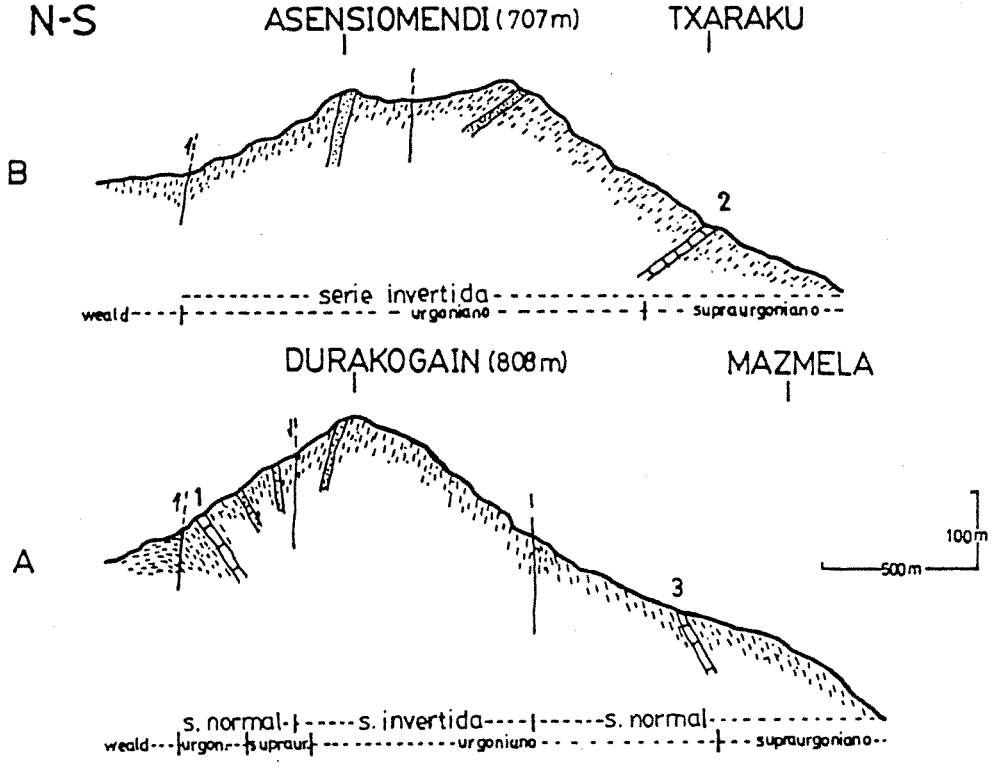


Fig. 100. Cortes geológicos de la unidad de Murugain en las inmediaciones del puerto de Cruceta (montes Durakogain-A, y Asensiomendi-B).

La banda urgoniana de Cruceta aflora con una dirección oeste –este entre el puerto de igual nombre y el pueblo de Eskoriaza. Su atribución al complejo urgoniano supone una novedad, ya que hasta el momento había sido atribuida cartográficamente a los conjuntos terrígenos wealdense y/o supraurgoniano (RAT, 1959 e IGME, 1978); este logro ha sido posible por medio del análisis cartográfico detallado del área y en base a la existencia de un nivel-guía carbonatado que permite dibujar la estructura general (Fig. 100).

El mayor volumen de sedimentos corresponde a lutitas y areniscas silíceas. Las lutitas presentan laminación paralela y son frecuentemente micáceas. Las areniscas, a menudo bioturbadas, son de grano fino a grueso con estratificación cruzada (Facies Sa, JOHNSON, 1978), e incluso hay niveles microconglomeráticos a techo de las calizas del Albiense inferior. Comúnmente, los niveles areniscosos poseen espesores que oscilan entre valores centimétricos y métricos, y localmente se han observado ripples de oscilación.

Las calizas están generalmente contaminadas por terrígenos arenosos (granos de cuarzo angulosos y subangulosos), y pueden mostrar estructuras nodulosas o "wavy". En microfacies se observan biomicritas arenosas con fragmentos de equinodermos, algas calcáreas rojas corallináceas, **Hensonina lenticularis** HENSON, **Cuneolina** sp., extraclastos, lituólidos y orbitolínidos; o bien bioesparitas empaquetadas, con peloides, extraclastos y bioclastos varios de: rudistas, orbitolínidos, miliólidos, **Pseudocyclammina** sp., **Lenticulina** sp., briozoos, esponjas, gasterópodos y ostreidos.

El corte de la unidad más accesible, aunque incompleto, es el de Durakogain (A, Fig. 100). Ascendiendo por la carretera de Aramayona a Villarreal de Alava, en la vertiente norte del puerto de Cruceta, unos 500 metros antes del mirador de la cima se observa un contacto mecánico entre las lutitas negras wealdenses y una banda discontinua (1, Fig. 100) del Albiense inferior-medio (**Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE formas evolucionadas, Schroeder comm. pers.); en base al alto grado de plegamiento de los materiales de la zona de falla y a la asociada inversión de capas al sur de la misma, se debe tratar de un accidente inverso con vergencia sur.

Por otra parte, en el corte de Asensiomendi pero, en este caso, en la vertiente meridional de la crestería, se localiza otro litosomo calizo discontinuo (Txaraku-Urasketa, 2 en Fig. 100); tal y como se ha podido corroborar en base a estructuras de techo (ripples de oscilación y linguoides en estratos areniscosos decimétricos de la serie encajante), la serie se halla mayoritariamente invertida. El litosomo calcáreo muestra un predominio de las facies grainstone de ostreidos y radiolas de equinodermos, comúnmente contaminados por terrígenos areniscosos; se observan en él, no obstante, pequeños parches arrecifales de naturaleza micrítica, constituidos por wackestones de requiénidos con dimensiones métricas embebidos entre los depósitos de alta energía. Localmente, en Txaraku, se observa cómo el techo de la caliza es irregular y erosivo, presentándose tapizado por una brecha heterolítica de clastos calizos y areniscosos, a la que se superpone un banco (6 metros) constituido por areniscas microconglomeráticas.

En resumen, pensamos que las bandas calizas 1 y 2 (Fig. 100) son, en realidad, un mismo nivel estratigráfico en base a criterios litoestratigráficos (similitud de facies) y bioestratigráficos (orbitolínidos afines). Mientras en el corte de Asensiomendi no aflora la banda caliza-1, o de la vertiente norte, en el corte de Durakogain (San Adrián) la ausente es la banda 2, o correspondiente a la vertiente meridional (posiblemente por su carácter discontinuo o parcheado). Sin embargo, existe un nivel calcáreo superior de calizas arenosas (2 metros) con corales (3, Fig. 100), al que se le superpone una serie lutítica superior en Mazmela, donde se ha reconocido un ejemplar de ammonites que sugiere ya el Albiense superior (complejo supraurgoniano) (GARCIA-MONDEJAR, comm. pers.).

La unidad de Murugain en Cruceta se interpreta, pues, como depositada en una plataforma mixta, con mayor influencia terrígena que en la propia área de Murugain. Existen, pues, menor número de intercalaciones carbonatadas, tal vez en razón de una posición más proximal del área de Cruceta respecto a las fuentes suministradoras de terrígenos.

3.3.7. CALIZAS DE UDALAITZ

Esta unidad se compone mayoritariamente de calizas micríticas, con intercalaciones menores de calcarenitas. Ambos tipos de facies se presentan en bancos estratificados de escala centimétrica a métrica, o bien muestran aspecto masivo domal, constituyendo biohermos decamétricos que afloran en la vertiente noroccidental de la peña Udalaitz. El análisis de microfacies revela, en conjunto, el predominio de las texturas wackestone de requiénidos y corales con orbitolínidos, fragmentos de equinodermos, gasterópodos, algas rojas (**Agardiellopsis cretacea** LEMOINE), algas verdeazules: **Bacinella irregularis** RADOICIC, miliólidos y otros microforaminíferos, así como frecuentes partículas peletoidales e intraclastos. Otra facies de importancia cuantitativa secundaria son las margocalizas y margas con espículas de esponja.

Las calizas organógenas de tonos blanquecinos en el exterior muestran abundantes restos de conchas enteras de rudistas (requiénidos); este carácter junto a la litología mayoritariamente micrítica, sugieren un enterramiento "in situ" en un ambiente de aguas tranquilas, probablemente bajo el nivel base de oleaje. WILSON (1975) considera que los rudistas cretácicos de Méjico y Texas se pueden agrupar en 4 conjuntos ecológicos. Uno de ellos corresponde a los biostromos de Requienia y Toucasia, que se asocian a ambientes marinos de "lagoon" formando parches de muy poco relieve sobre fondos marinos muy someros y resistiendo cambios de salinidad y temperatura. Según este autor, este tipo de facies se engloba en el cinturón 8 (de su modelo estandar) de circulación restringida en plataformas marinas. En general, se puede señalar que los rudistas vivieron en medios carbonatados puros de aguas claras, sin contaminantes arcillosos excesivos (excepto los monopleúridos); además, poseían una cierta tolerancia a las fluctuaciones de temperatura, salinidad y concentraciones de oxígeno, como parece deducirse de la ausencia en los biotopos típicos de rudistas, de organismos tales como braquiópodos o ammonites.

RAT (1959), señala los siguientes caracteres físico-químicos en los medios donde se formaban calizas urgonianas: salinidad normal, temperatura relativamente elevada, ausencia de terrígenos, aguas bien oxigenadas, poco profundas, sin agitación violenta y ricas en carbonato cálcico. PASCAL (1974), por su lado, define una facies tipo del urgoniano vasco-cantábrico, "las micritas con rudistas" a las que atribuye un régimen hidroenergético débil a moderado, una profundidad escasa, fondo plano, iluminación bastante deficiente y a veces un cierto grado de confinamiento.

El macizo calizo de peña Udalaitz está compuesto mayoritariamente por niveles urgonianos calcáreos y constituye un pequeño horst elevado respecto a materiales más modernos supraurgonianos que lo bordean. RAT (1959), considera que se trata de un abombamiento extrusivo cuya parte occidental acusa una fuerte comprensión dirigida hacia el NE, que puede hacerse responsable también de la inversión del flanco norte del anticlinal de Aramayona y de un cabalgamiento local cerca de Amboto. Analiza el sistema plegado de Udalaitz, ofreciendo varios cortes del anticlinal de Udala, sinclinal de Garagartza y "bourrelet" occidental.

Por nuestra parte, hay que señalar que la unidad de Udalaitz muestra una extensión horizontal máxima del orden de 4 Kms. y cambia lateralmente a las margas de Bilbao en los sentidos

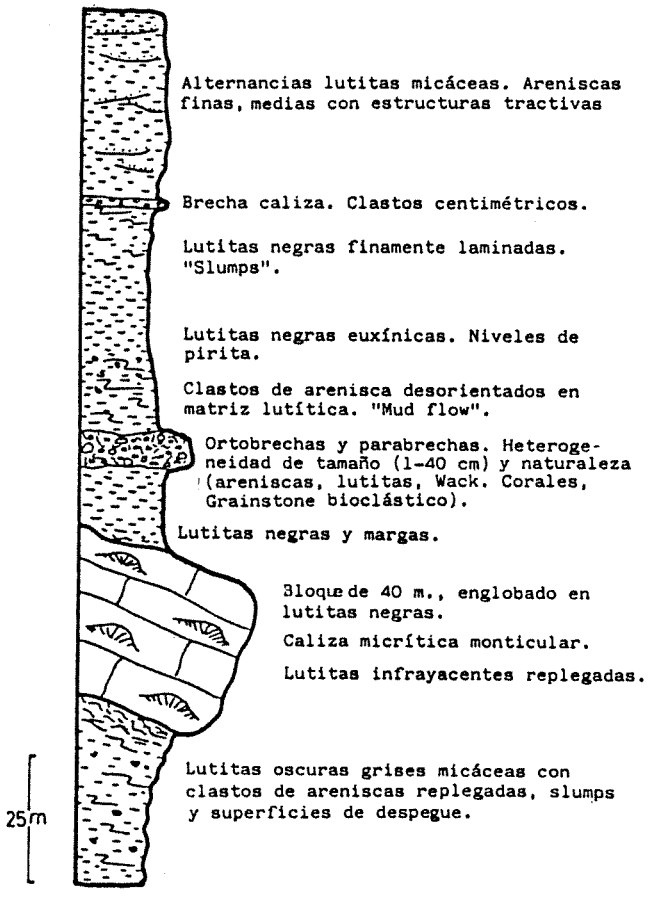


Fig. 101. Corte del barranco de Abola. Serie de talud carbonatado en el margen occidental del banco calizo de Udalaitz. Albiense inferior.

oeste, norte y este, y a la unidad heterolítica de Murugain hacia el sur. El análisis de estas relaciones laterales de facies, nos va a permitir especular acerca de las características paleoambientales del fondo marino urgoniano en este área.

En primer lugar, en los sentidos oeste y noroeste se observa cómo la unidad de caliza de plataforma, que constituye la cresteria del Udalaitz-Gallargain, pasa lateralmente a un conjunto de materiales (Fig. 101) aflorantes en el barranco de Abola. Estos están compuestos por lutitas y areniscas con repliegues y "slumpings" sinsedimentarios; olistolitos calizos decamétricos de naturaleza micrítica y base erosiva, resedimentados sobre lutitas a su vez replegadas; y finalmente brechas calizas intraformacionales menores (ruditas) intercaladas entre lutitas negras euxínicas y margas, con clastos centimétricos de naturaleza variada: arenisca, lutita, wackestone de corales y grainstone de radiolas de equinodermo. El conjunto de la serie se interpreta como de talud, con numerosos niveles residimentados de la plataforma carbonatada de Udalaitz, situada al este. Las brechas calizas muestran un ordenamiento vertical global positivo, en transición al complejo supraurgoniano que a su vez, viene tipificado por alternancias de lutitas micáceas y areniscas finas con estructuras de tipo laminación cruzada de ripple en bancos decimétricos, y por la desaparición de los niveles de sedimentación en masa gravitatorios.

En segundo lugar, hacia el este de la peña Udalaitz se observa en cartografía una banda de orientación NO-SE de materiales urgonianos, que se extiende sobre una distancia de al menos 20 kms. entre el barrio de San Prudencio (Vergara) y la vertiente norte del puerto de Etxegarate. Este conjunto de materiales eminentemente margosos es equivalente lateral de las calizas de Udalaitz, no observándose su extrema base dado que aflora a favor de un accidente inverso subparalelo a la orientación de las estructuras mayores del sector central del arco vasco. Se trata fundamentalmente de margas (Fig. 102), con algunas intercalaciones de calcarenitas, areniscas deslizadas y brechas calizas menores.

Estos materiales se interpretan en conjunto como depósitos de talud más o menos cercano a la plataforma carbonatada de Udalaitz, desde cuyo margen E se observa, al alejarse hacia oriente, un decrecimiento de tamaño de clasto brechoide intraformacional, pasando de elementos a escala métrica (San Prudencio) a valores máximos centimétricos (Landarraitz), hecho que sugiere un tránsito desde talud proximal a talud distal en dicho sentido.

En tercer lugar, la unidad calizas de Udalaitz muestra tránsitos hacia el SE y S en el área de Mondragón-Aretxabaleta, igualmente hacia margas de la unidad de Bilbao.

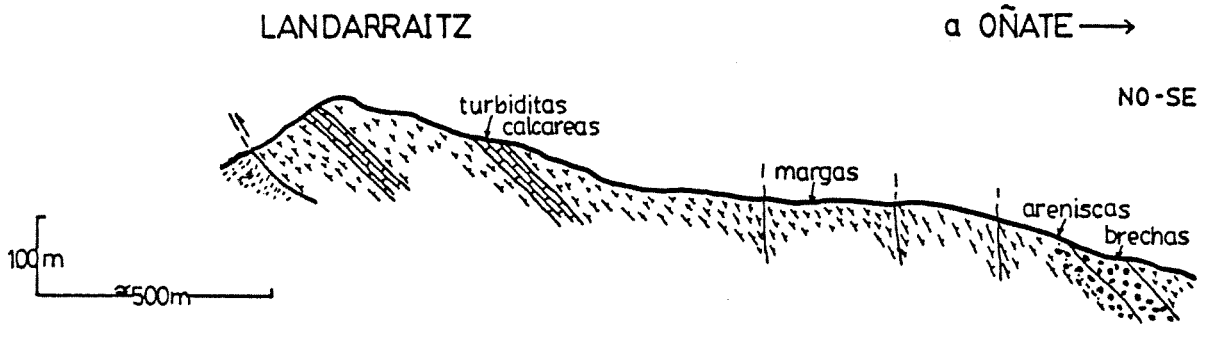


Fig. 102. Corte de peña Landarraitz (unidad de Bilbao). Serie esencialmente margosa con algunas intercalaciones de niveles turbidíticos y calcáreo-brechoides.

En Mondragón, esta última consta, además de margas (Facies G, MULLINS y COOK, 1986) con espículas de esponjas como litología dominante, de margocalizas y calizas micríticas con corales y rudistas, pero muy adelgazadas con relación a la potencia medida en la vertical del barrio de Udala; las lutitas y areniscas constituyen litologías de importancia secundaria en esta unidad.

En Aretxabaleta, concretamente en la entrada norte de dicha localidad, existe una pequeña cantera caliza, que aflora a favor de un accidente tectónico de envergadura (falla del sistema Urkiola-Aitzgorri, alineada NO-SE), que pone en contacto el wealdense de Aramayona con el urgoniano calizo aludido, siendo patentes los efectos del metamorfismo (mármoles en la zona de falla). Las calizas propiamente dichas en la zona de la cantera del kilómetro 81 de la carretera comarcal 6213 de Mondragón a Arlabán, muestran carácter fundamentalmente brechoide; se trata de margas con clastos calizos de bordes angulosos y talla centimétrica a métrica que se encuentran flotando en la matriz (Facies F, COOK y MULLINS-1986); se interpretan como derrubios resedimentados por procesos de transporte en masa gravitatorio ("debris flow"), probablemente a partir del banco carbonatado de Udalaitz. En microfacies se observan wackestones de miliólidos, radiolas de equinodermos, fragmentos de rudistas, orbitolínidos: **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al., y clastos de **Bacinella irregularis** RADOICIC, biopelmicritas o wackestones peletoidales.

En Udala, barrio de Uríbarri, se han observado facies de parabrechas calizas (facies F, sensu COOK y MULLINS-1986) muy similares a las de Aretxabaleta, con clastos de naturaleza variada: areniscas, lutitas y calizas de talla métrica; la ausencia de gradación por tamaños, la falta de organización, la fábrica y la presencia de grandes clastos tanto en las partes media como superior de los niveles, son caracteres indicadores de depósitos originados por deslizamientos gravitatorios en masa de tipo flujo de derrubios o "debris flow" según COOK et al., (1982) y MIDDLETON y HAMPTON (1976).

En cuarto lugar, las calizas de Udalaitz cambian en sentido SO a los materiales de la unidad de Murugain, que constituyen la banda urgoniana que se extiende entre las inmediaciones de peña Amboto y el propio monte Murugain, ya analizada anteriormente. La unidad de plataforma mixta de Murugain se indenta, pues, con los carbonatos de la plataforma de Udalaitz, no existiendo testimonios de pendientes acusadas en esta dirección.

En resumen, las calizas de la unidad de Udalaitz constituyen una plataforma carbonatada de dimensiones superficiales aproximadas de 4 × 4 kms., separada de otros dominios de sedimentación carbonatada somera (Aramotz-Zaraya-Aitzgorri) por sedimentos que denotan mayor profundidad de aguas. Se trata, por lo tanto de un crecimiento carbonatado aislado (banco carbonatado, Fig. 103) que poseyó márgenes sedimentarios, con taludes pronunciados en prácticamente todas direcciones (O, NO, E, SE); en el sentido SO los taludes eran más suaves, correspondiendo a una rampa moderadamente buzante.

3.3.8. MARGAS DE BILBAO

Se compone esta unidad eminentemente de margas con espículas de esponja que representan el tránsito de calizas de plataforma de las unidades de Aramotz, Lemona y Udalaitz. Intercaladas entre estas margas se encuentran lutitas, calcarenitas, calizas arenosas y brechas calizas intraformacionales con algún olistolito que supera el centenar de metros.

Aflora extensamente al NO y NE de la unidad caliza de Aramotz; en estas áreas seleccionaremos algunos puntos de especiales condiciones de afloramiento o situación estratégica, para su tratamiento detallado. A continuación abordaremos el estudio de la unidad en los sectores de: Ceberio, Aránzazu (Yurre), Belatxikieta (Lemona), Betzuen y Abola.

En Ceberio aflora una serie fundamentalmente margoso-lutítica por encima de los terrígenos del monte Mandoya (unidad

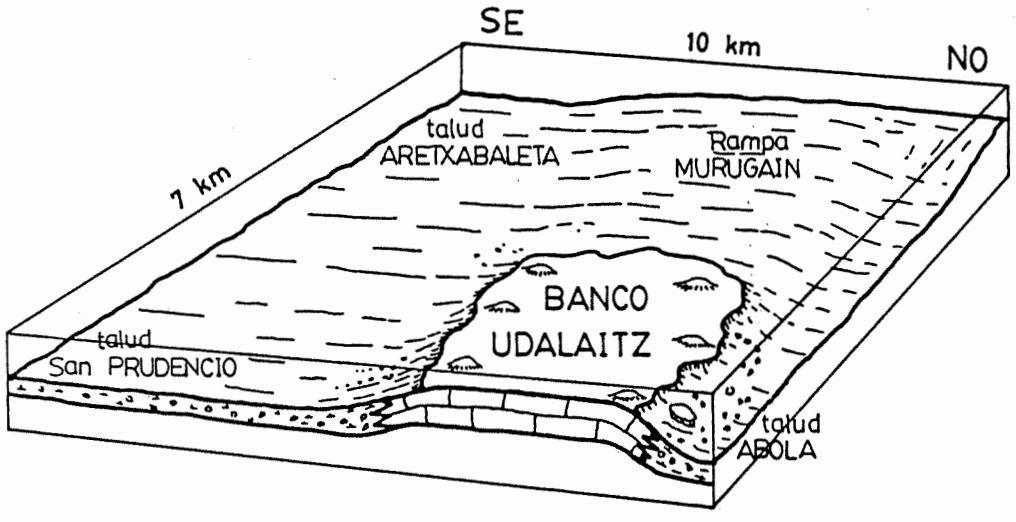


Fig. 103. Bloque diagrama-paleogeográfico del área de Udalaitz en el Albiense inferior. A destacar que el banco carbonatado aislado de Udalaitz poseía márgenes abruptos hacia el ONO (Abola) y ESE (San Prudencio-Aretxabaleta), y márgenes más suaves hacia el SSO (Murugain).

de Iñungane), en el flanco sur del anticlinal de Dima-Mandoya. Hacia su techo, y en proximidad de la falla de Villaro, aflora en el pueblo de Ceberio y alrededores un tramo de margas replegadas con intercalaciones de brechas calizas intraformacionales, que incluyen clastos de 2-3 metros de naturaleza micrítica o calcarenítica. Estos depósitos se interpretan como originados por mecanismos de transporte gravitatorio en masa, de tipo flujo de derrubios, e implican la existencia de paleopendientes en el fondo marino, cuya polaridad hemos podido inferir a partir de los análisis de facies de materiales coetáneos y de reconstrucciones paleogeográficas. Además, mediante el estudio conjunto de estas series de talud carbonatado, ha sido posible efectuar la reconstrucción hipotética del antiguo margen occidental de la plataforma o banco carbonatado de Aramotz-Itxina.

En Aránzazu, un pequeño barrio situado unos 500 metros al SO de Yurre, se ha levantado un corte de alrededor de 200 metros de espesor, (Albiense inferior) a través del río Arratia (FERNANDEZ-MENDIOLA, 1982) hasta la falla de Villaro. La serie es fundamentalmente lutítico-margosa pero presenta niveles de brechas calizas esporádicamente intercaladas (Facies A y F, sensu MULLINS y COOK, 1986), que revelan, en conjunto, una evolución secuencial positiva: en la parte basal del corte, se aprecian los niveles brechoides más potentes y con tamaño de clastos máximo (hasta decamétrico); ambas magnitudes se van reduciendo a la vez que las brechas se hacen menos frecuentes hacia techo. Las margas y lutitas representan la sedimentación autóctona de talud-cuenca, en tanto que las brechas calizas se interpretan como niveles alóctonos depositados a partir de flujos de derrubios que actuaron en intervalos de tiempo cortos, repetidos y de intensidad decreciente en el tiempo.

La serie se inicia con un tramo lutítico inferior que da gradualmente paso, por enriquecimiento progresivo en carbonato, a un nivel de calizas micrítico-margosas con espículas de esponja, que ya posee algunos niveles de "slumping" testimoniando la formación de taludes sedimentarios (1, Fig. 104). A continuación se observan alternancias de margas con nódulos diagenéticos y brechas de clastos calizo-micríticos de talla métrica doblados y replegados. Tras un intervalo cubierto afloran unos grandes paquetes calizos (talla decamétrica), aparentemente discontinuos, sobre los que se asienta el puente romano del pueblo (2, Fig. 104), y cuyos contactos inferiores y superiores no son observables; sin embargo, dado su encuadre en una serie de talud arrecifal, sugieren un emplazamiento sinsedimentario. Por encima se sitúa un nivel de ortobrechas de unos 3 metros de espesor, cuya base a pesar de no observarse nítidamente, parece irregular y canaliforme (3, Fig. 104), en tanto que su techo es neto y brusco. La excavación basal en forma de canal sobre la masa de sedimento lutítico autóctono habría sido originada por un flujo de derrubios muy cargado, pues a pesar de poseer textura de armazón de clastos la proporción de matriz es alta, y además es preciso tener en cuenta el efecto de compactación post-deposicional del sedimento fangoso matricial. El depósito de material transportado en masa se debió producir por una congelación rápida del flujo, quizás en respuesta a un decrecimiento de la pendiente deposicional del talud. Por otro lado, se observa una grosera gradación normal dentro de este paquete, pues los clastos mayores, de tamaño máximo de unos 2 metros, se localizan en la parte inferior, en tanto se aprecia en el techo un nivel centimétrico de calcarenita, que se interpreta como el depósito de una corriente turbulenta o cola de "debris flow", que arrastra pequeñas partículas (HAMPTON, 1972). Otro rasgo característico de este tramo es que las lutitas suprayacentes solapan aparentemente su techo (onlap, Fig. 105), testimoniando la existencia de relieves sindeposicionales en el fondo marino, que influyeron en el depósito de niveles superiores. Unos metros por encima (4, Fig. 104) se observa, al pie de una pequeña presa, un clasto calizo redondeado de unos 3 metros, aislado entre sedimento lutítico autóctono deformado. Se interpreta como la caída de un bloque aislado al pie de un talud arrecifal. El nivel brechoide 5 (Fig. 104) posee un espesor de unos 2 metros y se sitúa a techo de un nivel de calizas margosas; constituye una ortobrecha con clastos métricos resedimentados a partir del propio talud. A continuación y tras un tramo importante de sedimentación subautóctona de lutita, con intercalaciones de areniscas en ritmos milimétricos con laminación cruzada de ripple, que podrían representar depósitos de turbiditas diluidas, se observa, a nivel de 6 (Fig. 104), una ortobrecha caliza rellenando una superficie cóncava de 1 metro de profundidad máxima. Esta brecha se acuña lateralmente hacia el NE y SO en una distancia de unos 5 metros, ofreciendo una dirección de emplazamiento SE-NO, que se ve apoyada por la medida realizada en el nivel 7 (Fig. 104), que representa una ortobrecha parecida pero menor, de unos 20 cms. de espesor máximo por 60 cms. de extensión lateral, conteniendo clastos de 1-2 cms. de tamaño medio.

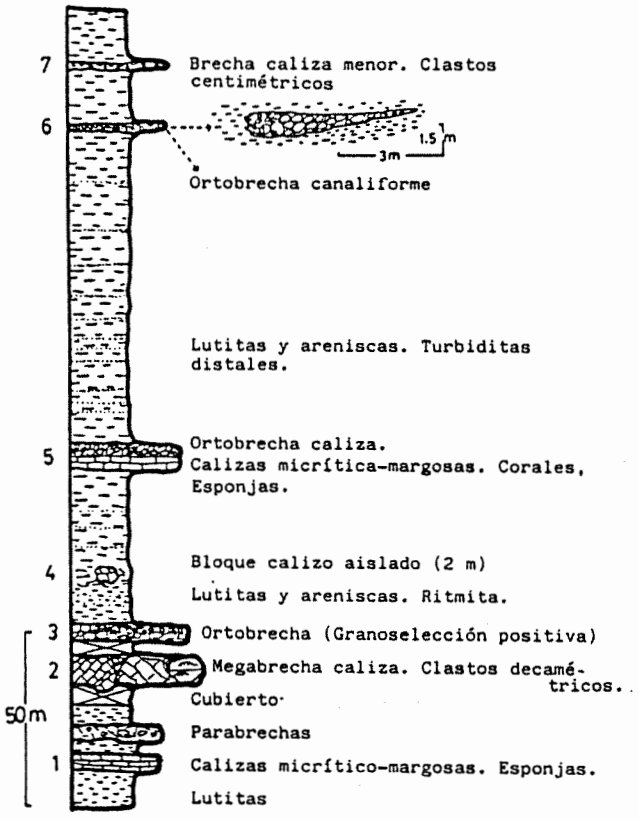


Fig 104. Columna estratigráfica de Aránzazu (Yurre). Unidad de Bilbao. Revela facies de calizas brechoides de talud intercaladas entre lutitas de cuenca. El levantamiento se ha realizado siguiendo el curso ascendente del río Arratia. Albiense inferior.

El análisis de facies del sector de Aránzazu, junto al que a continuación abordaremos para Ceberio permitirán conjeturar acerca de la posible pretérita (Albiense inferior) ligazón entre las calizas de Aramotz e Itxina.

La columna esquemática de Ceberio (Fig. 106) es el resultado sintético de 2 levantamientos efectuados en el flanco sur del anticlinal de Dima: primero a través del arroyo de Ibarrondo entre el caserío Etxarreta y Ceberio, y después entre los caseríos de Apala y Leitugui. El corte de la citada figura abarca desde el Aptiense inferior al Albiense inferior. Los niveles más bajos aflorantes se sitúan en el área a Mandoya SO y consisten en lutitas,

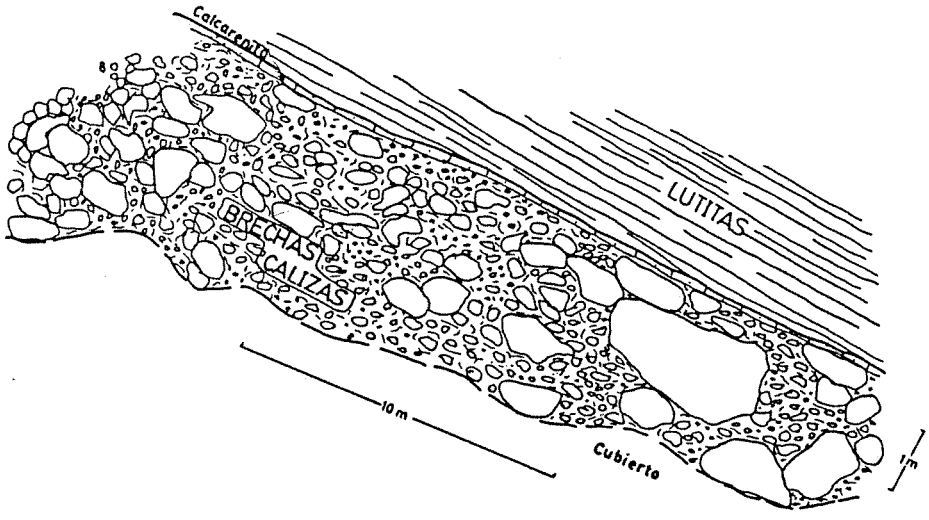


Fig. 105. Detalle de un cuerpo brechoide subtabular intercalado entre las lutitas de cuenca de Aránzazu (Yurre). A destacar que al techo del banco se observa un nivel centimétrico de naturaleza calcarenítica y se interpreta como la cola diluida de un flujo de derrubios. Las suprayacentes van solapando ("onlap") al nivel alóctono de izquierda a derecha. Ver localización en nivel 3 de fig. 104.

margas y areniscas finas dispersas en bancos centimétricos (1, Fig. 106). Las lutitas ocasionalmente engloban ejemplares de ammonites del género **Deshayesites** sp., y las areniscas pueden ser calcáreas y contener orbitolínidos; las margas son generalmente arenosas y suelen contener abundantes restos de espículas de esponjas y, en menor medida, de orbitolínidos. En esta serie, asimilable a la anteriormente citada unidad de Iñungane, aparece además intercalado un nivel de roca volcánica de unos 3 metros de espesor, perfectamente interestratificado entre areniscas con estructuras de corriente, que podría corresponder a un sill volcánico inyectado con posterioridad a la sedimentación. A continuación se sitúa el primer nivel calizo del corte (2, Fig. 106), que consta de calizas micríticas con rudistas y corales masivos; calizas micrítico-arenosas y margas con corales, rudistas y equinodermos; aparecen además: **Palorbitolina lenticularis** BLUM. y **Choffatella decipiens** SCHLUM.; este nivel se podría asimilar a la unidad de Errelletabaso, de edad Aptiense inferior alto. Por encima se sitúa un tramo terrígeno (3, Fig. 106) compuesto de lutitas negras con esporádicos niveles de areniscas silíceas, areniscas carbonatadas con orbitolínidos, ostreidos, textuláridos, equinodermos, etc., que lateralmente pueden pasar a crestones de areniscas silíceas resaltantes en el relieve. El nivel 4 (Fig. 106) se compone de calizas micríticas con requiénidos, radiolítidos, corales, equinodermos, etc., y margocalizas y margas con espículas de esponja; representa una recurrencia de las condiciones óptimas para el desarrollo de ecosistemas arrecifales urgonianos. El tramo terrígeno 5 (Fig. 106) consta de margas, lutitas y, hacia la parte superior, de materiales terrígenos en secuencias negativas con fenómenos de "slumping" y "mud flows", que se interpretan como depósitos de talud. Sobre ellos se localiza el tramo 6 (Fig. 106), constituido por bloques urgonianos de caliza micrítica de talla métrica, dentro de un conjunto margoso replegado (Facies A y F, sensu MULLINS y COOK, 1986); se interpreta como una megabrecha caliza intraformacional; en microfacies algunos clastos calizos son biomicritas con corales, radiolas de equinodermos, fragmentos de algas verdes codiáceas, fragmentos de rudistas, intraclastos, gasterópodos, miliólidos, **Bacinella irregularis** RADOICIC, **Charentia** sp., **Cuneolina** sp., espículas de esponja y numerosos rellenos geopetales. Inmediatamente por encima se localiza la falla de Villaro-Ubidea, que impide observaciones relativas a términos superiores. La correlación lito y bioestratigráfica junto al análisis sedimentológico y secuencial, nos inclina a hacer equivalentes los episodios megabrechoides principales de Aránzazu y Ceberio (techo).

En resumen, pues, la existencia de sendas series de talud relativamente proximal, en Aránzazu (Yurre) y Ceberio, apoya la hipótesis según la cual un margen de plataforma con un trazado orientado NNE-SSO, aproximadamente coincidente con la línea de diapiros Guernica-Murguía, se enfrentaba en el Albiense inferior hacia el oeste a una amplia cuenca intraplataforma en el área de Bilbao (Fig. 108). La megabrecha de Aldabide, al pie del talud de Itxina (en Gorbea), habría de ser englobada en este talud general de tipo "slope apron", que se nutría del borde de plataforma de Itxina (0)-Aramotz (0).

RAT (1959), ya había puesto de manifiesto cómo las calizas de Aramotz se indentaban con las margas de Bilbao, pero no llegó a definir un modelo de plataforma-cuenca con facies intermedias de talud. Nuestra aportación consiste en la detección de numerosos niveles de brechas calizas intercaladas entre esas margas (Fig. 107), en el área de Belatxikieta. Los clastos alcanzan ocasionalmente tallas decamétricas; estas facies se interpretan como depósitos de transporte en masa. Las lenguas brechoides de talud se restringen a un área próxima al margen de plataforma, de donde claramente proceden, siendo comúnmente rápida su desaparición distal; esto nos permite sugerir una pendiente deposicional hacia el NO en el Albiense inferior. Continuando el estudio de facies, en el mismo sentido se aprecia el predominio de margas en la cantera del sur de Lemona; se trata de depósitos de ambientes tranquilos, sometidos a aportes terrígenos finos abundantes, originados a profundidades superiores a las de las plataformas. Esto se deduce en primer lugar porque está ausente la fauna marina somera (rudistas, orbitolínidos), y, sin embargo, son relativamente comunes los organismos nectónicos (ammonites, belemnites) y los plantónicos (foraminíferos); y en segundo lugar porque se ligan a la plataforma a través de un talud deposicional. PASCAL (1984), sugiere

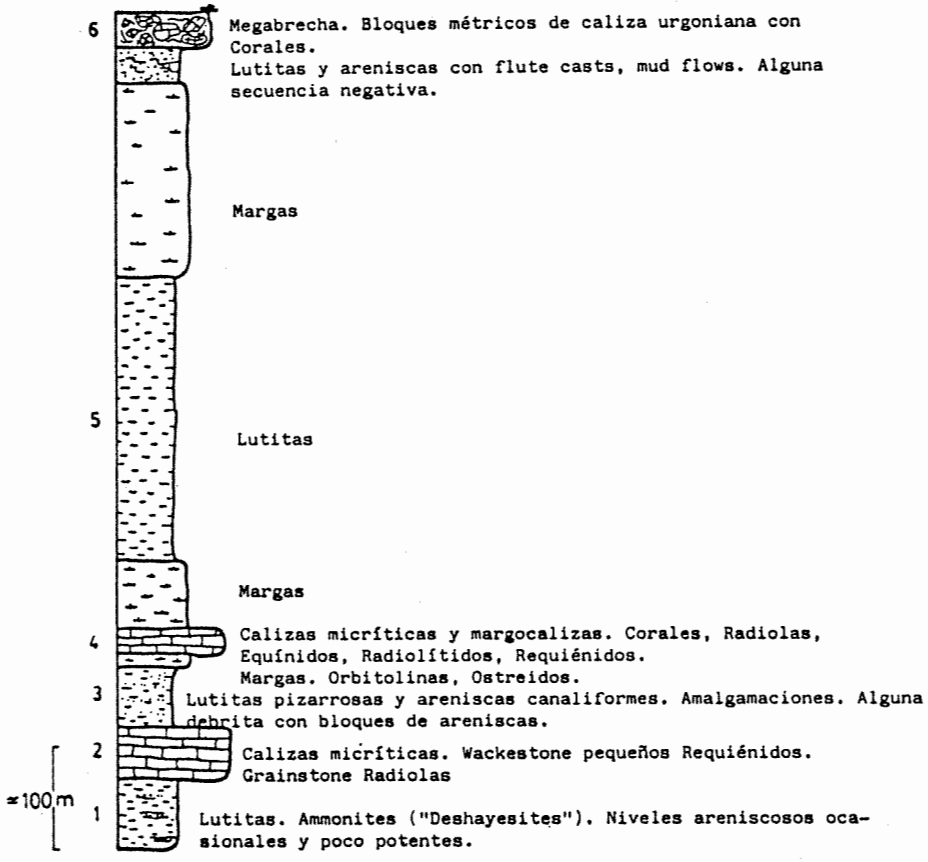


Fig. 106. Columna estratigráfica del flanco SO del anticlinal de Dima, en Ceberio. El levantamiento se ha efectuado siguiendo el arroyo de Ibarrondo, entre el caserío de Echarreta y Ceberio, y a continuación abarcando el tramo situado entre los caseríos de Apala y Leitegui. A destacar el nivel de megabrechas (6) correlacionable con los niveles de naturaleza similar descritos en Aránzazu (fig. 104, Yurre).

para este tipo de facies en la cuenca profundidades de depósito no excesivas, del orden de 100 a 200 metros, en base a las asociaciones de organismos características del dominio circalitoral y a la aparición de glauconita autigénica y nódulos fosfatados.

En los surcos de Betzuen y Pagotxueta (al NE de Aramotz), la unidad de margas de Bilbao representa el tránsito lateral de techo de la unidad de Aramotz, tal y como se ha señalado en el apartado referente a esta unidad caliza. Estos casos, junto con otros varios observados a lo largo de la barrera caliza Aramotz-Amboto, más la serie de talud de Abola, también analizada y que representaría el tránsito ONO de las calizas de Udalaitz, permiten individualizar un dominio de cuenca adyacente por el NE al banco carbonatado de Aramotz (Fig. 108). Tal dominio se habría situado en la posición aproximada del actual sinclinorio vizcaíno (FERNANDEZ-MENDIOLA, 1982), al menos en lo que se refiere a la parte final de la historia evolutiva de dichos bancos.

3.4. MACIZO DE AITZGORRI

3.4.1. LUTITAS DE ASUNTZETA

La unidad está constituida mayoritariamente por lutitas con fauna marina de lamelibranquios, distinguiéndose además areniscas, margas, calizas arenosas y calcarenitas. Las areniscas, frecuentemente carbonosas, se presentan en bancos centimétricos con estructuras de corriente, fundamentalmente laminación paralela y estratificación cruzada de surco a escala pequeña y media; son facies Sb, Sa, Ha y Hb según la clasificación de litofacies de JOHNSON (1978). Las margas son ocasionalmente arenosas y se presentan intercaladas hacia la parte superior de la unidad, en los sectores SE (San Adrián) y NO (Asuntzeta). Igual ocurre con las areniscas calcáreas, que poseen abundantes restos de ostreidos a veces de hasta 20 cms., y las calcarenitas, dispuestas en bancos de espesores inferiores al metro con estructura interna nodulosa.

Esta unidad terrígena representa (hacia su parte superior) el comienzo, aún balbuceante, de la instauración de las condiciones apropiadas para el desarrollo de la sedimentación arrecifal, que posteriormente originaría los grandes edificios calizos del área. Su techo es netamente diacrónico; en el área NO (Asuntzeta) y centro (al pie de Aloña) del macizo, se encuentra bajo las calizas de Katabera, efectuándose el tránsito de modo gradual; sin embargo, en el área SE (San Adrián, 1 Fig. 109) localmente llega a constituirse en equivalente lateral de las calizas de Katabera, en el sector de la cueva de San Adrián.

En conjunto, la unidad se interpreta como formada en un ambiente marino siliciclástico-somero, con probable influencia mareal (FERNANDEZ-MENDIOLA y GARCIA-MONDEJAR, 1985/86). Verticalmente se observa en ella un paulatino incremento en el contenido en carbonatos (margas, calizas arenosas y calcarenitas), así como en restos fósiles marinos; ello sugiere un cambio de condiciones de plataforma terrígena en la parte basal a plataforma mixta (terrígeno-carbonatada) hacia techo de la unidad, quizás como resultado de una transgresión marina sostenida.

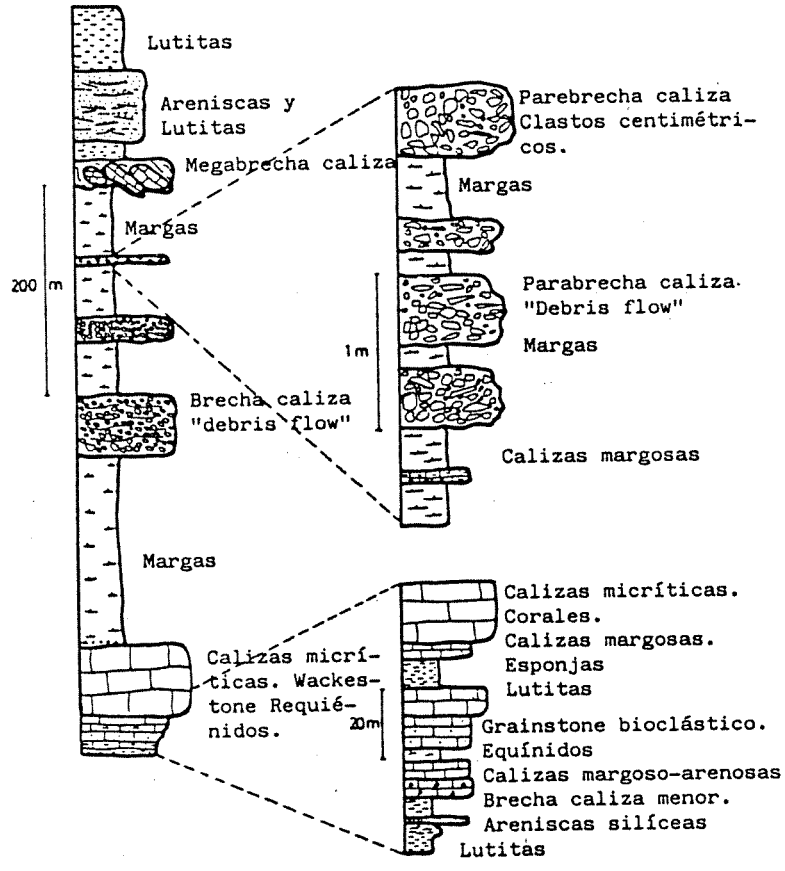


Fig. 107. Columna estratigráfica del área situada entre Belatxikieta y Lemona. Abarca mayoritariamente la unidad de Bilbao, que consta aquí de margas con paquetes de calizas brechoides intercalados. Estos materiales representan el tránsito lateral de las calizas de plataforma de Aramotz. Ampliaciones detalladas (derecha) de algunos tramos relevantes.

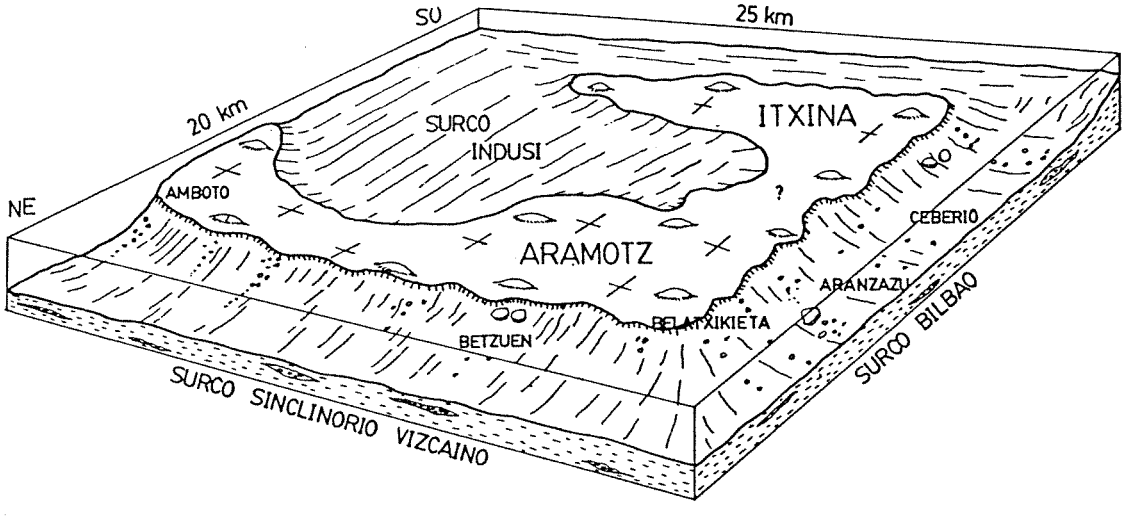


Fig. 108. Bloque diagrama paleogeográfico del banco carbonatado Itxina-Aramotz en el Albiense inferior. Cabe destacar su posición flanqueada por los surcos del sinclinario vizcaíno, Bilbao e Indusi.

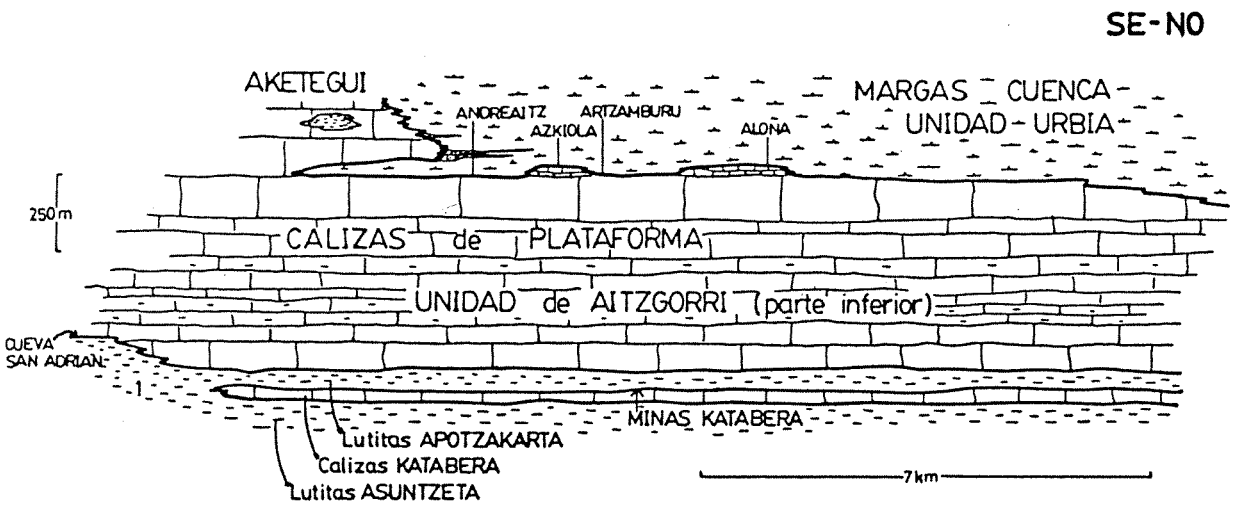


Fig. 109. Relaciones litoestratigráficas en la vertiente septentrional de la sierra de Aitzgorri-Aloña. A destacar el cambio lateral de facies de las unidades de Katabera y Aitzgorri basal hacia el SE.

3.4.2. CALIZAS DE KATABERA

Esta unidad aparece constituida por calizas muy fosilíferas que afloran en la vertiente septentrional de la sierra de Aitzgorri, sobre una distancia mínima de 30 kms. En la vertiente NO, bajo la sierra de Zaraya, la unidad aparece intercalada entre la serie terrígena inferior de Asuntzeta y la unidad terrígena superior de Apotzakarta. En la vertiente NE aflora en ambos flancos del anticlinal de Aitzgorri. En el flanco meridional lo hace al pie de la crestería del Aloña, en Katabera, de donde procede la denominación de la unidad (Fig. 109). En el flanco norte se conserva sólo de modo parcial, en el área de Beunde, en razón del cabalgamiento general de dicho anticlinal hacia el norte.

Los análisis de facies (sierra de Zaraya) revelan estructuras biohermales de talla métrica, embebidas entre facies de grainstones bioclásticos. Se interpretan como parches arrecifales micríticos o "reef mounds" rodeados por facies de flanco arrecifal. Los estudios de microfacies indican el predominio de las texturas packstone-grainstone, con fragmentos de corales y rudistas (perforados), orbitolínidos, miliólidos, equinodermos, serpúlidos, gasterópodos, **Glomospira** sp., **Ethelia alba** PFENDER, **Choffatella** sp., **Pseudocyclammina hedbergi** Maync, **Bacinella irregularis** RADOICIC y peloides.

Centrándonos en los afloramientos del flanco norte de la unidad (Beunde), cabe señalar que, en realidad, afloran dos bandas de calizas micríticas de rudistas y corales, con un espesor aproximado de 30 y 15 metros, respectivamente, separadas por un tramo terrígeno (Fig. 110).

Su inclusión, al menos parcial, dentro de la unidad de Katabera, se ha realizado en base a criterios de tipo bio y litoestratigráfico. Dentro del primer apartado cabe señalar la aparición de una asociación de orbitolínidos que ha permitido datar el Aptiense medio: **Palorbitolina lenticularis** BLUM. y **Orbitolina (Mesorbitolina) parva** DOUGLASS. Dentro del segundo, se deduce cartográficamente que las calizas de Beunde representan la continuación lateral de la parte basal de la serie caliza de peña Aratz; hacia el SE primero y, ulteriormente, dibujando el cierre periclinal de Umeldia en sentido NO, pasan a formar parte del flanco norte invertido del anticlinal de Aitzgorri. Por otro lado, un rasgo peculiar de esta unidad, como es el carácter netamente expansivo que exhibe en relación a las unidades carbonatadas superiores (Aitzgorri, Zaraya), apoyaría la atribución anteriormente reseñada.

La serie de Beunde se interpreta, en general, como depositada en una plataforma mixta (carbonatado-terrígena), dentro del marco general de un fondo marino somero con frecuentes avenidas de terrígenos finos (limos y arenas).

Destacan dos episodios de generalizada expansión de calizas con relativamente escasa fracción terrígena contaminante, que pudieron haber coincidido con unas condiciones restrictivas, al menos localmente, de este tipo de aportes. En la barra caliza inferior destacan los ciclos ABC, constituidos por una sucesión métrica de lutitas grises (1), calizas nodulosas con corales masivos (2) y calizas packstone de rudistas, corales, miliólidos, gasterópodos, equinodermos (3) (a. Fig. 110); conforman secuencias de descontaminación en terrígenos, en respuesta probable a una tendencia de somerización hacia arriba. Los terrígenos interbarras calizas muestran secuencias negativas métricas (B, Fig. 110) con cuatro términos ABCD; la sucesión se inicia con unas lutitas bioturbadas (A), sobre las que se observan alternancias de areniscas sin estructuras tractivas con burrows verticales, y mucha matriz lutítica (B); encima se aprecian areniscas con laminaciones cruzadas de oleaje ("offshoots") muy abundantes y "flasers" lutíticos (C); finalmente, el cuarto tramo es un banco potente de areniscas con estratificación cruzada de surco y deformación hidroplástica por escape de agua, que revela una alta velocidad de sedimentación. En conjunto, la secuencia se interpreta como resultado de la progradación de un pequeño lóbulo o barra de boca de canal distribuidor, sensu DAVIS (1983), en un ambiente deltaico; los caracteres de facies descritos tipifican, asimismo, algunos de los ragos principales de los subambientes de frente deltaico (DABRIO, 1984).

El límite superior de la unidad de Katabera corresponde al techo de la barra caliza que se extiende desde Beunde (SE) hasta Erlaitz (NO), pasando por Katabera. Representa el fin momentáneo de la sedimentación carbonatada en el área, cuya causa primordial fue una importante avenida de terrígenos someros de procedencia meridional, que integran la unidad suprayacente de lutitas y areniscas de Apotzakarta.

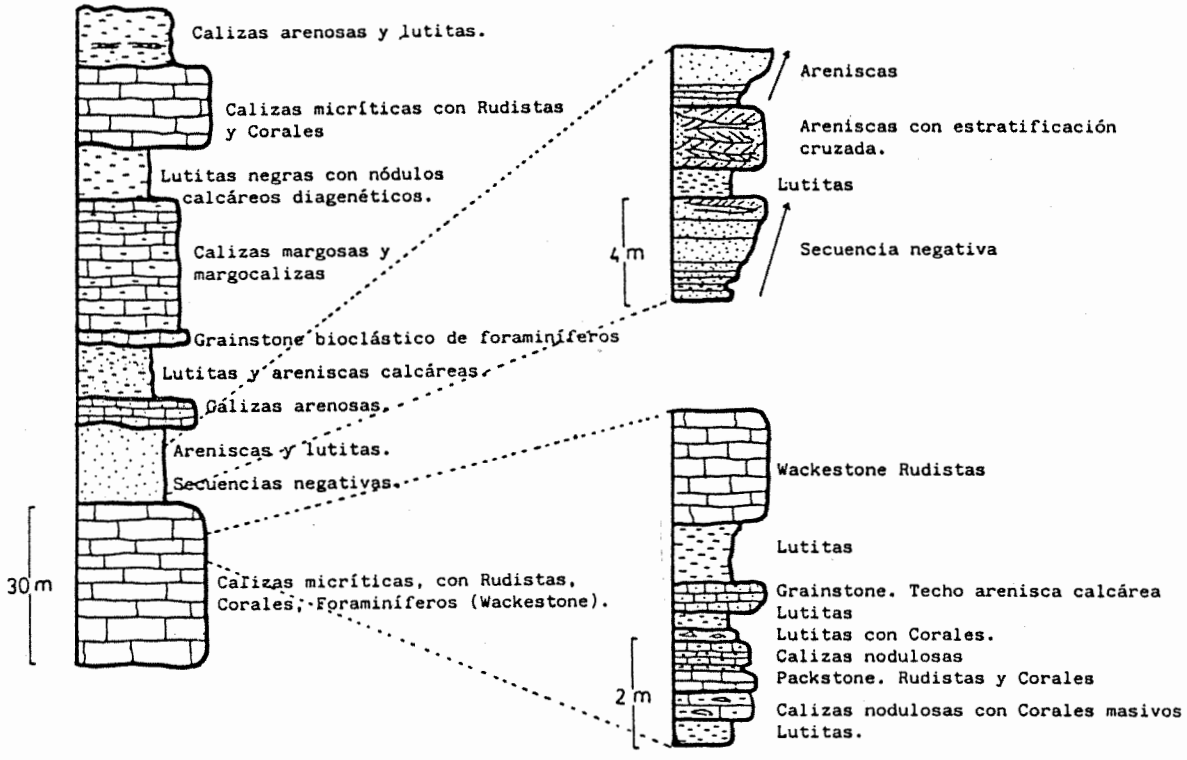


Fig. 110. Columna del flanco septentrional del anticlinal de Aitzgorri en el área de Beunde (Otzaurte), con ampliaciones detalladas de tramos significativos. Aptiense. Plataforma mixta.

3.4.3. LUTITAS Y ARENISCAS DE APOTZAKARTA

Esta unidad heterolítica se compone de lutitas y areniscas, que muestran una neta zonación en cuanto a su distribución areal. Las lutitas son de colores grises y se presentan comúnmente bioturbadas, alternando con niveles finos (centimétricos) de areniscas con estructuras de corrientes tractivas, tales como laminación cruzada de ripple (Facies Sc, sensu JOHNSON-1978). Se localizan principalmente en el área NE de la sierra de Aloña, sobre la propia mina de Katabera. Las facies de areniscas finas-medias con estructuras de corriente (estratificación cruzada de surco, Fig. 111) afloran al SSE de esas minas, en el área de Erlaitz-Apotzakarta (sierra de Zaraya occidental); se trata de facies Sa, sensu JOHNSON (1978), con proporciones menores de finos. Al parecer, pues, y según el principio de avance desigual, este tramo terrígeno interestratificado entre carbonatos de plataforma somera, representaría un evento de detención momentánea de la factoría de carbonato de aguas someras, bastante generalizado en el macizo de Aitzgorri, como resultado probable de un avance de la línea de costa hacia mar abierto (de sur a norte). Es decir, se habría tratado de una etapa regresiva ligada probablemente a un descenso relativo del nivel del mar.

3.4.4. CALIZAS DE ZARAYA

Esta unidad aparece constituida por calizas micríticas (wackestones a packstones), calizas esparíticas (grainstones), areniscas calcáreas, areniscas silíceas, lutitas, margas y brechas calizas. El predominio corresponde a las calizas micríticas, que presentan estratificación en bancos de potencia variable (centimétrica a métrica) y frecuentes estructuras arrecifales de tipo biohermo. Las areniscas poseen estratificación cruzada de surco ("trough cross bedding") a pequeña escala, laminación paralela y, en otros casos, ripples de corriente. Las margas son frecuentemente arenosas y presentan estratificación nodulosa. Las brechas calizas aparecen en áreas muy localizadas del borde nordoriental del litosomo, y poseen clastos de escala hasta decamétrica.

En conjunto, la unidad muestra un claro predominio de los carbonatos marino-someros. La evolución vertical revela como tras un comienzo en el que predominan las alternancias de carbonatos puros, margosos y ocasionales avenidas arenosas (A, Fig. 112 y Fig. 111), se incrementa gradualmente la proporción de carbonatos puros, hasta que en la parte superior de la unidad devienen absolutamente predominantes (B, Fig. 112).

La unidad constituye un cuerpo netamente diacrónico, que muestra una extensión máxima de 4 kms. en su parte inferior, y se reduce a aproximadamente 2 kms. en su mitad superior.

La subunidad basal A, revela una sucesión en la vertical de Elorretako-aitz (EA) (Fig. 113), en la que alternan los niveles métricos a decamétricos de calizas micríticas con corales y rudistas, niveles de calizas margoso-micríticas y margocalizas, así como más ocasionales capas centimétricas de areniscas silíceas y calcáreas. En un corte paralelo efectuado al sur, en la vertical de Arluz (AZ), se aprecia cómo el porcentaje de niveles calcáreos margoso-micríticos aumenta en relación con los micríticos puros; sin embargo, un corte realizado al norte de los

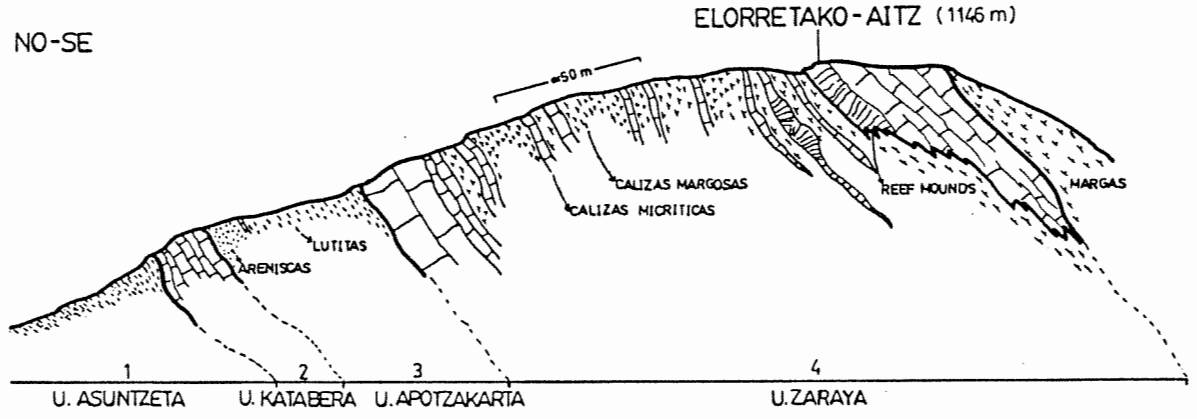


Fig. 111. Corte geológico de la crestería de Elorretako-aitz (Kurutze-berri). Parte inferior de la unidad de Zaraya. Aptiense inferior a Aptiense superior basal.

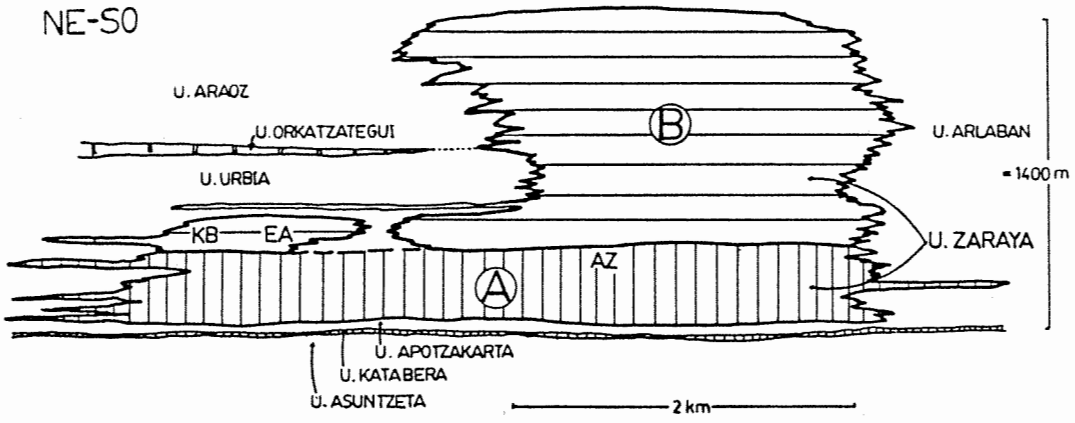


Fig. 112. Grandes conjuntos litológicos distinguidos en la unidad de Zaraya. A: alternancias de calizas margosa y calizas micríticas con algunas lutitas, areniscas y margas. B: calizas micríticas puras. Abreviaturas: KB = Kurutze-berri; EA = Elorretako-aitz; AZ = Arluz.

dos anteriores, en la vertical de Kurutze-berri, no sólo revela un mayor porcentaje relativo de niveles carbonatados puros, sino que además éstos llegan a constituir estructuras arrecifales de tipo biohermo, o "reef mounds" de corales y rudistas, que pasan lateralmente hacia el NNE a margas y margocalizas con escaso contenido macrofaunístico, al mismo tiempo que las barras calizas se adelgazan de espesor.

Este cambio lateral de facies se interpreta como resultado de la indentación de carbonatos de plataforma somera y margas de cuenca intraplataforma (Fig. 114), según un dispositivo que implicaría una superficie submarina de pendiente muy suave; es decir, se trataría de una rampa carbonada de baja energía (READ, 1985). El área proximal de mayor energía se situaría, pues, hacia el sur (zona de Arluz-Leizargárate), y habría estado sometida a importantes avenidas de contaminantes terrígenos finos, de carácter areniscoso y lutítico.

Las microfacies calizas de dicha rampa en la subunidad A (Fig. 112) revelan, principalmente, wackestones-packstones de corales, lamelibranquios, miliólidos, espículas de esponja, **Spirocyclina** sp., gasterópodos, **Pseudocyclammina hedbergi** MAYNC, **Charentia** sp., **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) minuta** DOUGLASS sensu Moullade et al., **Simplorbitolina** sp., algas calcáreas rodofíceas y verde-azules, equinodermos, rudistas, algas dasycladáceas, **Bacinella irregularis** RADOICIC, pellets, extraclastos, etc. También, grainstones de orbitolínidos, fragmentos de equinodermos, **Glomospira** sp., miliólidos, corales, **Lenticulina** sp., algas calcáreas codiáceas, fragmentos de rudistas, briozoos, **Cuneolina** sp., **Hensonina lenticularis** HENSON, **Sabaudia** sp., fragmentos de cuarzo detrítico anguloso de tamaño arena, pellets, etc.

La subunidad B se caracteriza, por su parte, por la relativa menor importancia que presentan los niveles calcáreos margo-

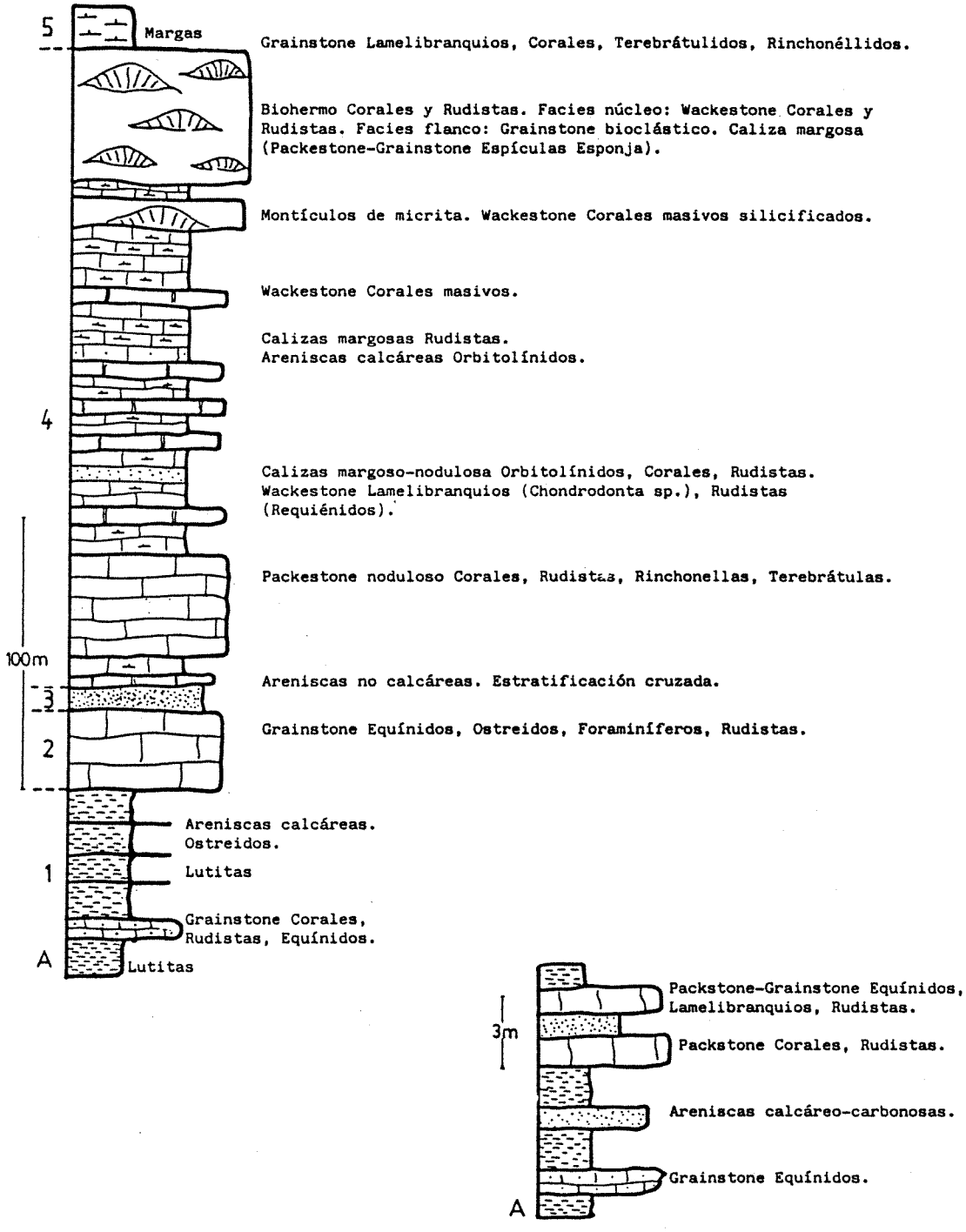


Fig. 113. Columna estratigráfica de la crestería de Elorretako-aitz, abarcando aproximadamente los términos representados en el corte de la fig. 111. Las unidades constituyentes son: 1-Asuntzeta, 2-Katabera, 3-Apotzakarta, 4-Zaraya, 5-Urbia.

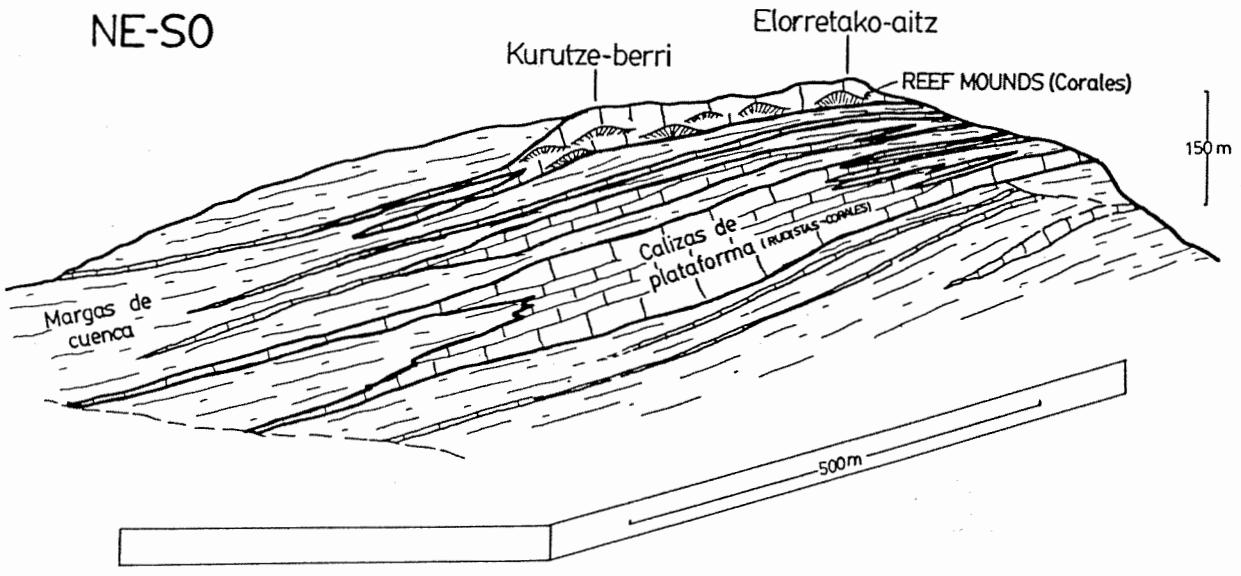


Fig. 114. Relaciones de facies en el borde nordoccidental inferior de la unidad calizas de Zaraya. Rampa carbonatada de Kurutze-berri. Indentación de calizas de plataforma y margas de cuenca, sin testimonios de cambio brusco de pendiente. Buzamiento regional: aproximadamente de 15 grados hacia el NE. Perspectiva obtenida desde Aretxabaleta.

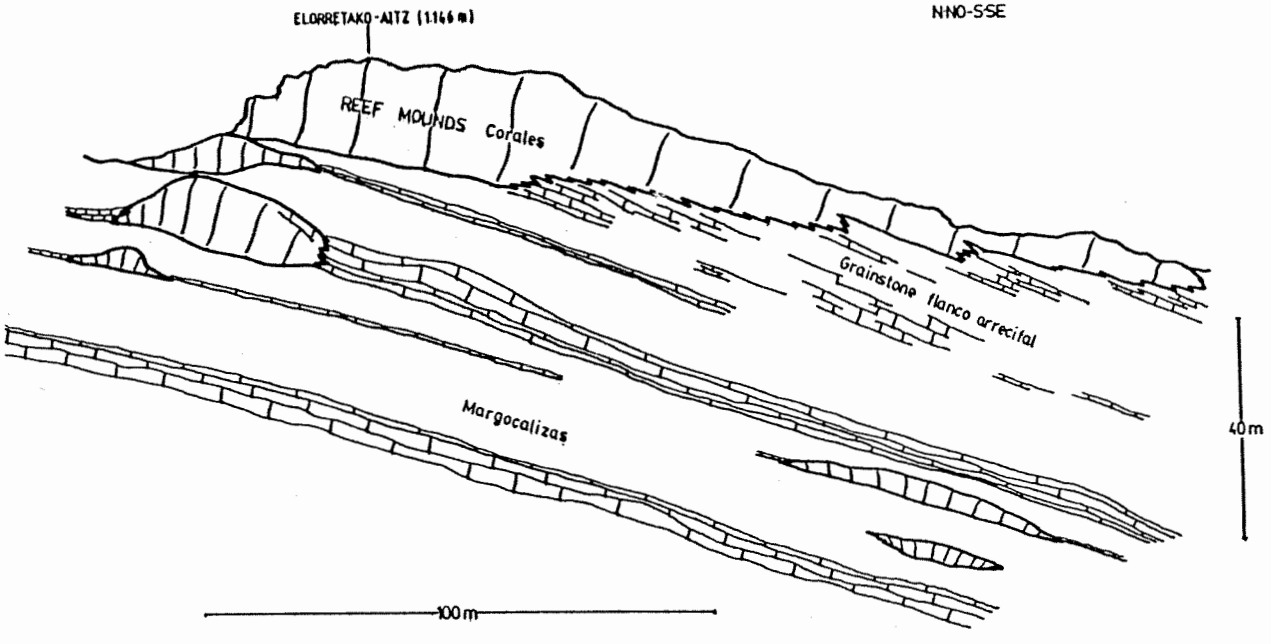


Fig. 115. Progradación local de las calizas monticulares de Elorretako-aitz hacia el SSE. Unidad de Zaraya. En los biohermos de corales intercalados entre calizas margosas se diferencian facies de núcleo masiva, con predominio de wackestones de madreporarios coloniales masivos, y facies de flanco estratificadas con wackestones de orbitolínidos y corales planares.

sos, estando constituida por calizas comparativamente puras, tanto micríticas como calcareníticas. Se pueden distinguir dos cuerpos calizos de diferentes dimensiones, separados por sedimentos margosos y margocalizos.

Al NNE, el litosomo de Kurutze-berri, que representa la finalización del crecimiento carbonatado en ese sector. Está constituido por el apilamiento de un conjunto de biohermos de corales ("reef -mounds"), de talla que oscila entre los 2 y 20 metros, que globalmente pasan a margas y margocalizas de cuenca, tanto hacia el NE como en sentido SSO. Esta característica permite individualizar un litosomo calizo que presenta un margen septentrional retrogradante, en tanto que hacia el sur se observan relaciones de progradación (Fig. 115).

Los biohermos masivos simples de Kurutze-berri se asemejan externamente a los cuerpos masivos descritos por GAILLARD (1983, pág. 119) en el Oxfordiense del Jura meridional. Nuestros crecimientos muestran facies de núcleo masivas y facies de flanco estratificadas. Las facies masivas son wackestones de grandes corales masivos en posición de vida y parcialmente silificados; además, las microfacies revelan la presencia de biomicritas con orbitolínidos, miliólidos, espículas de esponja, **Spirocyclina** sp., gasterópodos, **Orbitolina (Mesorbitolina) minuta** DOUGLASS sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder, **Pseudocyclammina hedbergi** MAYNC **Charentia** sp., fragmentos de algas calcáreas rodofíceas, numerosos pellets, texturas reticuladas, etc. Las facies de flanco arrecifal, a diferencia de las anteriores, muestran una neta estratificación en bancos de espesor de orden centimétrico, y en conjunto revelan una mayor proporción de terrígenos finos margosos intercalados entre los bancos. Por lo demás, el contenido macrofaunístico es semejante: predominan los wackestones de corales masivos, de tamaño comparativamente menor y hábito con tendencia general planar, aunque alternan con wackestones-grainstones de orbitolínidos. Los análisis de secciones delgadas al microscopio revelan numerosos restos de esponjiarios y corales, y menores proporciones de fragmentos de radiolas de equinodermo, microforaminíferos, **Lenticulina** sp., ostreidos y pellets.

A techo del litosomo de Kurutze-berri se han observado las facies brechoides de talud estratigráficamente más bajas de la unidad de Zaraya. Se trata de ortobrechas calizas con clastos hasta métricos, que representan el tránsito lateral de las calizas de plataforma (KB) hacia el oeste, a las margas de cuenca (unidad de Urbía); revelan la existencia de pendientes sedimentarias más inclinadas que las deducidas para la rampa infrayacente.

Al SSO se localiza el cuerpo calizo mayor de los dos en que habíamos dividido la subunidad B de Zaraya. A techo de su parte inferior, equivalente de Kurutze-berri, la unidad de Zaraya experimenta una restricción areal significativa, localizándose la continuación del crecimiento carbonatado en la mitad meridional exclusivamente. El banco calizo originado muestra un margen meridional estacionario de tipo rampa, en donde los carbonatos se indentan con terrígenos de la unidad de Arlabán, y un margen septentrional de tipo "upbuilding" con una ligera componente de progradación; en este último caso su indentación se realiza con las margas de la unidad de Urbía (margen tipo rampa) y de Araoz (margen de plataforma).

Hacia la parte inferior de la unidad de Urbía, sobre las calizas de Kurutze-berri, se intercala un paquete calizo de unos 15 metros de espesor que, partiendo del cuerpo central superior de la unidad que nos ocupa, se extiende hacia el NE hasta desaparecer al cabo de unos 2 kms.; está constituido por calizas micríticas autóctonas con texturas wackestone de corales masivos en posición de vida, que hacia el techo devienen rudstones bioclásticos mal seleccionados y, finalmente, grainstones de grano fino. Se interpreta como un intento efímero de los carbonatos de plataforma somera de colonizar o invadir la cuenca, tal vez como resultado de una somerización relativa del fondo de la misma.

La composición interna de la parte superior (B) de la unidad de Zaraya es mayoritariamente caliza. Se registran, principalmente, wackestones a grainstones bien estratificados en bancos métricos (biostromos de requiénidos, en el primer caso); así como estructuras biohermales de rudistas requiénidos, como las que aparecen en el corte de Degurixa. En este sector (inmediaciones del monte Maruatx, (Fig. 116) se observan estructuras arrecifales de tipo "reef mound", constituidas por wackestones de requiénidos-miliólidos y **Chondrodonta** sp. que pasan lateralmente a packstones-grainstones bioclásticos de miliólidos, rudistas, equinodermos y orbitolínidos, interpretados como capas de flanco arrecifal.

Si bien los tránsitos de la unidad de Zaraya hacia el NNE se establecen sin mayores dificultades, debido a la ausencia de accidentes tectónicos significativos, no ocurre igual con la transición de la unidad hacia el sur y oeste. Puntualizaremos por ello sobre algunos rasgos generales estructurales y estratigráficos en los siguientes sectores : Aitz-zorrotz, Makatzgain y Leizargárate.

En el área de la sierra de Zaraya-Aitz-zorrotz se aprecia una

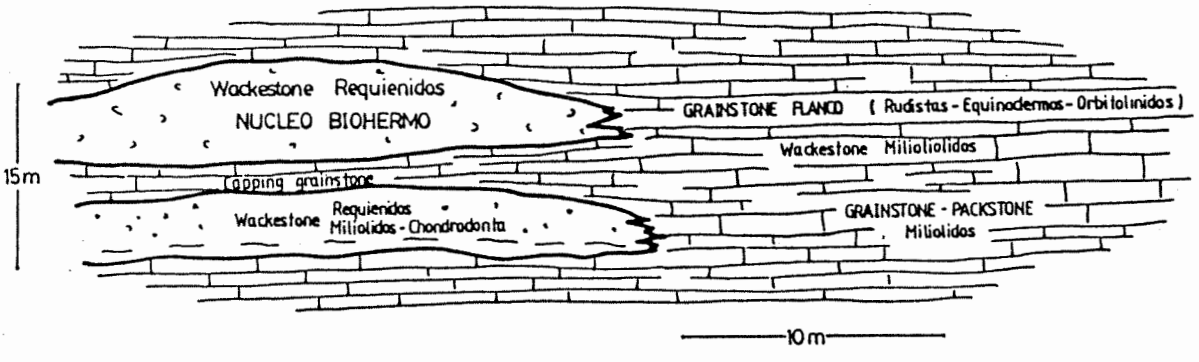


Fig. 116. Biohermos de requiénidos en el interior del banco carbonatado de Zaraya (Maruatx-Degurixa). Albiense inferior.

estructura general en domo anticlinal, con un eje de dirección aproximada norte-sur. En el flanco este (sierra de Zaraya propiamente dicha) aflora una serie eminentemente caliza; en el flanco oeste, sin embargo, la serie se caracteriza por una considerable reducción de potencia de los carbonatos de plataforma, en favor de facies margosas, lutíticas, areniscosas y conglomeráticas, manteniéndosee aproximadamente los espesores de conjunto. De entre este conjunto heterolítico destaca el paquete calizo de Aitz-zorrotz, constituido por facies generalmente masivas, micríticas, con "reef mounds" decamétricos. Predominan los wackestones de corales-rudistas y **Chondrodonta** sp., además de miliólidos, fragmentos de lamelibranquios, **Lenticulina** sp., **Sabaudia minuta** HOFKER, lituólidos, **Cuneolina** sp., **Pseudocyclammina hedbergi** MAYNC, **Debarina** sp., **Nautiloculina** sp., valvulínidos, nodosáridos, algas verdes **(Acicularia, Arabicodium)**, **Bacinella irregularis** RADOICIC, equinodermos, **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schoroeder.

Las calizas de Aitz-zorrotz, por otro lado, se continúan hacia el SE en dirección a Leizargárate por una banda caliza que aflora en la ladera NE de Makatzgain, unos 800 metros al NNO del refugio de Leizargárate (compartido por dos sociedades deportivas de Aretxabaleta y Mondragón). Consta allí de unos 150 metros de calizas micríticas y calcarenitas; estas últimas revelan al microscopio texturas predominantemente biopelesparíticas de orbitolínidos, rudistas (requiénidos), equinodermos, miliólidos, briozoos, microforaminíferos, **Bacinella irregularis** RADOICIC, **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder, algas calcáreas rojas (rodoficeas), intraclastos, etc.; dicha asociación sugiere una edad mínima albiense. Estas calizas, que denominaremos de Makatzgain, aparecen coronadas por un nivel de lutitas de unos pocos metros de espesor, sobre el que se dispone una capa de unos 3 metros de areniscas conglomeráticas, con cantos de composición cuarcítica y tamaño de hasta 3 cms.; a continuación alternan las lutitas y areniscas que originan la cresta de Pagodebeinkatuko lepoa. Estos materiales siliciclásticos representarían, pues, la parte inferior del complejo supraurgoniano del área. Si los continuáramos lateralmente hacia la sierra de Zaraya (Leizargárate) vendrían a enfrentarse lateralmente con los términos basales del complejo urgoniano; de ahí se deduce la existencia de un accidente tectónico de envergadura, la falla de Leizargárate, accidente aparentemente normal que puede llegar a tener un salto máximo de varios centenares de metros en el área del collado de Leizargárate, y que con un trazado aproximado N-S hundiría el bloque oeste; asociados a la falla se observan, asimismo, numerosos manantiales de aguas sulfurosas y una importante brecha de falla de decenas de metros de espesor.

En resumen, pues, la unidad de Zaraya se interpreta como un arrecife estratigráfico (sensu DUNHAM, 1970), construido en diversas etapas sobre un área relativamente restringida, y condicionado por, entre otros, un significativo factor tectónico. El diapirismo incipiente del Trías salífero afectando el fondo marino urgoniano, ya implicado en el anticlinal de Dima (Duranguesado), se nos ofrece como la causa más probable de la localización geográfica restringida del arrecife de Zaraya; tal localización se produce precisamente en un área situada en proximidad de numerosos indicios salinos, entre los que destaca la explotación de Salinas de Leniz, en donde a comienzos de siglo se extraía sal para su utilización doméstica. Aunque este manantial se explica en razón de la proximidad de la falla de Villaro, sugiere, sin embargo, la cercanía de Keuper posiblemente diapírico.

El crecimiento carbonatado muestra una proporción de terrígenos comparativamente alta en la parte inferior de la unidad, disminuyendo prácticamente de modo total en la parte superior (Fig. 117). Precisamente el análisis de la parte superior de la unidad, situada estratigráficamente por encima de Orkatzategui, revela una marcada asimetría de márgenes. Por un lado se deduce hacia el NE un margen de pendientes acusadas, inferido a partir de los numerosos episodios de resedimentación en masa y por otro lado, se deduce hacia el SO un margen de ligeras pendientes como se desprende de la indentación de los carbonatos de plataforma con terrígenos igualmente someros.

3.4.5. LUTITAS, ARENISCAS Y CALIZAS DE ARLABAN

La unidad heterolítica de Arlabán representa el tránsito late-

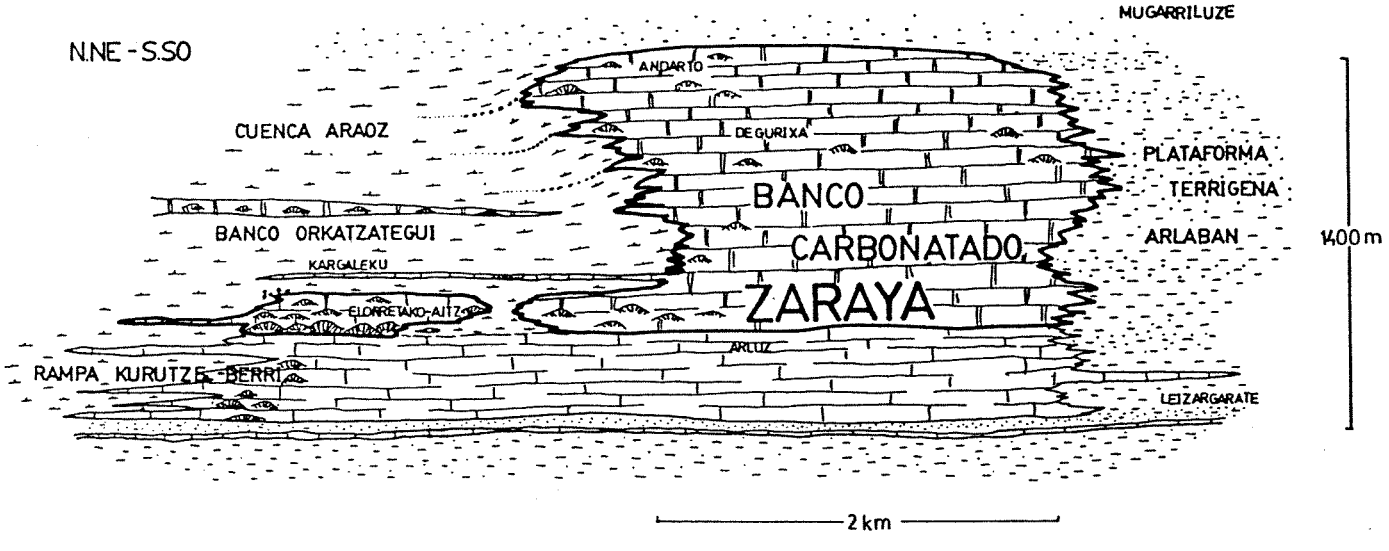


Fig. 117. Relaciones de facies entre la unidad calizas de Zaraya y los terrígenos encajantes. Ejemplo de evolución general de rampa a plataforma en el margen nordoccidental del banco, que experimenta una marcada reducción areal hacia su parte intermedia. Edad del banco restringido: Albiense inferior.

ral de las unidades urgonianas de los macizos de Gorbea (al oeste) y de Aitzgorri (al este). Abarca pues un sector clave intermacizos, limitado al norte por el accidente inverso de Villaro y al sur por el complejo supraurgoniano. Está compuesto por una banda de materiales orientada NO-SE situada entre el embalse de Albina y el pueblo de Elguea.

En un corte de la unidad efectuado a través del puerto de Arlaban, se distinguen tres niveles de calizas micríticas con espesores medios de unos 25 metros. El nivel estratigráficamente inferior aflora en el parking del restaurante situado en el km. 93,750 de la carretera 6.213, y debe corresponder a la caliza que aflora en la cima de monte Jarindo. Dado que existe un accidente tectónico al sur de esta barra caliza y que los datos bioestratigráficos no revelan diferencias significativas: este nivel calizo 1 podría ser equivalente lateral, repetido por tectónica, del nivel, 2 ó caliza de Isusquiza (aunque los caracteres de facies son netamente diferentes en ambos casos). De cualquier manera el nivel 2, forma parte de la serie monoclinal de la vertiente sur del puerto de Arlabán (Fig. 118), que aflora en el área donde la carretera nacional corta el límite de las provincias de Alava y Guipúzcoa.

La barra caliza de Isusquiza se superpone a un tramo terrígeno inferior (1, Fig. 118), constituido por margas arenosas con fauna marina y lutitas y areniscas (sublitarenitas) en bancos de espesor centimétrico; las areniscas son de grano fino y muestran ripples de corriente; se interpretan como depósitos de plataforma marina somera con predominio de la sedimentación siliciclástica fina.

Las calizas de Isusquiza (2, Fig. 118) son predominantemente micríticas, y revelan un paquete inferior de mayor influencia terrígena (limos) y contenido coralino alto, y un tramo superior donde adquieren también importancia los rudistas junto a los corales, al mismo tiempo que los contaminantes finos se tornan más escasos (Fig. 119). En el tramo inferior se aprecia la paulatina instauración basal de los biotopos urgonianos sobre fondos arcillosos, a través de organismos colonizadores del sustrato, como corales ramosos y masivos. Concretamente se observan secuencias de descontaminación en terrígenos que constan de 3 términos: Un término basal A, constituido por calizas arenosas de corales; un término B, formado por packstones de corales masivos y braquiópodos; y, finalmente, el término C, compuesto por wackestones-packstones de requiénidos; este último término constituye biostromos de requiénidos, corales y ostreidos, que aparecen coronados por un nivel centimétrico de grainstone-packstone bioclástico con corales y equinodermos. La caliza de Isusquiza se interpreta como un parche arrecifal desarrollado sobre una plataforma fangosa, probablemente como resultado de un alejamiento de la línea de costa, o bien como consecuencia de la canalización de terrígenos de procedencia continental hacia zonas ligeramente más deprimidas de esta plataforma.

Un potente nivel terrígeno se intercala entre las barras calizas de Isusquiza y Landa (Fig. 118) estando constituido por lutitas y areniscas interestratificadas en tramos de espesores métricos; son frecuentes las secuencias negativas de hasta 2 metros, con abundantes restos de carbón, interpretables como resultado de la progradación de barras de boca de distribuidor dentro de un ambiente general deltaico.

En la vertical de Marieta (3, Fig. 118) se encuentra un litosomo de calizas micríticas de extensión hectométrica que se acuñan lateralmente; se trata de calizas wackestone de rudistas y ocasionalmente grainstones de algas calcáreas rojas (**Agardhiellopsis cretacea** LEMOINE), fragmentos de equinoder-

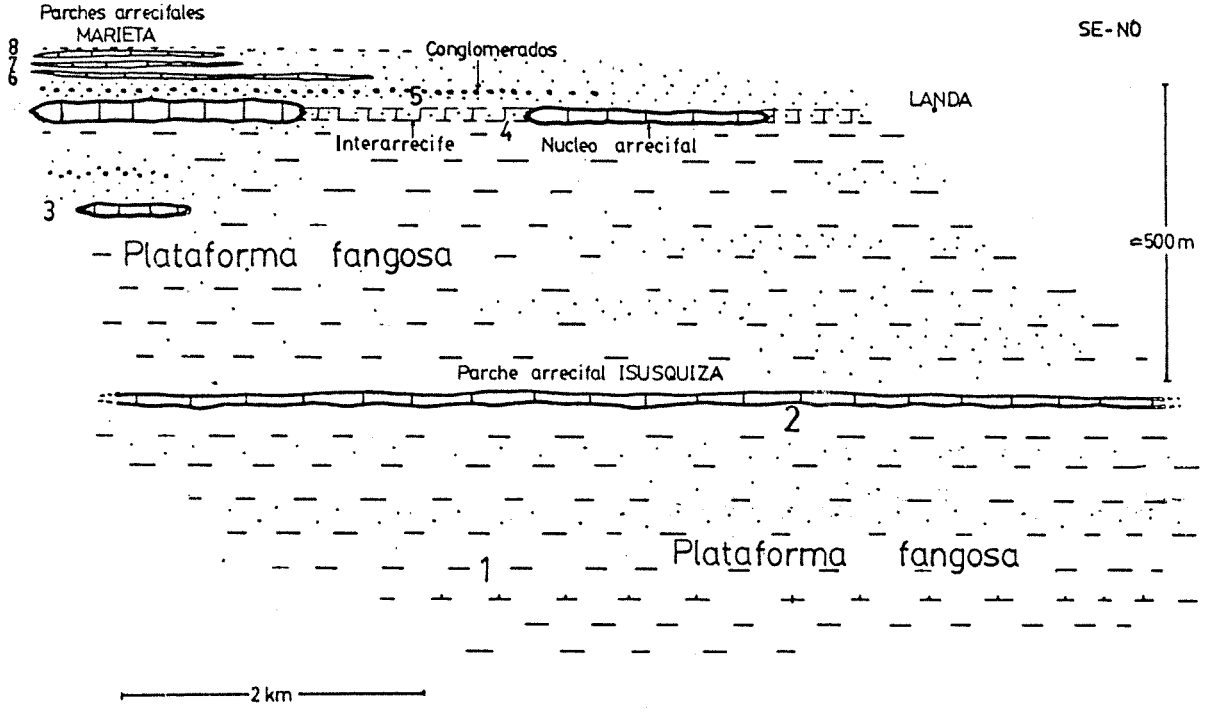


Fig. 118. Repartición de facies en las inmediaciones del puerto de Arlaban. Unidad de Arlaban. Conjunto de parches calizos arrecifales intercalados entre materiales terrígenos de grano fino marino-someros.

mos, algas calcáreas verdes, fragmentos de lamelibranquios micritizados, **Nautiloculina** sp. y **Hensonina lenticularis** HENSON; hacia techo, la barra aparece coronada por areniscas silíceas con sets de estratificación cruzado de surco, importante bioturbación o laminación paralela, ripples simétricos y restos de carbón; por encima existe un nivel de areniscas conglomeráticas de espesor métrico, con cantos de cuarzo de hasta 6 cms. segregados en bandas que resaltan la estratificación cruzada de bajo ángulo; se interpreta como un ciclo negativo de progradación de barra deltaica.

Sobre este tramo terrígeno y en ocasiones directamente sobre areniscas conglomeráticas, se disponen las calizas de Landa, que muestran una zonación lateral interna marcada, a diferencia del nivel calizo inferior. Se distinguen 2 parches calizos arrecifales bioconstruidos, constituidos por calizas mayoritariamente micríticas de rudistas, de espesor medio de 40 metros y extensión lateral de aproximadamente 2 kms. Pasan lateralmente a grainstones bioclásticos de orbitolínidos y equinodermos o lutitas y areniscas; se interpretan como niveles de interarrecife. El análisis de facies calizas revela entre los organismos constructores, además de los rudistas ya citados, lamelibranquios similares a ostreidos el género **Chondrodonta** sp. (Fig. 120). La importancia de las facies de wackestone de **Chondrodonta** en la génesis de las plataformas urgonianas se pone un vez más de manifiesto en esta unidad; su contribución llega incluso a alcanzar cotas similares a las de otros metazoos (rudistas-corales); este rasgo se ha observado además en complejos arrecifales de similar edad, en el "urgoniano" de Texas (JACKA y BRAND, 1977, ACHAUER, 1985).

La subsiguiente finalización momentánea de la sedimentación carbonatada se produjo, en este área, probablemente como resultado de una avenida de terrígenos que inundaron la plataforma; éstos constituyeron un tramo terrígeno de espesor mínimo de unos 50 metros (5, Fig. 118), formado por lutitas y areniscas que se ordenan verticalmente en 2 secuencias negativas, cuya culminación son areniscas conglomeráticas (cantos de cuarzo, máx. 6 cms.) ocasionalmente bioturbadas (Fig. 121).

La secuencia vertical se compone de: (a) alternancias de lutitas y areniscas en bancos centimétricos; (b) areniscas de grano fino a medio con estratificación cruzada de surco (dunas) a escala media (A, Fig. 122); y (c) un tramo superior, con límite basal neto, de areniscas conglomeráticas a veces fuertemente bioturbadas y cantos de cuarzo de hasta 5 cms. (B, Fig. 122).

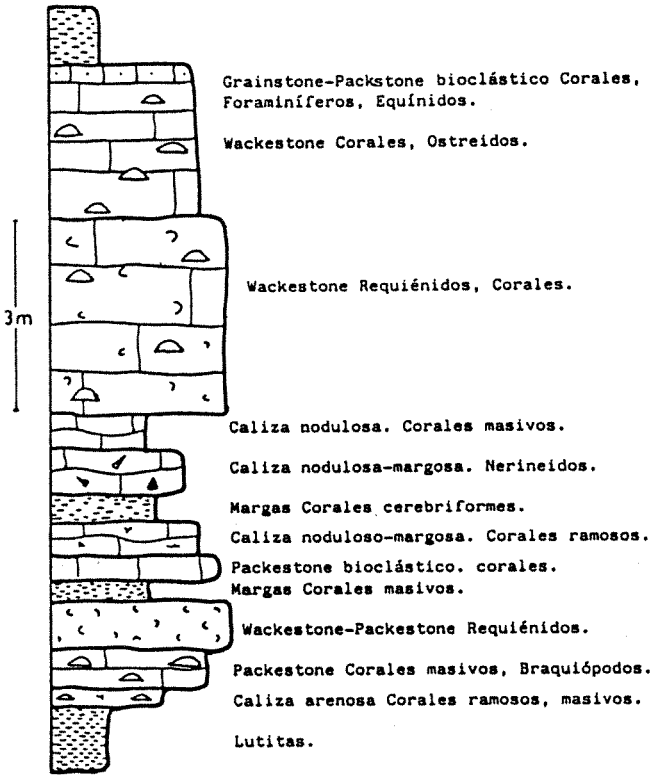


Fig. 119. Corte de la barra caliza de Isusquiza (Aptiense), que se engloba en la unidad de Arlaban. El levantamiento se ha efectuado en la pequeña cantera situada en el límite de las provincias de Guipúzcoa y Alava, dentro de la vertiente meridional del puerto de Arlaban. Se corresponde con el nivel 2 de la fig. 118.

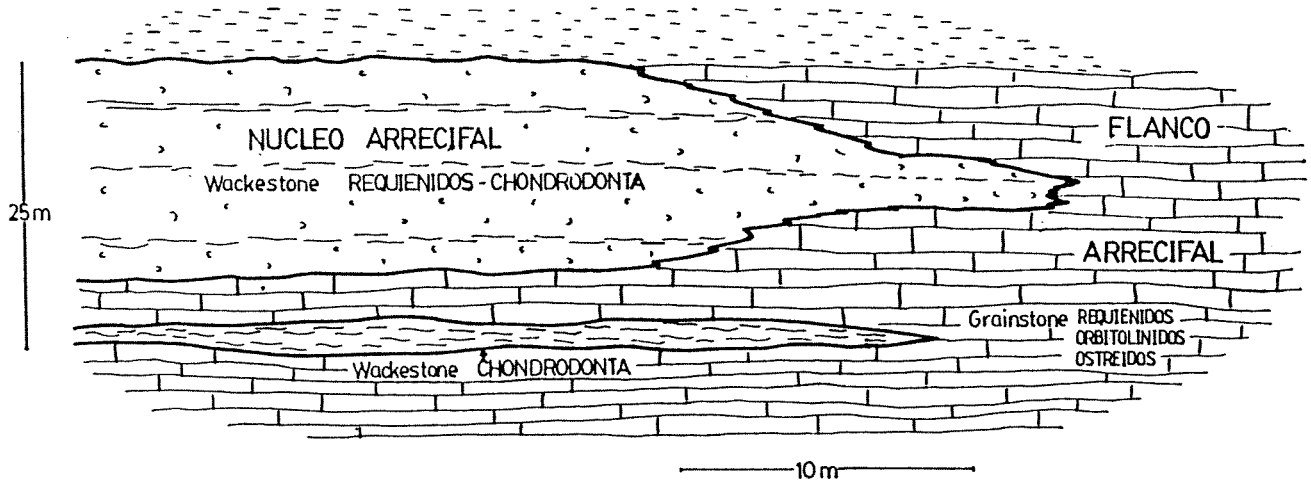


Fig. 120. Biohermos de requiénidos y **Chondrodonta** en la barra caliza de Marieta (nivel 4 de la fig. 118). A destacar el tránsito lateral de estas facies de núcleo arrecifal a niveles calcareníticos de flanco arrecifal. Albiense medio.

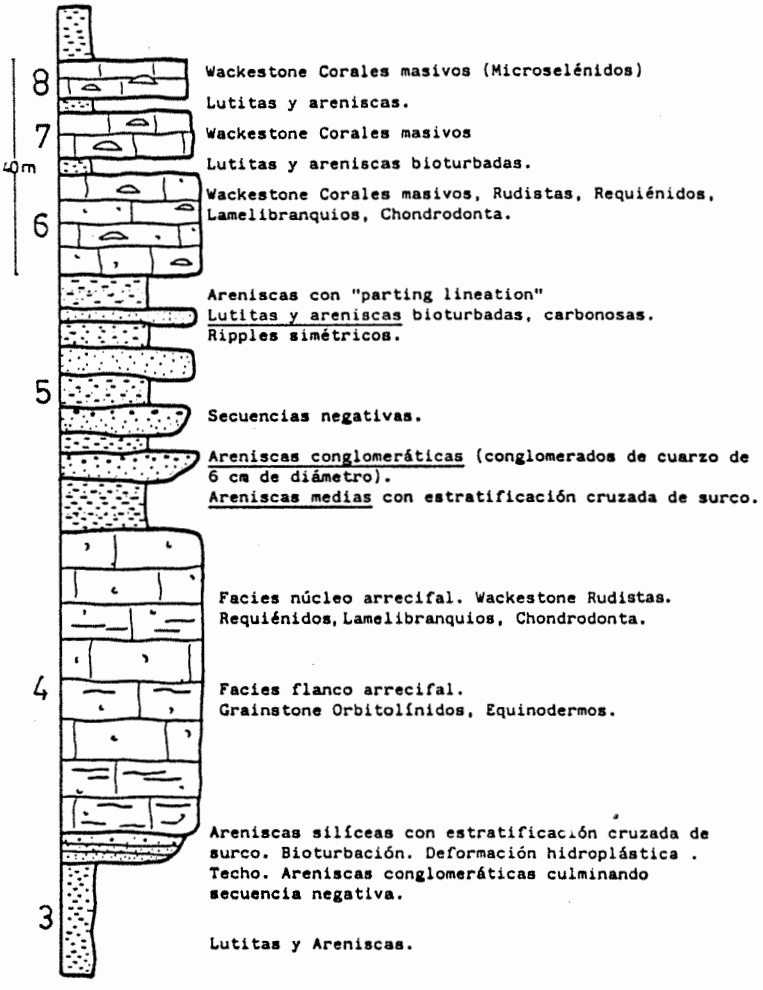


Fig. 121. Columna estratigráfica de los niveles calizos de Marieta. Unidad de Arlaban. Corresponden a los tramos 4, 6, 7 y 8 de la fig. 118 (extremos superior izquierdo).

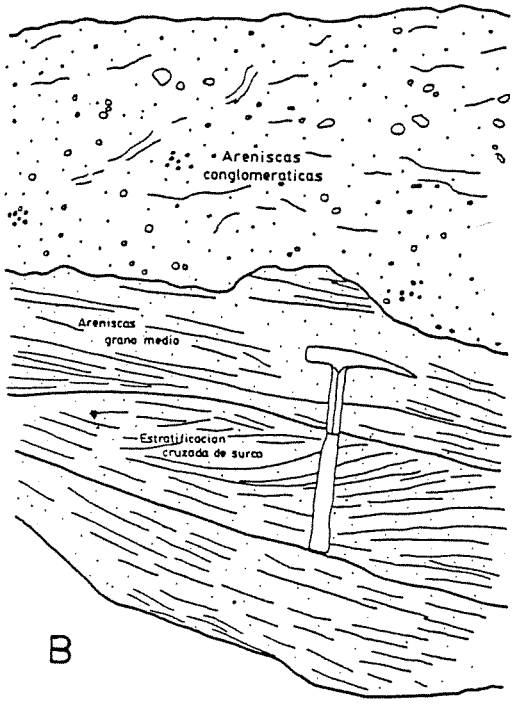
Se interpretan como barras deltaicas, retrabajadas por acciones tales como bioturbación por organismos en el techo de la barra, o la influencia de corrientes marinas (?) que borra estructuras primarias previas. Existen, paralelamente, estructuras que revelan la existencia de corrientes de oleaje en la plataforma, como son ripples simétricos en los niveles centimétricos de areniscas intercalados entre limolitas.

La extensión lateral de los niveles de areniscas conglomeráticas se restringe al área de Elguea, y éstos terrígenos groseros desaparecen hacia el NO, puesto que no se cortan en la vertical de Landa, por encima de la intercalación caliza de igual nombre. Por lo tanto, esta intercalación terrígena representa un pulso de materiales siliciclásticos, en respuesta a un probable rejuvenecimiento de las áreas madre, tal y como se ha descrito que ocurre en materiales de otros sistemas, como el Carbonífero de Kansas, en donde se revelan asociaciones de sedimentos deltaicos y de plataforma carbonatada (MOUSSAVI-HARAMI y BRENNER, 1984).

Precisamente en este área de Elguea, por encima del tramo terrígeno 5 (Fig. 118) se disponen 3 barras calizas separadas entre sí por lutitas y areniscas bioturbadas. Son los niveles calizos 6, 7 y 8 (Fig. 118), con extensión lateral decreciente del primero al tercero. La barra 6 se compone de calizas micríticas con texturas wackestone de corales masivos, requiénidos y **Chondrodonta** sp.; posee un espesor de unos 200 metros y se extiende sobre una distancia mínima de 2,5 kilómetros. Las 2 barras calizas superiores (7 y 8, Fig. 118) se componen de wackestones de corales, y su extensión es ligeramente inferior a 1,5 kilómetros. En conjunto, los 3 niveles calizos se interpretan como parches arrecifales desarrollados sobre una plataforma terrígena, en períodos concretos de disminución relativa de aportes siliciclásticos a la misma.

3.4.6. MARGAS DE URBIA

Esta unidad aflora exclusivamente en el interior del macizo de Aitzgorri; representa el tránsito lateral de las unidades calizas de Aitzgorri, Zaraya y, en menor medida, Orkatzategui. Se trata de un litosomo cuya extensión lateral aumenta fuertemente a partir de techo de las calizas de Aloña-Kurutze-Berri. La unidad posee algunos parches calizos micríticos de corales y rudistas, especialmente en el área de Orkatzategui, en el sector en que luego comenzaría el desarrollo de dicho arrecife (Fig. 123). Es-



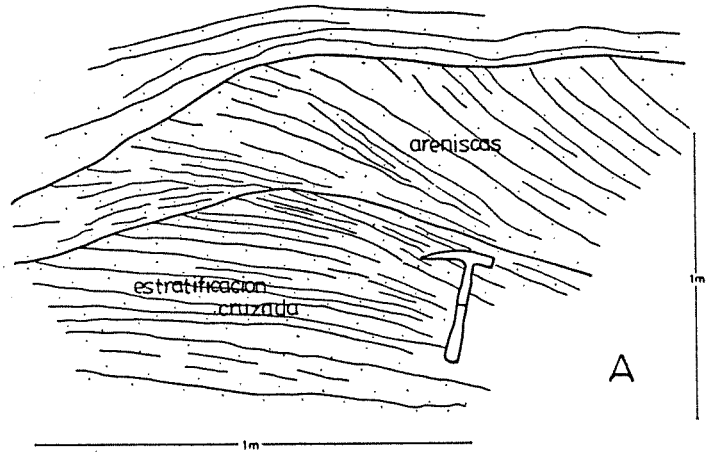


Fig. 122. Estructuras de corriente en facies terrígenas deltaicas intercaladas entre los parches calizos de la plataforma de Marieta. Unidad de Arlaban. A, estratificación cruzada de surso. B, ciclo negativo interpretado como resultado de la progradación de una barra de boca de distribuidor. Se localiza en el nivel 5 de la fig. 118.

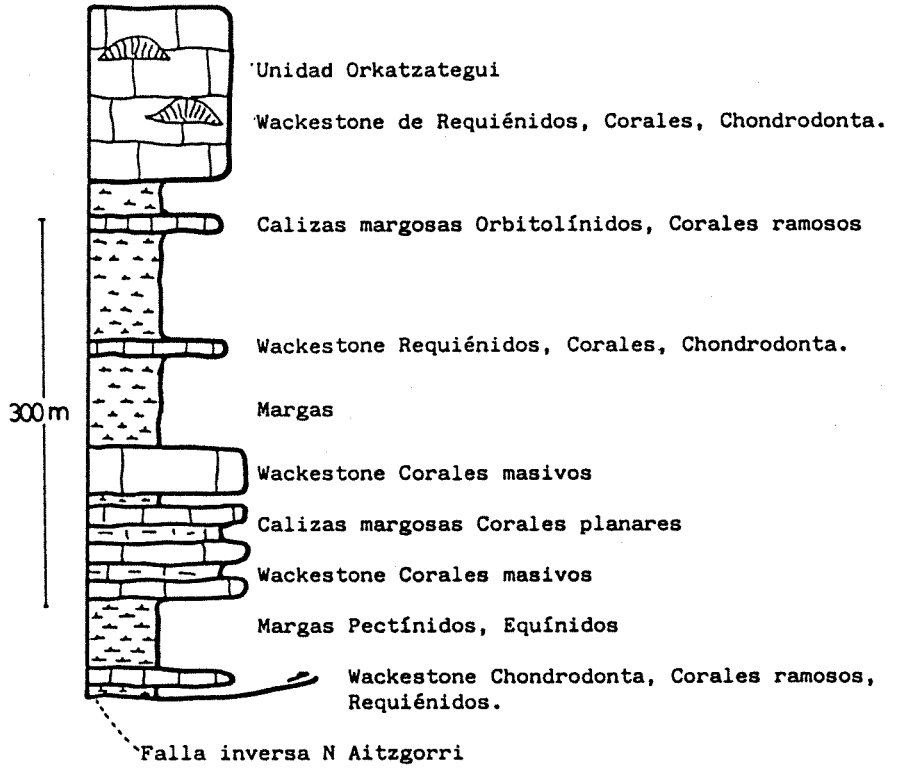
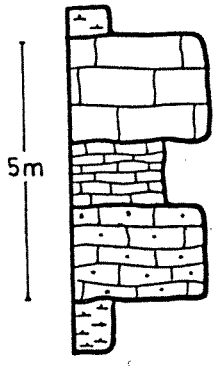


Fig. 123. Columna estratigráfica de la parte superior de la unidad de Urbia en la vertical de Atxulube. Sección levantada siguiendo el curso del arroyo situado bajo la presa de Jaturabe (macizo de Aitzgorri).

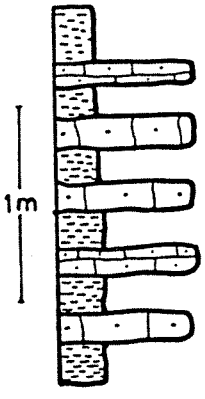


Grainstone Corales silicificados planares.
Esponjas.

Calizas nodulosas. Corales silicificados.
Bioclastos diversos.

Grainstone Corales masivos

Margocalizas bioturbadas.



Margas.Ocasionales Corales planares.
Bioturbación.

Grainstone-Rudstone. Esponjas, Corales masivos,
Terebratúlidos, Equínidos.

Fig. 124. Secuencias típicas de la unidad de Urbia. Predominio margoso con ocasionales intercalaciones de calcarenitas con corales, esponjas, terebratúlidos y equinodermos. Cuenca intraplataforma.

tos datos permiten sugerir la existencia en este área, de una comparativa menor tasa de subsidencia.

A excepción de estos niveles calizos basales, sin embargo, la unidad se compone mayoritariamente de margas y margocalizas frecuentemente bioturbadas, con numerosos restos de espículas de esponjas y muy ocasionales corales planares silicificados en posición de vida.

Por otro lado, en proximidad de las unidades calizas limitantes se interestratifican niveles de calcarenitas (Fig. 124), con corales masivos, esponjas-terebratúlidos y equinodermos, en bancos cuyo espesor oscila entre los 10 y 30 cms.

La ausencia casi generalizada de organismos habitantes de aguas someras, la presencia de otros de mar abierto y la impronta terrígena, revelan un medio deposicional de, al menos, mayor batimetría que la deducida para ecosistemas de plataforma carbonatada. Se interpretan, pues, estos niveles dentro del esquema de WILSON (1975), como un cinturón de cuenca intraplataforma conectado con el banco carbonatado mediante suaves pendientes. En general, son escasos los niveles de resedimentación gravitatoria en masa a gran escala a diferencia de lo que ocurre en la unidad margosa superior de Araoz. Unicamente, en los márgenes de los bancos carbonatados adyacentes, se observan facies grainstone interpretadas como niveles de tormenta. Dichas facies habrían sido el resultado del emplazamiento hacia el talud y cuenca ("offtransport") de material calcáreo originado en aguas someras, a consecuencia de eventos catastróficos de remoción de material de la factoría de carbonato.

3.4.7. CALIZAS DE ORKATZATEGUI

Esta unidad se compone esencialmente de calizas micríticas, con cantidades menores de calcarenitas, brechas calizas y margas. Se trata de un litosomo que aflora en el interior del macizo de Aitzgorri y Zaraya. Se halla englobado entre materiales terrígenos esencialmente margosos, pertenecientes a las unidades de Urbía y Araoz.

Se define como un cuerpo netamente diacrónico, que prograda hacia el Oeste, a partir del sector central de Atxulube (Fig. 125). Las variaciones de espesor son notables en cortas distancias; en el caso de la figura anterior, en poco más de 1 kilómetro, la potencia del cuerpo calizo se reduce en más de la mitad y desaparece totalmente en una distancia de 4 kilómetros hacia el oeste y de 6 kilómetros hacia el este.

La base y el techo de las calizas son marcadamente diacrónicos. Además, en ciertos puntos se aprecian relaciones basales de tipo erosivo-discordante, respecto a la unidad de Urbía. En cuanto al techo, en el sector central (cerca de la presa de Jaturabe) se revela claramente erosivo (Fig. 127).

Los tránsitos laterales a las unidades encajantes se efectúan, por lo general, mediante adelgazamiento e indentación de lenguas de caliza, en cuyo extremo distal localmente pueden existir brechas calizas sinsedimentarias características de subambientes de talud arrecifal; esto revela que el banco calizo poseía relieves sinsedimentarios en sus márgenes tanto oriental (Tellakaskueta) como oriental (Ugaztegui).

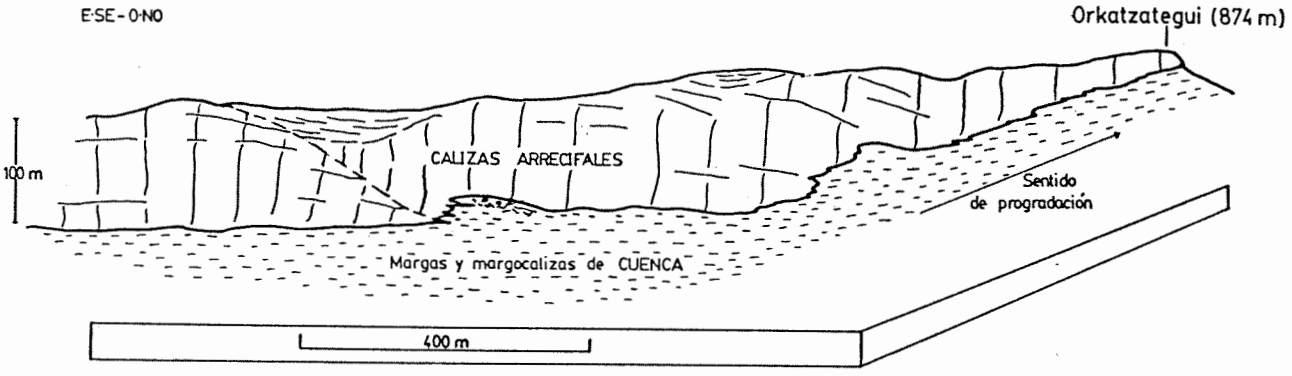


Fig. 125. Progradación de las calizas micríticas de Orkatzategui en sentido ONO. A destacar además el adelgazamiento experimentado por la unidad en dicho sentido, y el tránsito lateral de facies a margas y brechas calizas de la unidad de Urbia. Albiense inferior. Perspectiva obtenida desde la carretera de ascenso al santuario de Aránzazu.

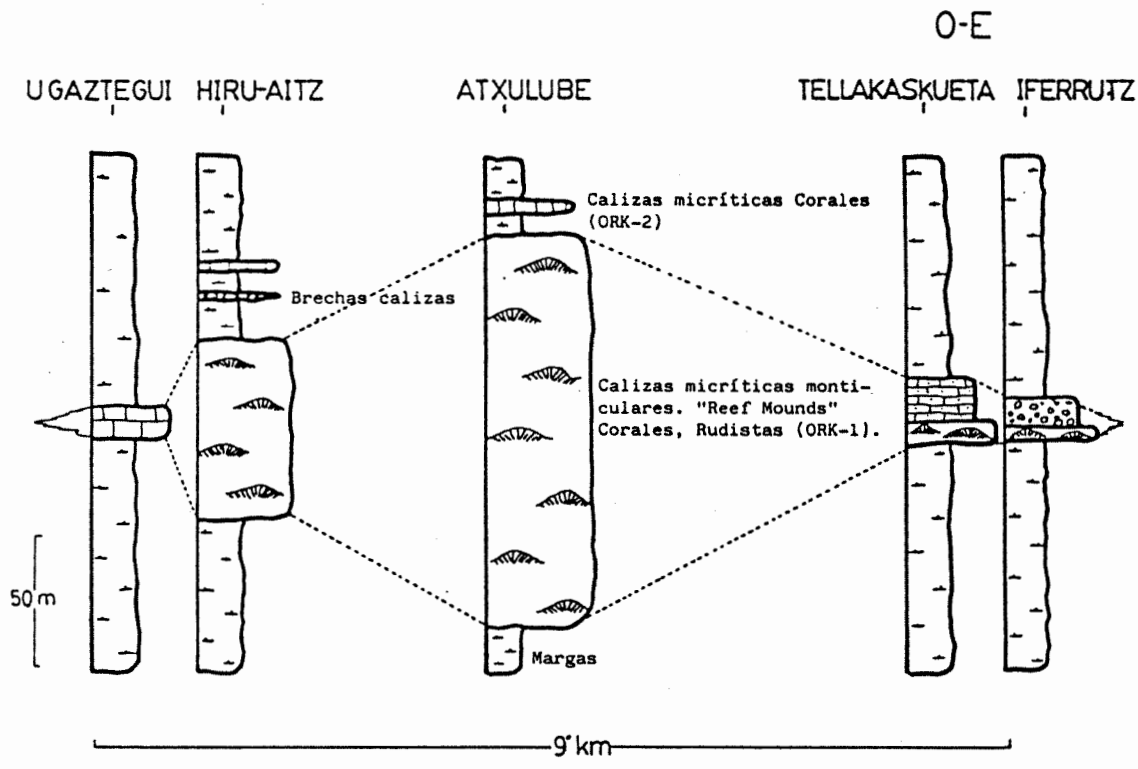


Fig. 126. Evolución lateral de la unidad de Orkatzategui. Se observa un adelgazamiento rápido en cortas distancias a partir del área central de Atxulube, y un tránsito a brechas calizas de flanco arrecifal y margas de cuenca intraplataforma. Albiense inferior.

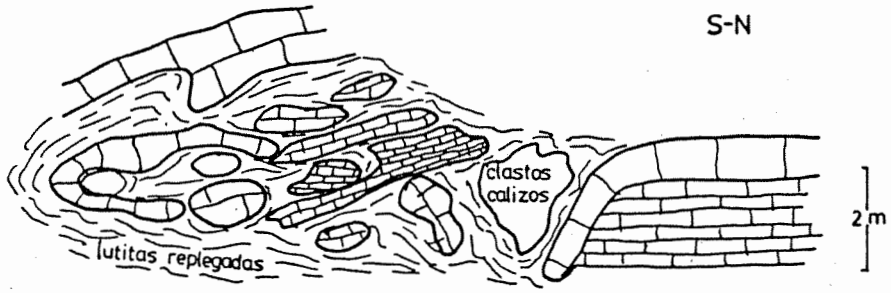


Fig. 127. Facies de calizas brechoides a techo de la unidad de Orkatzategui: debritas de talud carbonatado. Albiense inferior.

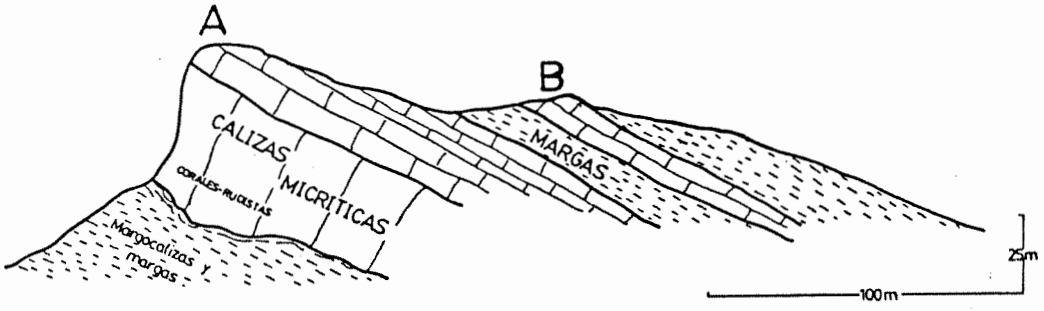


Fig. 128. Corte geológico de la unidad de Orkatzategui en las inmediaciones de Hiru-aitz. Se observa la existencia de 2 niveles calizos separados por una intercalación margosa. El conjunto se interpreta como un crecimiento carbonatado de plataforma con 2 etapas diferenciadas de formación, separadas por una recrudescencia en los aportes terrígenos finos.

En su sector central, la unidad consta de 2 niveles de calizas micríticas (A y B, Fig. 128), separados por una intercalación margosa; el nivel inferior es el que muestra un mayor espesor y continuidad lateral. Consta de calizas masivas con texturas mayoritariamente wackestone de corales y rudistas (requiénidos).

Las microfacies revelan, además, la presencia de orbitolínidos, equinodermos, **Triloculina** sp., **Sabaudia minuta** HOFKER, valvulínidos, miliólidos, algas calcáreas rojas y verdes **(Bacinella irregularis** RADOICIC), textuláridos, **Pseudocyclammina** sp., espículas de esponja, **Carpathoporella** sp., **Colomiella recta** BONET, **Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT, **Marinella lugeoni** PFENDER, **Coskinolinella** cf. **santanderensis** RAMIREZ del POZO, **Ethelia alba, Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder, **Cuneolina** gr. **pavonia**, lituólidos, algas calcáreas rojas **(Agardhiellopsis cretacea** LEMOINE), briozoos, calciesferúlidos, serpúlidos y radiolítidos.

En sentido este la unidad continúa hacia las campas de Urbía a través de Guezaltza-Malla-Tellakaskueta, y desaparece distalmente entre las margas de Urbía, cerca del collado de Iferrutz. En Tellaskaskueta (A, Fig. 129) se ha reducido de espesor a unos 12 metros, y consta de un tramo basal de calizas micríticas con corales masivos y rudistas (requiénidos), y de uno superior constituido por packstones de corales, ostreidos y rudistas, grainstones de miliólidos, y bafflestones de monopleúridos. Aún más hacia el este, en Iferrutz (B, Fig. 129), antes de desaparecer lateralmente todavía se reconoce el nivel basal; está compuesto por wackestones de corales-rudistas que constituyen biohermos con rasgos basales erosivos, también se reconoce un tramo superior de unos 5 metros de espesor de calizas brechoides, con clastos calizos de hasta 6 cms, y naturaleza variada.

En sentido oeste, partiendo del sector central (Atxulube), se observa inicialmente un adelgazamiento de la unidad (hasta Orkatzategui); sin embargo, a partir de allí experimenta un nuevo engrosamiento; a continuación experimenta una bifurcación en dos lenguas calizas (en Ugaztegui) (Fig. 130). La lengua caliza superior desaparece rápidamente en tránsito a margas a través de brechas calizas de talud.

La lengua caliza inferior, por su parte (A, Fig. 131), se reduce considerablemente de espesor y en el arroyo de Urkulu consta de: wackestones de corales masivos, pequeños requiénidos, miliólidos, **Chondrodonta** sp. y chaetétidos; calizas nodulosomargosas; wackestones de requiénidos; y finalmente, packstones de miliólidos (B, Fig. 131).

La mayoritaria naturaleza fina del sedimento, selección escasa de las partículas esqueléticas y ausencia de estructuras de corrientes, sugieren un ambiente de baja energía para el conjunto de la unidad de Orkatzategui. La misma se interpreta como el resultado de la progradación de un conjunto de biohermos o montículos arrecifales, de talla a veces hectométrica (Atxulube). Tras un período de profundización, quizás como resultado de un ascenso relativo del nivel del mar, se debió producir una detención en la fábrica carbonatada somera a techo del nivel 1. La reinstauración momentánea de la producción de carbonato de plataforma somera originó el nivel calizo 2 (Fig. 128). Este se compone mayoritariamente de corales masivos en facies wackestone, siendo uno de sus rasgos más característicos la comparativa mayor uniformidad de espesor y composición respecto a nivel inferior.

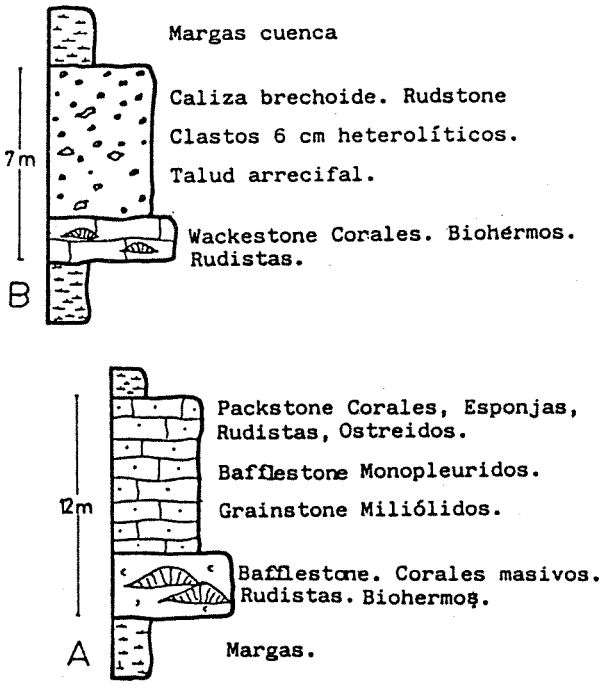


Fig. 129. Columnas de la unidad de Orkatzategui en su extremo oriental. A, Tellakaskueta y B, Iferrutz. A destacar el reducido espesor de la unidad caliza en este sector, así como la presencia de brechas calizas de flanco arrecifal en la sección de Iferrutz, que constituyen lenguas laterales de las calizas de plataforma de esta unidad en su sector central. Ver localización de los cortes en fig. 126.

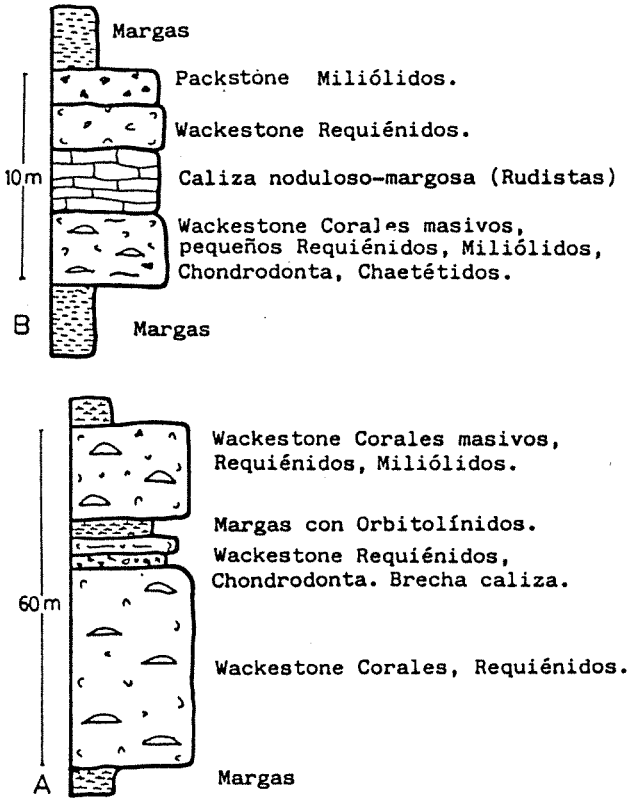


Fig. 131. Columnas de la unidad de Orkatzategui en su extremo occidental. La sección A corresponde al sector de Ugaztegui y la B al arroyo de Urkulu. Ver localización en fig. 126.

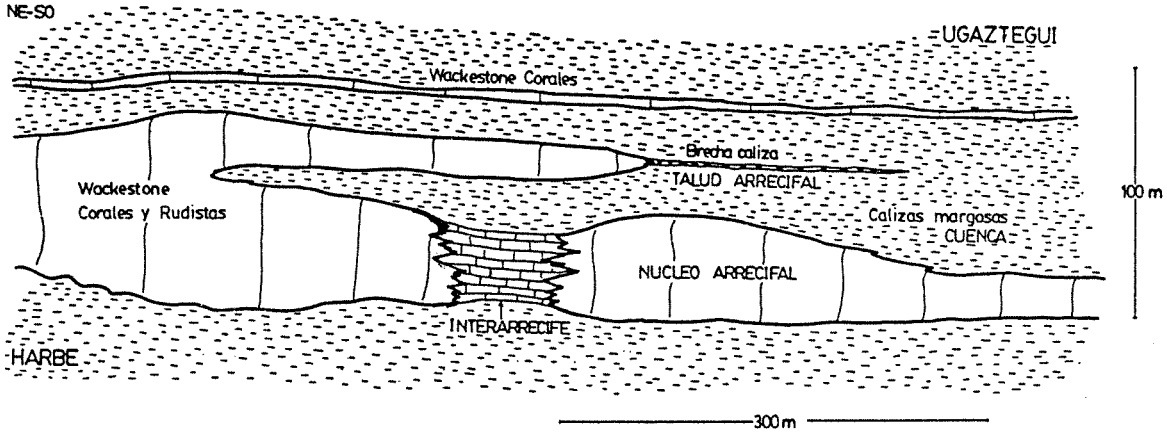


Fig. 130. Terminación lateral parcial en el extremo sudoccidental de la unidad de Orkatzategui. Sector de Ugaztegui. Albiense inferior. Perspectiva obtenida desde peña Kurutze-Berri.

3.4.8. MARGAS, LUTITAS Y CALIZAS DE ARAOZ

La unidad de Araoz consta esencialmente de margas y lutitas con niveles de brechas calizas intraformacionales intercalados, que se interpretan, en conjunto, como depósitos de cuenca intraplataforma y talud arrecifal. Existe además un conjunto de 3 litosomos calizos, concentrados en el sector SE de la unidad (Enaitz-Aránzazu-Zabalaitz), que se interpretan como arrecifes pináculo.

Aflora en el interior del macizo de Aitzgorri, y representa el tránsito lateral de las unidades calizas de Aitzgorri y Zaraya.

Se compone de dos miembros principales, uno inferior margoso, que constituye el mayor volumen de sedimento de la unidad, y otro superior lutítico, comparativamente menos potente, que representa el tránsito vertical al complejo supraurgoniano de la sierra de Urkilla. En ambos casos se observa cómo en proximidad de las dos unidades calizas (Zaraya y Aitzgorri), o bien de las subunidades calizas de la propia unidad de Araoz (Enaitz-Aránzazu-Zabalaitz), se localizan los intervalos brechoides más potentes con los clastos de diámetro máximo, en tanto que ambos parámetros disminuyen al alejarse distalmente de dichos litosomos calizos. Este carácter, junto con el análisis de la composición de los clastos, parecen sugerir una procedencia a partir de los edificios calizos arrecifales bioconstruidos en aguas someras. Su emplazamiento se debió producir mediante flujos gravitorios en masa. La deformación plástica de los clastos lutíticos y margosos indica erosión penicontemporánea. La ausencia de gradación y de fábricas organizadas, y la deformación plástica penicontemporánea de algunos clastos calizos son rasgos indicativos de flujos de derrubios (COOK et al., 1972 y MIDDLETON y HAMPTON, 1976).

Las margas, de colores grises-azulados, alternan en ocasiones con margocalizas y calizas margosas y se componen, principalmente de numerosos restos de espículas de esponjas. Las lutitas son, por el contrario, de tonos oscuros a negros, y pueden presentar intercalaciones de finos niveles arenosos con laminaciones cruzadas centimétricas de ripples, así como abundantes restos de pirita dispersos en la matriz. Tanto las margas como las lutitas se interpretan como depósitos de decantación por suspensión, efectuada bajo el nivel base de oleaje. Quizás en el caso de las lutitas las condiciones en el medio de depósito fueran temporalmente deficitarias en oxígeno, dado el carácter reductor o anóxico atribuible localmente a estas facies.

El análisis de varios cortes seriados permite observar gráficamente las variaciones laterales de facies intraunidad. Así, en el sector oeste, la columna de Goronaeta-Orkatzategui-base de la sierra de Urkilla (Fig. 132), efectuada en su último tramo a favor de la conducción de agua que parte desde un pequeño embalse situado en la falda meridional del monte Orkatzategui, en dirección a Urkilla a través de Santakutzeko lepoa, muestra una serie de al menos 4 intercalaciones brechoides de espesor decamétrico a hectométrico. Se trata de parabrechas con clastos de tamaño máximo decamétrico (Facies F sensu MULLINS y COOK, 1986), intercaladas entre niveles de margas autóctonas (Facies G sensu MULLINS y COOK, 1986) o deslizadas (Facies F2, sensu PICKERING et al., 1986).

Por otro lado, en un corte paralelo realizado unos 2 kilómetros al este, entre la presa de Jaturabe y siguiendo el arroyo de Usabakotxena en sentido ascendente hasta el pie septentrional de la sierra de Urkilla (Fig. 133), se observan niveles brechoides mucho más finos (a escala centimétrica), intercalados a diversas alturas estratigráficas, siendo en conjunto correlacionables con los de la columna contigua por el oeste.

Una evolución similar entre facies proximales y distales se observa al analizar un corte en el sector este de la unidad (en el área superior de la campa de Urbía) y compararlo con el corte central de la Fig. 133). Bajo el litosomo de Zabalaitz se han reconocido olistolitos de hasta 25 metros (Fig. 134), que devienen progresivamente menores hacia el centro de la cubeta de Araoz, en donde, como señalábamos más arriba, apenas si sobrepasan la escala centimétrica.

Analizaremos a continuación las subunidades calizas de Enaitz, Aránzazu y Zabalaitz, concentradas en el borde superior oriental de la unidad de Araoz.

El litosomo de Enaitz representa el cuerpo calizo más bajo estratigráficamente y de menor tamaño de los tres. Se compone de calizas puras tanto micríticas como calcareníticas, con numerosos restos de fauna característica de biotopos urgonianos de aguas someras. Aparece encajado entre depósitos margosos con intercalaciones calizas brechoides (Fig. 134). Su base es irregular, y localmente muestra testimonios de incipiente deslizamiento sinsedimentario ("glide"); concretamente se han apreciado repliegues en las margas infrayacentes, así como algunas estructuras de inyección margosa en la base de la caliza, lo que sugiere un estado plástico en el cuerpo calizo durante su desplazamiento sobre el fondo marino. El techo de Enaitz es horizontal y neto, y su desaparición lateral se produce en sentido E por indentación de varias lenguas brechoides con las margas de Araoz (en la ermita situada sobre las praderas de Urbía); hacia el oeste cambia inicialmente a margas, pero parece continuarse a través de un nivel parcheado de calizas micríticas coralinas, que se sitúa sobre la unidad de Orkatzategui en el sector de Malla-Tellakaskueta.

Los otros dos litosomos de dimensiones kilométricas (Aránzazu y Zabalaitz) se sitúan a similar altura estratigráfica, ligeramente por encima del anterior.

Las calizas de Aránzazu afloran sobre y al SO del santuario de la Virgen de igual nombre, y constituyen un litosomo calizo netamente diacrónico e irregular, que se acuña lateralmente en los sentidos NO y SE. Se componen básicamente de calizas micríticas masivas, formando montículos arrecifales de requiénidos y corales (Fig. 135) apilados verticalmente. En el área central se observa cómo tras un primer depósito calcáreo hectométrico, generalizado en todo el litosomo, aparecen facies de lutitas, margas y brechas calizas intraformacionales, sobre un techo calizo localmente erosivo. Sin embargo, en el sector más occidental la prolongación vertical del litosomo calizo sugiere que continuó la sedimentación de carbonatos marino-someros, creándose un apéndice superior coralino al litosomo, progradante en el sentido SE. En el otro extremo del litosomo, borde SE, en Arriona, existe sobre la caliza de peña Gazteluaitz un afloramiento aislado de similar litología; éste podría representar un apéndice subsimétrico del mencionado anteriormente en Lopitzen-aitza. La base del litosomo calizo en conjunto se caracteriza por ser irregular y, en apariencia, diacrónica. Sus márgenes laterales son bruscos, apareciendo en tránsito lateral facies de lutitas y margas con brechas calizas intraformacionales, como puede apreciarse en las series levantadas tanto al SE (ascendiendo a partir de los campos de fútbol de Gazteluaitz, a través del riachuelo de Aránzazu), como al NO, en el barrio de Arrolas.

La columna de Arrolas (Fig. 136) revela tres tramos principales. Un conjunto inferior margoso en el que alternan margas y margocalizas. Un tramo lutítico intermedio con numerosos niveles alóctonos intercalados; se trata de facies A y F (MULLINS y COOK, 1986), que se interpretan como depósitos gravitatorios de resedimentación en masa, principalmente mediante mecanismos de flujo de derrubios. Y finalmente, un tramo superior terrígeno, consistente en lutitas y areniscas alternantes que ocasionalmente se ordena en secuencias negativas métricas; se interpretan como secuencias de progradación de orla de pequeños lóbulos turbidíticos.

La columna de los campos de fútbol de Gazteluaitz (Fig. 137) por su parte, revela a su vez tres tramos bien diferenciados. Un tramo inferior, compuesto por margas y margocalizas imperturbadas (Facies G sensu MULLINS y COOK, 1986). Un tramo intermedio formado por lutitas y algunas areniscas con numerosos niveles intercalados de brechas calizas intraformacionales

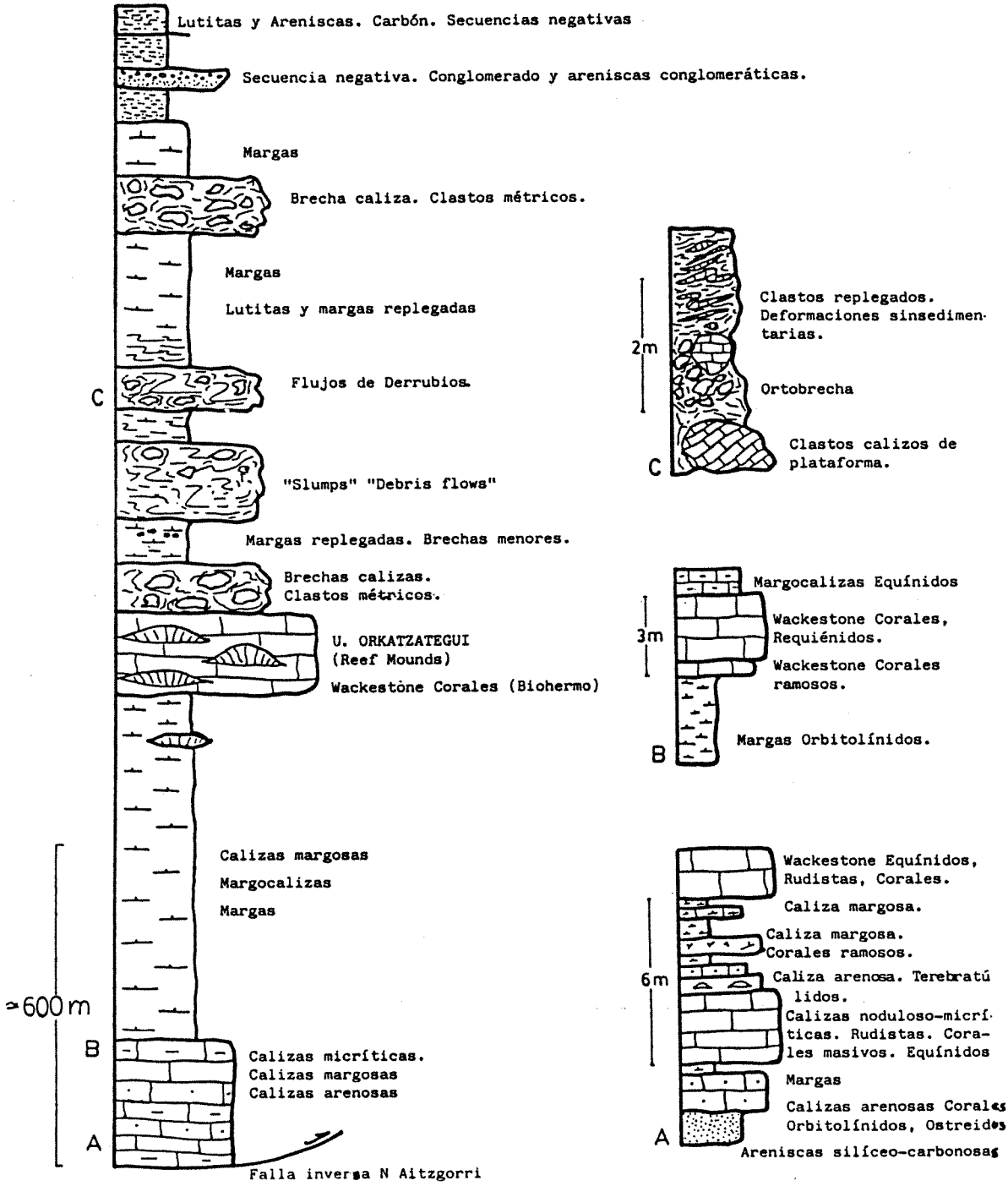


Fig. 132. Columna estratigráfica simplificada de Goronaeta-Orkatzategui-base de la sierra de Urkilla, a través de las unidades de Urbia, Orkatzategui, Araoz y Valmaseda. Los detalles A, B y C corresponden a ampliaciones de tramos significativos.

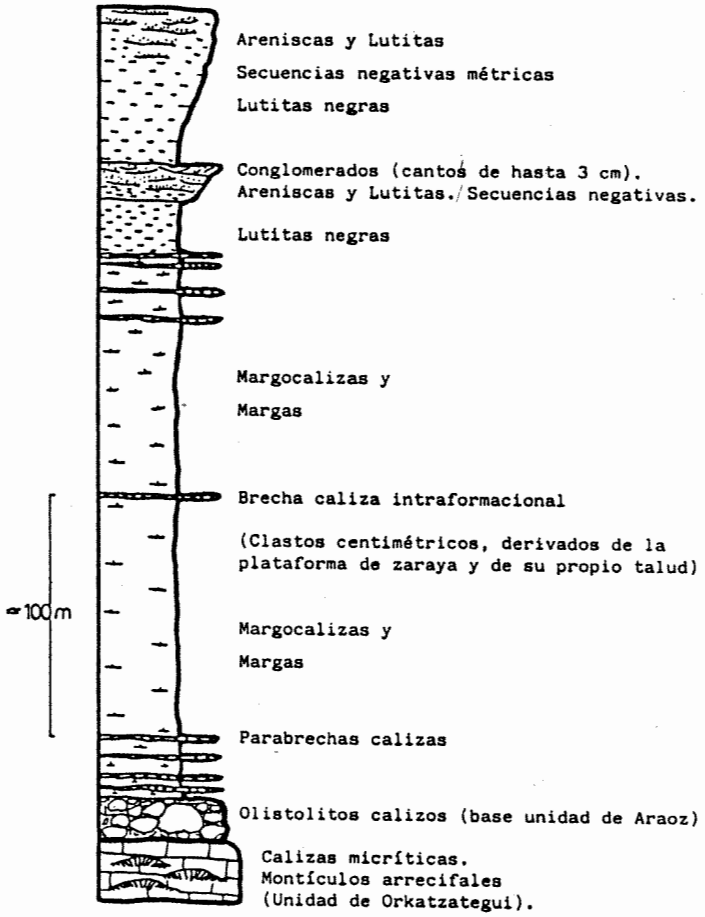


Fig. 133. Columna estratigráfica de la unidad de Araoz entre la presa de Jaturabe y el pie de la sierra de Urkilla, siguiendo el arroyo de Usabakotxena. A destacar la menor potencia relativa de los niveles brechoides intercalados entre margas, respecto al corte subparalelo efectuado más en proximidad a la unidad de Zaraya (fig. 132).

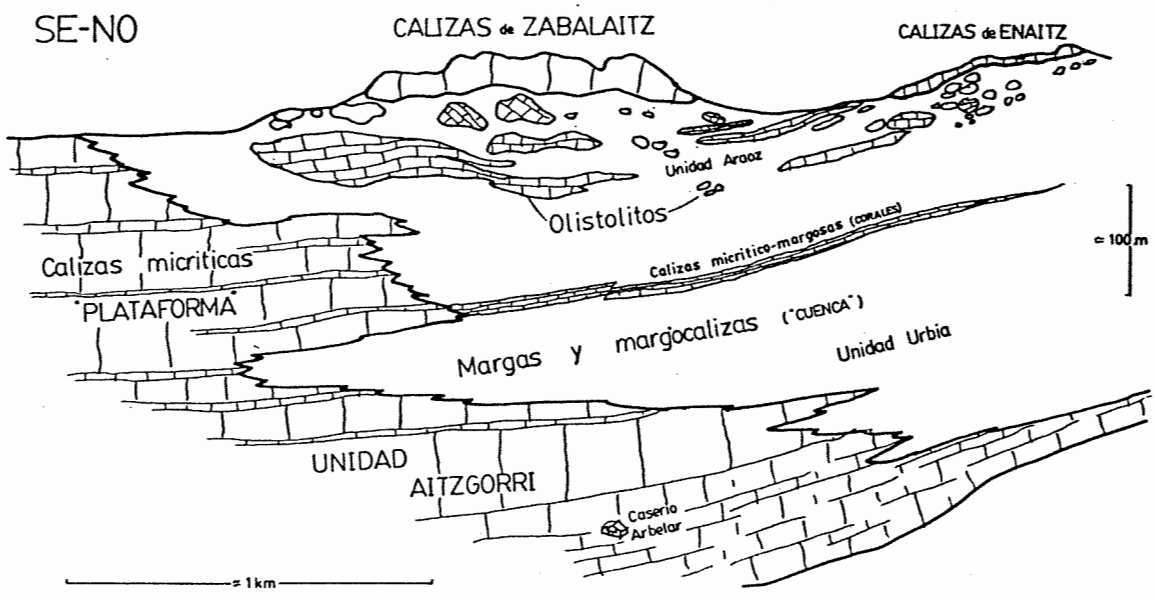


Fig. 134. Cambio lateral de facies de la unidad caliza de Aitzgorri hacia el NO, en el sector de las campas de Urbia. Esquema de campo realizado desde la cima del monte Aketegui (cresteria del Aitzgorri).

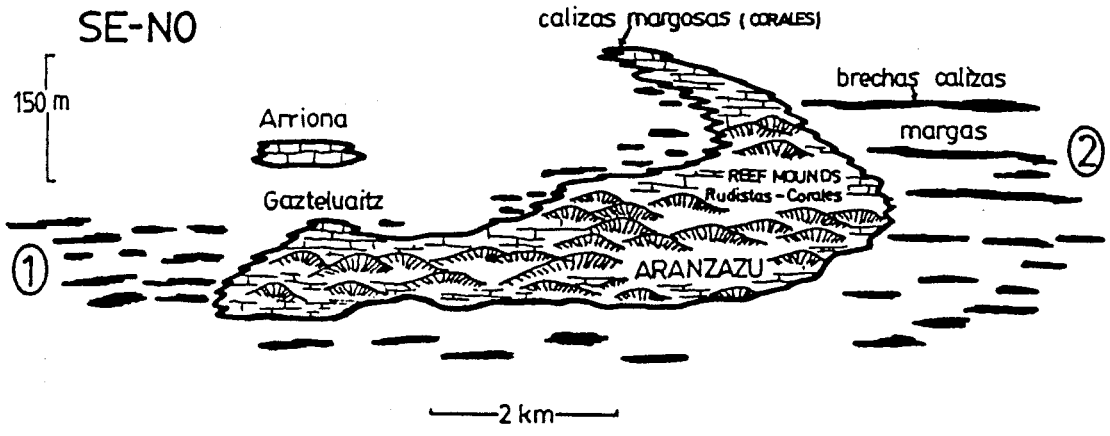


Fig. 135. Arrecife pináculo de Aránzazu. Relaciones de facies entre la unidad caliza diacrónica de Aránzazu y los sedimentos margoso-brechoides encajantes, pertenecientes a la unidad de Araoz.

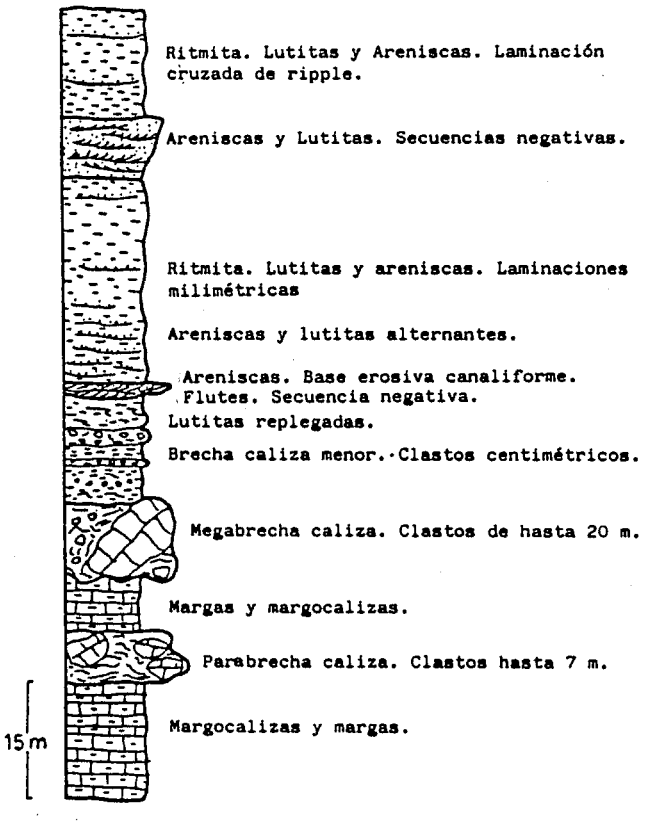


Fig. 136. Columna estratigráfica de la unidad de Araoz en el barrio de Arrolas, al NO del litosomo de Aránzazu (2, fig. 135).

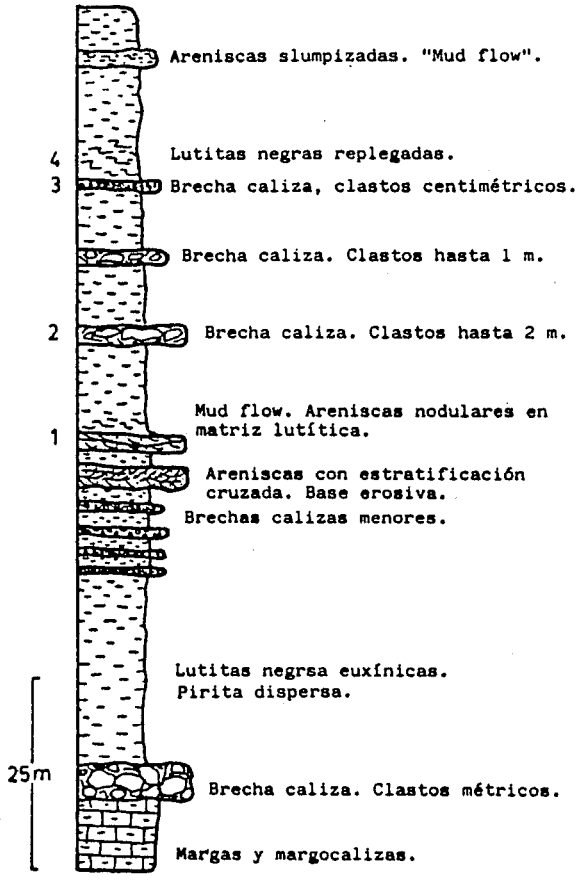


Fig. 137. Columna estratigráfica de la unidad de Araoz en el área de los campos de fútbol de Gazteluaitz, al SE del litosomo de Aránzazu (1, fig. 135).

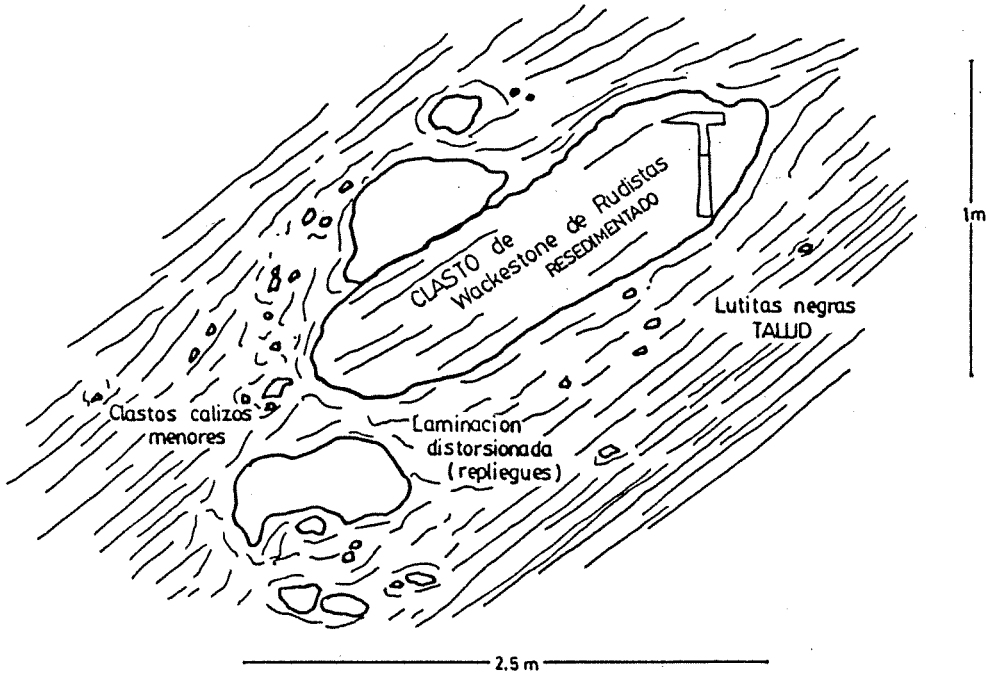


Fig. 138. Depósitos de emplazamiento gravitatorio en masa (debritas) en la unidad de Araoz. Aparecen constituidos por clastos de naturaleza diversa, embebidas en una matriz lutitica localmente replegada. El esquema se refiere a un detalle del afloramiento localizado en el nivel 2 de la fig. 137.

(Facies F_1, sensu PICKERING et al., 1986). Y, finalmente, un tramo superior constituido por lutitas negras y areniscas, que pueden aparecer replegadas y deslizadas de forma penicontemporánea (Facies F_2 sensu PICKERING et al., 1986). Este último rasgo es asimismo característico del tramo intermedio brechoide; las lutitas y margas se encuentran distorsionadas y replegadas en proximidad de los clastos calizos, probablemente como resultado de su emplazamiento en masa (2, Fig. 137 - Fig. 138). La naturaleza de los clastos es mayoritariamente caliza (micritas con rudistas de plataforma), y más esporádicamente pueden hallarse clastos centimétricos de areniscas con cantos blandos lutíticos ("clay chips"); su ordenación por tamaños es nula y muestran por lo general bordes redondeados. En conjunto la organización vertical de los niveles brechoides, en base a su espesor y taño de clasto es netamente positiva, apareciendo hacia el techo del tramo segundo, ruditas sobre superficies canaliformes, de espesores centimétricos que se acuñan lateralmente en muy cortas distancias (3, Fig. 137 - Fig. 139).

La existencia de pequeñas cicatrices de deslizamiento penicontemporáneo (1, Fig. 137 - Fig. 140), junto con el reconocimiento de numerosos niveles de lutitas resedimentadas (4, Fig. 137 - Fig. 141), sugieren la existencia de pendientes sindeposicionales, lo que nos inclina a pensar en un ambiente deposicional de talud-prodelta.

En resumen, pues, las calizas de Aránzazu constituyen un crecimiento carbonatado aislado que se formó sobre niveles margosos de cuenca intraplataforma. El "buildup" está flanqueado por series de cuenca consistentes en margas y brechas calizas, aunque en los márgenes del crecimiento no existe indentación mutua aparente excepto en el techo del arrecife. Su composición es variada, aunque con predominio micrítico, y muestra superficies de estratificación internas paralelas a las de los sedimentos encajantes; este dato junto con la existencia de diferentes etapas de desarrollo interno, dentro de una aparente relativa uniformidad en las condiciones de su formación, sugiere una acumulación "in situ". La finalización de su crecimiento se debió en gran medida al incremento generalizado de aportes terrígenos finos en el área.

La subunidad caliza de Zabalaitz, por otro lado, comparte muchas de las características descritas para Aránzazu, esto es: está embebida entre margas y lutitas brechoides interpretadas como de talud arrecifal y cuenca (Fig. 142).

Su composición interna es principalmente de "reef mounds" de rudistas y corales, y su base es irregular; además, habría que añadir su organización interna general con clinoformas progradantes hacia el sur (Fig. 143). En este caso parece plausible el considerar como controles principales en la localización y desarrollo del "buildup", en primer lugar unas condiciones ambientales de profundidad y claridad de aguas adecuada, y en un segundo un sustrato ligeramente sobreelevado en el fondo marino, quizás producido por la protuberancia de los depósitos de megabrechas infrayacentes (mecanismo ya aducido por MOUNTJOY y RIDING, 1981 para biohermos devónicos del Canadá).

Los testimonios de resedimentación de brechas calizas en series margoso-lutíticas llegan a observarse muy altos en la serie estratigráfica, incluso a techo de la unidad de Aitzgorri, en los sectores de Oltza (A) y Burdigalaitz (B) (Fig. 144). Son estos niveles los que prácticamente coinciden con el límite superior de la unidad de Araoz, y por encima se sitúa el tránsito gradual al complejo supraurgoniano.

En resumen, pues, se interpreta la unidad de Araoz como depositada en una cuenca interarrecifal (intraplataforma), bordeada por dos bancos calizos que suministraban material de

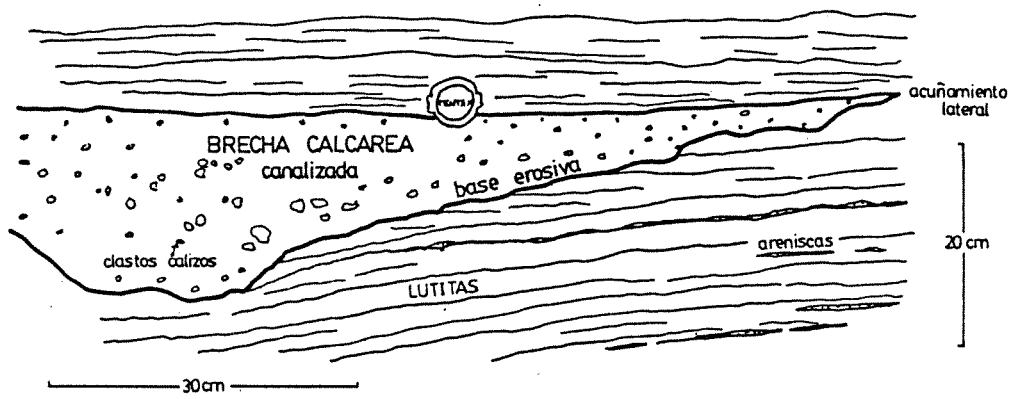


Fig. 139. Nivel brechoide canaliforme en la unidad de Araoz (Gazteluaitz), mostrando un rápido acuñamiento lateral. El esquema corresponde al nivel 3 de la fig. 137.

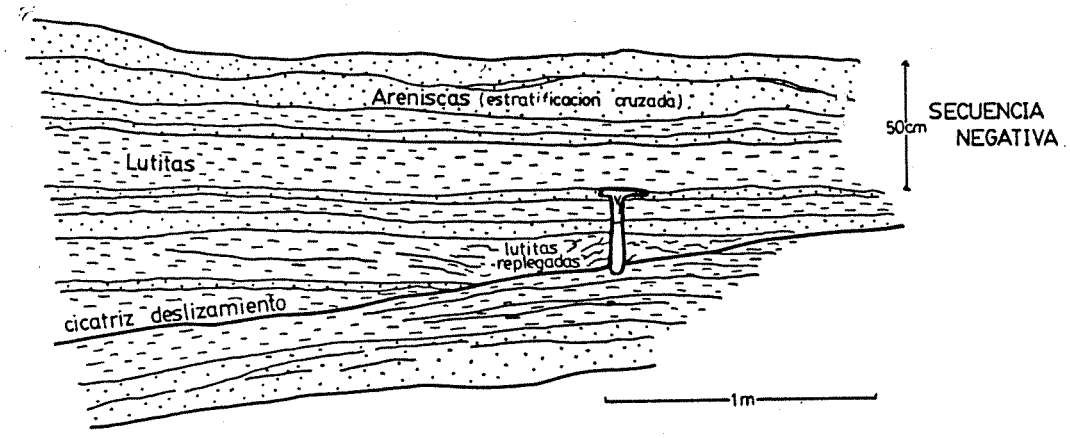


Fig. 140. Estructuras de deslizamiento sinsedimentario (cicatrices de "gliding") en algunos tramos terrígenos de la unidad de Araoz (Gazteluaitz). El detalle de este esquema corresponde al nivel 1 de la fig. 137.

sus márgenes en forma de clastos de diverso tamaño, transportados en masa desde el borde de plataforma hacia el centro de la cuenca; estos niveles alóctonos se intercalaban entre lutitas y margas autóctonas, depositadas por lenta decantación. Se observa en este sentido, un decrecimiento en el tamaño de clasto y espesor de los niveles alóctonos al alejarse de los márgenes de los bancos hacia el interior de la cuenca. Los tres cuerpos calizos presentes en la parte superior oriental de la unidad, deben corresponder a dos momentos diferentes de caída relativa del nivel del mar, habiendo posibilitado cada uno de ellos la instauración localizada de condiciones de sedimentación marina somera, en áreas donde anteriormente dominaban los depósitos de cuenca. Esta hipótesis de crecimientos carbonatados fundamentalmente autóctonos ha sido adoptada (sin descartar posibles ligeros deslizamientos sinsedimentarios de estas masas), en virtud fundamentalmente de los sobrecrecimientos e identaciones claras de algunas de sus lenguas con los sedimentos de talud encajantes. En el caso de Zabalaitz se aprecia una tendencia de progradación hacia el sur, en tanto que en Aránzazu el crecimiento parece ser fundamentalmente vertical, con formación de una cuenca interarrecifal interna a menor escala, en base al crecimiento diferencial calizo marginal, que siguió el principio del cubo ("bucket principle", KENDALL y SCHLAGER, 1981).

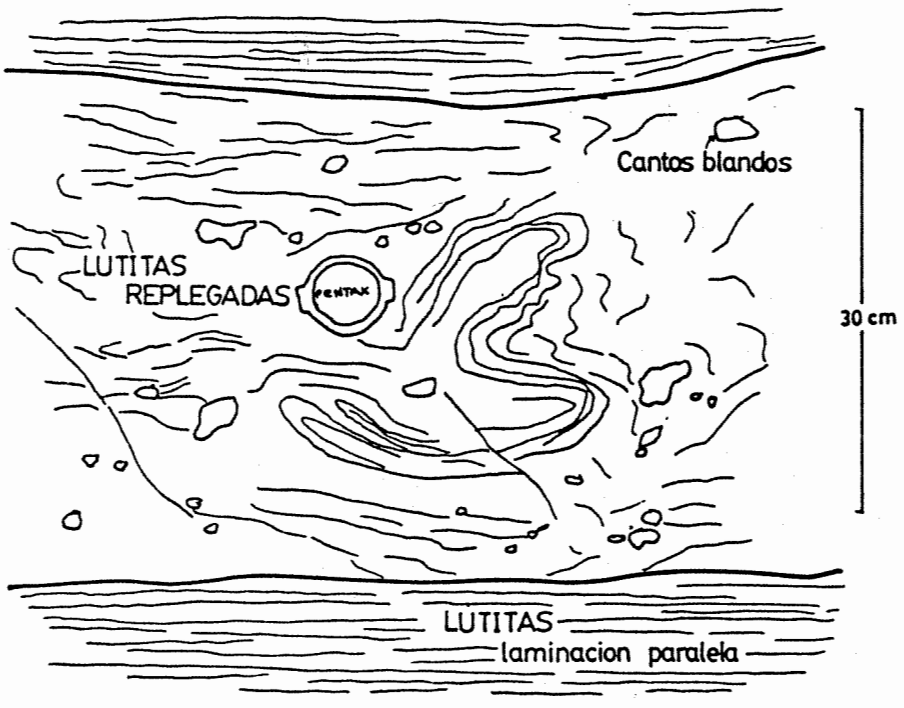


Fig. 141. Niveles de lutitas deslizadas ("mud flows") en la unidad de Araoz (Gazteluaitz). Aparecen englobados en materiales autóctonos de similar litología. El esquema corresponde a un detalle del nivel 4 de la fig. 137.

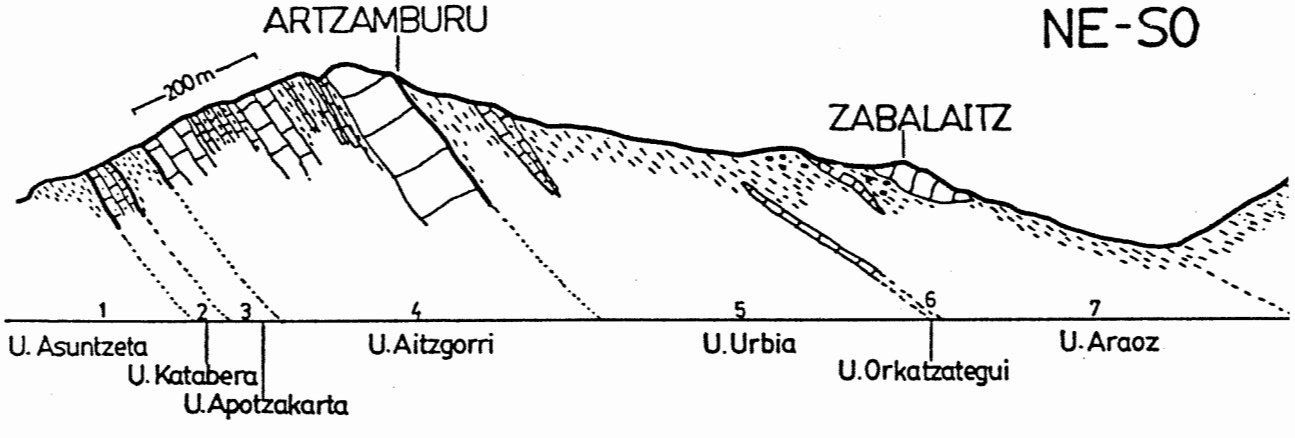


Fig. 142. Corte geológico NNE-SSO mostrando las diferentes unidades diferenciadas en la sierra de Aitzgorri. Realizado entre la base de la sierra de Aloña-Aitzgorri y la base de la sierra de Urkilla, a través de Artzanburu y Zabalaitz. Con representación de 7 de las unidades urgonianas definidas en este área.

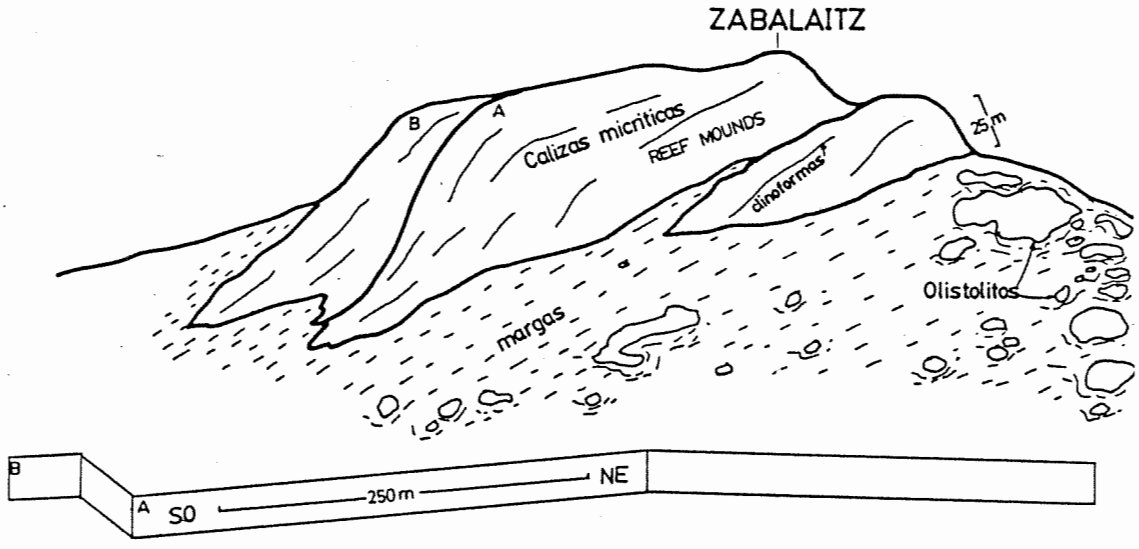


Fig. 143. Miembro calizas de Zabalaitz, en la unidad de Araoz. Su composición es eminentemente micrítica, con numerosos montículos arrecifales. Presenta clinoformas progradantes hacia el SO, y pasa lateralmente a margas con frecuentes intercalaciones de calizas brechoides. Esquema realizado desde el monte Petrinaitz (1217 m.).

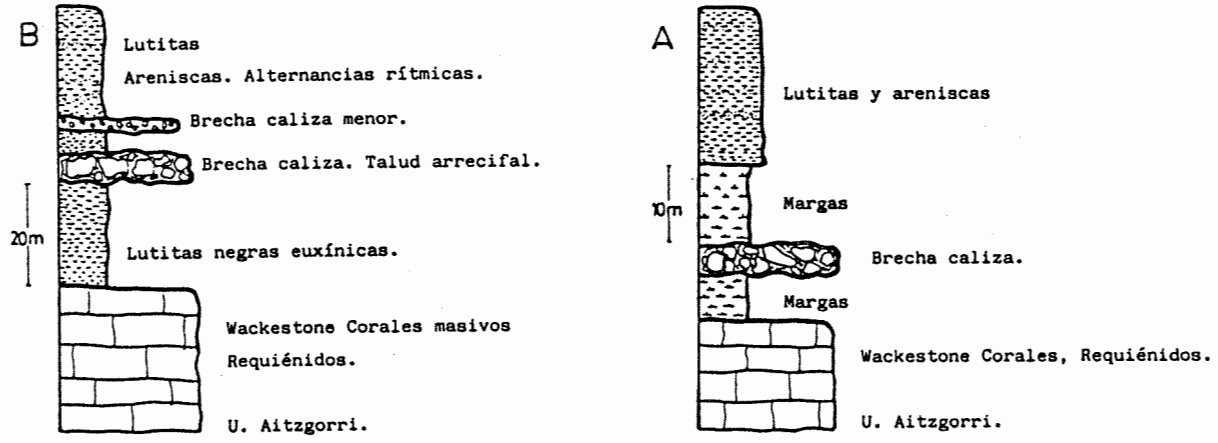


Fig. 144. Secuencias-típicas del tránsito entre las unidades de Aitzgorri (caliza) y Araoz (lutítica, margosa y brechoide), en los sectores de Oltza (A) y Burdigalaitz (B).

3.4.9. CALIZAS DE AITZGORRI

Se caracteriza esta unidad por el predominio de las calizas puras, micríticas o calcareníticas, con abundantes restos de fauna y flora de aguas someras: rudistas, corales masivos y ramosos, **Chondrodonta** sp., ostreidos, algas calcáreas verdes, **Bacinella irregularis** RADOICIC, equinodermos, orbitolínidos, diversos microforaminíferos, lamelibranquios, miliólidos, esponjas, chaetétidos, briozoos. Las microfacies revelan el predominio de texturas wackestone, con algas verdes codiáceas, algas calcáreas rojas, **Cuneolina** sp., **Orbitolina (Mesorbitolina) minuta** DOUGLASS sensu Moullade et al. u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Schroeder, **Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava** LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al., miliólidos, braquiópodos, lituólidos, **Nautiloculina** sp., gasterópodos, **Charentia** sp., pellets y rellenos geopetales.

Se extiende lateralmente entre las inmediaciones del alto de Urtagain, en la carretera de Oñate a Aránzazu, al NO, y el cierre periclinal de Umeldia, al SE. Muestra un espesor máximo en el área central (Aitzgorri) y mínimo en sus extremos. Al igual que en el caso de su unidad subsimétrica (Zaraya), se diferencian en ella dos grandes tramos: un inferior A, constituido por alternancias de calizas micríticas y calizas margosas, que confor-

man los 3/4 inferiores de la sierra de Aloña, y uno superior B, compuesto mayoritariamente por calizas con rudistas y corales, en cuya base se aprecia una importante reducción en la extensión lateral de la unidad y cuyo ulterior crecimiento se restringe al sector SE.

A fin de reconocer las principales variaciones laterales de facies y composición interna, ofreceremos a continuación una serie de cortes seriados de la unidad a partir de su extremo NO y en dirección SE.

En el área más occidental, bajo la peña Atxulube, no se observa la base de la unidad, debido al accidente tectónico inverso de Aitzgorri. Sin embargo, se deja entrever una cierta reducción de espesores en esta vertical respecto a otra más central. Al mismo tiempo se aprecia cómo las calizas de la cima del Aloña cambian de facies hacia el NO, subdividiéndose en varias lenguas separadas por margas y margocalizas (Fig. 123). La serie aquí (Urtagain-Jaturabe) consta de alternancias de calizas micríticas, margas y calizas margosas. Las calizas micríticas son wackestones de corales masivos, ramosos y **Chondrodonta** sp. Las margas, menos resaltantes, poseen pectínidos, equinodermos y espículas de esponja. Las calizas margosas contienen corales masivos planares.

Unos 10 kms. hacia el Este, en un segundo corte de la sierra de Aloña entre Katebera y Guezaltza (Fig. 145), se diferencian las unidades de: 1-Asuntzeta (techo), 2-Katabera, 3-Apotzakarta, 4-Aitzgorri (A y B), 5-Urbía, 6-Orkatzategui, y 7-Araoz (base). En la unidad 4 se distinguen un cuerpo mixto carbonatado-siliciclástico inferior (A), y uno micrítico superior (B).

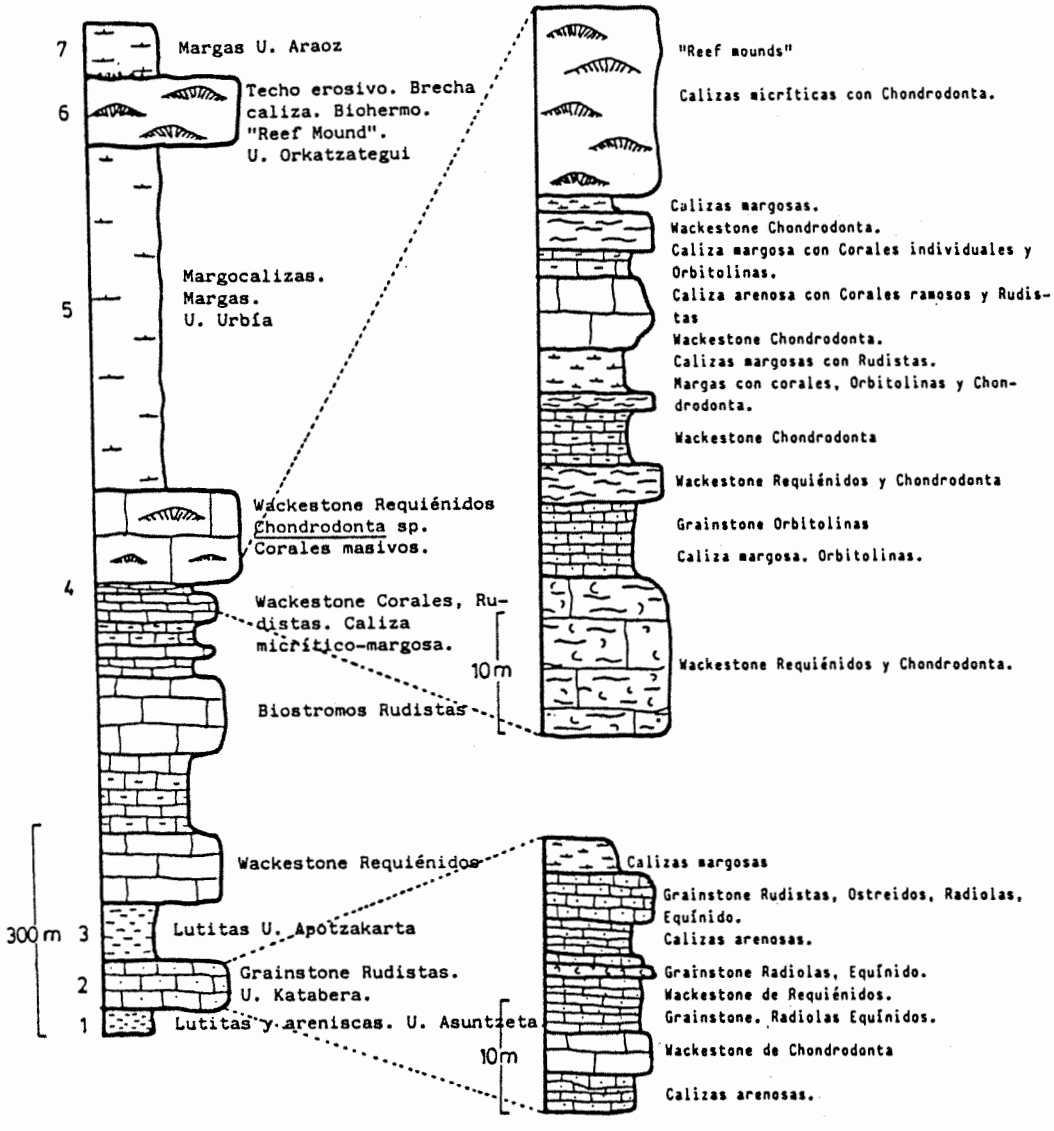


Fig. 145. Columna estratigráfica simplificada de la sierra de Aloña entre Katabera y Guezaltza. Las unidades distinguidas son: 1-Asuntzeta, 2-Katabera, 3-Apotzakarta, 4-Aitzgorri, 5-Urbia, 6-Orkatzategui, y 7-Araoz. Las secciones detalladas de la derecha corresponden a tramos de particular interés.

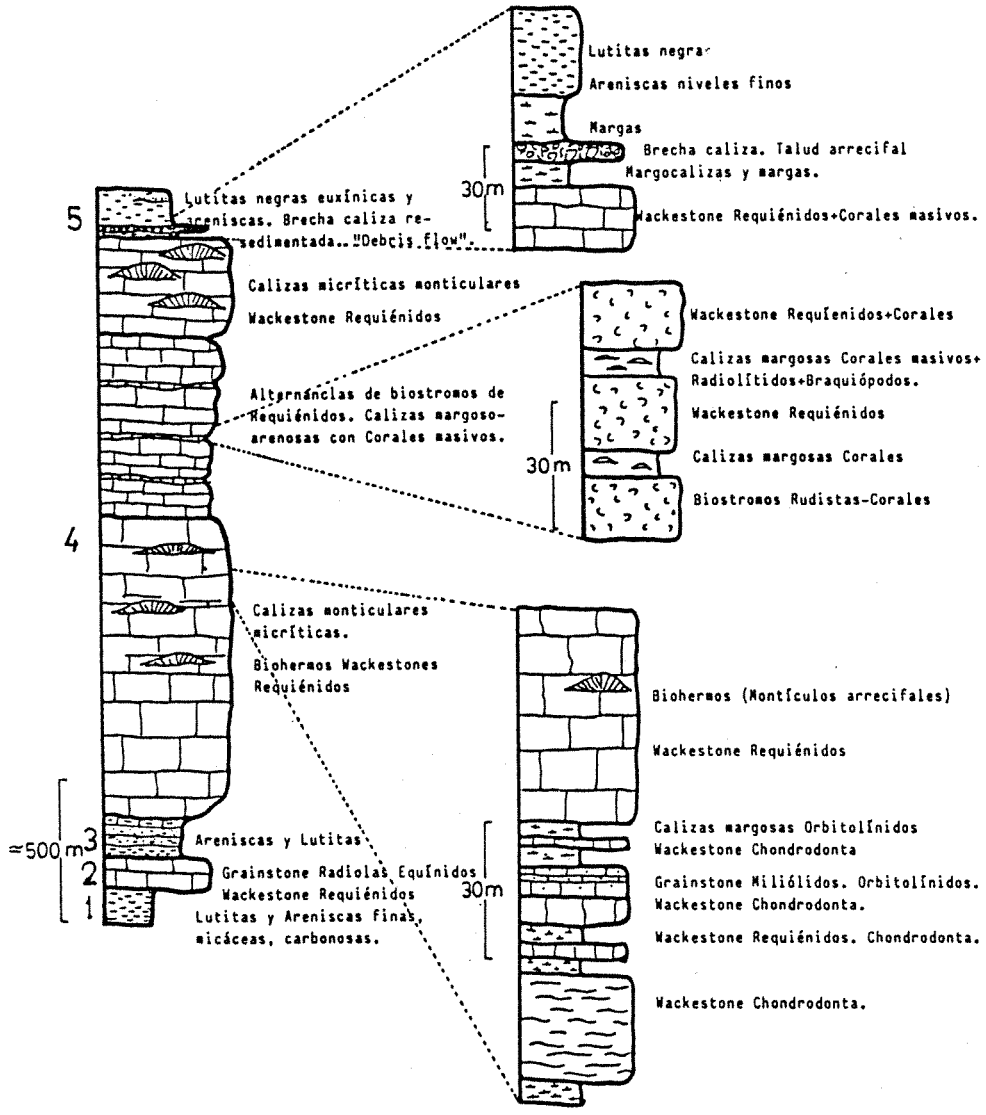


Fig. 146. Columna estratigráfica esquemática de la sierra de Aitzgorri entre Irutxetas y Oltza, a través del pico Aitzgorri. Las unidades distinguidas son: 1-Asuntzeta, 2-Katabera, 3-Apotzakarta, 4-Aitzgorri, y 5-Araoz. Las secciones de la derecha corresponden a subtramos ampliados.

En el cuerpo inferior (A) se observan alternancias de biostromos de rudistas y calizas margosas y micrítico-margosas. En el detalle existen ciclos ABAB, en donde A es un miembro de espesor métrico que puede consistir en calizas margosas con orbitolinas, calizas arenosas con corales ramosos o bien grainstones de orbitolínidos; y un nivel B, que generalmente es un banco, también a escala métrica, de wackestones de **Chondrodonta** sp. y rudistas (requiénidos). Se interpreta esta ciclicidad como resultado de alternancias de períodos de invasión de la plataforma de finos terrígenos en suspensión, que contaminan las facies, y de "momentos" en que los biotopos urgonianos se mantienen al margen de estas avenidas, y permiten el desarrollo de ecosistemas típicos de plataforma carbonatada urgoniana.

El cuerpo micrítico superior (B) posee rasgos similares a los exhibidos por Kurutze-berri en la unidad de Zaraya. Consta de un conjunto de biohermos de micrita con rudistas y corales, que cambian de facies hacia el NO a margas y margocalizas de cuenca. Este techo calizo de la unidad de Aitzgorri en la cresteria de Aloña, es netamente diacrónico; localmente perdura la producción de carbonatos someros originándose dos protuberancias calizas métricas a decamétricas en Azkiola y Aloña (Fig. 109); ambas se interpretan como dos pequeños arrecifes-parche, que pasan lateralmente a facies margosas de la unidad de Urbia, depositadas en una cuenca intraplataforma y que vienen representadas por la unidad 5 de la columna anterior.

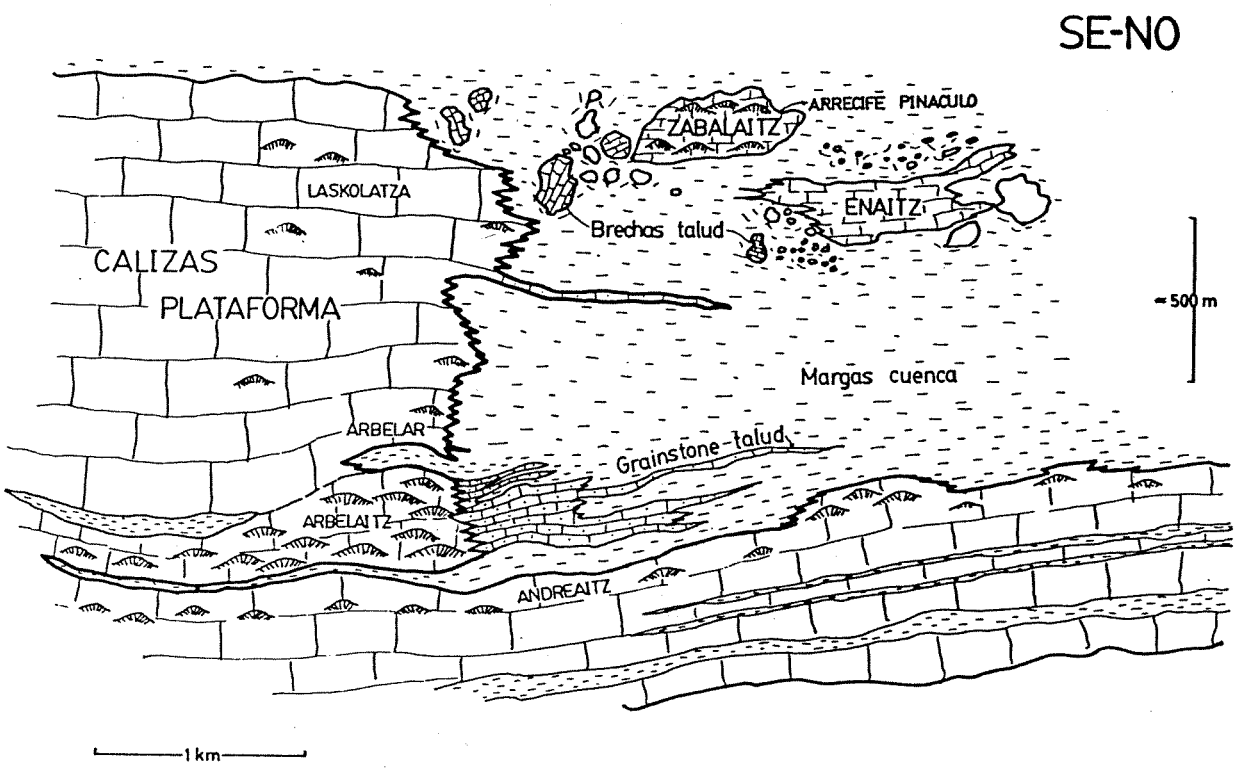


Fig. 147. Relaciones de facies en el margen noroccidental superior del banco carbonatado de Aitzgorri. Esquema de plataforma-cuenca, con resedimentación de importantes olistolitos de talud hacia la parte superior de la serie. Albiense inferior.

Un tercer corte subparalelo, efectuado unos 6 kms. al Este del anterior, entre Irutxetas y Oltza a través del pico Aitzgorri, revela como en conjunto no es posible deferenciar los tramos A y B de la unidad de Aitzgorri debido a que las facies son globalmente de carácter micrítico (Fig. 146). Sin embargo, se detecta al este de Andreaitz, la cuña margosa de Urbía, que en el corte de Aloña suponía la finalización vertical de las calizas, en tanto que aquí, en la vertical de Irutxetas, las calizas llegan estratigráficamente por encima, pasando lateralmente (Fig. 147) no sólo a las propias margas de Urbía sino además a las margas y brechas de Araoz. En Oltza son frecuentes los ciclos de plataforma ABAB, en donde A es un miembro de wackestone de requiénidos-corales, y B consta de calizas micrítico-margosas con corales masivos, radiolítidos, equinodermos y braquiópodos. Estas secuencias se interpretan, asimismo, mediante variaciones periódicas en la proporción de limo y arcilla terrígena en suspensión que alcanzan la plataforma, lo que podría estar relacionado con un mecanismo alocíclico de naturaleza variable; podrían ser una respuesta a ciclos estacionales climáticos que, a su vez, habrían influenciado los aportes continentales, o bien ser el resultado de variaciones relativas del nivel del mar a muy pequeña escala. Hacia techo del corte, las calizas aparecen cubiertas por la unidad de Araoz que consta en su base, de margas y lutitas con intercalaciones de brechas calizas, cuyos clastos –de hasta 60 cms.– englobados entre los depósitos autóctonos deslizados, se interpretan como depósitos de flujos de derrubios. Este tránsito vertical revela un hundimiento general de la plataforma, con instauración en su techo de un talud arrecifal.

Un cuarto corte paralelo, efectuado entre Iturzabal y la boca del sondeo Aitzgorri-1, unos 4 kms. al SE del anterior (Fig. 148) revela como la unidad de Aitzgorri se halla constituida mayoritariamente por calizas micríticas de rudistas y corales. Aquí no es válida la división en tramos A y B realizada en el sector de Aloña, se aprecian, en su lugar, básicamente 2 conjuntos de espesor cercano a los 250 metros cada uno, constituidos por calizas micríticas con numerosos "reef mounds" de talla decamétrica, separados por un tramo intermedio de unos 700 metros (asimismo calcáreo), compuesto por alternancias de calizas micríticas, calcareníticas y margoso-micríticas.

El conjunto inferior o de Iturzábal se compone de facies micríticas masivas, con montículos arrecifales apilados verticalmente (Fig. 149). Su base evoluciona hacia el NO, cambiando a lutitas, margas y calizas margosas de las inmediaciones de la cueva de San Adrián. A continuación, el conjunto intermedio aflora en ambas vertientes de peña Aratz; se compone de ciclos en los que alternan estratos resaltantes en el relieve, formados por wackestones de requiénidos que ocasionalmente conforman biohermos métricos, y estratos comparativamente menos resaltantes y a menudo cubiertos por hierbas que pueden ser grainstones de fragmentos de rudistas, equinodermos y orbitolínidos; packstones de miliólidos, orbitolínidos, rudistas y esponjas, o bien calizas margosas con equinodermos y lamelibranquios. Se interpretan estos ciclos, dentro de un contexto general de plataforma carbonatada, como resultado de diferentes condiciones físico-químicas del medio ambiente; en concreto revelan variaciones en el régimen hidrodinámico del fondo marino, con cambios sucesivos entre condiciones de relativa agitación y quietud (detalle Fig. 148).

El conjunto intermedio (Fig. 148) cambia lateralmente de fa-

cies hacia el NO, haciéndose más abundantes las margas y calizas margosas con espículas de esponja en detrimento de las facies micríticas (vertical de la calzada romana). Este cambio de facies se interpreta como una incipiente preformación de una pequeña cuenca en el interior del banco carbonatado de Aitzgorri; esta característica cuenta ya con precedentes análogos, tratados previamente en el área vecina de Gorbea, en donde ya se mencionó la existencia de la cuenca de Lexardi (FERNANDEZ-MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR, 1986), dentro del banco carbonatado de Itxina. En ambos casos su desarrollo se interpreta como resultado del hundimiento incipiente de la plataforma, por debajo de la zona fótica o de óptima producción de carbonato ("drowning"), en probable respuesta a un ascenso relativo del nivel del mar, que, momentáneamente, sólo pudo ser compensado en ciertas áreas de la misma.

El conjunto superior (Fig. 148) consta esencialmente de calizas micríticas masivas, con presencia de grandes montículos arrecifales como el de Hagiñeta, en donde las facies de núcleo alcanzan tallas decamétricas; dichas facies están formadas por biomicritas de **Bacinella irregularis** RADOICIC, y rudistas (requiénidos). Hacia el techo calizo superior de este conjunto existe una intercalación lutítica, que precede a la reinstauración muy localizada (área del sondeo Aitzgorri-1) de un parche calizo arrecifal de corales aislado. Este parche, de espesor medio de unos 30 metros, se encuentra situado inmediatamente debajo de las series terrígenas de lutitas, areniscas y conglomerados del complejo supraurgoniano.

Un quinto corte paralelo, levantado a unos 3,5 kms. al SE de peña Aratz (1.445 metros), en peña Umeldia (Fig. 150), ha permitido determinar una importante reducción de espesores de la unidad de Aitzgorri en este sentido; se pasa de potencias superiores al millar de metros a apenas un centenar de metros; aunque algunas pequeñas fallas normales hayan contribuido quizás a una reducción aparente. Precisamente esta comparativa baja

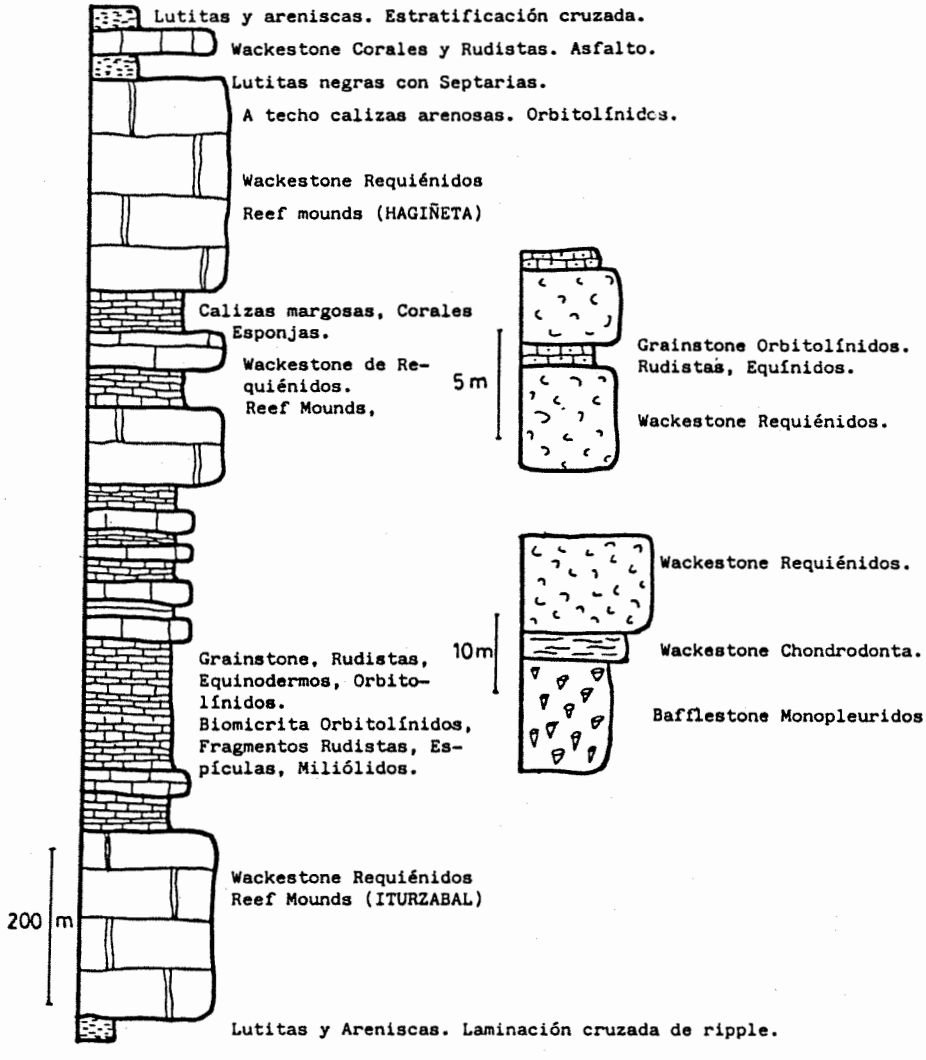


Fig. 148. Columna estratigráfica del sector oriental de la unidad de Aitzgorri, entre Iturzabal y el sondeo de Aitzgorri-1 (a través de la cima de peña Aratz, 1443 m.).

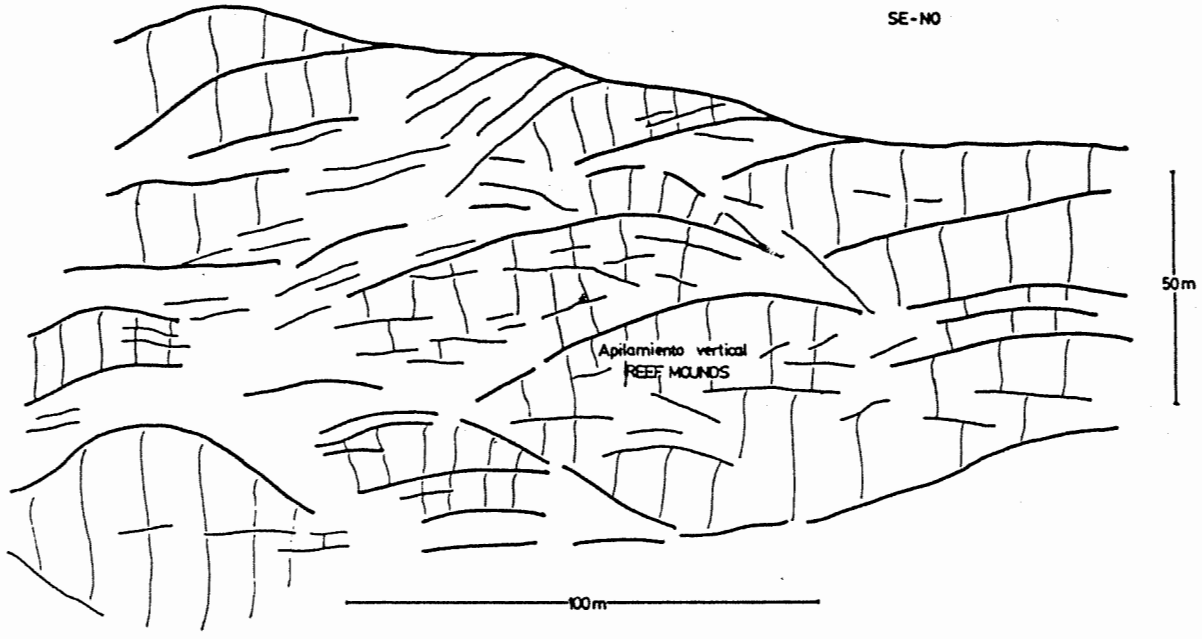


Fig. 149. Montículos arrecifales apilados verticalmente en la base de la unidad de Aitzgorri, sector de la cueva de San Adrián. Los biohermos se componen mayoritariamente de facies micríticas de rudistas (wackestone).

tasa de subsidencia se puede correlacionar con la actuación ulterior de este sector (cierre perianticlinal de Umeldia), como una zona de alto relativo, en la que se desarrollaron los "atolones" diapíricos ("Atoll-diapirs") de Eguino (REITNER, 1982), en el Albiense superior. La columna de Umeldia consta pues de tres grandes tramos de espesores decamétricos (Fig. 150). El tramo inferior está formado por calizas micríticas con rudistas (requiénidos) y corales, que alternan con calizas noduloso-margosas, lutitas y areniscas; estas facies se ordenan en secuencias de unos 10 metros con clara tendencia vertical de descontaminación en terrígenos (detalle, Fig. 150). El tramo intermedio consta mayoritariamente de lutitas y areniscas carbonosas, y se interpreta en conjunto como el resultado de la invasión por terrígenos de la plataforma carbonatada infrayacente. El tercer y último tramo está constituido por calizas micríticas masivas, prácticamente libres de intercalaciones siliciclásticas; se trata de wackestones de corales, rudistas (requiénidos) y orbitolínidos, que caracterizan un medio ambiente de plataforma carbonatada somera. Sobre él se localizan los terrígenos que se pueden encuadrar ya dentro del sistema deltaico de Valmaseda.

La unidad de Aitzgorri se introduce bajo el complejo supraurgoniano de la sierra de Urkilla, por lo cual es difícil establecer cuál es su evolución de facies en sentido sur. Sin embargo, en base a nuestros datos de observación directa en el borde SE del macizo de Aitzgorri, nos inclinamos por la hipótesis según la cual las calizas de Aitzgorri experimentarían, al menos en su parte superior, un tránsito lateral a los terrígenos de la unidad de Arlabán, de modo análogo al que se produce en el cierre perianticlinal de Umeldia. Nuestra hipótesis contradice pues, las ideas preexistentes, plasmadas en los cortes geológicos de la hoja geológica 1:50000 (Salvatierra) del I.G.M.E., de los que parece deducirse la continuidad de los espesores en las calizas deAitzgorri en sentido sur, bajo el citado complejo supraurgoniano.

En sentido norte la unidad no permite observar sus equivalentes laterales en inmediata proximidad, dado que la sierra aparece limitada, en dicha vertiente, por el accidente tectónico inverso de Aitzgorri. Sin embargo, según se ha podido deducir por métodos bioestratigráficos, términos de la misma edad afloran en una banda cartográfica urgoniana entre San Prudencio (Vergara), al NO, y las inmediaciones de Etxegarate, al SE. Aunque dicha banda parece continuarse en sentido E, hacia la sierra de Aralar, no será objeto de estudio aquí más allá del citado puerto de montaña. El conjunto de materiales esencialmente margosos que la constituyen se engloban dentro de la unidad de Etxegarate, que es correlacionable con las de Ibarra (Gorbea) y Bilbao (Duranguesado), y que sugiere, al igual que ellas, un ambiente de depósito de base de talud arrecifal y/o cuenca intraplataforma.

La unidad de Aitzgorri conforma, pues, un crecimiento carbonatado ("carbonate buildup"), o bien arrecife estratigráfico (sensu DUNHAM, 1972) cuya génesis habría que ligar directamente a una tendencia general de ascenso del nivel del mar. Su localización y persistencia se debió producir a consecuencia de la existencia de un alto topográfico en el fondo marino. Este alto, junto con el responsable del origen del banco de Zaraya, debieron generarse en conjunto sobre un horst (Anticlinorio de Bilbao preformado incipientemente) que a su vez poseía, a menor escala, zonas de alto creadas por movimientos halocinéticos de las sales del Keuper, como en los dos casos citados de Zaraya y Aitzgorri.

Considerando los principales rasgos estratigráficos-sedimentológicos de las diferentes unidades es posible establecer una breve síntesis de la evolución sedimentaria del área del macizo de Aitzgorri. Con este fin se ha efectuado un corte compuesto de correlación general, aproximadamente SO-NE (Fig. 151).

En la base del Aptiense inferior, la sedimentación predominante fue terrígena de mar somero (U. Asuntzeta), sometida a ocasionales llegadas de corriente de algún sistema deltaico o de estuario amplio. En el transcurso del Aptiense inferior tuvo lu-

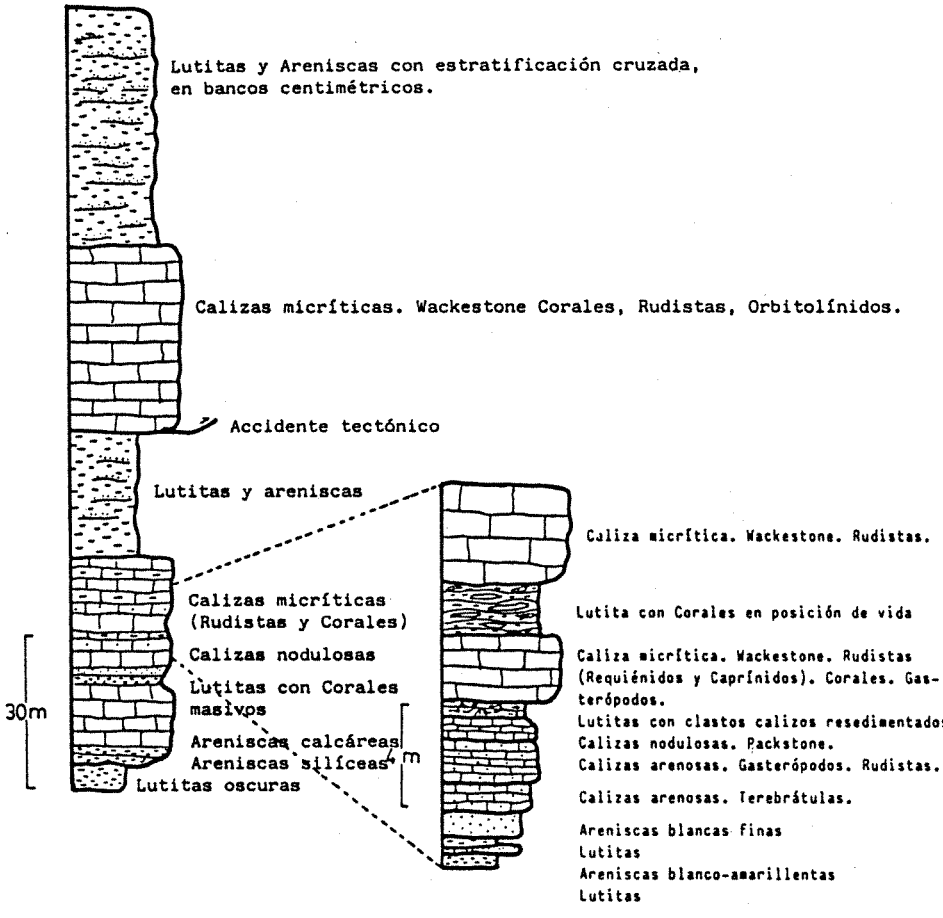


Fig. 150. Columna estratigráfica del extremo oriental de la unidad de Aitzgorri en peña Umeldia. A destacar la marcada disminución de espesores que experimentan las calizas de dicha unidad entre la vertical de la crestería de Arbelaitz-Aitzgorri y este sector.

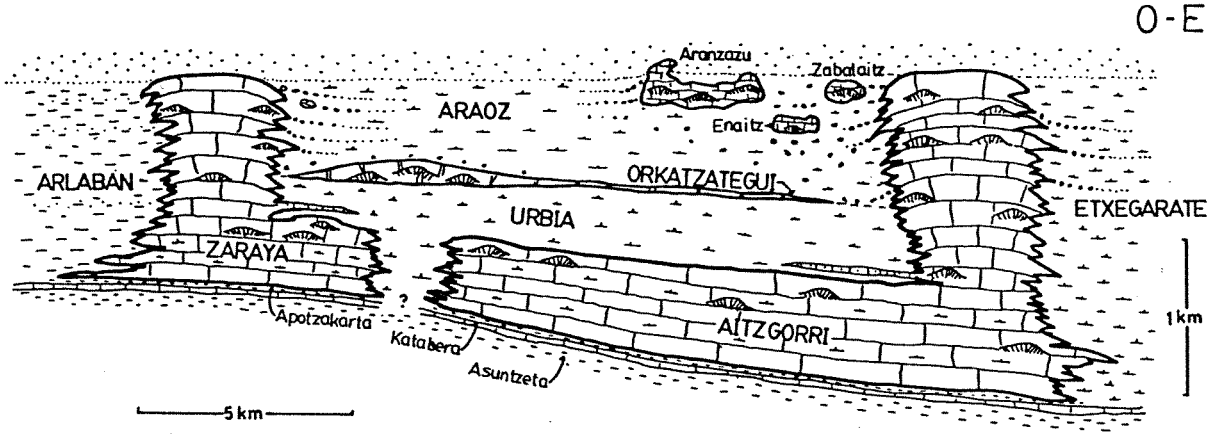


Fig. 151. Corte de correlación compuesto, oeste-este, mostrando el ordenamiento estratigráfico general del macizo urgoniano de Aitzgorri. Con distinción de las unidades de: Asuntzeta, Katabera, Apotzakarta, Zaraya, Urbia, Orkatzategui, Araoz, Arlaban, Aitzgorri y Etxegarate.

gar la paulatina instauración de los biotopos carbonatados de rudistas, a modo de parches arrecifales (U. Katabera). Una recrudescencia generalizada de la sedimentación terrígena puso fin momentáneo (U. Apotzakarta) a las factorías de carbonato en el Aptiense medio; probablemente estuvo ligada a una caída eustática del nivel del mar (curva de VAIL et al., 1977). Hacia el Aptiense superior se reanudó la sedimentación carbonatada en un primer momento, compitiendo aun con esporádicas avenidas terrígenas, al mismo tiempo que se individualizaban las dos áreas principales de sedimentación caliza: Zaraya y Aitzgorri. Estas condujeron a la formación de sendos bancos carbonatados de plataforma aislados, los cuales poseyeron, en su historia evolutiva más temprana, márgenes de tipo rampa carbonatada, con suaves pendientes bordeando las áreas de óptima producción de carbonato y dirigiéndose hacia las relativamente poco profundas (decenas, algún centenar de metros) cuencas intraplataforma adyacentes.

En el Albiense inferior (basal) los litotopos experimentaron una significativa drástica reducción areal, en favor de los sedimentos margosos de cuenca. Esto sugiere un rápido ascenso del nivel del mar que ocasionó un hundimiento de la plataforma ("drowning"), si bien éste no llegó a ser generalizado porque en áreas concretas menos subsidentes (Degurixa, Oltza), se mantuvo la producción de carbonatos de plataforma somera, como resultado probable de la incipiente halocinesis de las sales del Keuper.

Tras la etapa Albiense inferior basal se produjo una tímida pero perceptible invasión de la cuenca por dos lenguas de carbonatos (Arbelaitz-E y Kargaleku-O), que partiendo desde los cuerpos centrales se acuñaron hacia el centro de la cubeta de Urbia.

Sin embargo, es hacia la mitad del Albiense inferior cuando se produjo una fase corta, pero más generalizada de expansión de los litotopos calizos (U. Orkatzategui), dentro del área típica de cuenca; esto sugiere una repentina corta caída relativa del nivel del mar, seguida de una subida relativa del mismo. Para explicar la muerte de este arrecife se implica un hundimiento por una tasa de ascenso relativo del nivel del mar superior a la tasa de sedimentación de plataforma.

Dentro de la parte superior del Albiense inferior, los bancos de Zaraya y Aitzgorri desarrollaron sus márgenes más pendientes, como resultado de una fase de acentuada subsidencia diferencial. En el área central de Araoz y periférica de Etxegarate se originaron megabrechas de talud, constituidas por olistolitos decamétricos de naturaleza esencialmente micrítica, conteniendo rudistas y corales entre otros muchos fósiles; esto unido a su acuñamiento progresivo hacia el interior de la cubeta de Araoz, sugiere una procedencia somera y cercana, a partir de los márgenes de plataforma de los dos bancos antes mencionados. El emplazamiento, de estos "pedazos" de plataforma resedimentados o desplomados por el talud, debió estar ligado a sacudidas o movimientos de origen tectónico. El esquema diferia hacia el sur, ya que estos bancos poseían en dicho sentido taludes menos abruptos, oponiendo márgenes de tipo rampa a las llegadas de terrígenos (U. Arlabán) de procedencia meridional. Dentro de la unidad de Araoz se observan aisladas masas calizas de tamaño kilométrico (Enaitz, Aránzazu, Zabalaitz), que se hallan embebidas entre series de talud, con las que ocasionalmente se interdigitan; todo ello parece sugerir un origen autóctono a modo de arrecifes pináculo, que probablemente comenzaron a formarse sobre altos topográficos submarinos locales (quizás concentraciones de olistolitos), en momentos de descenso relativo del nivel del mar.

Hacia el Albiense medio, aproximadamente, el crecimiento vertical de los bancos de Zaraya y Aitzgorri se detuvo bruscamente, en respuesta a la llegada de grandes cantidades de sedimentos terrígenos de procedencia meridional (sierra de Urkilla). Estos tal y como ya señalaba RAT (1959), parecen disponerse de modo discordante –a nivel cartográfico– sobre las formaciones urgonianas infrayacentes.

3.4.10. MARGAS DE ETXEGARATE

Esta unidad representa el tránsito lateral hacia el norte de las calizas de plataforma de Aitzgorri. Aparece constituida básicamente por margas y margocalizas de tonos grises o azulados, frecuentemente bioturbadas y conteniendo abundantes restos de espículas de esponjas. Además, existe un cortejo de litogías accesorias entre las que destacaremos lutitas y areniscas, brechas calizas, calcarenitas y calizas micríticas.

Las lutitas son grises y micáceas; las areniscas muestran una composición bastante uniforme de sublitarenitas; son escasas, y se han observado en las inmediaciones de Segura y Cegama; generalmente se trata de alternancias de bancos de espesores centimétricos, sin organización vertical aparente dentro de los deficientes afloramientos observados, y que frecuentemente hacia la parte superior de la unidad, se hallan deslizadas y/o formando parte de depósitos interpretados como flujos de derrubios (debris flow).

Las brechas calizas predominan, generalmente, hacia la parte superior de la unidad; se han determinado en San Prudencio, Landarraitz, Segura y Etxegarate, intercalándose entre margas de cuenca en paquetes de espesor de centimétrico a decamétrico, y pudiendo contener clastos de diámetros similares. Se han distinguido fundamentalmente facies de parabrechas, en las que cantos de calizas de plataforma de corales y rudistas, lutitas, areniscas o margas, se hallan englobados en una matriz replegada o distorsionada de composición margosa. Estos materiales se interpretan como depósitos gravitatorios emplazados en masa por mecanismos de "flujo de derrubios".

Las calcarenitas, con espesores máximos de 50 cms. se presentan también intercaladas entre margas. Muestran base y techo netos y en ocasiones gradación normal. Se interpretan como turbiditas calcáreas de talud arrecifal, y son frecuentes en los sectores de San Prudencio, Landarraitz y Etxegarate.

Las calizas micríticas constituyen generalmente parte de los clastos calizos en las brechas intraformacionales, si bien hacia la parte inferior de la unidad aflora un paquete de calizas bien estratificadas (Aptiense inferior) de Mutiloa-Cerain, que englobamos en la unidad de Katabera (sector de Aitzgorri) en base a las estrechas similitudes de facies, a la relativa proximidad geográfica existente y a los datos de índole bioestratigráfica.

Las variaciones laterales intraunidad se pueden verificar analizando sucesivos cortes seriados, de los que destacaremos los siguientes: San Prudencio (Vergara), Landarraitz (Oñate), Aztiria, Segura y Etxegarate, que seguidamente pasamos a desglosar.

La serie de San Prudencio únicamente permite observar la parte superior de la unidad, al encontrarse cortada por el accidente inverso de Landarraitz, de orientación general NO-SE. En general alternan en ella los depósitos de debritas y turbiditas con los de margocalizas y margas de cuenca (Fig. 152). Los clastos de tamaño máximo llegan a alcanzar alrededor de 3 metros, y poseen naturaleza micrítica con abundantes restos de fauna (corales-rudistas) características de aguas someras. Hacia techo de la unidad se observa un tránsito gradual a la unidad superior de Durango (complejo supraurgoniano), que en su base refleja caracteres de facies asimilables a un ambiente de prodelta, con numerosos niveles de "slump" a escala métrica.

En Landarraitz la serie se compone mayoritariamente de margas con dos intercalaciones decamétricas inferiores donde predominan los depósitos turbidíticos interestratificados (Facies C y D, sensu MULLINS y COOK, 1986) (a y B, fig. 153), y un

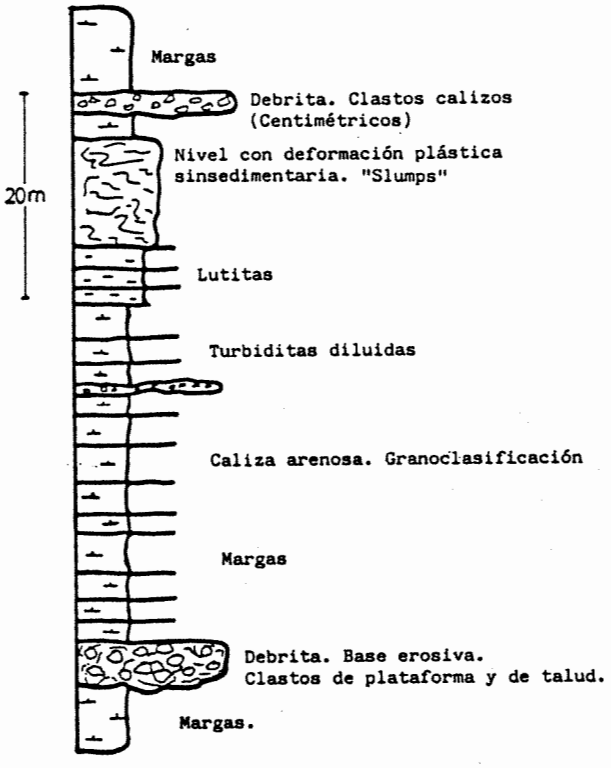


Fig. 152. Columna estratigráfica parcial de la unidad de Etxegarate en el sector de San Prudencio (Vergara). Cuenca intraplataforma. Albiense inferior.

tramo superior (C) de brechas resedimentadas (Facies F, sensu MULLINS y COOK, 1986). Este tramo superior está compuesto de parabrechas con clastos de tamaño máximo cercano al metro, aunque mayoritariamente son fragmentos centimétricos de naturaleza calcáreo-margosa o micrítica; se interpretan como depósitos de "debris flow" de talud, que engloban clastos menores de facies deposicionales del propio talud.

Los tramos A y B (Fig. 153) contienen areniscas calcáreas de grano fino con laminación paralela, u ocasionalmente granoclasificación o laminación cruzada de ripple; se interpretan como depósitos de corrientes de turbidez intercalados entre niveles autóctonos de margas con abundantes restos carbonosos. A destacar por otro lado la existencia de una única intercalación areniscosa (sublitarenitas) potente (tramo de 8 metros), que se localiza inmediatamente debajo de la intercalación brechoide C en la Fig. anterior; se compone de areniscas silíceas y lutitas asimilables a los tramos D y E de la secuencia ideal de Bouma (turbiditas silíceas distales). Este conjunto de caracteres sugiere una mayor distalidad respecto al margen de plataforma en este sector, por comparación con el corte de San Prudencio.

En Aztiria, la unidad margosa de Etxegarate aflora según una banda que se continúa en dirección a Brinkola y hacia Landarraitz, y está constituida por margocalizas y margas muy bioturbadas con ocasionales restos de belemnites, rinchonélidos, terebrátulidos y muy abundantes espículas de esponja. Esta banda se dispone encajada entre sendas unidades terrígenas que ofrecen relieves topográficos superiores: Haize-leku-complejo supraurgoniano al N, y Otaño-complejo urgoniano al SE; la última a su vez se superpone de modo aparentemente concordante a las calizas de Aizpuru (Fig. 154). Las calizas de Aizpuru-Mutiloa constan de wackestones biostromales métricos de rudistas (requiénidos) y corales ramosos, apilados verticalmente, y culminan a techo con alternancias de calcarenitas bioclásticas y margas. Esta organización vertical de facies podría representar una tendencia a la somerización del fondo marino o plataforma carbonatada. La edad que hemos atribuido a estas calizas es Aptiense inferior, en base a las asociaciones de foraminíferos bentónicos, particularmente orbitolínidos, ya descritas en el capítulo estratigráfico. Las lutitas y areniscas (cuarciarenitas y sublitarenitas) de Otaño (Fig. 154) constituyen un tramo de unos 200 metros de espesor; las areniscas presentan estructuras de corriente de tipo estratificación cruzada de surco, en paquetes que alcanzan a veces los 3 metros de espesor; se interpretan como depósitos de corrientes tractivas, probablemente asociadas a un amplio aparato deltaico. Las margas y margocalizas de Aztiria-Brinkola se presentan en facies muy uniformes y homogéneas, que poseen la característica distintiva, respecto a series vecinas de igual edad, de carecer de episodios brechoides o turbidíticos intercalados; se interpretan, pues, como niveles de cuenca intraplataforma alejada, o situada al abrigo, de aportes alóctonos de los márgenes de plataforma circundantes.

En Segura la unidad es predominantemente margosa. Sin embargo, hacia su parte superior se puede apreciar, en el corte del barrio de Sagu-soro (vertiente este del monte Edare), cómo se intercala un nivel (150 metros) de megabrechas calizas (Facies A y F, sensu MULLINS y COOK, 1986), con clastos de talla máxima decamétrica, composición interna generalmente micrítica y restos de rudistas, corales, gasterópodos, ostrácodos, fragmentos de equinodermos, **Lenticulina** sp., extraclastos micríticos, **Hensonina lenticularis** HENSON, algas calcáreas rojas, algas verdes codiáceas, orbitolínidos, esponjas y **Favusella washintensis** CARSEY. Se interpreta este nivel alóctono como procedente de una etapa de eventos catastróficos en el Albiense inferior, que posibilitó el emplazamiento de una porción de un margen de plataforma carbonatada en la cuenca, por deslizamientos gravitatorios a través de un talud arrecifal. Es significativo, además, que las series terrígenas encajantes de estos olistolitos muestran caracteres que permiten suponer un ambiente general de talud. El infrayacente consta de margas, lutitas y areniscas silíceas (sublitarenitas), ocasionalmente bien estratificadas, aunque frecuentemente constituyendo clastos rotos y replegados ("rip-up clasts", 1 m.), englobados en niveles resedimentados en masa, e interpretados como "debris flows" de espesores hasta decamétricos. El suprayacente de la megabrecha caliza de Segura se compone de lutitas replegadas englobando en un principio algunos clastos calizos centimétricos y posteriormente tramos bien estratificados y otros deslizados, mayoritariamente lutíticos en tránsito al complejo supraurgoniano. El conjunto se interpreta como una serie de talud con depósitos de emplazamiento gravitatorio en masa de tipo flujo de derrubios, en un fondo marino inestable. Esta movilidad tectónica del fondo, deducida a partir del análisis sedimentológico en Segura, flanco E, del domo anticlinal de Mutiloa, no parece caracterizar, sin embargo, al flanco oeste del mismo anticlinal, en el sector de Aztiria-Brinkola.

El corte de Etxegarate, situado al SO. de Segura, revela, por su parte, un predominio de las facies margosas, que presentan intercalaciones de calizas arenosas (Fig. 155) con laminación cruzada convoluta y, ocasionalmente, bases erosivas y granoclasificación.

Se interpretan como turbiditas calcáreas (sensu MIDDLETON y HAMPTON, 1976 y CREVELLO y SCHLAGER, 1980). Su espesor puede alcanzar 50 cms., y en ellas se han reconocido generalmente secuencias incompletas de Bouma, tramos Td y Te (BOUMA, 1962), aunque ocasionalmente también los tramos a, b y c, con relaciones erosivas basales del término Ta sobre las margas infrayacentes. La arena-grava basal de algunas calcarenitas se habría depositado a partir de corrientes de turbi-

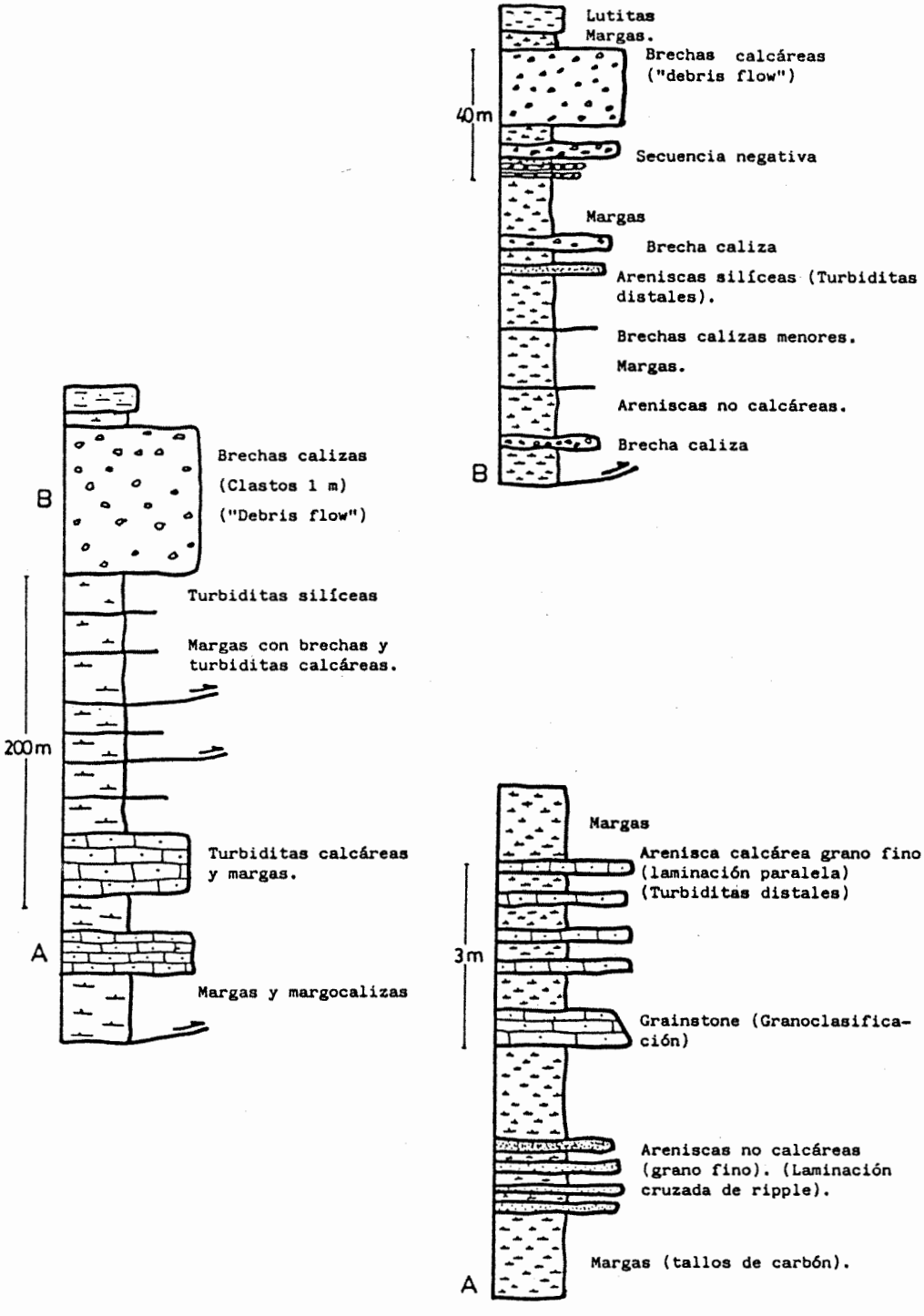


Fig. 153. Columna estratigráfica simplificada de la unidad de Etxegarate en el sector de Landarraitz (Oñate). A y B corresponden a sendos detalles ampliados de subtramos de interés específico. Cuenca intraplataforma.

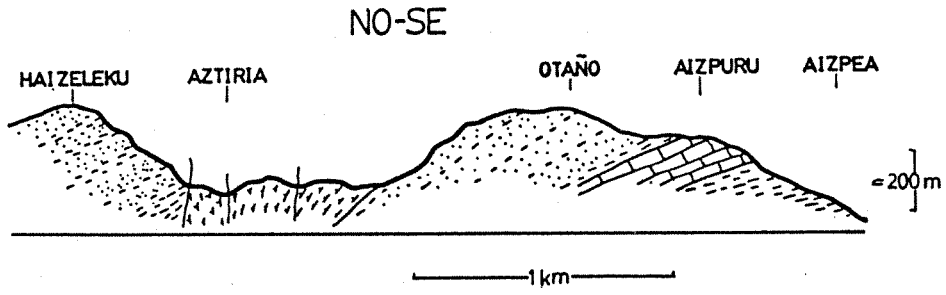


Fig. 154. Corte geológico esquemático del flanco noroccidental del domo anticlinal de Mutiloa. El levantamiento se ha efectuado entre Aizpea y Haizeleku, a través del puerto de Aztiria.

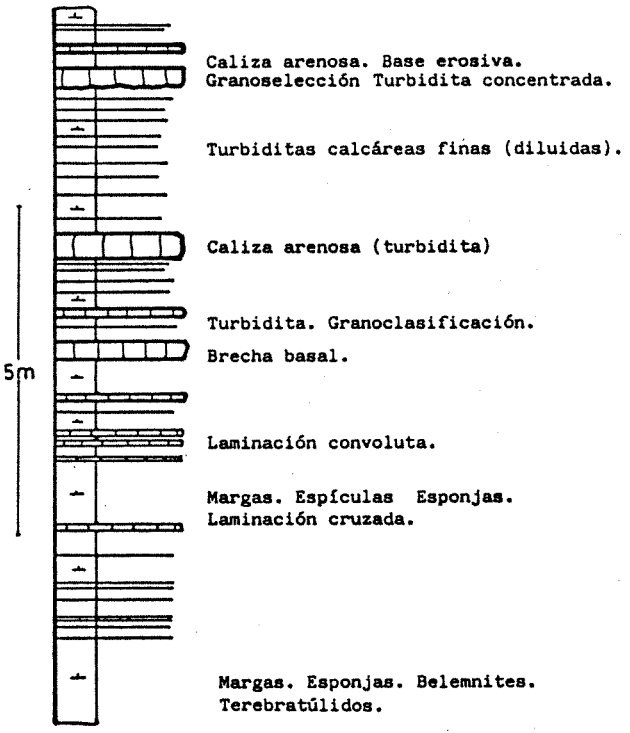


Fig. 155. Serie de turbiditas calcáreas en el puerto de Etxegarate (vertiente norte). Unidad de Etxegarate. Las turbiditas se intercalan entre materiales margosos de cuenca intraplataforma.

dez concentradas, en tanto que las calcarenitas gradadas sin tramo Ta indicarían depósitos de corrientes diluidas.

El conjunto de depósitos turbidíticos intercalados ehtre margas corresponde a las facies C (turbiditas clásicas) y facies D (turbiditas finas, carentes del tramo a de Bouma), en la terminología de MULLINS y COOK (1986). Las margas, por su lado, se engloban en el conjunto de facies G de estos mismos autores. No se han reconocido secuencias de turbiditas asimilables a algún subambiente particular de abanico submarino, sino ordenaciones verticales al azar que sugieren la parte distal de un "slope apron".

Las margas no gradadas carecen de estructuras de corriente, sugiriendo un depósito en un ambiente de baja energía, donde se decantaron por suspensión, a partir de un emplazamiento original por corrientes de turbidez.

Hacia la parte superior del corte, en las inmediaciones de la cima del puerto de Etxegarate (vertiente norte), se hacen más frecuentes, tal y como sucede en Landarraitz, los niveles de brechas calizas depositadas en masa por mecanismos gravitatorios. Estos niveles alóctonos se disponen en dos bandas o niveles estratigráficos que se continúan lateralmente hacia el oeste (Cegama). El nivel inferior (Etxegarate-1) aparece canterado unos 300 metros al norte de la cima del puerto (km. 405 de la carretera nacional 1) y constituye una intercalación de olistolitos calizos con talla máxima aproximada de unos 20 metros. Su composición es mayoritariamente calcarenítica y al microscopio están formados por grainstones de orbitolínidos, miliólidos, equinodermos, fragmentos de lamelibranquios micritizados, algas calcáreas, fragmentos de esponja, extraclastos de **Bacinella irregularis** RADOICIC, fragmentos de esponja, extraclastos de **Bacinella irregularis** RADOICIC, briozoos incrustantes, pellets. Los megaclastos llevan asociados numerosos cantos blandos margosos menores, y muestran relaciones basales erosivas respecto al conjunto terrígeno infrayacente, que es esencialmente margoso, con algunas pasadas de lutitas y niveles centimétricos de areniscas silíceas, a su vez deslizadas; estos últimos depósitos son asimilables a las facies F_1 sensu PICKERING et al. (1986), interpretándose como depósitos de flujos gravitatorios transportados en masa.

El nivel superior (Etxegárate-2) aflora unos 150 metros estratigráficamente por encima del anterior, en la propia cima del puerto. Consta de al menos 4 litosomos calizos mayores de talla decamétrica, alineados en una banda de dirección NO-SE e intercalados en una serie margosa con turbiditas calcáreas. Su composición es calcarenítica: son mayoritariamente graintones con corales masivos y, localmente entre estos cuerpos mayores, se han observado ortobrechas calizas con clastos de talla centimétrica (Fig. 156).

No se observa la extrema base de los cuerpos calizos ni sus relaciones concretas con la serie encajante, pero en virtud de en primer lugar, su naturaleza y composición calcarenítica y su desaparición lateral rápida y brusca, y, en segundo lugar, la ausencia de rasgos que apunten somerización general en los términos inmediatamente inferiores o superiores, nos inclinamos por sugerir un origen alóctono para estos litosomos que, casi con toda seguridad, constituyen depósitos megabrechoides (fragmentos de plataforma), subconcordantes con la estratificación regional pero deslizados primitivamente por el fondo marino a lo largo de un talud inestable.

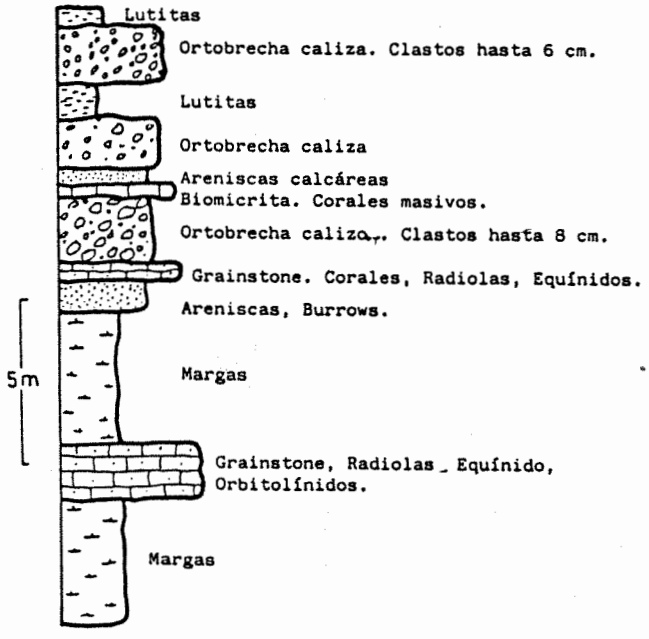


Fig. 156. Columna estratigráfica de la barra caliza de Harlepo. Techo de la unidad de Etxegarate, muy en proximidad a la cima del puerto homónimo. Talud carbonatado. Albiense medio.

A pesar de la imprecisión de los datos bioestratigráficos disponibles hasta el momento, el análisis secuencial efectuado en la unidad de Etxegárate nos ha permitido sugerir la correspondencia de estos dos niveles calizos de megabrechas con límites de secuencias deposicionales. Pueden hacerse corresponder, a descensos relativos del nivel del mar, uno de cuyos resultados habría sido la destrucción de una parte de los márgenes de plataforma, y su redepósito por los taludes carbonatados que bordeaban el surco de Etxegárate (Alsasua).

3.5. RESUMEN SEDIMENTOLOGICO-ESTRATIGRAFICO

El cuadro de la Fig. 9 sintetiza las relaciones litoestratigráficas entre las zonas de Gorbea, Duranguesado y Aitzgorri, vistas por separado en los apartados anteriores.

La correlación en el interior de cada una de las tres se puede llevar a cabo mediante cartografía, pero la interconexión mutua se efectúa con dificultad debido a causas de índole estructural y/o geomorfológica. Por ello ha sido necesario acudir a métodos de correlación tiempo-estratigráficos y al análisis secuencial. Las correlaciones de tiempo se han efectuado en función de la esporádica aparición de ammonites en facies de "cuenca" y, mayoritariamente, en base a asociaciones de foraminíferos bentónicos –en especial orbitolínidos– en facies de plataforma. Estas últimas, han sido amablemente revisadas por los especialistas doctor GARCIA-HERNANDEZ, de la Universidad de Granada, y profesor SCHRÖEDER de la Universidad de Frankfurt. Sin embargo, en muchos casos los límites de resolución ofrecida por estos organismos en la datación resultan insuficientes, a escala de subpisos y divisiones menores barajadas en el presente estudio; de ahí que en ocasiones se utilice el análisis secuencial en las correlaciones intermacizos. En este sentido, una revisión del cuadro recopilatorio de la Fig. 9 revela que tanto sedimentos químicos como terrígenos se indentan extensamente; al mismo tiempo se observan parejas de niveles terrígenos y carbonatados, que nos han permitido definir hasta tres secuencias verticales de validez para todo el área de estudio. Los límites de estos ciclos corresponden generalmente a rupturas sedimentarias, y se suelen detectar por avenidas bruscas de sedimentos terrígenos a veces groseros (areniscas conglomeráticas), que frecuentemente se disponen sin transición gradual sobre el término calizo de la pareja mixta antes aludida. En otros casos se observan en estos techos carbonatados superficies de erosión y/o disconformidades, que, en cualquiera de los ejemplos serían por una parte el probable reflejo de actividad tectónica sinsedimentaria, con manifestaciones como creación de relieves suministradores en el área madre y bajada relativa local del nivel del mar en ciertas zonas de umbral, y por otra parte el testimonio de posibles variaciones eustáticas con acción única o superpuesta a la anterior. Los tres ciclos definidos para nuestra área abarcan respectivamente: 1: Aptiense inferior-medio; 2: Aptiense superior-Albiense inferior (basal); y 3: Albiense inferior (parte superior)-Albiense medio (basal).

En el ciclo basal, el término terrígeno inferior está constituido por las areniscas de plataforma somera de las unidades de Eniebe, Iñungane y Asuntzeta (Fig. 9), encuadradas dentro del sistema deposicional de la plataforma terrígena de Ganekogorta (GARCIA-MONDEJAR, 1985), y desarrolladas de modo transicional sobre las formaciones wealdenses de aguas salobres. Sobre él también y de modo transicional, se disponen las calizas de plataforma de Zamburu (Gorbea), Aramotz basal. Errelletabaso (Duranguesado), y Katabera-Mutiloa (Aitzgorri), que se extienden prácticamente por todo el área de estudio pudiendo englobarse en el sistema deposicional de plataforma carbonatada de Galdames (GARCIA-MONDEJAR, 1985). En su techo ocurre la primera de las rupturas sedimentarias citadas, formada a raíz del cambio que se produjo cuando una avenida de terrígenos se depositó sobre los edificios calizos, interrumpiendo la sedimentación carbonatada (excepto en la Sierra de Aramotz, sector del Duranguesado, en donde ésta perduró sin detención aparente). En ocasiones se observan además a techo de las calizas superficies de erosión (Errelletabaso y Zamburu-Yondegorta), o bien mineralizaciones de Pb-Zn estratoligadas (Katabera y Mutiloa). Ambos casos sugieren una probable caída relativa del nivel del mar, exposición subaérea, erosión y disolución local de las calizas, esta última aprovechada después por fluidos mineralizadores.

El inicio de la segunda secuencia en el Aptiense superior llevó aparejado el depósito de sedimentos terrígenos de mar somero: Arimekorta (Gorbea), Tellamendi (Duranguesado) y Apotzakarta (Aitzgorri). Sin embargo, en el transcurso de este ciclo comenzó en diferentes momentos el depósito de calizas de plataforma: Itxina (Gorbea), Aramotz (Duranguesado), Zaraya y Aitzgorri (Aitzgorri).

Hacia la parte inferior del Albiense inferior se produjo un episodio corto de cambio de sedimentación que, si bien no supuso la finalización generalizada de la sedimentación caliza de plataforma, sí representó una nueva ruptura sedimentaria, reflejada de modo diverso según los puntos.

En Gorbea se produjo no sedimentación, erosión, desarrollo de paleosuelos y karstificación en las áreas menos subsidentes (SE.); en áreas de subsidencia media, se produjo sedimentación de areniscas conglomeráticas marino-someras (Eguiriñao) y finalmente en áreas más subsidentes se produjo la erosión ("scouring") de taludes submarinos con depósito de megabrechas de olistolitos.

En el Duranguesado son varios los puntos estratigráficamente equivalentes en los que una brusca llegada de terrígenos restringió o terminó totalmente con la sedimentación caliza, en

Lemona, en concreto, el equivalente estratigráfico vendría representado por la subunidad terrígena intermedia que engloba un único paquete areniscoso de grano medio, separando las calizas superiores e inferiores; además, unos pocos metros debajo se aprecia a techo de las calizas inferiores una disconformidad neta, karstificación con erosión significativa a escala decamétrica. En las calizas de Aramotz (Aranguio), se aprecia cómo una intercalación terrígena en cuña restringe la sedimentación carbonatada de plataforma. Finalmente, en la serie de Armospo (o Amboto) una intercalación terrígena se sitúa inmediatamente debajo de la barra caliza Armospo-3 (Fig. 76).

En el sector de Aitzgorri, puerto de Arlabán, el recrudecimiento terrígeno del nivel de areniscas de Isusquiza (3, en Fig. 118), o la intercalación de areniscas resedimentadas en slump del corte del barrio de Sagu-Soro, vertiente NE del monte Edare en Segura, constituirían el equivalente lateral de las areniscas de Eguirinao. En el área central del macizo de Aitzgorri no se observa intercalación terrígena alguna a esta altura estratigráfica; sin embargo, se aprecia en el análisis de facies, cómo sobre las margas de Urbía depositadas en "cuenca" se instaura el arrecife calizo de Orkatzategui, lo que sugiere un descenso relativo brusco del nivel del mar.

El comienzo de la secuencia 3 coincide en varios casos con una expansión de las calizas de plataforma (Itxina-Aramotz), con el inicio del desarrollo de pendientes acusadas, y con los primeros depósitos de megabrechas de talud arrecifal en el área (Aldabide, Ceberio, Aránzazu-Yurre, Belatxikieta, Armospo, Zaraya, Aitzgorri, Segura). Esta neta compartimentación en zonas de alto y surco relativo, que se produce en este período, habría que relacionarla, sin duda, con actividad tectónica sinsedimentaria y con el funcionamiento de antiguas fallas de zócalo reactivadas, que habrían dividido la cuenca en bloques de subsidencia relativa variable.

El límite superior de la tercera secuencia se sitúa en el Albiense medio (parte inferior), en donde aparece la tercera gran ruptura sedimentaria. En este caso se trata de un cambio litológico brusco, que supone el final prácticamente generalizado de las grandes masas carbonatadas urgonianas del área. Esta muerte casi total de las plataformas urgonianas representa, desde nuestro punto de vista, el techo del complejo urgoniano en este área, puesto que por encima en la serie el predominio corresponde a la sedimentación terrígena deltaica de Valmaseda. Dentro de ésta aún se encuentran recurrencias muy localizadas de algunos parches arrecifales, en el Albiense medio (alto) de Chupilatarra y Marieta o en el Albiense Superior de Manurga y Eguino. Por lo tanto, las parejas terrígeno-carbonato de Sabigain-Chupilatarra y Urkilla-Eguino permiten considerar 2 ciclos residuales dentro del Complejo Supraurgoniano, de caracteres "Urgoniano" el primero por el tipo de facies en Chupilatarra y "Urgonoide" el segundo por la similitud, aunque no identidad, de las facies de Eguino con las urgonianas.

Volviendo a la tercera ruptura sedimentaria o superior urgoniana del área, hay que señalar que a menudo viene representada por areniscas conglomeráticas que reposan sobre calizas, como en los casos de monte Kolometa (Gorbea) y Marieta-Arlabán (Aitzgorri); o bien por conglomerados como en Araoz (Aitzgorri) o por areniscas (Sabigain) que aparecen igualmente en esta altura estratigráfica. En la sierra de Urkilla se aprecia incluso una discordancia cartográfica de las areniscas y conglomerados del supraurgoniano sobre las calizas infrayacentes de Aitzgorri. Además existen testimonios de erosiones locales a techo de las calizas en Aranguio, Indusi y Lemona. Cabe suponer, por tanto, que dicha tercera ruptura sedimentaria vino determinada por movimientos tectónicos rejuvenecedores de áreas fuente, muy probablemente asociados también a una caída relativa del nivel del mar.

Respecto al encuadre estratigráfico-sedimentológico de estas secuencias en el contexto regional, hay que señalar que son cuatro los autores que han tratado el complejo urgoniano desde un punto de vista secuencial: RAT (1959), GARCIA-MONDEJAR (1979), WIEDMANN et al. (1983) y PASCAL (1985).

RAT (1959) distingue dos episodios urgonianos, en la cuenca vasco-cantábrica, separados por una recrudescencia de la avenida de terrígenos. Aunque no menciona el término de secuencia parece claro que implícitamente se sugieren dos ciclos mayores, uno inferior equivalente a nuestra S_1 y uno superior que integra nuestras secuencias 2 y 3.

GARCIA-MONDEJAR (1979) y describe en el área de Santander 4 secuencias deposicionales en las calizas urgonianas aptienses y albienses. Las tres primeras, U_1, U_2 y U_3 vendrían a corresponder a nuestras secuencias 1, 2 y 3.

WIEDMAN et al (1983) engloban el complejo urgoniano de la cuenca vasco-cantábrica dentro de una organización megasecuencial cretácica, en una "MEGASEQUENZ-1" que abarca desde el Oxfordiense hasta el Albiense inferior, y concretamente en su parte superior ("Urgon-Karbonatplatform-Phase"). En esta fase se desarrollan 3 estadios urgonianos. Un estadio 1, de edad Aptiense inferior, definido, en base a la sedimentación clástica de grano fino, la constancia en las facies y el desarrollo de una plataforma carbonatada en Mutiloa sobre un núcleo salino diapírico, tal y como han puesto de manifiesto datos de sísmica y sondeos. El estadio 2, se caracteriza en su comienzo por la reactivación tectónica con ruptura de las plataformas bedoulienses y la llegada de terrígenos deltaicos ("Landa Sandstein") así como la dolomitización y karstificación de plataformas (Reocin) en zonas de horst. El estadio 3, por último, supone una restauración de las facies de plataforma por la pérdida de importancia de la sedimentación clástica grosera, y abarca desde el Aptiense superior (Clansay) hasta el Albiense inferior (alto), finalizando con la fase deltaica superior que coincide con la parte basal de la "MEGASEQUENZ-2" en el límite Albiense inferior-medio.

Nuestra secuencia 1 coincide básicamente con el estadio-1, de los autores anteriores, pero no la secuencia-2, cuyo límite superior no coincide con su estadio 2, desde el punto de vista cronoestratigráfico. Por otro lado, los rasgos definitorios ofrecidos por dichos autores son excesivamente genéricos, (ausencia de datos concretos, cortes, dataciones relativas), y no es posible la correlación fina con el evento del Albiense inferior (basal) que nosotros proponemos como límite de S-2. Nuestra secuencia 3 representaría asimismo de modo aproximado el estadio-3 de Wiedmann et al., con la salvedad de que si bien nosotros situamos su comienzo en el Albiense inferior, estos autores lo localizan en el Clansayesiense.

PASCAL (1985) diferencia, por su parte, dentro del complejo urgoniano vasco-cantábrico, y desde el punto de vista de la evolución tectono-sedimentaria del Golfo de Vizcaya, un total de 4 sistemas biosedimentarios, que además concreta (Fig. 77, pág. 346) dentro de nuestra área de estudio.

Su secuencia S-1, la define en el Bedouliense y coincide básicamente con la propuesta en esta Tesis. Su S_2, sin embargo, engloba las calizas de Lekanda, Aranguio, Dima, Indusi, Aitzgorri, que a nuestro parecer son fundamentalmente de edad Albiense inferior. Además diferencia, en Gorbea, las calizas inferiores de Itxina (S_2) y las superiores de Gorbea (S_3), cuando se ha demostrado en el presente trabajo que corresponden a un mismo nivel repetido por fallas. En definitiva atribuye las diferentes facies a sus sistemas, en ocasiones con dudas y, generalmente en base a dataciones bioestratifigráficas llevadas a cabo tanto en niveles terrígenos como en calcáreos, lo que conlleva algunas imprecisiones.

En este sentido, este autor señala una importante discontinuidad entre el techo de las calizas de Gorbea-Amboto-Uncillaitz y el complejo supraurgoniano discordante de Gorbea-Urkiola. En nuestra opinión, la discontinuidad pudo no haber sido tal en el sector de Gorbea, dado que se observa cómo las calizas de Itxina (Gorbea) se indentan lateralmente con los terrígenos de Usoteguieta (complejo supraurgoniano).

En resumen, pues, parece ser que se puede establecer, en líneas generales, una correlación secuencial entre el área situada al SE. del anticlinorio de Bilbao y el área de Santander (GARCIA-MONDEJAR, 1979), en base a tres secuencias deposicionales limitadas por rupturas sedimentarias. La 4ª secuencia de Santander (Albiense medio y superior) no ha sido abordada en este estudio debido a lo exiguo de la representación caliza correspondiente a este episodio; este rasgo nos ha inclinado a englobar este conjunto mayoritariamente terrígeno dentro del Complejo Supraurgoniano; somos conscientes que esta solución de compromiso aplicada al sector de estudio, pudiera carecer de validez al considerar globalmente el episodio carbonatado urgoniano en toda la cuenca; puesto que gran parte de estos materiales terrígenos son coetáneos con el depósito de los últimos arrecifes relictos, en áreas fuera de nuestro sector de estudio en regiones como Eguino (Alava) o Las Machorras (Santander).

Las areniscas y lutitas de Gorbea, Urkiola y Urkilla representan, así "la primera unidad supraurgoniana", de muro diacrónico; tal unidad se puede incluir en la Formación Valmaseda, definida por GARCIA-MONDEJAR (1982) y es asimilable al Complejo Supraurgoniano de RAT (1959).

3.6. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA SEDIMENTOLOGIA Y DIAGENESIS DE LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS URGONIANAS ESTUDIADAS

3.6.1. PLATAFORMAS CARBONATADAS

Los puntos que se describen a continuación se refieren al origen, caracteres generales y evolución de los crecimientos carbonatados mayores que se encuentran en el área de estudio.

Las plataformas carbonatadas urgonianas "sensu lato" se desarrollan en un contexto paleogeográfico y tectónico complejo. Su localización se produce allí donde las condiciones ambientales lo favorecen, existe una óptima relación subsidencia-sedimentación y las variaciones del nivel del mar lo permiten. A escala global, estos lugares son fondos sobreelevados o paleoaltos controlados por actividad tectónica sinsedimentaria. Los alineamientos principales (horsts), permiten explicar la localización de crecimientos ("buildups"); sin embargo, para comprender algunos desarrollos arrecifales restringidos se implica la actividad diapírica incipiente y penicontemporánea con la sedimentación.

La presencia de alineaciones arrecifales paralelas al margen de plataforma (borde NE. y O. del banco Itxina-Aramotz y de cinturones de brechas calizas de talud ("carbonate slope aprons") sugieren la actuación de fallas sinsedimentarias en estas provincias arrecifales.

Uno de los factores más importantes responsable del origen de estas estructuras, es la fuerte razón de producción de carbonato en los habitats marino-someros con condiciones apropiadas.

Las plataformas se componen de apilamientos de estructuras menores de tipo biostromo, biohemo, bancos bioclásticos e intercalaciones ocasionales de terrígenos que paralizan momentáneamente la fábrica de carbonato.

En lo referente al encuadre paleotectónico a gran escala de los crecimientos se localizan dentro del grupo IV de WILSON (1974), i.e. áreas positivas sobre plataformas o áreas cratónicas.

Los márgenes presentan superficies estratigráficas que posibilitan la reconstrucción del modelo deposicional, y permiten sugerir taludes relativamente pendientes (3-30º) en las plataformas albienses.

Las llegadas de terrígenos someros fueron especialmente importantes en los márgenes meridionales, lo que sugiere la situación general del área fuente en el contexto paleogeográfico.

Las cuencas se situaron bajo la zona fótica y en ocasiones albergaron depósitos anóxicos.

No se han reconocido auténticas barras oolíticas o armazones biológicos rígidos en el cinturón de margen de plataforma, existiendo en su lugar diversos tipos de montículos arrecifales.

Las variaciones del nivel del mar son un factor de control de primer orden en la formación de plataformas carbonatadas. Su distinción es una tarea difícil, pues se pueden confundir con ascensos y descensos corticales a escala local. Se consideran pues los cambios relativos del nivel del mar y su relación con la tasa de sedimentación. En los casos en que las razones de sedimentación de las plataformas exceden las tasas de ascenso relativo del nivel del mar, se produce un crecimiento de las plataformas hacia afuera ("outbuilding"); tal parece ser que fue el caso del margen de plataforma de Aranguio (unidad de Aramotz-SE.). Si existe equilibrio entre ambos factores, se produce una acreción vertical ("upbuilding"), como el ejemplo del margen de plataforma de Belatxikieta (unidad de Aramotz-NO.) Si por el contrario, tiene lugar un ascenso relativo rápido superior a la tasa de sedimentación se puede producir un hundimiento de la plataforma ("drowning"), como en el caso del techo de las calizas de Kurutze-berri y Elorretako-aitz (unidad de Zaraya). Estos tipos de relaciones de parámetros interactuaron durante varias fases a lo largo de la historia evolutiva de los "buildups" de nuestro área de estudio.

3.6.2. MONTICULOS

En resumen, pues las plataformas carbonatadas urgonianas "sensu lato" se localizan sobre paleo-altos controlados por actividad tectónica sinsedimentaria. Se pueden clasificar como plataformas con resalte (READ, 1985), derivadas en ocasiones de suaves rampas carbonatadas; sus márgenes, suelen presentar indicios de haber estado generalmente controlados por fallas, observándose un aumento del gradiente de los taludes desde el Aptiense hasta el Albiense. Sobre las plataformas se debió situar una gran variedad de subambientes someros, tanto sobre como bajo el nivel de base del oleaje. Se formaron, además numerosos crecimientos carbonatados-arrecifales menores de talla variable (1-100 m.), que desde el punto de vista ecologico no llegaron a constituir armazones orgánicos, sino montículos arrecifales o "reef mounds", o bien montículos de micrita o "mund-mounds" sensu JAMES, (1983); los primeros fueron lentes de micrita bioclástica con cantidades menores de "boundstone" y numerosos metazoos flotantes; los segundos se caracterizaron por la escasez de metazoos incluidos en la matriz micrítico-bioclástica. El emplazamiento general de ambos abarca desde posiciones de interior de la plataforma a margen y talud de la misma: su naturaleza varía asimismo dependiendo de su encuadre paleoambiental. Se han distinguido: a) montículos arrecifales de requiénidos, de talla métrica y asociados tanto al interior como al margen de plataforma, b) montículos arrecifales de **Chondrodonta** sp., de talla métrica y característicos de ambientes de borde e interior de plataforma, c) montículos arrecifales de corales masivos y chaetétidos, de talla métrica y típicos de medios de talud de plataforma o de rampa carbonatada, d) grandes montículos de micrita de talla métrica a hectométrica en áreas de borde de plataforma, y e) pequeños montículos de micrita de áreas de interior de banco carbonatado. Cuantitativamente destacan los crecimientos ("buildups") del tipo **a**, presentes en Gorosteta y Aitzgorrigain (Gorbea), Divaley, Amboto, Aitz-txiki, Urtemondo (Duranguesado) y los

Aguiñes (Aitzgorri). Constan de wackestones de rudistas (requiénidos) con algunos corales, algas rojas, equínidos, briozoos, esponjas, serpúlidos, calciesferas, miliólidos, algas dasycladáceas, **Bacinella irregularis** RADOICIC, microforaminíferos, orbitolínidos, pellets. Los grandes metazoos (rudistas) pudieron haber ejercido un efecto de pantalla ("baffling"), permitiendo el acúmulo de numerosas partículas de fango carbonatado (como refieren para otros casos KAUFFMAN y SOHL, 1974, p. 402); si a esto añadimos el efecto de estabilización debido a la (común en ambientes tropicales de plataforma) cementación diagenética temprana (BATHURST, 1980 y 1983), estas estructuras "pronto litificadas" podrían haber resistido períodos temporales de exposición al oleaje, sin que necesariamente todo el limo fuera "lavado" (winnowing).

Los crecimientos de tipo **b** constituyen lentes de 3 m. de espesor por 10 m. de longitud compuestas casi exclusivamente por lamelibranquios del género **Chondrodonta** sp., bivalvos asimilables a ostreidos que aparecen en posición de vida y con gran densidad de organismos por m^2. Se han reconocido estructuras de este tipo en las áreas de Amboto (Duranguesado) y Marieta (Arlabán), entre otras. Montículos de bivalvos de mayor talla y composición más compleja han sido descritos recientemente en el Jurásico de Marruecos (LEE, 1983).

Las estructuras de tipo **c** constan básicamente de corales coloniales masivos de tamaño centimétrico que se apilan unos sobre otros, constituyendo un alto porcentaje de la trama de la roca; ocasionalmente se han advertido, además colonias de chaetétidos. Estos crecimientos arrecifales poseen tallas entre 3 y 10 m. de altura y extensiones de orden decamétrico. Se han reconocido en el margen de plataforma de Amboto (SE.), en las rampas carbonatadas de Kurutze-berri (Aitzgorri) y Kolometa (Gorbea), y en el interior del banco carbonatado de Zaraya. Los microfacies se caracterizan por el predominio de wackestones de esponjas, calciesferúlidos y algas calcáreas de tipo **Bacinella**, junto a algunos ejemplares de foraminíferos planctónicos.

Las estructuras biohermales de tipo **d** constan esencialmente de micrita con escasos metazoos, y caracterizan ambientes de borde de plataforma en Axpe-Arrazola e Indusi (SO.) Las microfacies revelan wackestones de calciesferúlidos, foramamíferos plactónicos, orbitolínidos, fragmentos de rudistas y equínidos, restos de espículas de esponja y pellets.

Finalmente los biohermos de micrita **e**, de plataforma interna, se han reconocido en Mairulegorreta y Atxular (Gorbea), y constan esencialmente de **Bacinella irregularis** (RADOICIC), miliólidos, orbitolínidos, algas calcáreas verdes y rojas, equínidos, calciesferúlidos, gasterópodos y pellets en texturas de tipo wackestone.

A modo de conclusión cabe señalar que, en primer lugar, los crecimientos biohermales en las plataformas urgonianas del SE del anticlinorio de Bilbao no se restringen a un solo habitat, sino que se reparten en diferentes submedios que van desde áreas restringidas de la plataforma hasta sectores exteriores de la parte superior del talud.

En segundo lugar, destaca la importante contribución aparente de organismos como calciesferúlidos y esponjiarios en todos los tipos de arrecifes; de **Bacinella irregularis** RADOICIC y rudistas (requiénidos) en la génesis de biohermos de áreas someras; y la asociación corales, chaétidos y foraminíferos planctónicos con habitats de plataforma externa y talud.

Las abundantes calciesferas se consideran en la literatura como probables organismos pelágicos (incertae sedis), por su asociación con otros elementos pelágicos, aunque diferentes autores los han atribuido a taxones varios, desde esporas de plantas a organismos bentónicos no algales o cistos reproductivos de algas dasycladáceas.

El organismo **Bacinella irregularis** RADOICIC fue descrito por primera vez por este mismo autor, en el Cretácico inferior de Yugoslavia, como una microestructura constituida por células de talla y forma diferentes, rellenas de calcita cristalina, siendo la masa intercelular de naturaleza criptocristalina (RADOICIC, 1950); posteriormente se observó su asociación con estructuras de tipo **Lithocodium** (ELLIOT, 1962), aunque la atribución sistemática de ambos grupos permanece dudosa para la mayoría de los autores (incertae sedis). Nosotros pensamos que cualquiera que sea su posición taxonómica, debieron jugar un papel importante en la formación y desarrollo de estructuras de tipo biohérmico, en las plataformas urgonianas del área estudiada. En este sentido MAURIN et al. (1985) han destacado la capacidad de autoconstrucción de estos organismos, acumulándose en capas.

Recientemente diversos autores, entre otros CAMOIN (1983), BRUNEL (1985) y TSIEN (1985) han revelado la existencia de estructuras criptalgales filamentosas micríticas en montículos cretácicos de Sicilia, SE. de Francia y Devónico, de Bélgica, que atribuyen a una calcificación cianobacteriana, apuntando un origen microbiano para algunas de estas estructuras arrecifales.

En tercer lugar, los biohermos se presentan a modo de montículos aislados y no constituyen cinturones continuos en los márgenes de plataforma.

En cuarto lugar, todos los tipos de montículos descritos se caracterizan por poseer un núcleo masivo arrecifal ("core facies"), JAMES 1979 y un flanco bien estratificado, compuesto de partículas residimentadas del propio núcleo y de micrita autóctona con numerosas espículas de esponjas.

En quinto lugar, hay que señalar la abundante presencia de texturas reticuladas sensu PRATT (1982) y de pellets o peloides, tanto en los montículos arrecifales como en los montículos de micrita. PRATT asocia ese tipo de estructura a un origen cryptalgal; la encuadernación de sedimento ("binding") por parte de algas verde-azules sería parcheada, lo que favorecería el lavado del sedimento no consolidado, promoviendo la cementación sinsedimentaria de las cavidades resultantes; es decir, que este autor, a diferencia la opinión mayoritaria hasta entonces, propone que los "mund mounds" sean considerados arrecifes ecológicos conformando un armazón rígido.

La alta proporción de partículas peletoidales en los núcleos monticulares ha sido puesta de manifiesto por diversos autores (ROSS et al., 1975, CAMOIN, 1981, PRATT, 1982; PASCAL, 1985), aunque su origen está aún sujeto a debate (MACINTYRE, 1985); existen partidarios de un origen fecal, recristalización de la micrita (proceso neomórfico), precipitación inorgánica, precipitación favorecida por organismos (algas) etc.

En sexto lugar, hay que puntualizar que, en general, la presencia de algas verdes y rojas (JOHNSON, 1950; WRAY, 1977), microforaminíferos bentónicos, rudistas, corales y orbitolínidos, sugiere un ambiente sedimentario somero, dentro de la zona fótica. Este rasgo coincide básicamente con el propuesto por PASCAL (1974, 1985) quien señala que la mayoría de los "mud-mounds" del urgoniano vasco-cantábrico se formaron en los bordes de plataforma en el Albiense medio y superior, como resultado tanto de acumulación mecánica bioclástica como de atrapamiento de fango y bioclastos por organismos de cuerpo blando no fosilizable, como cianobacterias y esponjas.

Sin embargo, a diferencia de la opinión anterior, nuestro estudio ha revelado la existencia de al menos 5 tipos de biohermos. Las comunidades responsables de su origen fueron en unos casos de rudistas, en otros de corales, **Chondrodonta** sp. o bien de algas, esponjiarios y microbios, que en ocasiones constituyeron asociaciones relacionadas en ecosistemas más complejos; éstos atrapaban, apantallaban y retenían sedimento fangoso carbonatado creando pequeños relieves submarinos. Nos inclinamos, por lo tanto, por considerar que la mayor parte de este fango carbonatado (micrítico) tuvo un origen autóctono, tanto por producción orgánica y desintegración de partículas como por precipitación biológicamente inducida. Este carácter autóctono se ha deducido del análisis de las facies encajantes ("reef flank" y "off-reef"), que muestran un mayor contenido de

contaminantes terrígenos finos en los biohermos de la parte superior de talud o rampa carbonatada; sin embargo, en algunas estructuras arrecifales de borde de plataforma o de lagoon se podría considerar o la posibilidad de aportes de fango al sistema, o bien si éste produce mayor cantidad de la que se acumula, pudiendo exportar hacia las áreas circundantes ("export model", BOSENCE et al. 1985).

3.6.3. CONSIDERACIONES DIAGENETICAS

El reconocimiento de fábricas diagenéticas en carbonatos es de extrema importancia en la explotación de hidrocarburos, debido, entre otros factores, a que el desarrollo y preservación de porosidad inter e intragranular están íntimamente relacionados con los procesos diagenéticos. El objetivo esencial de este análisis es el de señalar algunos aspectos diagenéticos generales, en base al estudio de microfacies. Comenzaremos por puntualizar algunos puntos relativos a la diagénesis penicontemporánea de las calizas urgonianas en nuestro área de estudio, para continuar con los estadios diagenéticos más tardíos.

1) Es frecuente reconocer, en rocas clasificadas como wackestones, packstones y grainstones sensu DUNHAM (1962), o rudstones sensu EMBRY y KLOVAN (1971), la presencia de envueltas micríticas que rodean granos esqueletales, a modo de cinturón ("rim") homogéneo de carbonato microcristalino. Se han propuesto dos procesos diferentes, que se producen en mares actuales, para explicar la formación de estas envueltas. Uno es esencialmente destructivo y el otro constructivo. BATHURST (1966) fue el primero que propuso que la micritización destructiva implicaba dos estadios; uno inicial, en el que la superficie del aloquímico es perforada por organismos endolíticos (algas, hongos, esponjas) y otro posterior de relleno de esos huecos por micrita atrapada físicamente, o bien precipitada químicamente en los "borings". Más recientemente se ha propuesto un proceso constructivo (KOBLUK y RISK, 1977), en el que los filamentos de algas epilíticas del exterior del grano son rápidamente cementados por calcita precipitada tras la muerte de las algas.
2) El fango carbonato a menudo se dispone rellenando cavidades de modo geopetal, especialmente en cavidades interparticulares. Ese sedimento interno puede aparecer en algunos megaporos milimétricamente laminado. Es muy probable que gran parte de la micrita que hoy en día observamos, haya estado constituida originalmente por pequeños cristales de aragonito y calcita con alto contenido en Mg (HMC), que por procesos neomórficos se ha transformado en calcita de bajo contenido en Mg (LMC), durante los primeros estadios de diagénesis.
3) Los cementos observados se engloban en una variada gama y tanto su naturaleza como el tamaño y forma de sus cristales están controlados por la composición química de los fluidos de poros precipitantes, la naturaleza del sustrato, la porosidad y la permeabilidad. Se han observado tres tipos fundamentales de cementos: isopacos (en drusa), fibrosos y en bloque; son cristales de carbonato que crecen sobre una superficie libre, a modo de precipitados que rellenan un espacio vacío, y aparecen asociados mayoritariamente a facies grainstone-rudstone.

   El cemento isopaco ("drusy"-BLATT et al. 1980), posee una importancia volumétrica minoritaria en las facies diagenéticas de carbonatos urgonianos y generalmente aparece asociado a poros primarios o recubriendo granos, constituyendo cristales de calcita finos a medios que crecen perpendicularmente a la superficie original. Tampoco son particularmente abundantes los cementos fibrosos, consistentes en niveles espesos, 1.5 mm. de longitud creciendo perpendicularmente a la superficie del grano presentando extinción ondulante con nicoles cruzados. Finalmente, los cementos en bloque ("blocky") son muy comunes y suelen rellenar los espacios centrales de los poros y están constituidos por cristales de calcita (LMC) subequidimensionales de grano medio a grueso. Ocasionalmente aparecen cristales equidimensionales gruesos de calcita creciendo en continuidad óptica con granos aloquímicos, especialmente de equínidos, que constituyen cementos de tipo "rim" (FOLK, 1959, 1962).
4) Cabe señalar la presencia de algunas fábricas de calcita neomórfica, especialmente constituidas por cristales de microesparita y pseudoesparita. Dentro del concepto de neomorfismo se engloban, siguiendo a FOLK (1959), las alteraciones diagenéticas como inversión (aragonito-calcita) y recristalización (HMC-LMC); estos dos procesos suelen ir acompañados de cambio en el tamaño, forma y orientación de los granos. Comúnmente es difícil distinguir estos granos neomórficos de aquellos bioclastos que, tras disolverse por efecto de aguas meteóricas freáticas, experimentan cementación (LMC) de la porosidad móldica creada, aunque en ocasiones la presencia de irregularidades en el tamaño de los cristales espáticos, límites curvados u ondulantes entre ellos e inclusiones, pueden permitir la distinción de los cristales neomórficos.
5) Se han observado además rasgos que sugieren compactación en las rocas carbonatadas, de naturaleza diagenética tardía, son generalmente estructuras estiliolíticas, de disolución por presión litostática (BATHURST, 1975); comúnmente se encuentran restos de residuos arcillosos en las juntas de estiliolitización.
6) Muy esporádicamente se han detectado rasgos de reemplazamiento de fábricas carbonatadas originales por sílice y dolomita. La silicificación aparece afectando selectivamente a restos fosilíferos (corales, lamelibranquios y equínidos) en áreas de cambios laterales de facies entre calizas de plataforma y terrígenos adyacentes. La fuente de sílice podría ser las facies de espiculitas frecuentes en los taludes de plataformas urgonianas. La solubilidad de la sílice aumenta por encima de pH - 9, y en medios básicos se disuelve; soluciones silíceas que pueden ascender por el talud y reemplazar selectivamente los esqueletos, originalmente aragoníticos, de corales parcialmente disueltos; las alteraciones del pH, por otra parte, pueden ser debidas a la cantidad de CO_2 contenida en el sedimento o a la actividad bacteriana. La dolomita, se encuentra muy esporádicamente, constituyendo parches y chimeneas de talla decamétrica a techo de las calizas de la unidad de Aramotz (sector de Larrano) es decir en el límite superior de la secuencia deposicional S_3; la morfología del cuerpo dolomitizado y su mineralogía sugieren una dolomitización primaria, quizás relacionada con procesos de exposición subaérea periódica que habrían conducido al reemplazamiento de calcita por dolomita, según el mecanismo de mezcla de aguas dulces y marinas (LAND, 1983).
7) En resumen, los análisis efectuados sugieren que la alteración diagenética de los carbonatos urgonianos pudo producirse en, al menos, dos ambientes: submarino y meteórico-freático. Las modificaciones diagenéticas comenzaron en el medio submarino con la formación de envueltas micríticas, depósito de sedimento interno, precipitación de cementos isopacos, etc. Es preciso, destacar en este sentido el importante efecto que debió ejercer el continuo movimiento de aguas marinas a través del sedimento (efecto bombeo o "pumping"), conducente a la litificación temprana de importantes volúmenes de carbonatos, en los márgenes y, quizás, zonas internas de los bancos carbonatados. Esta litificación diagenética temprana es sugerida por la existencia de bloques o fragmentos consolidados de plataforma, integrantes de depósitos de resedimentación en masa de talud. Tal proceso de consolidación temprana se habría visto completado tras los diversos momentos de exposición subaérea, a raíz de caídas relativas del nivel del mar; en estos ca-

sos, las aguas de lluvia freáticas infrasaturadas en carbonato cálcico habrían disuelto partículas carbonatadas superficiales, reprecipitando el carbonato, en forma de cemento esparítico rellenando la porosidad, con paso de micrita y aloquímicos a microesparita y pseudoesparita. Finalmente, las plataformas habrían sido fracturadas y/o plegadas durante la orogenia alpina, exponiéndose a aguas meteóricas tras su afloramiento y experimentando importantes transformaciones neomórficas de epidiagénesis.

4. PALEOGEOGRAFIA Y EVOLUCION SEDIMENTARIA

4.1. INTRODUCCION

El complejo urgoniano de nuestra zona de estudio se enmarca en términos paleogeográficos en el Golfo vasco-cantábrico (RAT, 1959). El mar urgoniano se hallaba en continuidad con el área marina nord-pirenaica francesa, bañando sus aguas una región aproximada de 400 Kms. entre la frontera francesa y Oviedo, y de unos 100 Kms. desde la actual costa hacia el Sur. Esta extensión marina se subdividía en dos golfos: uno menor en la región de Llanes-Oviedo y el principal, que abarcaría las actuales provincias de Santander-Vizcaya-Guipúzcoa y la parte norte de Alava, Burgos y Navarra. Nuestra área de estudio se encuadra en el cuadrante sudoriental de este último Golfo. Dentro del contexto paleogeográfico del oeste de Europa, el Golfo vasco-cantábrico constituía un brazo de mar elongado, según una dirección sub-perpendicular al eje mayor de apertura del océano Atlántico norte y limitado al NE. por el macizo emergido armoricano y al SO. por los macizos emergidos de la Meseta castellana y el Ebro, tal y como se desprende de los diversos trabajos entre otros de: PEYBERNES (1976, 1982); CURNELLE et al. (1982); RAT (1982), PASCAL (1984), etc.

4.2. PRINCIPALES DISPOSITIVOS SEDIMENTARIOS

En el presente capítulo se pretenden delimitar los principales ambientes de sedimentación, agrupados en marcos tectonosedimentarios específicos, dentro de un área reducida del Golfo (SE. del anticlinorio bilbaíno). Con este propósito se concede especial énfasis a los conjuntos de unidades genéticamente relacionadas por procesos y ambientes inferidos (sistemas deposicionales, FISCHER y McGOWEN, 1967); su análisis sedimentológico permite deducir los principales modelos sedimentarios dentro de cada una de las tres secuencias deposicionales distinguidas.

4.3. DISTRIBUCION GENERAL DE FACIES

Se ofrecen a continuación una serie de mapas paleogeográficos, representativos de los principales "momentos" o "episodios" englobados en las tres secuencias deposicionales distinguidas; se indican además los principales ambientes deposicionales deducidos. El término episodio se refiere al conjunto de materiales depositados en un intervalo de tiempo determinado; en definitiva, pues, es aproximadamente equivalente al concepto de cronozona, dado que éstas pueden definirse formalmente a partir de una unidad litoestratigráfica o intervalo menor de estratos, que represente un cierto lapso de tiempo (HEDBERG 1980, p. 74). En nuestro caso, el objetivo ha sido reducir al máximo estos intervalos y en la medida de nuestras posibilidades, tender a establecer "rebanadas de tiempo finas" limitadas por superficies isócronas.

Se ofrecen a continuación los mapas de los episodios Eniebe y Zamburu (secuencia 1), de Arimekorta y Eguiriñao (secuencia 2) y de Itxina y Gorbea (secuencia 3).

4.3.1. "EPISODIO ENIEBE"

En el Aptiense inferior basal, se produjo una importante variación en el marco paleogeográfico vasco-cantábrico. En el área de estudio, tras una etapa de sedimentación en un medio ambiente salobre, quizás de lagoon o estuario (wealdense), se inicia el complejo urgoniano con la transgresión marina bedouliense; en relación con esta etapa se ha confeccionado el primero de los mapas paleográficos (Fig. 157), correspondiente al "episodio Eniebe". El medio ambiente general sugerido es el de una plataforma marina fangosa, con aguas someras y turbias. La sedimentación fue esencialmente terrígena, con predominio de los siliciclásticos finos, arenas finas y limos, así como cantidades menores de margocalizas y margas. El análisis de la repartición de las facies dominantes revela un ligero predominio de las facies lutíticas finas en el área norte (Duranguesado). Asimismo, se detectan facies carbonatadas impuras, margas con espículas de esponja y orbitolínidos, en el sector occidental del área de estudio (0 de Gorbea). Estos datos sugieren la probable polaridad de los aportes terrígenos a la plataforma, cuyas vías principales habrían sido del S-SE.

Dos hechos merecen ser destacados, finalmente. Por una parte la gran diferencia de potencia que muestran los materiales de este episodio en el área estudiada, en relación con la que muestran sus equivalentes del área de Bilbao (ORTEGA, 1983): a ello hay que añadir su carácter menos areniscoso y su procedencia S-SE. (frente a la SO. de los de Bilbao). Se deduce de aquí que al SE. de Bilbao la subsidencia fue menor, el sector estuvo menos afectado por terrígenos gruesos –y por corrientes mareales fuertes– y el área fuente de materiales, terrígenos, fue diferente de la influencia asturiana que se atribuye para los afloramientos "santanderinos". Por otra parte, la localización de sedimentos carbonatados aproximadamente en el sector de Gorbea, puede sugerir que desde comienzos del Aptiense empezaron a dejarse notar ya subsidencias retardadas en el mismo, quizás debidas a halocinesis incipientes; tales subsidencias determinaron ligeras intumescencias, en el fondo marino que, al ser obviadas por el normal acarreo de terrígenos, pudieron determinar un enriquecimiento en carbonatos.

4.3.2. "EPISODIO ZAMBURU"

Hacia el Aptiense inferior alto, o final del Bedouliense, la transgresión marina alcanza su cenit. Sobre el área de estudio la sedimentación fue esencialmente caliza con formación de extensos bancos carbonatados de rudistas y corales, separados por áreas inter-banco de predominio de la sedimentación terrígena. En conjunto, pues, se supone para el "episodio Zamburu" un ambiente general de plataforma mixta. Los bancos carbonatados constituían auténticos parches arrecifales en tránsito hacia zonas ligeramente más profundas del fondo marino (pasos mareales), por donde se canalizaban los terrígenos de procedencia meridional. Estos tránsitos se producían por intermedio de una suave pendiente o rampa mixta. Una de las áreas interarrecifales más amplias la constituía el surco de Aramayona, de trazado NNE-SSO y alrededor de 6 Kms. de anchura, en tanto que el banco carbonatado de mayores dimensiones se encontraba en Aitzgorri, con una anchura máxima del orden de 12 Kms. (Fig. 158).

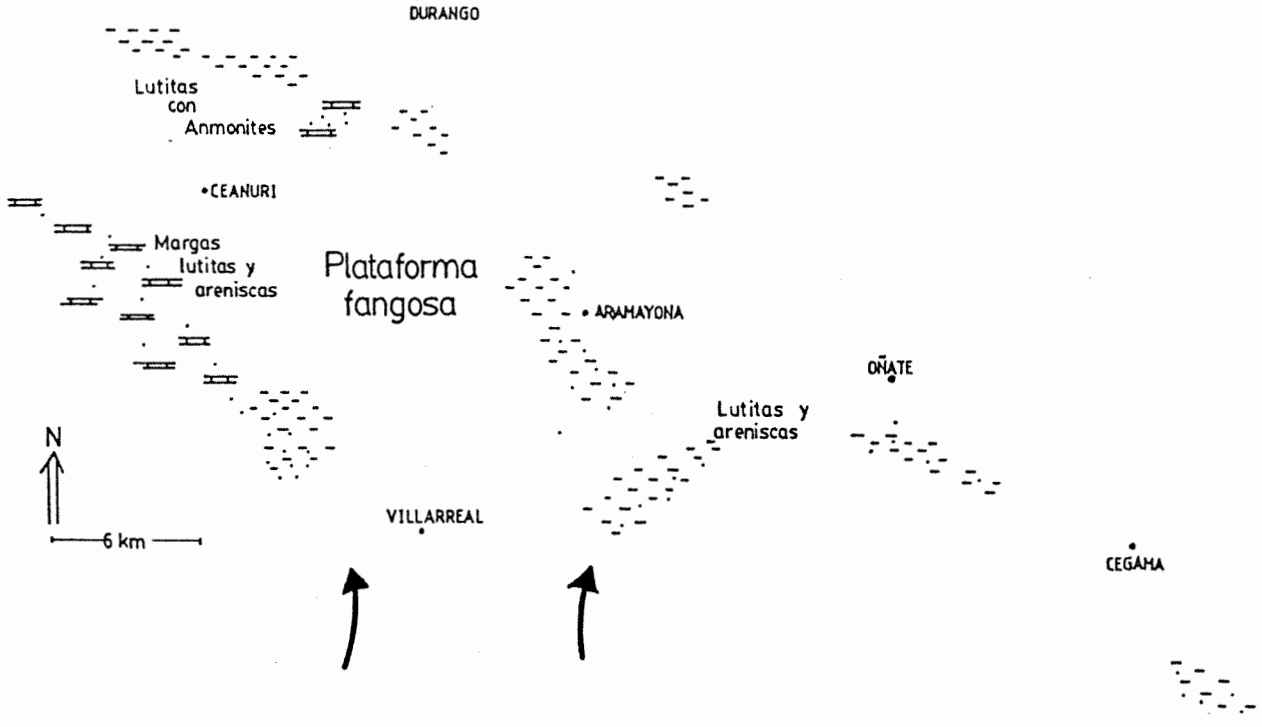


Fig. 157. Mapa paleogeográfico del área estudiada en el Aptiense inferior. "Episodio Eniebe". Ambiente general marino siliciclástico somero, ligeramente arenoso al SSE, lutítico al norte y margoso al oeste.

La asusencia de afloramientos entre Ceánuri y el S de Aramayona impide conocer la evolución NE de los terrígenos interparches del sector de Gorbea. No obstante, la práctica desaparición de los mismos en el sector del Duranguesado sugiere su previo acuñamiento original entre calizas (?) hacia el área de Ceánuri. Tampoco se puede saber la evolución de los parches arrecifales del Duranguesado y de Aitzgorri hacia el NE., por falta de suficientes afloramientos; las margas al N. de Oñate, no obstante, sugieren que los terrígenos podrían haberse hecho más carbonatados; y las calizas al N. de Cegama, por su parte, que los parches arrecifales seguían existiendo, quizás ligados únicamente a intumescencias diapíricas.

4.3.3. "EPISODIO ARIMEKORTA"

En el Aptiense medio tuvo lugar un descenso relativo del nivel del mar, en nuestra área de estudio, que supuso la exposición subaérea de algunos de los edificios calizos y su muerte por no recuperación posterior en algunos casos. Este evento nos ha permitido delimitar el techo de la primera secuencia S_1.

Además el probable rejuvenecimiento relativo de las áreas madre, y su subsecuente erosión, trajo consigo una inundación de sedimentos terrígenos sobre la plataforma marina (Fig. 159). Unicamente en el sector del Duranguesado, se mantuvo la formación de carbonatos someros y la factoría no se detuvo. El análisis de este episodio que hemos denominado Arimekorta, revela cómo los terrígenos más gruesos (areniscas) se concentran en el área del anteriormente aludido surco de Aramayona. Hacia el O la sedimentación fue terrígena-lutítica en el sector de Gorbea, y caliza en el sector del Duranguesado; este último sobre todo debió de seguir reflejando una subsidencia relativa retardada, en parte, quizás, por motivaciones halocinéticas. Hacia el E., el sector de Aitzgorri registró lutitas, cuya situación adyacente al surco de Aramayona con depósitos areniscosos sugiere también una subsidencia retardada. Al N. de Cegama, finalmente, aparece un afloramiento areniscoso cuyo origen pudo haber estado ligado al dispositivo de Aramayona, por una parte, o bien a un área fuente oriental, distinta de la anterior.

La etapa regresiva de techo del episodio calizo anterior, o basal del de Arimekorta, puede ser correlacionada con el momento de regresión eustática importante reflejado por VAIL et al. (1977) en su curva de eustatismo general. Las erosiones localizadas a techo de las calizas serían el testimonio de la corta exposición subaérea, mientras que los terrígenos de Arimekorta, con fósiles de mar abierto como ammonites, reflejarían la transgresión subsiguiente.

A lo largo del Aptiense superior y paralelamente a esta transgresión, se produjo una paulatina ampliación de los medios ambientes carbonatados de plataforma, en detrimento de los terrígenos. Además de la persistencia de la sedimentación en el banco calizo del Duranguesado, se crearon otros bancos en las áreas de Udalaitz, Lemona, Gorbea, Zaraya y Aitzgorri.

4.3.4. "EPISODIO EGUIRIÑAO"

La expansión anterior de los carbonatos de plataforma se vio afectada momentáneamente por un cambio brusco en la sedimentación, que en puntos supuso la muerte de alguna por-

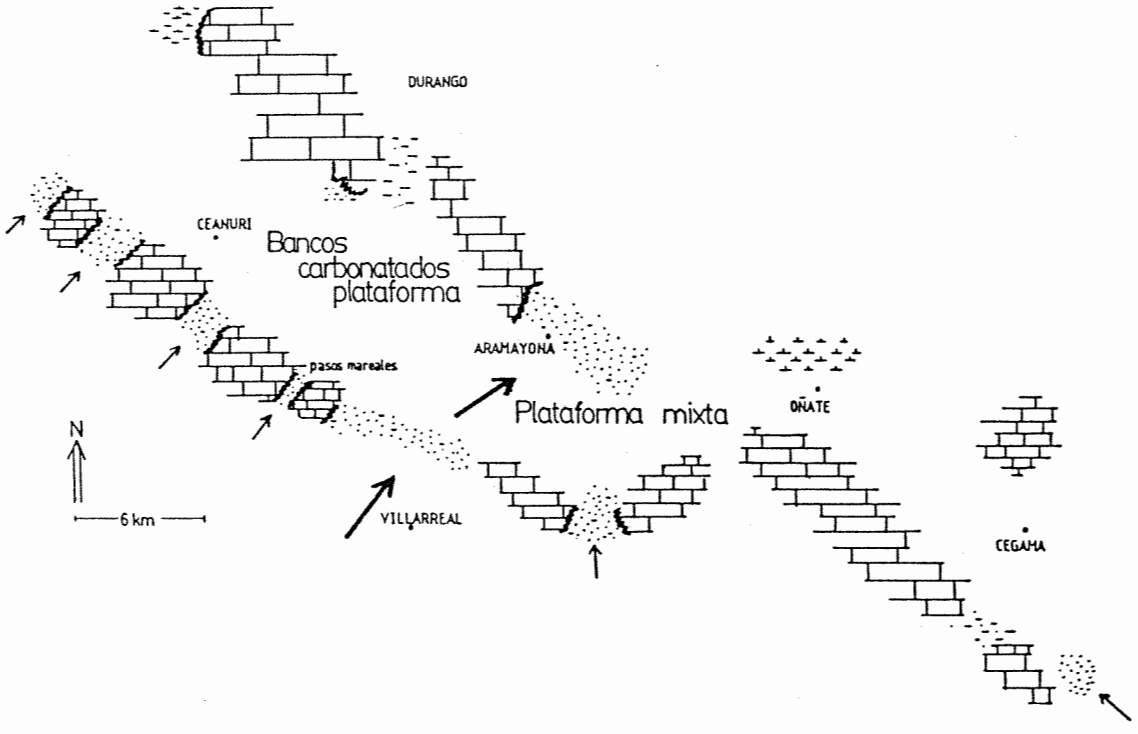


Fig. 158. Mapa paleogeográfico del área estudiada en el Aptiense inferior alto. "Episodio Zamburu". Ambiente general de plataforma mixta con desarrollo de bancos carbonatados de dimensiones kilométricas, disposición parcheada, y separados entre sí por "pasos" ligeramente deprimidos a través de los cuales se canalizaban los terrígenos.

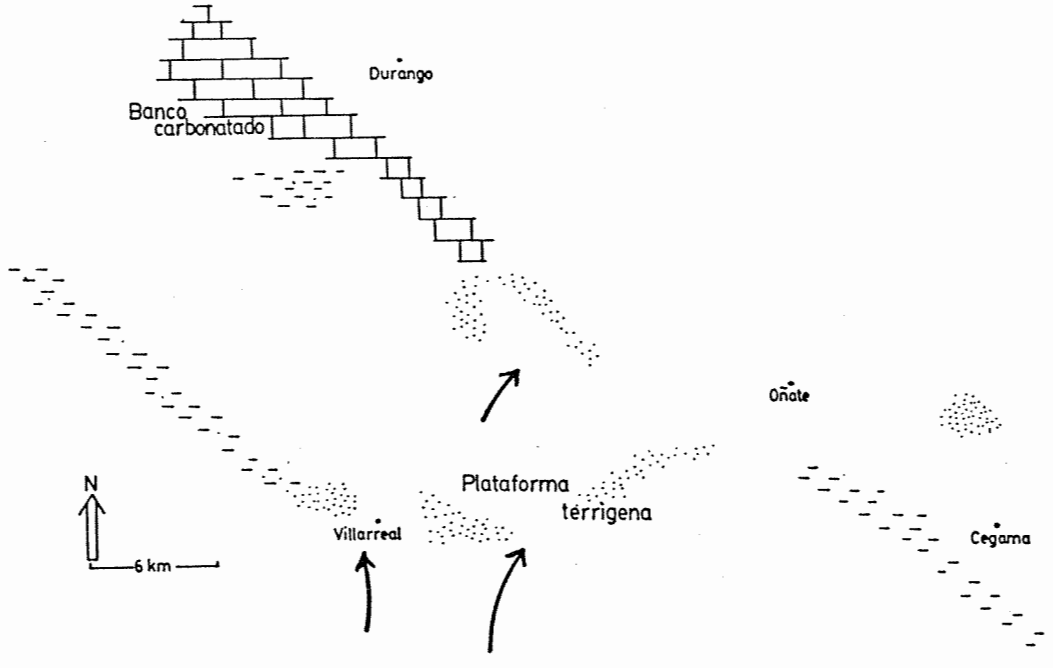


Fig. 159. Mapa paleogeográfico del área estudiada en el Aptiense superior basal. "Episodio Arimekorta". Ambiente general de plataforma mixta, con invasión generalizada de terrígenos que suponen el final de los bancos carbonatados al SSO y SE, en tanto que persiste el crecimiento carbonatado del Duranguesado.

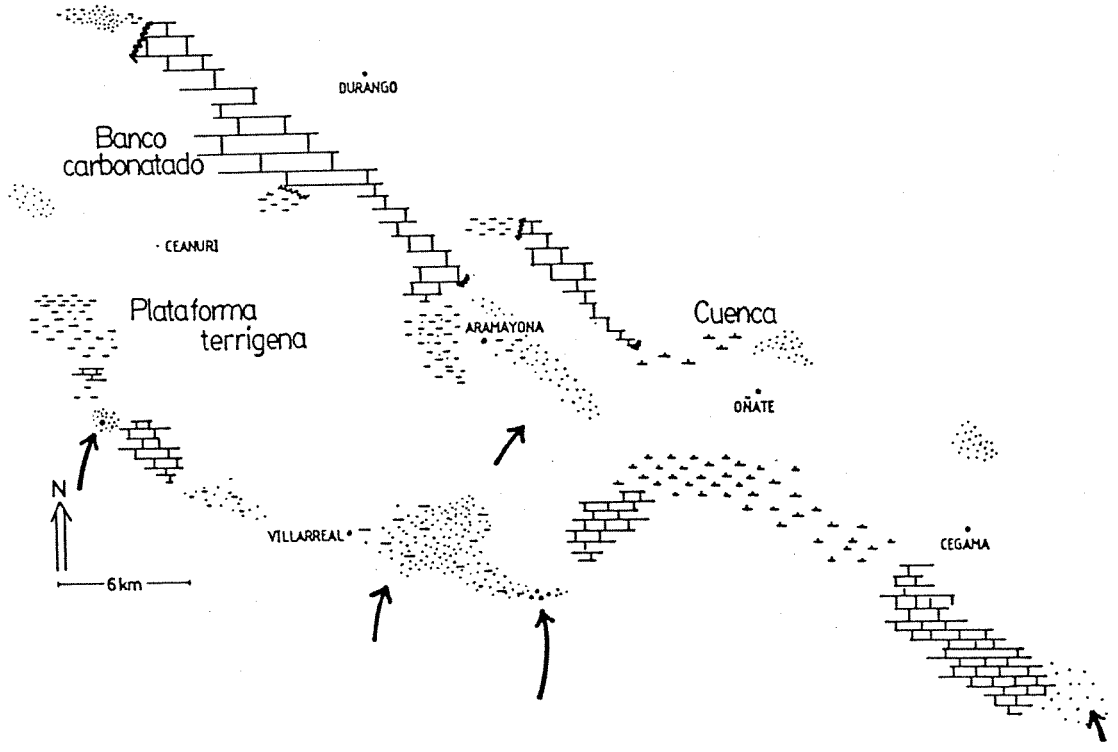


Fig. 160. Mapa paleogeográfico del área estudiada en el Albiense inferior basal. "Episodio Eguiriñao". Ambiente general de plataforma mixta con desarrollo incipiente de cuencas intraplataforma. Instauración localizada de crecimientos carbonatados al SO (Itxina), S (Zaraya) y SE (Aitzgorri), además del persistente banco al NO (Duranguesado). Los terrígenos de grano más grueso (conglomerados al SE de Villarreal) se localizan en el surco central SSO-NNE de Villarreal-Aramayona.

ción periférica de dichas plataformas, como en el caso del área de Aranguio en el sector del Duranguesado. En otros ámbitos, como en Lemona, se produjo exposición subaérea de las calizas y erosión. Pero en la mayoría de los casos se observan cambios radicales en el régimen de sedimentación, concretamente avenidas de sedimentos terrígenos groseros, tales como areniscas conglomeráticas o areniscas, generalmente sobre series lutíticas o margosas. Entre las principales áreas en las que se detecta este influjo destacan las siguientes: en Gorbea las areniscas de Eguiriñao y Ceberio; en el Duranguesado las areniscas de Errelletabaso y Armospo; y en Aitzgorri las areniscas de Landarraitz, Segura e Isusquiza (Arlabán).

En muchas áreas, no obstante, continúa sin interrupción aparente la sedimentación carbonatada de plataforma: Duranguesado, Gorbea SE., Zaraya y Aitzgorri Fig. 160.

En resumen aunque no generalizables a todos los sectores concretos del área, son muchos, sin embargo, los testimonios de ruptura sedimentaria observados en la parte baja del Albiense inferior, por lo cual se ha situado en ese momento el límite superior de nuestra secuencia S_2. Además, asociados a este evento se detectan los primeros depósitos de megrabrecha en el área de estudio. Esta aparición de materiales de resedimentación en masa, con olistolitos de escala a veces hectométrica, sugiere un fuerte aumento de la actividad tectónica paralelamente a un incremento de la subsidencia diferencial entre áreas de plataforma y cuenca. Se crearon por vez primera, además, dispositivos de plataforma con resalte (rimmed shelves, READ-1985), en contraste con las etapas de rampas carbonatadas dominantes hasta entonces. Esta pulsación tectónica creadora de los primeros depósitos de olistolitos en la zona de estudio, podría representar una excelente línea de correlación estratigráfica a falta de marcadores bioestratigráficos finos. Entre los depósitos megabrechoides más característicos destacaremos: en el macizo de Gorbea las megabrechas de Aldabide y Ceberio; en el Duranguesado las de Aránzazu (Yurre), Belatxikieta y Armospo; y finalmente, en el macizo de Aitzgorri las megabrechas de Araoz y Segura.

En la zona central del macizo de Aitzgorri la ruptura sedimentaria descrita tuvo una manifestación distinta. En efecto, a la misma altura estratigráfica (Albiense inferior, parte inferior) se encuentra un brusco tránsito: de margas de "cuenca" (Urbía) se pasa verticalmente sin apenas solución de continuidad, a calizas de parche arrecifal (Orkatzategui). Este cambio sugiere una brusca somerización por caída relativa del nivel del mar (FERNANDEZ-MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR, 1958), correlacionable con los fenómenos causantes de la llegada de terrígenos y con la aparición de megabrechas en otros puntos.

4.3.5. "EPISODIO ITXINA"

El episodio de "desmoronamiento" de carbonatos analizado en el apartado anterior, sucedió a una rápida expansión de las plataformas, base de las unidades de Itxina (NO) y Orkatzategui. Tras él se produjo un crecimiento de las mismas en la vertical (Fig. 161) o, localmente, "outbuildings" (Aranguio); esto permitió la individualización de tres bancos carbonatados mayores (Gorbea-Duranguesado, Zaraya y Aitzgorri), y dos arrecifes pináculo (Lemona y Udalaitz). También se formó una extensa pla-

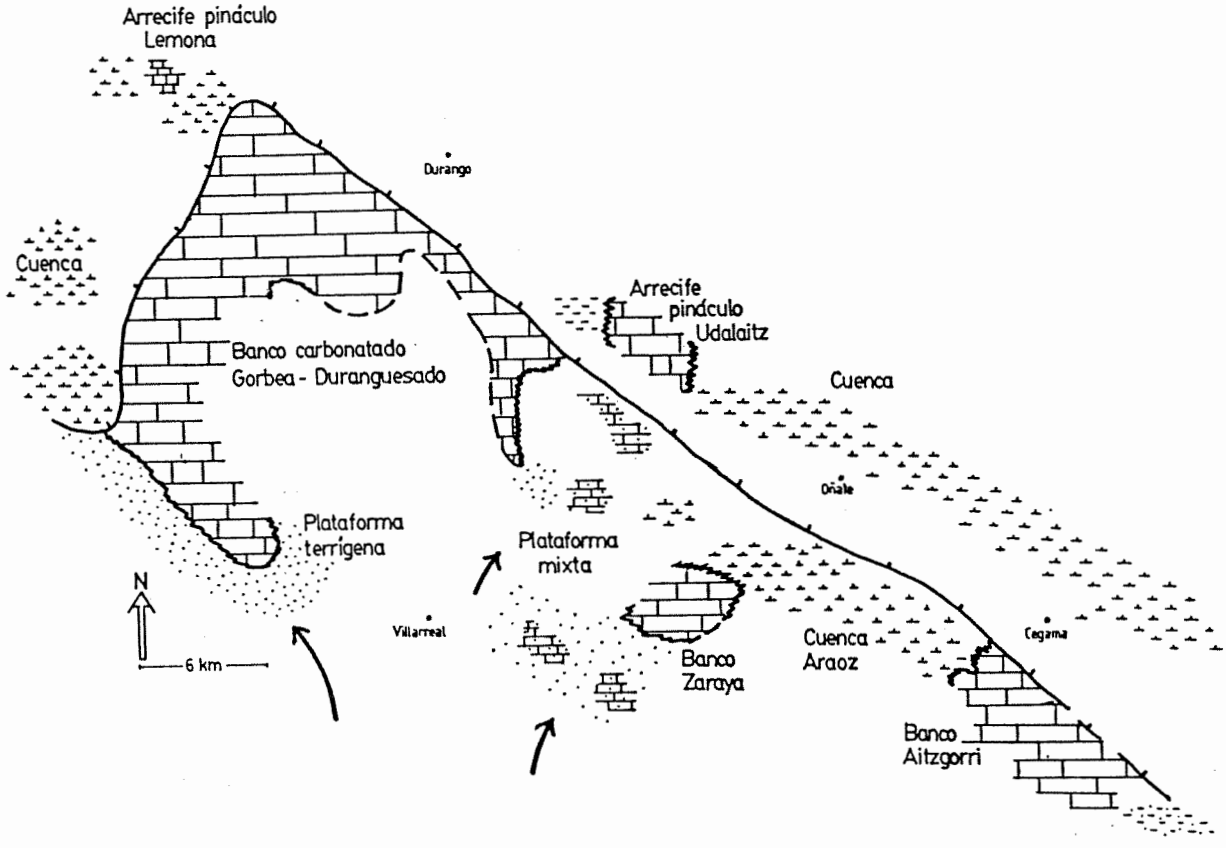


Fig. 161. Mapa paleogeográfico del área estudiada en el Albiense inferior alto. "Episodio Itxina". Ambiente general de plataforma mixta. El desarrollo de cuencas intraplataforma alcanza su cenit al O (Bilbao), NE (sinclinorio vizcaino) y SE (Araoz). Las plataformas carbonatadas desarrollan márgenes abruptos con resalte. Dos arrecifes pináculo se distinguen entre facies de cuenca: en el centro (Udalaitz), y en el NO del área (Lemona).

taforma mixta y terrígena al sur y varios surcos o cuencas entre las que destacan el de Bilbao al Oeste, el de sinclinorio Vizcaíno al NE. y la cubeta menor de Araoz, situada entre los bancos de Zaraya y Aitzgorri. Hacia el final de su historia evolutiva los bancos experimentan un crecimiento de tipo "inbuilding" o dicho de otro modo, una tendencia a la restricción areal de las plataformas, coincidiendo además con el inicio de las avenidas de terrígenos meridionales.

El banco carbonatado de Gorbea- Duranguesado es postulado en base a datos que hacen presuponer que las calizas de Itxina en Gorbea y de Aramotz en Duranguesado estuvieron unidas primitivamente. Tal unión debió ser por el O únicamente, ya que la desaparición sedimentaria de las calizas de Aranguio hacia el S apoya fuertemente una desconexión a su altura con las equivalentes de Gorbea. En otras palabras, existió un surco con sedimentación terrígena entre ambas zonas. Los límites NO y NE de este banco son bastante rectilíneos y muestran márgenes de plataforma persistentes en el tiempo y en el espacio. Entre los sedimentos de "cuenca" al NO del banco cabe destacar el crecimiento pináculo de Lemona. En el sector de Aitzgorri se originó también un banco principal, Aitzgorri, cuyo límite NE. debió ser una prolongación del de igual orientación del sector del Duranguesado, y que en la actualidad se encontraría enterrado por la existencia de una importante línea de cabalgamiento. Al NE de dicho límite predominó el registro de materiales fundamentalmente de "cuenca" (surco del sinclinorio de Vizcaya), a excepción de crecimientos carbonatados de tipo pináculo como el de Udalaitz. La cuenca de Araoz en el mismo sector, por su parte, recibió terrígenos margosos únicamente, lo que sugiere que debió quedar algo aislada de las vías principales de transporte de terrígenos de grano más grueso. Sus calizas limitantes (Zaraya y Aitzgorri) debieron estar afectadas por importantes movimientos sinsedimentarios, a tenor de las potentes megrabrechas que le suministraron.

4.3.6. "EPISODIO GORBEA"

Hacia la parte inferior del Albiense medio materiales siliciclásticos acabaron por inundar nuevamente y esta vez casi de modo total los techos de los diferentes bancos (episodio Gorbea) (Fig. 162), carbonatados. Unicamente en el área de Indusi, flanco SO del sinclinal, se mantuvo un pequeño arrecife pináculo aislado, en tanto que a su alrededor se depositaban sedimentos de plataforma terrígena. Las paleocorrientes deducidas del análisis de facies revelan una procedencia global meridional, con dos áreas de concentración de máximos tamaños de grano (conglomerados y areniscas conglomeráticas), en los sectores de Arlabán (este) y Gorbea (oeste).

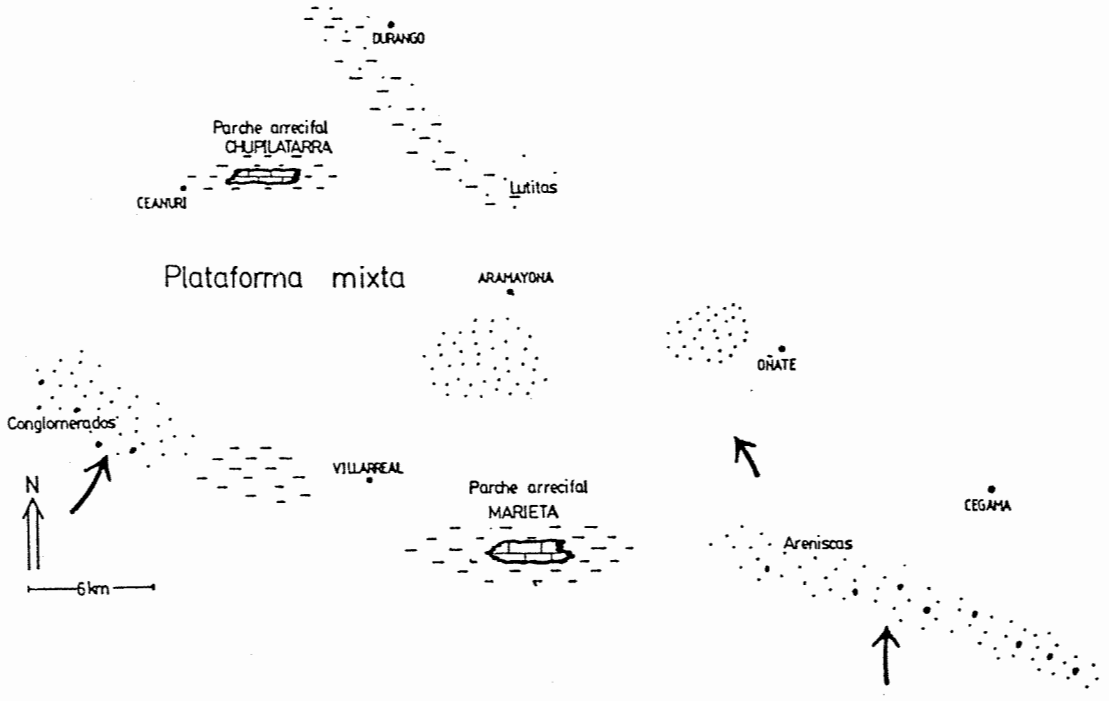


Fig. 162. Mapa paleogeográfico del área estudiada en el Albiense medio. "Episodio Gorbea". Plataforma siliciclástica marino-somera con desarrollo de parches localizados arrecifales al S (Marieta) y al NO (Chupilatarra).

El régimen predominante de sedimentación fue marino-somero terrígeno, con escasos parches calizos (Marieta y Chupilatarra) y áreas de fuerte influencia continental tipificadas por las facies conglomeráticas meridionales que podrían testimoniar una caída relativa del nivel del mar; aspecto este que nos ha inducido a situar ahí, el techo de nuestra secuencia S_3. Las facies areniscosas de Aramayona y Oñate podrían haber estado ligadas, a la vía conglomerática de procedencia SE al S de Cegama, con lo que las lutíticas de Durango testimoniarían el área más distal del mismo sistema. Los sistemas conglomeráticos del sector de Gorbea, por su parte, habrían alimentado más bien áreas del NO en el surco de Bilbao. El "eje carbonatado" Chupilatarra-Marieta, quizás formado por haber soportado el área en la que se encuentra una subsidencia relativamente menor, sería el testimonio último del alto paleogeográfico que, en definitiva, determinó la aparición de los macizos del Duranguesado y de Aitzgorri.

5. CONTROLES SEDIMENTARIOS MAYORES

5.1. CLIMA

Se consideran en este apartado aquellos rasgos que informan sobre los parámetros climáticos de temperatura, humedad-precipitaciones, circulación atmosférica y circulación oceánica. La temperatura de las aguas del mar urgoniano fue cálida, según se deduce en base al principio del actualismo (RAT, 1959). Los madreporarios y la abundancia de carbonato cálcico precipitado son en la actualidad prácticamente exclusivos de habitats con aguas cálidas o tibias en el dominio tropical-subtropical. La presencia de algas verdes calcáreas clorofíceas; que en la actualidad poseen requerimientos ecológicos estrictos (mínimo 15°C, máximo 35°C, MASSE, 1976), inclinan a pensar en un rango latitudinal de 20-25° para el urgoniano nord-español (PASCAL, 1984). Por otro lado, la presencia y abundancia de orbitolinas es, según SEIGLIE (1974), indicio de un ambiente próximo a los cinturones tropical y subtropical.

El área de estudio se sitúa, de acuerdo con las reconstrucciones paleogeográficas de LLOYD (1982), en el hemisferio norte, a unos 35° de latitud, concretamente al NE del bloque emergido ibérico, al SO del bloque del macizo central francés y al SE. del continente norteamericano. Este autor reconstruye la circulación atmosférica durante el Albiense, en base a la paleogeografía y temperaturas superficiales estimadas, y de acuerdo con los principios básicos de circulación atmosférica y analogías de estudios actuales. En el área vasco-cantábrica destaca un predominio de los vientos del oeste de baja velocidad, con valores de alrededor del 30% de los actuales.

El régimen de circulación oceánica dominante en el mar del Tethys para el Cretácico medio, deducido en base a la repartición de nannoflora (ROTH y KRUMBACH, 1986) era del este. Sin embargo, se ha deducido la existencia en el Atlántico Norte una corriente en celdilla, girando a favor de las agujas del reloj, que era la responsable de que las corrientes que llegaban al Golfo de Vizcaya fueran del oeste, creando localmente áreas de afloramiento de aguas "frías" de fondo ("upwelling") frente a las costas de Portugal. Se postula, además, que la circulación de fondo oceánico se producía como resultado del lento movimiento de aguas templadas salinas.

Por otro lado, el clima aptiense-albiense fue eminentemente húmedo, según parece deducirse del análisis de facies. En primer lugar, son relativamente frecuentes en sedimentos urgonianos los pequeños restos vegetales alóctonos (lignito), especialmente en las unidades de Pagomakurre, Tellamendi, Murugain y Arlabán, que sugieren un origen a partir de medios ambientes pantanosos o de marismas. En segundo lugar, la ausencia de niveles evaporíticos en rocas de esta edad confirma la hipótesis de un clima lluvioso. Esta alta tasa de evaporación y precipitación está estrechamente ligada a los impulsos transgresivos marinos cretácicos (COOPER, 1977). La formación de bauxitas en el Cretácico Medio del sur de Europa puede ser tomada como un indicio de clima húmedo (HALLAM, 1981), puesto que tales depósitos se forman comúnmente en regiones tropicales o subtropicales, en condiciones de alta temperatura, precipitación e intensa meteorización química. En esta misma línea los indicios de bauxita, los signos de disolución subaérea en los techos de las plataformas carbonatadas, y el carácter de los sistemas deposicionales fluvial y deltáico (S. de Santander), corroboran la alta tasa de pluviosidad media.

El Cretácico en general y el urgoniano en particular, poseyeron un clima cálido y uniforme, en una tierra carente de casquetes polares, según parece aceptarse de modo generalizado (BARRON; 1983). Se basa esta deducción en la repartición latitudinal amplia de indicadores faunísticos, florísticos y sedimentarios, que hoy en día se hallan restringidos a bajas latitudes. Estudios cuantitativos sobre las paleotemperaturas del Cretácico medio (Albiense) a partir de datos isotópicos en tecas de foramamíferos, indican (BARRON, 1983) temperaturas ecuatoriales en superficie de 27-32°C, y temperaturas polares de hasta 15°C (SAVIN, 1977), lo que implica un gradiente de temperatura inferior al existente en la actualidad.

En resumen pues, el "urgoniano" fue un período en el que los climas tropicales-subtropicales abarcaban hasta los 45° de latitud, en tanto que los climas templados y fríos se extendían hacia los polos. Por su parte, las temperaturas medias anuales eran de 10 a 15°C superiores a las actuales (FRAKES, 1979).

PASCAL (1984), señala un conjunto de rasgos mineralógico-geoquímicos, sedimentológicos y paleontológicos que sugieren un clima aptiense-albiense subtropical, cálido y húmedo, en el norte de España, tal clima habría sometido a la región a variaciones periódicas de la tasa de pluviosidad o variaciones de la llegada de aguas boreales comparativamente frías. Por otro lado, ofrece un cuadro interpretativo de las variaciones climáticas ocurridas en el Cretácico inferior del norte de España. En el Aptiense inferior persisten las condiciones cálidas y húmedas heredadas del Wealdense, aunque los episodios secos se van haciendo cada vez más frecuentes. La transgresión del Aptiense superior provoca un enfriamiento pasajero de las aguas provenientes del dominio boreal y que parece reflejarse asimismo en la cobertura vegetal terrestre. En el Aptiense superior alto el clima se torna de nuevo cálido y húmedo y esta tendencia se consolida en el Albiense inferior, con fuertes contrastes entre pluviosidad y sequía.

5.2. TRANSGRESIONES Y REGRESIONES MARINAS

El análisis de los diversos mapas paleogeográficos acompañado del estudio secuencial, de las series, permite deducir el desarrollo de tres transgresiones marinas de validez local, seguidas de otras tantas etapas de regresión marina, para el intervalo Aptiense-Albiense medio. El Bedouliense representa una etapa general transgresiva, a la que sucede una etapa regresiva corta en el tránsito Bedouliense-Gargasiense. A continuación tiene lugar una rápida transgresión marina en el Aptiense superior, a la que sigue una etapa regresiva que culmina en el Albiense inferior (bajo) con el episodio de Eguiriñao. A continuación, una transgresión marina en el Albiense inferior alto finaliza, con la extensiva etapa regresiva del Albiense medio (parte inferior), responsable ya del comienzo del depósito de los terrígenos del Complejo Supraurgoniano.

Se ha integrado la información de estos episodios de variación relativa del nivel del mar en la correlación establecida por GARCIA-MONDEJAR (1979, 1981), para la cuenca vasco-cantábrica, Península Ibérica (con datos de GARCIA-HERNANDEZ, 1973; PEYBERNES, 1976) y resto del mundo (con datos de COOPER, 1977 y KEMPER, 1973), con el fin de establecer la validez de los mismos a diversas escalas y deducir en su caso, su posible origen eustático. Del esquema de la Fig. 163, resalta la estrecha semejanza en la mayoría de los ciclos deducidos a partir de los episodios transgresivo-regresivo. A destacar la casi perfecta correlación entre los gráficos de nuestro área de estudio y los de GARCIA-MONDEJAR (1981) para el oeste de la región vasco-cantábrica y de KEMPER (1973) para el noroeste de Alemania. En todos los casos se observan tres momentos regresivos en el límite Aptiense inferior (bajo) y en el Albiense medio (bajo). Además, las dos etapas regresivas coinciden con las que en la curva de COOPER (1977) se consideran eustáticas, en tanto que para la tercera existe un ligero decalaje.

La curva de variaciones eustáticas del nivel del mar para el Fanerozoico de VAIL et al. (1977), en base a estratigrafía sísmica

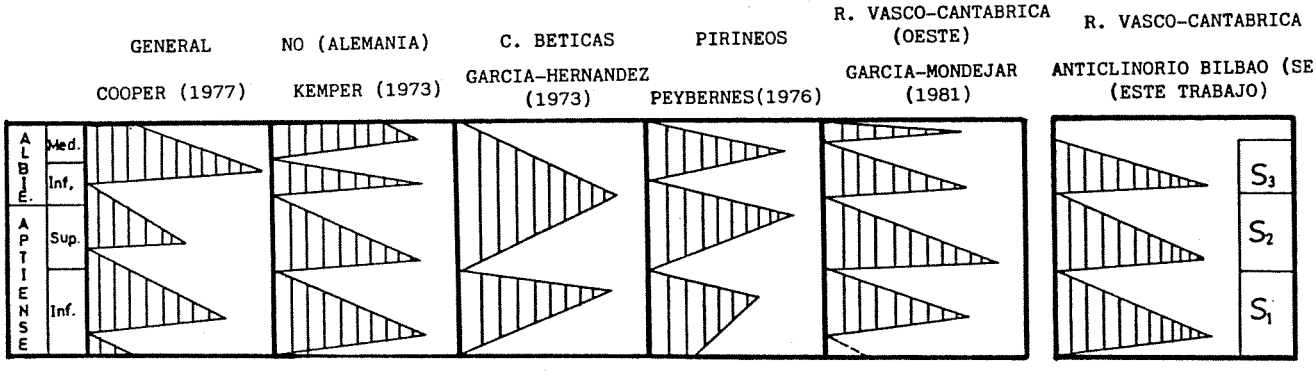


Fig. 163. Esquema de comparación de las transgresiones urgonianas del área de estudio con las establecidas a nivel mundial (COOPER, 1977), en la cuenca de Baja Sajonia (KEMPER, 1973), en las Coordilleras Béticas (zona prebética, GARCIA-HERNANDEZ, 1978), en los Pirineos (parte oriental, PEYBERNES, 1976) y en la región Vasco-Cantábrica occidental (GARCIA-MONDEJAR, 1981).

de las plataformas continentales, muestra para el intervalo objeto de estudio una única regresión en el límite Aptiense inferior-superior; sin embargo, una publicación reciente de datos inéditos mundiales (HAQ et al. 1987), incluye varias etapas más de caída del nivel del mar, correlacionables con las distinguidas en nuestro estudio.

Según COOPER (1977), en el Cretácico existió un gran número de variaciones eustáticas del nivel del mar, cuyo mecanismo motor habría sido los cambios volumétricos en las dorsales oceánicas, asociados a la apertura del Océano Atlántico. Parecen, en ese sentido destacables otras hipótesis relativas a los cambios en los volúmenes de las aguas oceánicas (DONOVAN y JONES, 1979), dado que se acepta que no existían auténticos casquetes polares en el Aptiense-Albiense. Las variaciones en el volumen de las crestas oceánicas se pueden producir tanto por el aumento de la longitud de los ejes de apertura, como por las variaciones en la tasa de apertura-deriva.

Para acabar este apartado hemos de reseñar que recientemente se ha propuesto (MÖRNER, 1981) la hipótesis de los cambios del nivel del mar estrechamente ligados a las variaciones en la forma del geoide (eustatismo geoidal). Este autor propone un modelo que implica que el eustatismo global es una ilusión, puesto que no se produciría de modo simultáneo en toda la superficie terrestre, sino que aparecería asociado a ondas latitudinales migratorias que producirían altos y bajos de validez regional.

5.3. TECTONICA

Las rápidas variaciones de espesores y de facies entre unidades en cortas distancias, las razones de sedimentación excepcionalmente elevadas para algunos depósitos, la presencia en ellos de clastos de gran tamaño indicando proximidad de un relieve topográfico, y los depósitos de "slumping" y deslizamiento sinsedimentario, son características típicas de los materiales urgonianos y que nos han permitido inferir un control significativo de la tectónica en la sedimentación.

Es probable que éste fuera el control primordial en la sedimentación cretácica urgoniana, según se ha podido deducir del análisis de resultados directos de su actividad, como las diferentes razones de subsidencia según las áreas, o bien del control indirecto ejercido por estructuras tectónicas sobre la repartición de los distintos tipos de facies.

La subsidencia diferencial fue perceptible durante la mayor parte del Aptiense-Albiense, y su origen se relaciona generalmente (RAT, 1959; GARCIA-MONDEJAR, 1979, PASCAL, 1980) con el fallamiento de bloques del zócalo, aprovechando probables alineamientos hercínicos previos. En el Albiense inferior se aceleró bruscamente este parámetro, con desarrollo de taludes arrecifales abruptos y depósito de megabrechas en el intervalo de tiempo correspondiente a nuestra secuencia 3. Las directrices principales de estructuras tectónicas en el área de estudio son NO-SE (surcos del sinclinorio de Vizcaya y de Vitoria y alto general del Anticlinorio de Bilbao). Junto a ellas existen otras de menos magnitud con dirección general NNE-SSO (extremo oriental del surco de Bilbao y surco de Aramayona).

Los movimientos halocinéticos creadores de relieves en el fondo marino comenzaron en nuestra área en el Cretácico inferior (FERNANDEZ MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR, 1983, 1985; ENGESER et al., (1984) señalan también la preformación del domo diapírico de Mutiloa en base a datos de sísmica y sondeos. El presente estudio se revela el desarrollo de depósitos de casquetes calizos sobre áreas de alto de origen halocinético desde el Aptiense superior (domos de Zaraya, Lemona, Itxina), y su persistencia, así como comienzo del desarrollo de algunos otros (Aitzgorri, Udalaitz, Dima) en el Albiense inferior.

La importancia de la tectónica sinsedimentaria se ha deducido pues, de los grandes espesores registrados en general y de las significativas diferencias registradas entre áreas de alto relativo, o zonas de movimientos ascendentes relativos del zócalo, y áreas de surco en donde se registran los máximos espesores de sedimentos. Las áreas de umbral se desarrollaron en respuesta al fallamiento en bloques del zócalo (RAT, 1959) o bien a un diapirismo salino incipiente. Las sales triásicas del Keuper habrían emigrado desde las áreas sometidas a presiones litostáticas mayores (máximo acúmulo) hacia áreas infrapresionadas relativamente. Entre los autores que abordan el tema de la actividad diapírica sinsedimentaria en la cuenca vasco-cantábrica, hay que destacar principalmente a LOTZE (1955), BRINKMANN y LOGTERS (1968), WIEDMANN (1978), GARCIA-MONDEJAR (1979) y REITNER (1982). LOTZE, en 1955 ya señala las diferencias de espesor y facies alrededor de algunos diápiros en sedimentos cretácicos y especialmente desde el Cenomaniense. BRINKMANN y LÖGTERS, en 1968, localizan en el Cretácico inferior el inicio del movimiento de las sales, aunque el comienzo del diapirismo lo exponen en el Cretácico superior. WIEDMANN, en 1977, sugiere que la primera migración de sal diapírica pudo haber comenzado en el Cretácico inferior, basándose en la hipótesis de que la subsidencia de una cuenca y la migración de la sal están de algún modo relacionadas. Sin embargo, tras citar a diversos autores, coloca en el Campaniense (diápiro de Murguía) y Coniaciense (diápiro Poza de la Sal) los primeros movimientos. Especula, no obstante, sobre la posibilidad, posteriormente confirmada (REITNER, 1982) de que los arreglos del Albiense superior y el escaso espesor del Cretácico superior en la zona de la Barranca (E de Vitoria) estuvieran causados por una línea continua de diapiros, no exhumada todavía. GARCIA-MONDEJAR (1979), en base a una cartografía detallada del diápiro de Cilleruelo de Bezana, sitúa su actuación halocinética temprana en el Aptiense.

A continuación se exponen algunos de los resultados obtenidos para nuestra área de estudio. Ya en 1982 (FERNANDEZ-MENDIOLA) expuso, a partir de argumentos sedimentológicos, la preformación del anticlinal de Dima en la región del Duranguesado. Los análisis de facies efectuados desde entonces apuntan a la preformación cretácica urgoniana (Albiense inferior) de varias estructuras, entre las que destacaremos (Fig. 164), los anticlinales de Lemona, Gorbea, Aranguio (Amboto), Udalaitz, Zaraya, Aitzgorri, Mutiloa, y los sinclinales de Indusi, Urkiola, Araoz. Los anticlinales presentan en la mayoría de los casos casquetes calizos de plataforma, y ocasionalmente, además, superficies de erosión-karstificación a techo de las plataformas (Dima, Lemona, Aranguio) y horizontes de dolomitización (Dima). Los sinclinales por el contrario, son sede de la sedimentación de talud y cuenca. Algunas fallas actuaron también durante la sedimentación urgoniana sirviendo de nexo de separación entre los ambientes de plataforma y cuenca según el dispositivo general de WILSON, (1975). Destacaremos dos accidentes mayores: el de Udalaitz-Aitzgorri, con continuidad probable hacia el NO como fractura profunda de zócalo, conocida en la literatura como falla de Ochandiano (SOLER et al., 1981) o fallo de Bilbao (DEREGNAUCOURT y BOILLOT, 1982). Y la flexura de zócalo Itxina-Aramotz, paralela y al O de la línea de diapiras de Guernica-Murguía, de orientación aproximada N-S y ya sugerida por RAT (1959); nuestros datos apoyan su funcionamiento durante la sedimentación urgoniana del Albiense inferior.

Nuestros análisis de distribución regional de espesores, por otro lado, informan asimismo sobre el tectonismo sinsedimentario. Los mínimos espesores medidos en el área de Gorbea se localizan en el corte de Ubidea. Hacia el O. las potencias aumentan, alcanzando su máximo en el área de Orozco. En el sector del Duranguesado los espesores mínimos se registran en el alto relativo de Lemona. El macizo de Aitzgorri, por su lado, muestra una marcada mayor subsidencia relativa en el sierra de Aitzgorri por comparación a la de Zaraya.

En resumen, mediante los datos de potencias calculados en

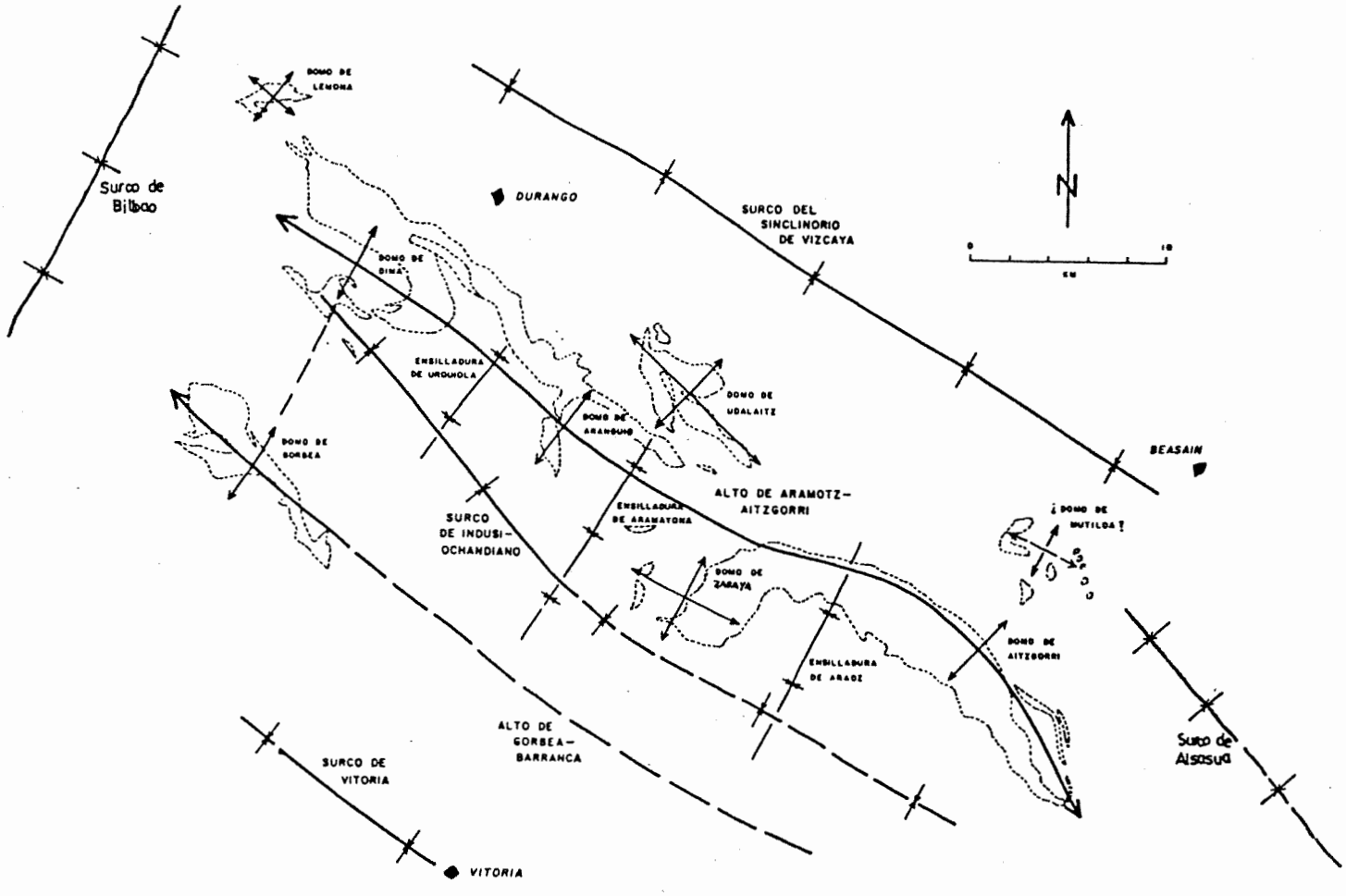


Fig. 164. Esquema pleotectónico con indicación de los principales altos, domos y surcos de actuación sinsedimentaria en el área de estudio.

las tres zonas descritas y especialmente en base a los análisis de facies, se distingue, una serie de estructuras mayores, altos y surcos alineados NO-SE (Fig. 164): Surco del Sinclinorio de Vizcaya; Alto de Aramotz-Aitzgorri (FERNANDEZ-MENDIOLA y GARCIA-MONDEJAR, 1984), constituyente parcial del alto estructural de Gorbea (ENGESER et al., 1984); Surco de Indusi-Ochandiano; Alto de Gorbea-Barranca; y Surco de Vitoria. Superpuestas se encuentran otras numerosas estructuras menores, abordadas en el capítulo de tectónica post-sedimentaria, y que aparecen limitadas en sus extremos noroccidental y sudoriental, respectivamente, por los surcos de Bilbao y Alsasua, existiendo a su vez surcos menores en las áreas de Aramayona y Araoz.

A pesar de lo que se acaba de exponer, analizando el área de estudio en conjunto y comparándola con sectores circundantes, es de destacar el carácter mayoritariamente somero de las unidades diferenciadas. Este carácter permite englobar a los tres sectores descritos (Gorbea, Duranguesado y Aitzgorri) dentro de una paleoestructura común, cuyos límites NE y O son rectilíneos y coinciden con cambios persistentes de facies, lo que sugiere fracturación del zócalo y juego sinsedimentario de fallas. De ahí que la localización de las plataformas urgonianas ocurra sobre la paleoestructura de alto relativo que sirvió a GARCIA-MONDEJAR (1985) para definir el sistema deposicional de margen arrecifal de Gorbea. Dentro del paleoalto general se produjeron compartimentaciones menores con creación de altos y surcos, en razón de probables fallamientos sinsedimentarios. De modo similar, movimientos halocinéticos incipientes determinaron la creación de intumescencias en varios puntos, lo que determinó el desarrollo de casquetes calizos sobre ellas y facies de mayor batimetría en las ensilladuras adyacentes.

6. INTEGRACION EN EL CONTEXTO REGIONAL E INTERREGIONAL

El complejo urgoniano de nuestra zona de estudio posee, en general, una serie de caracteres comunes con otras áreas de la cuenca vasco-cantábrica hasta el Aptiense medio, momento en el que se individualiza como sistema deposicional particular (margen arrecifal de Gorbea; GARCIA-MONDEJAR, 1985). Al finalizar nuestra secuencia basal S_1 a techo de las calizas de

Zamburu, el complejo evoluciona según unas pautas específicas en nuestras áreas, si bien se guardan estrechas similitudes con otros sectores de la cuenca. Así, por ejemplo, nuestros bancos carbonatados del Aptiense superior-Albiense inferior se asemejan a los desarrollados en el actual anticlinorio del norte de Vizcaya, en términos de composición, espesores, extensión e intercalaciones terrígenas. Un esquema ciertamente diferente se desprende del análisis del urgoniano en el área de Bilbao; allí las calizas urgonianas no sobrepasan globalmente el Aptiense medio, tras el cual se instauran condiciones de sedimentación en cuenca intraplataforma.

En el área del S de Santander se reconocen asimismo alternancias de terrígenos someros y carbonatos, pero doblándose, en ocasiones, los espesores registrados; existen además plataformas carbonatadas de amplias extensiones, que llegan a pervivir hasta el Albiense superior, i.e., con posterioridad a la desaparición mayoritaria de las calizas superiores del urgoniano de nuestro área.

La procedencia de terrígenos, que en nuestro caso es S y SE difiere para otras áreas de la cuenca, dado que en el anticlinorio norte se observan paleocorrientes de procedencia N. y E. en tanto que en el S de Santander las corrientes provienen del O S y SE

En relación con regiones cercanas (Asturias, Pirineos, Aquitania, Catalánides, Ibérica-Maestrazgo, Béticas, Portugal) el Aptiense-Albiense del área de estudio posee un conjunto de rasgos distintivos propios. Los espesores registrados alcanzan en el SE del anticlinorio de Bilbao, valores de más de 2.500 metros, lo que supera en gran medida a la media de registros en otras áreas, excepto en Pirineos (p.e. macizo de Montgrí) y cuenca de Aquitania (datos de subsuelo). Las grandes potencias de estas áreas parecen relacionadas con una importante actividad tectónica sinsedimentaria en un marco general distensivo.

Esta misma actividad tectónica penicontemporánea con la sedimentación es una de las principales responsables directas de la preformación de áreas de surco y alto, así como de los ciclos carbonatado-terrígenos que caracterizan a prácticamente todas las cuencas de sedimentación citadas anteriormente.

Sin embargo, entre algunos otros caracteres propios del urgoniano de nuestra área destacaremos el desarrollo de bancos carbonatados aislados, que estuvieron rodeados por todos los lados por aguas más profundas y que alcanzaron dimensiones de orden kilométrico (unidad). Un segundo rasgo peculiar es la formación en el Albiense inferior de depósitos de megabrechas calizas de talud, con olistolitos de talla hectométrica, en los márgenes de los "carbonate buildups". En tercer lugar cabría destacar, además, la gran variedad de montículos arrecifales característicos de nuestros bancos carbonatados, localizados en variados subambientes deposicionales.

En cualquier caso, son muy importantes las similitudes que globalmente se pueden inferir del análisis comparativo de cuencas, en el período Aptiense-Albiense medio, entre nuestra área y otras próximas de la Península Ibérica y SO de Francia. Así, los límites de nuestras secuencias (1-2-3) corresponden aproximadamente con límites de ciclos sedimentarios generalizables a esas otras áreas. Esos momentos deben de corresponder, quizás, a episodios de tectonismo sinsedimentario y/o variaciones relativas del nivel del mar. Concretamente se sitúan en el límite Aptiense inferior-superior (techo S_1), Albiense inferior basal (techo S_2) y Albiense medio (techo S_3). En el caso del techo de la secuencia 2 existe un ligero decalaje respecto al momento de ruptura generalizadamente aceptado para el límite Aptiense-Albiense; sin embargo, esto puede ser debido a que el proceso geológico fuera realmente diacrónico, o a la atribución particular cronoestratigráfica de cada autor en base a métodos bioestratigráficos diferentes o diversamente interpretados.

En conclusión, pues, la cuenca de sedimentación vasco-cantábrica y en concreto nuestra área de estudio, ocupaba una situación epicratónica sometida a una fuerte tectónica. El comienzo de la estructuración de la cuenca tuvo lugar, sin embargo, ya en el Triásico. Previamente se acepta de modo generalizado que a fines del Paleozoico la Península Ibérica pertenecía a la Pangea; a lo largo del Mesozoico (DEWEY et al., 1973 y otros autores) se individualizó la placa ibérica. En primer lugar, en el comienzo de esta era, se abrió el mar del Tethys, al Sur, y más tarde el Océano Atlántico, uno de cuyos brazos fue el Golfo de Vizcaya, constituyendo éste el área de separación incipiente entre las placas euroasiática e ibérica.

De acuerdo con los datos de GRIMAUD et al. (1982), en el Aptiense inferior habrían concluido los movimientos extensivos entre las placas ibérica y europea, mientras entre el Aptiense superior y el Albiense medio, por otro lado, habría comenzado un movimiento de Iberia hacia el SE según fallas NO-SE Hay que integrar, pues, la zona SE del anticlinorio de Bilbao, en este régimen general distensivo señalado por diversos autores. Sugerimos, en este sentido, que el marco general de sedimentación habría sido el de una plataforma marina "intraplataforma continental", con una división interna subsiguiente en surcos, altos, etc. La estructuración de estos últimos se habría producido en relación con grandes líneas de fractura del zócalo (en muchos casos heredadas), e internamente ligada a la actuación sinsedimentaria del Golfo de Vizcaya, en un régimen distensivo de "pull-apart", complejo, avanzado por CHOUKROUNE y MATTAUER (1978) con formación de accidentes NO-SE y SO-NE.

El comienzo del Aptiense en nuestra área representa también el comienzo de una etapa de marcado aumento de las razones de subsidencia, lo que permite la invasión del área por un mar somero en el que comenzaron su desarrollo las plataformas carbonatadas. Hacia el Bedouliense terminal tuvo lugar una etapa de pulsación tectónica generalizada en las áreas fuente, evento que se reconoce a techo de nuestro episodio de Zamburu y que constituye el límite superior de la secuencia 1. En el Albiense inferior, GARCIA-MONDEJAR (1979) señala la presencia generalizada de una nueva pulsación tectónica, con plegamientos y discordancias al S. de Santander. En nuestra área este evento se refleja mediante la invasión de terrígenos de grano grueso (episodio Eguiriñao) o erosiones submarinas ("scourings") asociadas, por lo general, a regresiones o caídas relativas del nivel del mar (habría dado discontinuidades de tipo 1, con erosión submarina y subaérea, en el sentido de VAIL et al., 1984). En el Albiense medio, tras una etapa de ascenso relativo del nivel del mar, se produce la tercera pulsación tectónica, según se deduce en nuestra área de estudio por el inicio de la sedimentación de las areniscas del Complejo Supraurgoniano de Gorbea; esta pulsación pudo predatar ligeramente, o ser equivalente, a la que se produjo en el Albiense medio-superior, cuando tuvieron lugar los movimientos relacionados con la fase astúrica, responsables de la formación del surco flysch en el norte del arco vasco.

El Cretácico Medio representa, pues, una etapa crucial en la historia evolutiva de la cuenca vasco-cantábrica, que estuvo ligada al origen y desarrollo del Golfo de Vizcaya y del Atlántico Norte, Los sedimentos urgonianos, en este sentido, son claves en la determinación de los estadios de apertura. En toda el área atlántica se produjo en este período una marcada aceleración de la subsidencia, y en todo el mundo, pulsos tectónicos correlacionables, además de importantes ascensos y descensos eustáticos del nivel del mar (COOPER, 1977). Todo ello en respuesta a la deriva continental y como consecuencia de los importantes cambios volumétricos experimentados por las dorsales oceánicas.

Paralelamente, se han reconocido en el área de estudio depósitos de lutitas de "cuenca" negras muy ricas en materia orgánica ("black shales") principalmente en áreas retringidas de algunos surcos como Bilbao y sinclinorio de Vizcaya, durante el Albiense inferior. Estos depósitos, si bien no muy comunes, si son integrables en el contexto del evento anóxico del Cretácico medio (ARTHUR y SCHLANGER, 1979) que abarca desde el

Barremiense terminal al Albiense, y conocido como el OAE-1. En este período se dieron una serie de condiciones necesarias para la formación de extensos depósitos ricos en materia orgánica; este rasgo puede ser el resultado, bien de una tasa muy elevada de producción orgánica en los océanos (SEIBOLD y BERGER, 1982), o bien de unas condiciones de escasa circulación de aguas y de bajas concentraciones de oxígeno, que habrían impedido la oxidación de la materia orgánica. No hay evidencias de una productividad orgánica desmedida en el Cretácico Medio, luego parece que la segunda hipótesis pudo ser crucial, quizás coadyuvada por la presencia de importantes cantidades de bacterias consumidoras de materia orgánica (JENKYNS, 1980). Además, las aguas oceánicas cálidas sugeridas para el Cretácico por análisis isotópicos (15°C), pueden contener cantidades de saturación en oxígeno inferiores a las comparativamente más frías aguas profundas de los océanos en la actualidad. En cualquier caso y aunque las condiciones exactas requeridas para el desarrollo de estos depósitos estén sometidas a debate, no se pone en duda su interés económico como rocas madre de numerosas acumulaciones de hidrocarburos. En particular, muchos de los campos gigantes de edad cretácica poseen reservorios en complejos carbonatados de plataforma con rudistas. La porosidad de estas rocas almacén puede ser primaria (WILSON, 1975), en ambientes depositados en áreas sometidas a agitación de las aguas, o bien secundaria, como resultado de la exposición subaérea de los bancos, que ocasiona la disolución del aragonito y HMC por las aguas freáticas meteóricas. También pueden servir de almacén otros tipos de depósitos genéticamente relacionados con los carbonatos de plataforma, constituyentes de otros sistemas deposicionales. De entre ellos citamos, en primer lugar, las areniscas depositadas sobre las plataformas durante regresiones marinas (MEISSNER, 1972), y en segundo, los depósitos de talud, como en el caso de "Poza Rica trend" en el Cretácico de México (ENOS, 1974), que frecuentemente se interdigitan con las rocas madre.

Una vez completada la etapa sedimentaria del Cretácico Medio en la cuenca vasco-cantábrica, el surco flysch aparecido en el Albiense se amplió, durante el Cretácico superior, y se produjeron intercalaciones de coladas volcánicas localmente importantes. Al mismo tiempo, en los dominios navarro-cántabro y periasturiano se depositaron carbonatos de plataforma. El régimen distensivo finalizó en el Cretácico tardío-Eoceno superior, aunque localmente la compresión persistió hasta el Oligóceno superior a Mioceno inferior. Como resultado del acercamiento de las placas europea e ibérica tuvo lugar el cierre inicial del Golfo de Vizcaya, produciéndose al oeste una subducción de escasa magnitud de corteza oceánica bajo corteza continental (placa ibérica) (BOILLOT, 1979). Al Este, donde la corteza continental únicamente se adelgazó, se produjo una colisión sin subducción, que llevó asociado el levantamiento de la cadena pirenaica (MONTADERT, 1974). Finalmente en el Neogeno y Cuaternario se ha asistido, mayoritariamente, a un régimen distensivo post-orogénico, sólo afectado por ligeros reajustes tectónicos.

7. RASGOS TECTONICOS POSTSEDIMENTARIOS PRINCIPALES

La zona estudiada se localiza en la prolongación occidental del macizo pirenaico y en el extremo oriental de la cordillera cantábrica. FEUILLEE y RAT (1971) establecen una división estructural de la región vasco-cantábrica en 5 grandes conjuntos o bloques: arco vasco, medio o alavés, periasturiano, navarro y cuencas continentales terciarias; cada uno de ellos se caracteriza por un juego sedimentario diferente en el tiempo, así como por un comportamiento específico del Keuper. Nuestra área de estudio se localiza en la parte centro-meridional del dominio del arco vasco de dichos autores.

El anticlinorio de Bilbao, componente primordial del arco vasco, aparece limitado al norte por el sinclinorio de Vizcaya y al sur por el Cretácico superior de Alava y Navarra. Se presenta alineado según las directrices estructurales cantábricas (NNO-SSE), aunque hacia el este del área de estudio (Sierra de Aralar) puede observarse una flexión de las estructuras hasta adoptar las directrices pirenaicas (O-E). Se compone de materiales del Cretácico inferior y constituye una amplia estructura vergente hacia el NE.

Según RAT (1959) la tectónica de la cuenca es eminentemente de revestimiento, de modo que los materiales de la cobertera, esencialmente mesozoicos y terciarios, se plegaron adaptándose a las deformaciones del zócalo. Las fracturas y pliegues de gran radio creadas durante la orogenia alpina en el zócalo, sirvieron para individualizar varios compartimentos longitudinales o pliegues de fondo. Uno de éstos sería la elevación del zócalo relacionada con el macizo de los Aldudes (Quinto Real), que podría explicar la elevación del anticlinorio de Bilbao.

Desde el punto de vista estructural se puede dividir la zona de estudio en tres grandes áreas, en base a datos de RAT (1959), IGME (1978) y datos propios derivados de la elaboración cartográfica detallada de algunos sectores: a) Dominio de Gorbea, b) Dominio de Duranguesado-Aitzgorri, y c) Dominio de Udalaitz-Cegama (Fig. 165).

Esta división se basa esencialmente en la presencia de dos importantes accidentes de zócalo de extensión decakilométrica, que separan dominios de diferente comportamiento estructural. La primera es la falla de Villaro (RAT, 1959), accidente inverso de dirección NO-SE, con plano subvertical y vergencia NE. que posee una extensión de al menos 40 Km. en el área de estudio; se atenúa en el sector de Elguea (SE) y continúa en sentido NO fuera de los límites del trabajo. Esta falla llega a poner en contacto materiales del complejo wealdense (preaptienses) y albienses (Villaro). Separa el dominio de Gorbea al SO y el de Duranguesado-Aitzgorri al NE.

La falla de Urkiola-Aitzgorri es la segunda gran falla de dirección NO-SE. Separa el dominio de Duranguesado-Aitzgorri del de Udalaitz-Cegama, pero no constituye, un accidente único, sino que en superficie muestra varios ramales que parten del eje principal y que pueden ser el reflejo de una única falla de zócalo mayor. Se trataría, pues, de una estructura en flor positiva, procedente de un eje de desgarre, en el sentido de HARDING (1985). Esta falla se extiende desde el corazón de la sierra de Aramotz (al NO), a las inmediaciones de Olazagutia (al SE), sobre una distancia aproximada de unos 50 Kms. Su régimen es variable según los puntos, lo que sugiere que puede poseer un cierto componente de desgarre; esta hipótesis ha sido confirmada por el análisis cartográfico-estructural del área del barranco del balneario de Aretxabaleta, situado inmediatamente al SE de la citada localidad (O de Oñate). Los materiales aflorantes a ambos lados del barranco (orientado al NO-SE) por el que hemos localizado la falla de Urkiola-Aitzgorri, pertenecen al complejo wealdense; se trata de lutitas negras y calizas micríticas con numerosos indicios de recristalización, fuertemente replegadas. El análisis de los pliegues en el bloque NE revela una vergencia SSE, en tanto que la vergencia de los situados en el bloque SO apunta hacia el NNO. (Fig. 166). De aquí se deduce que el régimen de este accidente de desgarre habría sido de tipo dextral. Sin embargo, como señalábamos anteriormente, la falla muestra alternancias de rasgos de tipo compresivo o distensivo a lo largo de su recorrido. Así, comenzando por el extremo NO de la falla y siguiendo hacia poniente se observa, en primer lugar, que en el tramo que abarca desde Aramotz hasta peña Aitz-txiki son frecuentes los diques de cuarzo y los diques de rocas ígneas de tipo microgabro, sugeriendo estos caracteres comportamiento distensivo. En el área de Amboto-SO (Fuente del Pol-Pol), por el contrario, se observan caracteres que sugieren comprensión, como es el metamorfismo de las calizas en la zona de falla con formación de mármoles. Pero más adelante, en dirección SE, en Amillondo (SO de Santa Agueda,

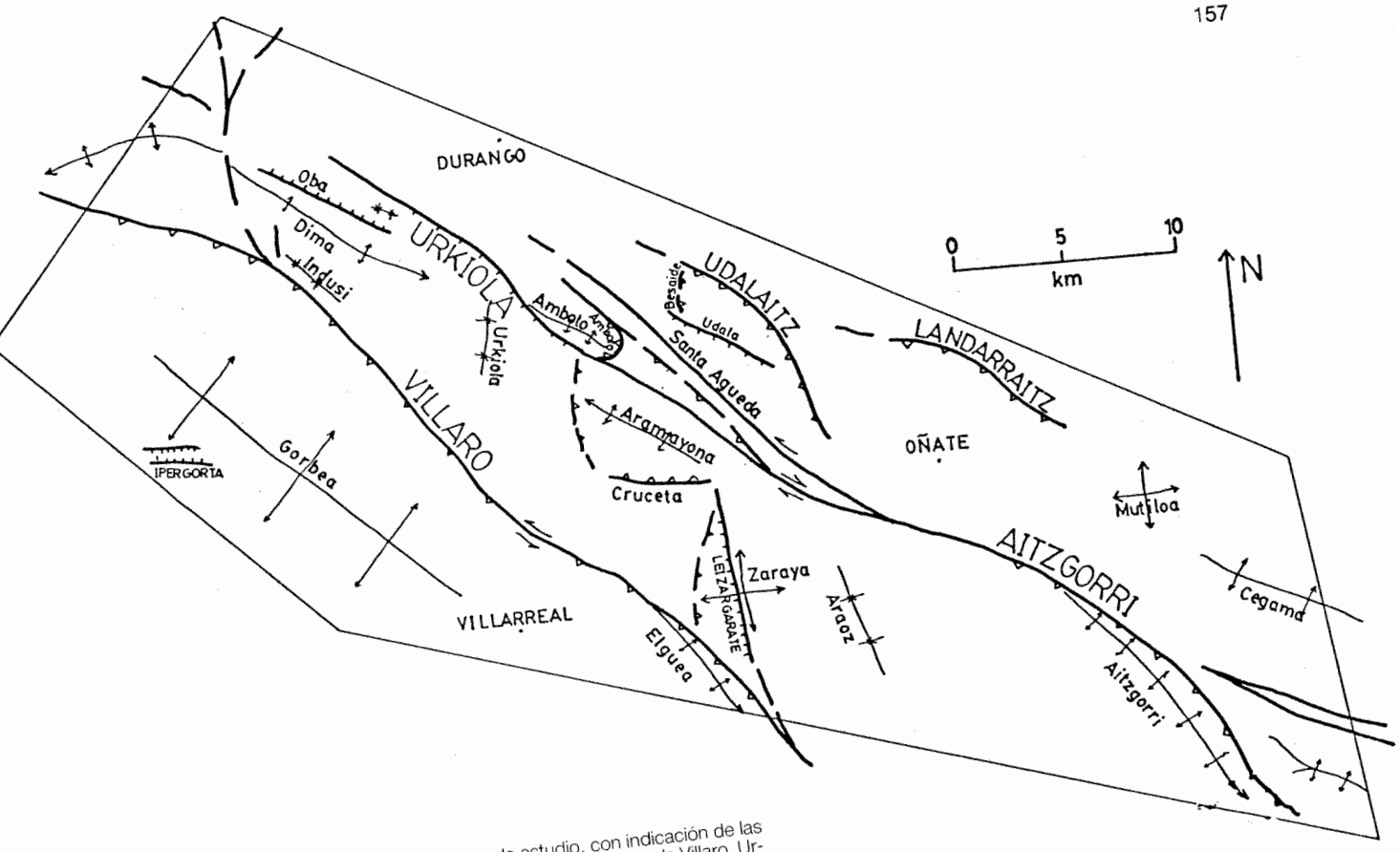


Fig. 165. Esquema tectónico general del área de estudio, con indicación de las principales estructuras diferenciadas. Destacan las fallas de Villaro, Urkiola-Aitzgorri, Udalaitz y Landarraitz; los anticlinales de Gorbea, Dima, Aramayona, Elguea, Zaraya, Amboto, Aitzgorri, Mutiloa y Cegama, y los sinclinales de Indusi, Urkiola y Araoz.

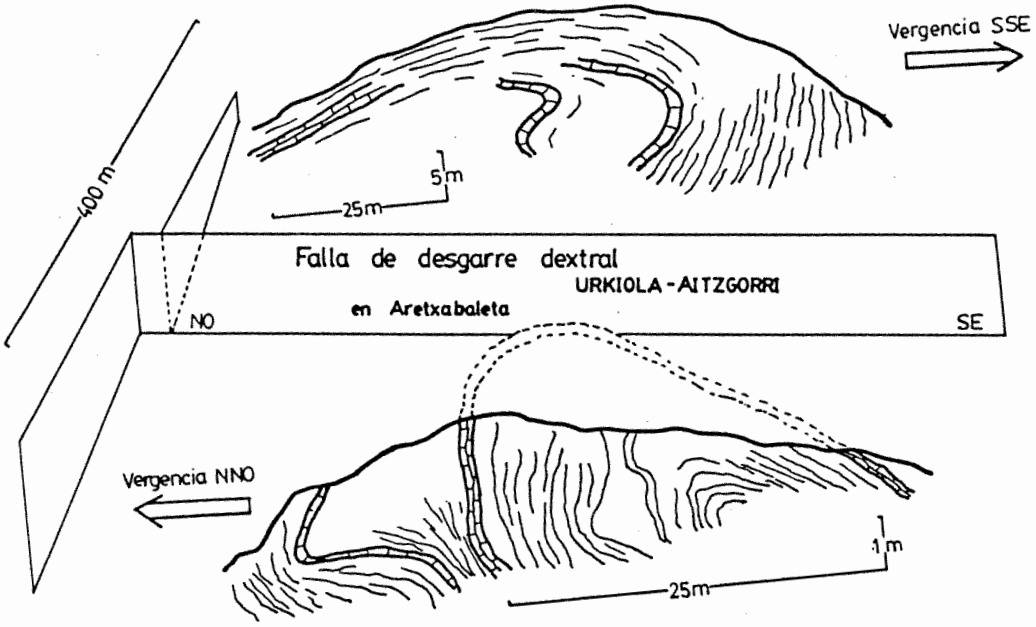


Fig. 166. Esquema en el que se muestran las vergencias estructurales opuestas a ambos lados de la falla dextral Urkiola-Aitzgorri, en Aretxabaleta.

en Fig. 165), vuelve a observarse un dique, en este caso de un espesor que alcanza 30 m., y compuesto de gabros con cristales idiomorfos de piroxenos de hasta 3 cm.

A continuación, en las inmediaciones del pueblo de Untzilla, al S de Sta. Agueda-Murugain, se vuelven a reconocer rocas de naturaleza ígnea que testimonian la presencia del accidente en este punto. Tras pasar por el barranco del balneario de Aretxabaleta, la falla se dirige al punto de confluencia de Urrexola-Garai, al SO de Oñate, del que parte en dirección opuesta (hacia el NO) los ramales de Santa Agueda y Udalaitz. Desde Urrexola-Garai hasta Olazagutia, el régimen esencial parece ser compresivo, dado el cabalgamiento que experimenta el anticlinal de Aitzgorri hacia el NE.

Es de destacar asimismo la asociación de un vulcanismo sinsedimentario (rocas epiclásticas con estructuras tractivas originadas por ripples y megaripples, ROBADOR y GARCIA DE CORTAZAR, 1986), en el área de Mañaria, que testimonia con gran probabilidad la incipiente actuación de esta falla, a través de la cual habrían extruido dichos materiales ígneos.

a) El dominio de Gorbea se caracteriza por su relativa tranquilidad tectónica en comparación con los dos nordorientales. La principal estructura que presenta, ya reconocida por otros autores, es el anticlinal de Elguea. Esta estructura representa un pliegue de amplio radio que vendría a chocar contra la falla de Villaro, y del que no se ha preservado sino su flanco SO compuesto por una potente serie monoclinal cretácica. RAT (1959) señala que hacia el este acusa una neta comprensión antes de desaparecer en el cierre periclinal de Elguea, bajo el flysch margoso del Cenomaniense superior. Comenta además este autor, que este anticlinal se halla sobreelevado en el núcleo del macizo, pudiendo este carácter asociarse con una ondulación transversal a las directrices tectónicas generales, que pasaría por el diápiro de Murguía, situado al Sur; por otro lado, apunta el hecho de que la desaparición de las masas calizas urgonianas de Gorbea y Duranguesado coincide con esta ondulación transversal. En este trabajo hemos puesto de manifiesto un pequeño pliegue antiforme en Lekanda, de vergencia N , el cual representaría un testimonio del flanco N del anticlinal de Gorbea. De igual modo, es inédita la individualización del graben de Ipergorta, o pequeña fosa de 3 Kms. de longitud por 300 m. de anchura máxima, presente en el SO del macizo de Gorbea, que individualiza un conjunto terrígeno perteneciente al Complejo Supraurgoniano, entre materiales del Complejo Urgoniano.

b) El dominio de Duranguesado-Aitzgorri abarca el conjunto de materiales aflorantes entre las fallas de Villaro y Urkiola-Aitzgorri. Las principales estructuras reconocidas en él han sido las siguientes: anticlinal de Dima (Mandoya), sinclinal de Indusi, sinclinal de Aramotz, ensilladura de Urkiola, anticlinal de Aramayona, domo de Zaraya (o abombamiento de Eskoriaza, RAT; 1959), ensilladura de Araoz, anticlinal de Aitzgorri, falla de Cruceta, y falla de Leizargarate (o falla del río Deva de otros autores).

El anticlinal de Dima, que se localiza en el sector noroccidental del área de estudio, representa una estructura de amplio radio con orientación general NO-SE , que gira en su cierre periclinal occidental hasta ponerse prácticamente E-O en el área de Mandoya. Hacia el SE el pliegue se cierra igualmente de modo perianticlinal en el área de Eskubaratz. La preformación urgoniana de un alto paleogeográfico con actividad diapírica en este área de Dima, ya fue puesta de manifiesto con criterios de tipo sedimentológico-estructural e hidrogeoquímico a raiz de la elaboración del trabajo de Tesis de Licenciatura del autor (ANTIGÜEDAD et al., 1983). Asociados a esta estructura se hallan 2 sinclinales de menor radio, los de Indusi y Aramotz. El sinclinal de Indusi representa un pliegue de orientación general cantábrica, cuyo flanco SE está interrumpido por la falla de Villaro.

Hacia el NO la estructura parece limitada por la falla de Urri, situada al pie NE. del escarpe calizo de igual nombre, que con una orientación aproximada N-S pone en contacto el Wealdense y el Urgoniano, al hundir el bloque de peña Urri. Esta falla lleva asociados manantiales con altas concentraciones salinas, claro indicio de la proximidad del Trías (Keuper) en profundidad.

El sinclinal de Aramotz representa una estructura menor integrada dentro del anticlinal de Dima. Se localiza en la sierra de Aramotz, en las inmediaciones de peña Leungane, y presenta un trazado general NO-SE Aparece entre la falla de Oba, que limita la sierra al SO hundiendo el bloque NE , y la falla de Urkiola, que aunque se amortigua en dirección al núcleo de la sierra de Aramotz, hunde el bloque SE en ambos casos, pues, las fallas limitantes posibilitan la formación de un pequeño graben, en relación con el cual se podría haber originado la estructura sinforme. Esta no parece continuarse hacia el NO. de la sierra de Aramotz, dado que, en un corte efectuado en la vertical de Artaun, la serie es monoclinal, y constituye el flanco NE , mayoritariamente calizo, del anticlinal de Dima.

La ensilladura de Urkiola constituye un pequeño sinclinal de orientación aproximada N-S y de probable preformación albiense (FERNANDEZ MENDIOLA Y GARCIA-MONDEJAR, 1983), que ocupa una posición intermedia entre el anticlinal de Dima y el anticlinal de Aramayona. Este último, que constituye la continuación del primero, conforma una estructura amplia con eje de trazado aproximado NO-SE, cuyos flancos NE y SO se hallan afectados por sendas fallas (Cruceta y Urkiola) y presentan testimonios claros de vergencias opuestas en ambos. Así, la serie del flanco NE en Tellamendi se halla mayoritariamente invertida, como resultado de empujes dirigidos hacia el NE. Sin embargo, en el otro flanco (Cruceta), un accidente inverso vergente hacia el Sur pone en contacto materiales del wealdense de Aramayona y la parte superior del Complejo Urgoniano, en la cima del puerto de Cruceta.

El domo anticlinal de Zaraya (Fig. 165), también conocido como "bombement d'Eskoriaza", representa un pliegue cuyo flanco occidental se muestra fallado (Leizargarate), al mismo tiempo que revela una verticalización de las capas (Aitz-zorrotz), lo que denota una neta vergencia de esta estructura hacia el NE. La existencia de precedentes, caso de Dima, y la evidencia local nos permiten sugerir un posible origen diapírico para este domo, en base a datos en primer lugar de orden sedimentológico, como es la presencia de márgenes de plataforma rodeando el casquete calizo albiense de modo radial y centrífugo y en segundo lugar de índole hidrogeoquímica, como es la existencia de numerosos manantiales de aguas con altos contenidos en sulfatos a lo largo de la falla de Leizargarate, que corta el domo con una orientación N-S. Esta composición química de las aguas sólo es explicable si se acepta la existencia en las proximidades de la superficie de yesos triásicos, cuyo emplazamiento debió ser forzosamente diapírico. Estas anomalías en la química de los manantiales de este sector tiene su máximo exponente en el área situada al SO del domo; allí, en el pueblo de Salinas de Léniz, existió hasta comienzos del presente siglo una explotación de sal de mesa, obtenida a partir de manantiales salinos, que, en este caso, se hallan en proximidad inmediata a la falla de Villaro.

La ensilladura de Araoz corresponde a una pequeña estructura sinclinal de orientación aproximada NNO-SSE, que dibuja el crestón calizo de Orkatzategui. Es una estructura de amplio radio que separa los anticlinales de Zaraya y Aitzgorri. El anticlinal de Aitzgorri parece constituir el relevo de los anticlinales de este dominio antes reseñados: Dima, Aramayona y Zaraya. Representa un gran pliegue volcado de dirección NO-SE y cabalgante hacia el NE. El frente de cabalgamiento coincide con el accidente de Aitzgorri, que se extiende desde el S de Otzaurte hasta Urrexola-Garai (N de Orkatzategui), para luego generar varias ramas igualmente orientadas NO-SE. En muchos casos, este cabalgamiento sólo ha permitido la preservación del flanco S del anticlinal; únicamente en el extremo SE , en donde la intensidad del cabalgamiento se atenúa, se observan ambos flancos en el sector del cierre periclinal de Umeldia. Este anticlinal de Aitzgorri, al igual que los de Dima, Zaraya y probablemente Aramayona, es de origen diapírico, tal y como ha puesto de ma-

nifiesto el hallazgo de una intumescencia de sal triásica en el sondeo Aitzgorri-1. Como parece desprenderse de nuestros análisis de facies, las primeras manifestaciones halocinéticas habrían ocurrido ya en el Albiense inferior, a modo de pequeños abombamientos o arrugas del fondo marino, lo que sin duda posibilitó la génesis y el desarrollo del banco carbonatado de Aitzgorri.

La falla de Cruceta, es una estructura esbozada en la hoja del IGME, serie MAGNA, nº 87 (ELORRIO). Aunque allí se representa como un accidente normal, nuestras observaciones, sin embargo, sugieren que se trata de un accidente inverso, de orientación general E-O. y extensión mínima lateral de 4 Kms. Su régimen se ha deducido en base a criterios tectónicos (esquistosidad y repliegues menores), los cuales inducen a pensar que se trata de una falla inversa con vergencia sur: el wealdense de Aramayona cabalga al urgoniano terminal de Cruceta.

La falla de Leizargarate o del río Deva (hoja MAGNA nº 112 Vitoria), se sitúa al igual que la anterior en el sector central del área de estudio, y posee un trazado NNO-SSE, siendo su extensión mínima de unos 12 Kms. Se trata de un accidente que atraviesa el núcleo del domo de Zaraya y posee un régimen básicamente normal, aunque al norte el trazado cartográfico del plano de falla sugiere un juego inverso, siendo el wealdense de Aretxabaleta el que cabalga el urgoniano de Eskoriaza. Hacia el sur se ponen en contacto el wealdense del valle de Bolívar y el urgoniano basal de Aitz-zorrotz, y un poco más lejos el urgoniano basal de los refugios de montaña de Leizargarate y el supraurgoniano de Pagodebeinkatuko-lepoa.

c) El dominio de Udalaitz-Cegama, se localiza inmediatamente al NE de la falla de Urkiola-Aitzgorri, en nuestra área de estudio. Entre sus principales estructuras descritas destacan: anticlinal de Amboto, domo de Mutiloa, anticlinal de Cegama, y el área tectonizada de Santa Agueda-Udala. Por nuestra parte hemos deducido la existencia de 5 importantes accidentes inéditos (Amboto, Besaie, Udala, Erdikoatxa y Landarraitz); del mismo modo se han efectuado algunas precisiones propias sobre otras estructuras mayores.

El anticlinal de Amboto, ya puesto de manifiesto por RAT (1959), constituye un pliegue muy apretado de orientación general NO-SE. Se extiende hacia el NO (peña Mugarra) por la crestería de Uncillaitz (Formada por el flanco NE muy verticalizado de este anticlinal), que constituye una muralla caliza que domina Durango, en contacto directo al sur con la falla de Urkiola (responsable ésta, además, de la desaparición del flanco sur).

El domo de Mutiloa fue reseñado ya por JEREZ et al. (1971), como una estructura anticlinal deducida a partir del buzamiento de las capas del supraurgoniano. ENGESER et al. (1984) van más allá y señalan como el domo de Mutiloa, de origen diapírico, sería el testimonio de la halocinesis de las sales del Keuper ya en el Aptiense inferior, hipótesis ésta que no llegan a desarrollar en el citado trabayo y que queda bajo bases puramente especulativas.

El anticlinal de Cegama es una estructura que se sitúa en el sector SE del área de estudio, afectando a sedimentos mayoritariamente terrígenos del complejo urgoniano. Se trata de una zona muy replegada, que coforma en realidad un anticlinorio de dirección general NO-SE.

La zona tectonizada de Santa-Agueda-Udalaitz se sitúa en la parte central de nuestra área de estudio, y está constituida por varios repliegues anticlinales y sinclinales apretados y cortados por importantes fallas de dirección NO-SE, que se asocian a la falla principal de Urkiola-Aitzgorri. Dichas fallas son principalmente, Santa Agueda y Udalaitz. La falla de Santa Agueda es inversa con vergencia, norte y hace aflorar una banda de calizas urgonianas inmediatamente al norte de Aretxabaleta; produce metamorfismo (mármoles) y posee una extensión mínima de 20 Kms., engarzándose con la principal (Urkiola-Aitzgorri) en Urrexola-Garai. La falla inversa de Udalaitz constituye un accidente asimismo vergente al norte; este frente de cabalgamiento prácticamente se une en cartografía al punto "triple" de Urrexola-Garai y se liga al importante accidente de Aitzgorri. Según RAT (1959), peña Udalaitz constituye un abombamiento extrusivo, cuya mitad occidental acusa una fuerte comprensión asociada a la inversión de la serie al sur (Tellamendi).

Por nuestra parte, cabe señalar que este área de Santa Agueda-Udalaitz conforma uno de los sectores más fuertemente tectonizados de la región abarcada en este estudio, por lo que en el mismo ha sido imprescindible un enfoque conjunto sedimentológico-estructural. Una de las primeras hipótesis barajadas respecto al actual emplazamiento de la peña Udalaitz fue la de su consideración de unidad tectónica alóctona (klippe tectónico) transportada hacia el norte a partir de su área de enraizamiento. Sin embargo, los datos obtenidos hasta el momento del estudio de campo nos inclinan a considerar al sistema de Udalaitz como una unidad básicamente enraizada. Entre estos argumentos cabe destacar en primer lugar el análisis estructural general. Se puede apreciar cómo el sistema de Udalaitz aparece limitado al norte por un importante accidente tectónico inverso (falla de Udalaitz); sin embargo, en los demás márgenes del sistema la estructura global parece solidaria con el conjunto de materiales englobantes, es decir, que las calizas del Complejo Urgoniano parecen enraizarse bajo los terrígenos del Complejo Supraurgoniano al sur. En segundo lugar, el análisis sedimentológico ha revelado la muy probable independencia espacial o separación geográfica entre el banco carbonatado aislado de Udalaitz y los adyacentes y próximos de Aramotz al SO. Zaraya al S. y Aitzgorri al SE. En este sentido, el análisis de facies en los extremos NE. y N. de los bancos de Aramotz y Zaraya, respectivamente, indica un tránsito lateral a series de talud carbonatado y cuenca, por lo que la hipotética unidad alóctona de Udalaitz no podría provenir de esas unidades. Unicamente, pues, podría haber alcanzado su emplazamiento actual desde el borde noroccidental de la unidad de Aitzgorri, implicando en este caso una importante componente de desgarre sinistral para el accidente de Aitzgorri. Sin embargo, esta hipótesis tectónica no ha podido comprobarse y, por el contrario, se ha conseguido demostrar que cualquiera que fuese la posición primitiva del banco calizo de Udalaitz tras la pertinente reconstrucción palinspástica, éste debía constituir una pequeña plataforma subredondeada en planta, de 3-4 Kms. de diámetro, separada por todas partes de un fondo marino de mayor batimetría donde no se depositaban carbonatos someros de plataforma.

Entre los accidentes inéditos que se han puesto de manifiesto tras nuestro análisis cartográfico, destaca en primer lugar, la falla de Amboto. Este accidente inverso posee un plano muy tendido buzante hacia el O-NO , que se extiende sobre una distancia de aproximadamente 4 Kms. en la terminación SE. del anticlinal de Amboto (Fig. 75). El bloque cabalgante superior se ha desplazado en sentido E-SE, tal y como se ha deducido del análisis de estructuras tectónicas menores. La zona de falla posee un espesor variable que puede alcanzar los 10 metros, y se halla localmente mineralizada, siendo muy comunes los diques de calcita y siderita; en realidad existen numerosas diaclasas y fallas menores subparalelas a la principal que se confunden en la distancia, con superficies de estratificación bajo el pico del Fraile (Arrázola).

La falla de Besaide constituye un accidente inverso situado en las inmediaciones del punto de confluencia de las provincias de Alava, Guipúzcoa y Vizcaya (oeste de peña Udalaitz), de trazado aproximado N-S. Involucra un pequeño cabalgamiento hacia occidente del bloque superior de calizas urgonianas, sobre lutitas y areniscas del Complejo Supraurgoniano de Memaya.

La falla de Udala constituye un accidente normal de trazado general NO-SE y posee una extensión mínima de 3 Kms. Se localiza al SO de peña Udalaitz y hunde el bloque sudoccidental; concretamente en Udala se puede observar como el flanco sur del anticlinal de Udalaitz se halla a una cota topográfica netamente inferior (centenares de metros) a la del flanco norte; este

último sólo se observa en el extremo SE de la peña, puesto que al NO de la falla de Erdikoatxa, la serie es monoclinal hacia el sur.

La falla de Erdikoatxa (1.042 metros) recibe su nombre de la peña situada inmediatamente al NO del Udalaitz (1.114 metros), aunque en ealidad la falla pasaría por el collado situado entre ambos. Posee un trazado aproximado NNE-SSO y una extensión mínima de unos 4 Kms.; su salto no es muy importante, pero origina una rotación de bloques responsable de los buzamientos opuestos de las calizas de Erdikoatxa (hacia el SO) y Udalaitza (hacia el NE).

La falla de Landarraitz corresponde a un accidente inverso de orientación NO-SE, situado al E-SE de la zona altamente tectonizada de Santa Agueda-Udalaitz. Posee una extensión mínima de 8 Kms., y es responsable de la reaparición de una banda de materiales margosos urgonianos entre sedimentos más modernos del complejo supraurgoniano del sinclinorio de Vizcaya. El bloque sur cabalgante hacia el norte (urgoniano de Landarraitz), se superpone al supraurgoniano del alto de Descarga; además, por criterios cartográficos se ha deducido un buzamiento del plano de falla de unos 45 grados hacia el SO, lo que confirma el régimen anteriormente apuntado.

El conjunto de fallas de orientación NO-SE paralelas y próximas a la falla de Urkiola-Aitzgorri, es decir, Udalaitz, Santa Agueda e incluso Landarraitz, podrían corresponder a un gran accidente de zócalo localizado por datos de sísmica incluso en la plataforma continental, y que recibe el nombre de falla de Ochandiano (SOLER et al., 1981) o falla de Bilbao (DEREGNAUCOURT, 1981, RAT et al., 1983).

La edad de los accidentes hay que relacionarla con las dos fases tectónicas generalmente distinguidas por diversos autores en el margen nordibérico (DEREGNAUCOURT, 1981): una primera fase de edad finicretácica a Eoceno medio-superior y una segunda fase de edad Oligoceno terminal a Mioceno inferior, que en ambos casos son el reflejo de la aproximación relativa de las placas europea e ibérica. Además, parece existir una cierta ordenación temporal de estructuras, destacando la relación del conjunto de estructuras compresivas de orientación aproximada N-S, localizadas en el bloque estructural de Durangüesado-Aitzgorri y que serían el resultado de la cizalla produ cida por un desgarre sinistral entre los accidentes de Villaro y Urkiola-Aitzgorri.

Finalmente se ha podido deducir la estrecha correlación existente entre algunos de los más importantes accidentes tectónicos alpinos (falla de Urkiola-Aitzgorri) y las fallas de zócalo con juego sinsedimentario urgoniano; en este sentido cabe destacar que gran número de las fallas observables en la actualidad corresponden en realidad a líneas de fractura antiguas; estas últimas pudieron actuar de modo transtensivo durante la sedimentación (dentro del marco general de apertura del golfo de Vizcaya) y posteriormente rejugar durante la Orogenia Alpina de modo transpresivo.

8. CONCLUSIONES GENERALES

Combinando el conjunto de informaciones recogidas en este estudio es posible reconstruir, al menos en sus grandes líneas, la historia del área de sedimentación en este sector de la cuenca vasco-cantábrica para el intervalo Aptiense-Albiense medio. El interés principal de esta reconstrucción se centra en mostrar, de una manera sintética, el contexto general en el que se desarrollaron las plataformas carbonatadas urgonianas. Se destacan así los siguientes puntos:

— Teniendo en cuenta la situación del sector estudiado en el margen continental septentrional de Iberia, cabe destacar el marco general de cuenca intracratónica en que se depositaron los materiales urgonianos.

— La estructuración tectosedimentaria en todo el dominio, de orientación general NO-SE. con una componente superpuesta adicional NE-SO, se integra en el contexto general de distensión que reinó en el Cretácico inferior en el Golfo de Vizcaya. Se han diferenciado los altos principales de Aramotz-Aitzgorri y Gorbea-Barranca (de orientación general NO-SE) y los surcos paralelos del sinclinorio de Vizcaya, Indusi-Otxandiano y Vitoria, además de los surcos mayores periféricos de Bilbao y Alsasua (Etxegarate) y los domos principales de Dima, Zaraya, Mutiloa, Lemona, Udalaitz, Aitzgorri y Gorbea.

— Las potentes series urgonianas registradas revelan una pugna permanente entre la sedimentación carbonatada y la invasión de terrígenos. La pérdida de importancia de unos coincide con la progresión de los otros.

— Los aportes terrígenos y carbonatados poseen áreas de origen y modalidades de transporte muy diferentes. Los materiales terrígenos derivan de una fuente continental meridional (macizo del Ebro o macizo de la Meseta castellana), y alcanzan el medio marino que efectúa el papel de tampón, según un régimen fluctuante a relacionar con variaciones climáticas o movimientos de rejuvenecimiento por tectónica de bloques. Se han reconocido cuatro fases principales de aportes terrígenos de importancia desigual, que coinciden con los límites inferiores de las secuencias distinguidas en el área de estudio: fase 1: lutitas y areniscas del Aptiense inferior ("Episodio Eniebe"), fase 2: lutitas y areniscas del Aptiense medio ("Episodio Arimekorta"), fase 3: lutitas y areniscas del Albiense inferior basal ("Episodio Eguiriñao"), y fase 4: areniscas y lutitas del Albiense medio ("Episodio Gorbea").

— Los aportes aparecen netamente relacionados con la instauración de plataformas o bancos carbonatados. Es sobre ellos donde se produce, en gran medida biológicamente, la mayor parte del fango carbonatado constituyente de las micritas urgonianas.

— Cinco grandes ámbitos de sedimentación interrelacionados han sido diferenciados en el complejo urgoniano de este sector: plataforma carbonatada, talud carbonatado, cuenca, plataforma mixta y plataforma terrígena.

— En el Albiense inferior tuvo lugar un marcado aumento de la subsidencia diferencial, que llevó asociado el desarrollo de crecimientos carbonatados de extensión kilométrica con taludes pendientes, y el depósito de niveles de megabrechas.

— Las megabrechas se depositaron por procesos combinados de deslizamiento de bloques individuales y flujo de derrubios, y se concentran preferencialmente en los márgenes NO y NE de los crecimientos carbonatados.

— Los bancos calizos intraplataforma (sensu JAMES y MOUNTJOY, 1983) del Urgoniano analizado, se desarrollaron sobre zonas de alto relativo: umbrales sobreelevados por tectónica de bloques y actividad diapírica sobreimpuesta.

Las principales aportaciones a nivel más concreto de este trabajo, se resumen a continuación para cada uno de los tres sectores considerados:

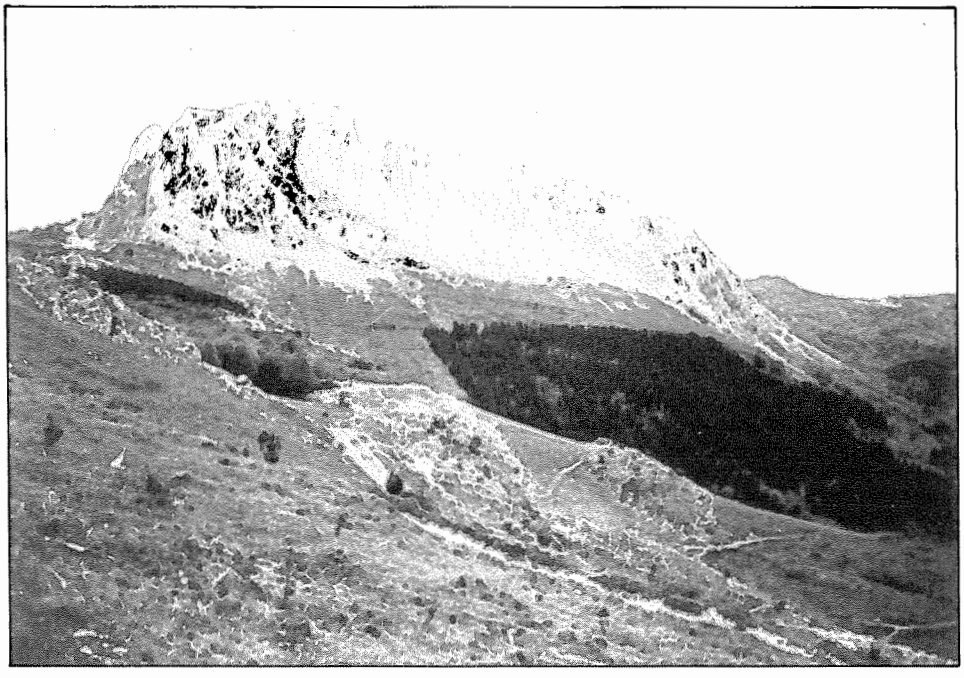
— En el sector de Gorbea, además de una nueva organización litoestratigráfica, al igual que para las otras dos áreas, se ha puesto de manifiesto: un esquema general evolutivo de rampa-plataforma-rampa para el banco de Itxina; el borde de plataforma de Itxina-Aldabide; la progradación general del crecimiento carbonatado hacia el NO y su retrogradación por el SE; la individualización de una cuenca intraplataforma (Lexardi) en el interior de las calizas de Itxina; la existencia de depósitos de bauxitas localmente restringidos al sector de Soquetecuarre, marcando aproximadamente el techo de la

secuencia 2 y coincidiendo en el tiempo con el mencionado episodio destrucción de la plataforma (Aldabide). En el orden tectónico se ha deducido la existencia de un pequeño graben en Ipergorta, que al repetir la unidad caliza al sur presenta importantes implicaciones estratigráfico-sedimentológicas.

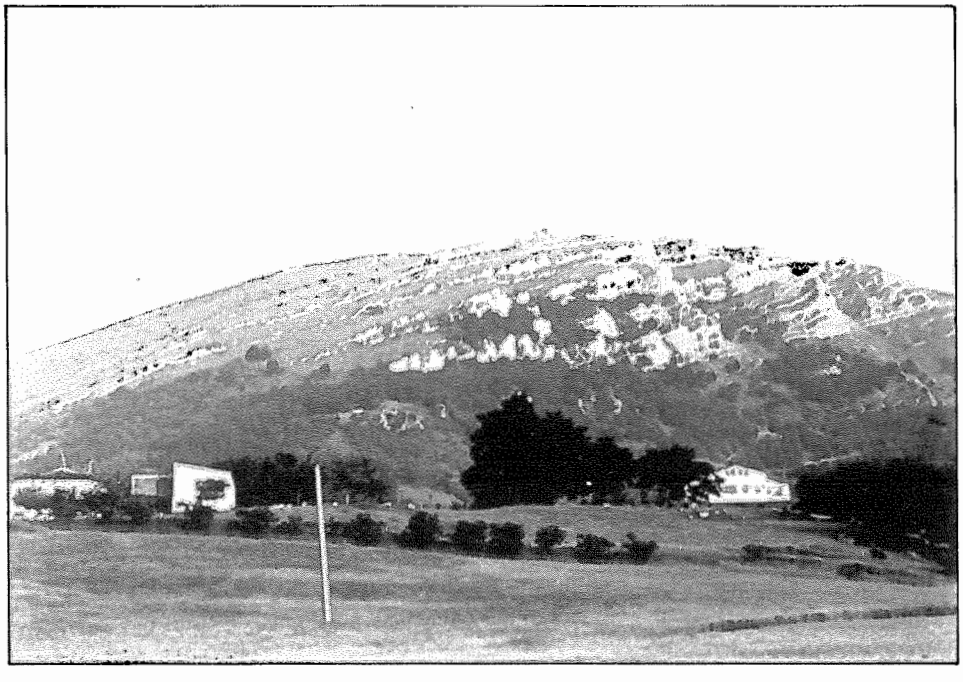
— En el sector del Duranguesado se han puesto de manifiesto: sendos crecimientos carbonatados aislados (Lemona y Udalaitz) adyacentes al principal de Itxina-Aramotz; dos superficies erosivas en las calizas de Lemona (subunidad inferior y superior), que se atribuyen a descensos relativos del nivel del mar y que marcarían los techos de S_2 y S_3; se hace referencia asimismo, por vez primera, a la existencia de un techo calizo localmente erosivo en la unidad de Aramotz (sector Indusi); la existencia de relaciones de progradación (Aranguio) y/o agradación vertical (Belatxitxieta) en los márgenes del banco carbonatado de Aramotz; la existencia de una vía de canalización de terrígenos en el área de Aramayona. En el campo de la tectónica se ha puesto de manifiesto la asociación de rocas ígneas (gabros) y metamórficas (mármoles), al accidente de desgarre de Urkiola-Aitzgorri y también el cabalgamiento hacia el SE. del anticlinal de Amboto.

— En el sector de Aitzgorri se han puesto de manifiesto: la existencia de una potente serie urgoniana en el área de Cruceta-Mázmela, en terrenos anteriormente atribuidos al Complejo Supraurgoniano; niveles de conglomerados y areniscas conglomeráticas en Araoz y Arlabán, que marcan los techos de las secuencias S_2 y S_3; un crecimiento carbonatado aislado perfectamente diferenciado entre sedimentos margosos encajantes: arrecife de Orkatzategui (100 m. espesor x extensión kilométrica); la ubicación de series brechoides urgonianas de talud carbonatado en los sectores de Araoz, Landarraitz, San Prudencio, Segura y Etxegarate; la existencia de un nivel calizo aptiense (Mutiloa) asimilable a la unidad de Katabera; la individualización de sendos bancos carbonatados (Zaraya y Aitzgorri) en el Albiense inferior, y de los bancos menores de Enaitz, Aránzazu y Zabalaitz, en el sector oriental de la cubeta de Araoz.

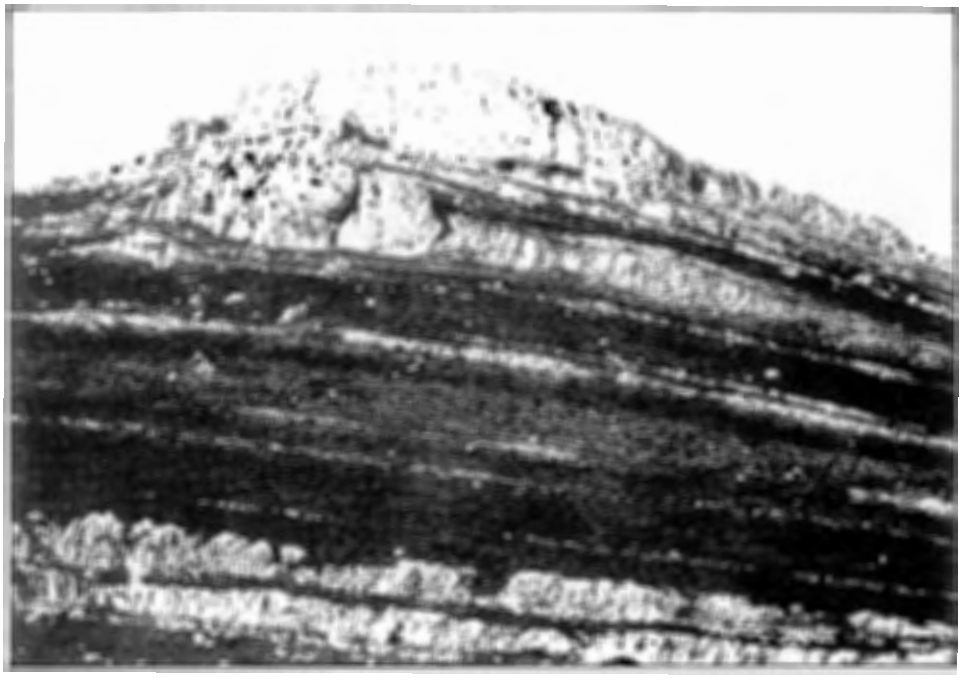
Los límites de secuencias deducidos para nuestro área de estudio, corresponden aproximadamente con límites de ciclos sedimentarios más generalizados de la Península Ibérica y SO. de Francia, que deben corresponder a momentos de tectonismo sinsedimentario y/o variaciones relativas del nivel del mar de amplia repercusión superficial.



Frente calizo NO de Itxina, vista desde las inmediaciones de Urigoiti: potente masa caliza que se acuña lateralmente hacia la derecha (O-S) y hacia el observador (NO). Las calizas de margen de plataforma en Aitzgorrigain y Artipitatz cambian a margas y lutitas de cuenca que constituyen los pastos verdes en primer plano. Obsérvense en la parte inferior de la figura, 3 litosomos calizos decamétricos englobados en margas que se interpretan como megabrechas de olistolitos en talud carbonatado.



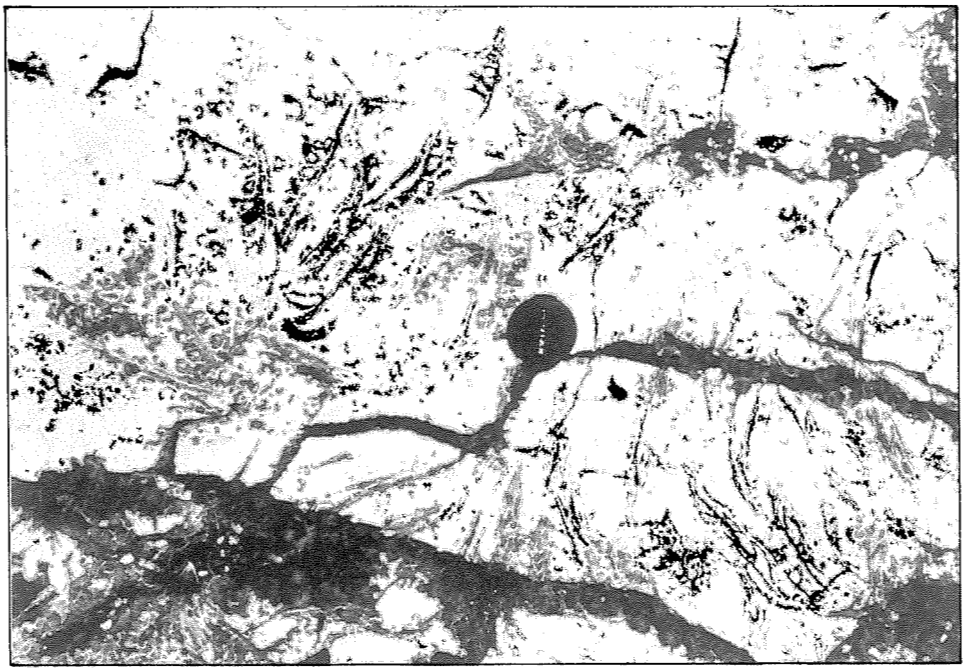
Sierra de Zaraya (Kurutze-Berri). Tránsito lateral de facies en el extremo oriental de la unidad de Zaraya. Las potentes calizas de tonos claros en la vertical de Kurutze-Berri (parte derecha superior de la fotografía) se acuñan y desaparecen lateralmente hacia el NE (izquierda) interpretándose el conjunto como una suave rampa carbonatada.



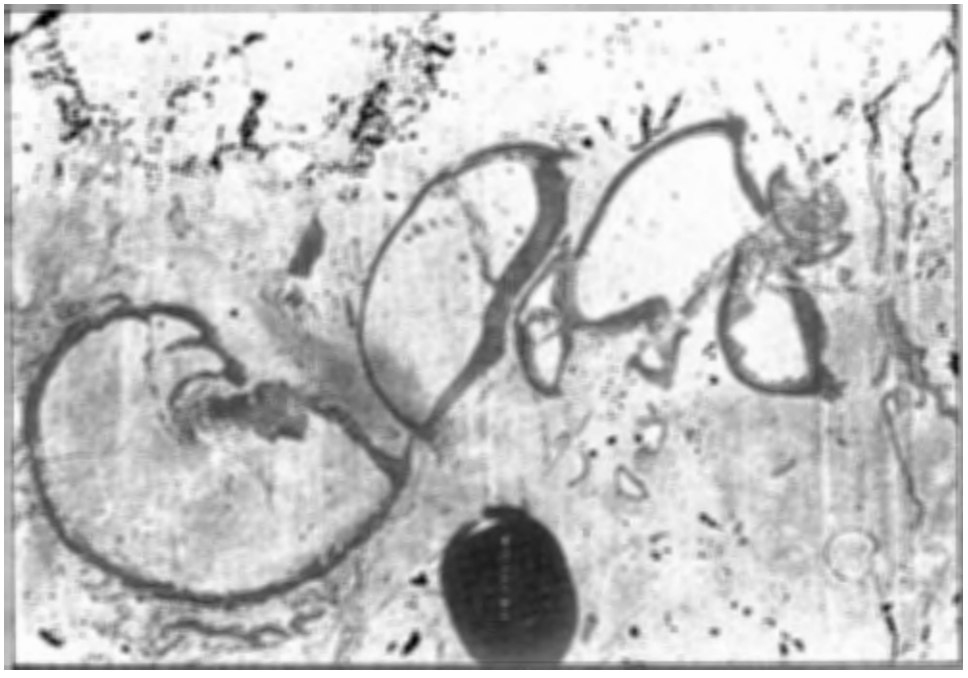
Montículos arrecifales de la unidad de Zaraya, en Elorretako-aitz. Alternancias de biostromos de rudistas (calizas micríticas de tonos claros en la parte inferior de la fotografía), y niveles de calizas micrítico-margosas y margas (cubiertos por la vegetación). Hacia la parte superior, se aprecian varios engrosamientos calizos o biohermos de talla creciente (3-10-15 metros), que se acuñan lateralmente en cortas distancias.



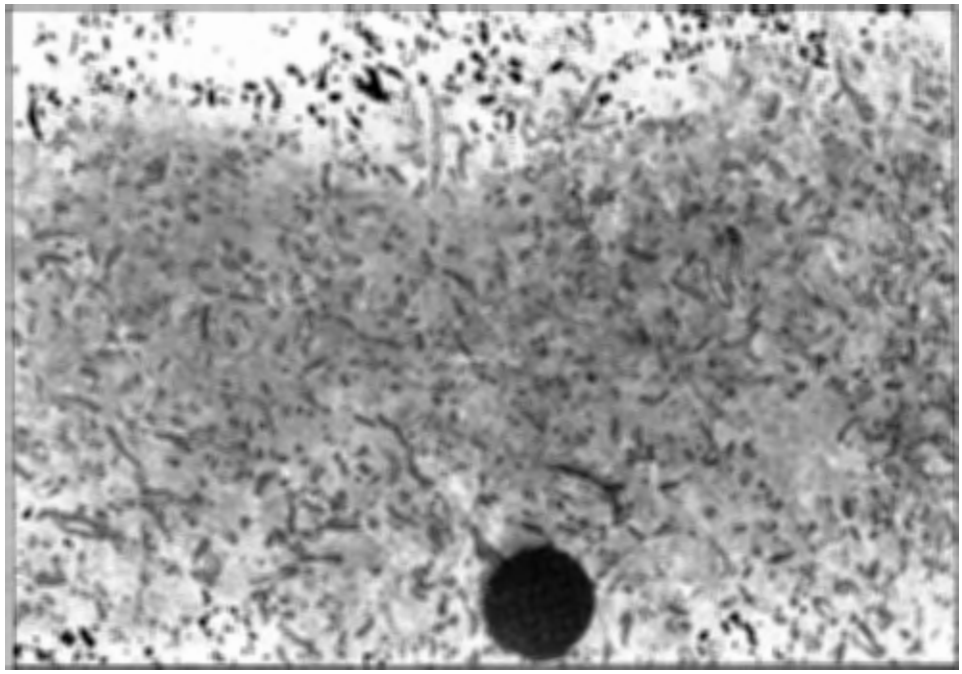
Alternancias de niveles resaltantes (gris claro) de calizas micrítico-margosas y otros menos resaltantes (gris oscuro) de margas. Cuenca intraplataforma. Ensilladura de Araoz. Albiense inferior. El martillo de la parte inferior izquierda sirve de escala.



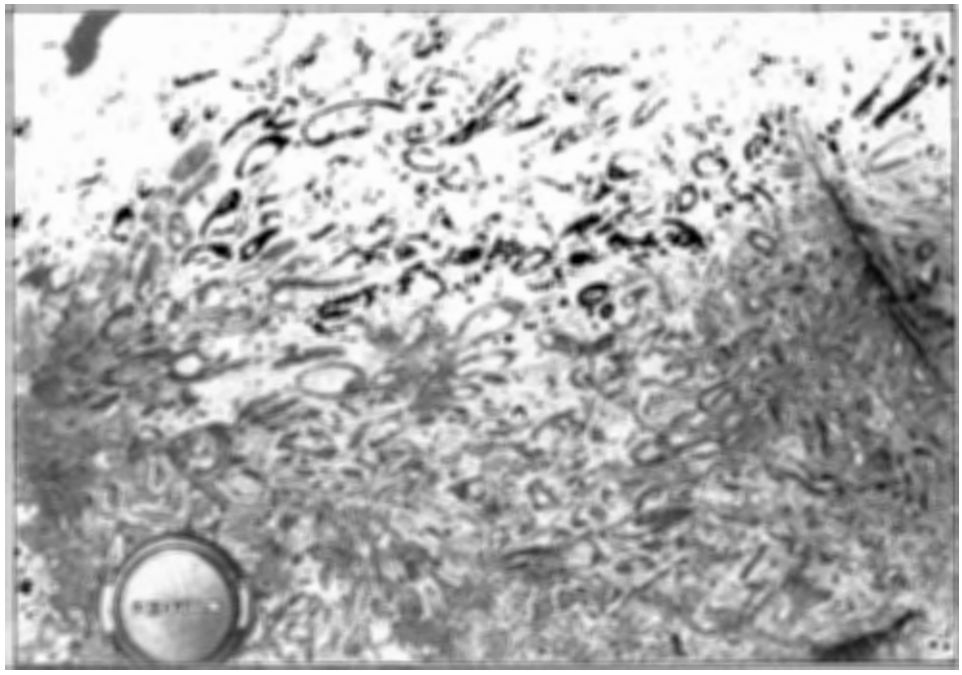
Calizas micríticas de pequeños rudistas (requiénidos) (diferenciables en la parte izquierda de la fotografía, con sección subreondedada) y de lamelibranquios, similares a ostreidos, del género **Chondrodonta** sp. (secciones eminentemente alargadas). Calizas de Aranguio, unidad de Aramotz (parte inferior).



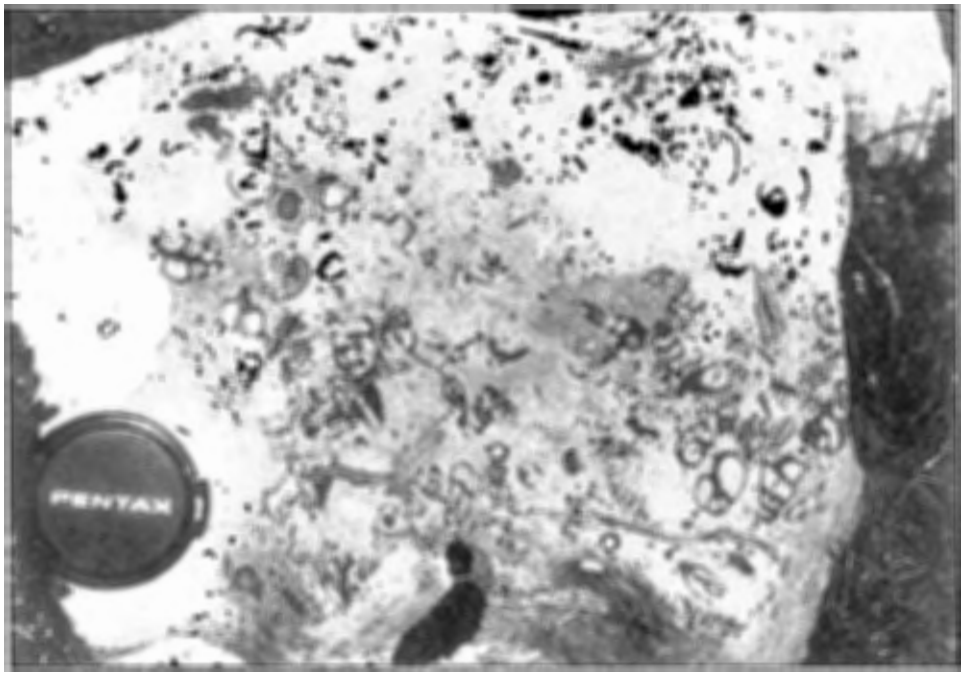
Calizas micríticas (wackestone) de rudistas (requiénidos) de talla variable y correspondientes al género **Toucasia**. Calizas de Indusi, unidad de Aramotz (parte superior).



Calizas micríticas (wackestone) de corales ramosos y rudistas. Obsérvense los numerosos fragmentos bioclásticos rotos, con secciones alargadas.y/o subcirculares oscuras (corales y las secciones mayores subredondeadas de pequeños requiénidos). Calizas de Ubegui, unidad de Itxina. Albiense inferior.



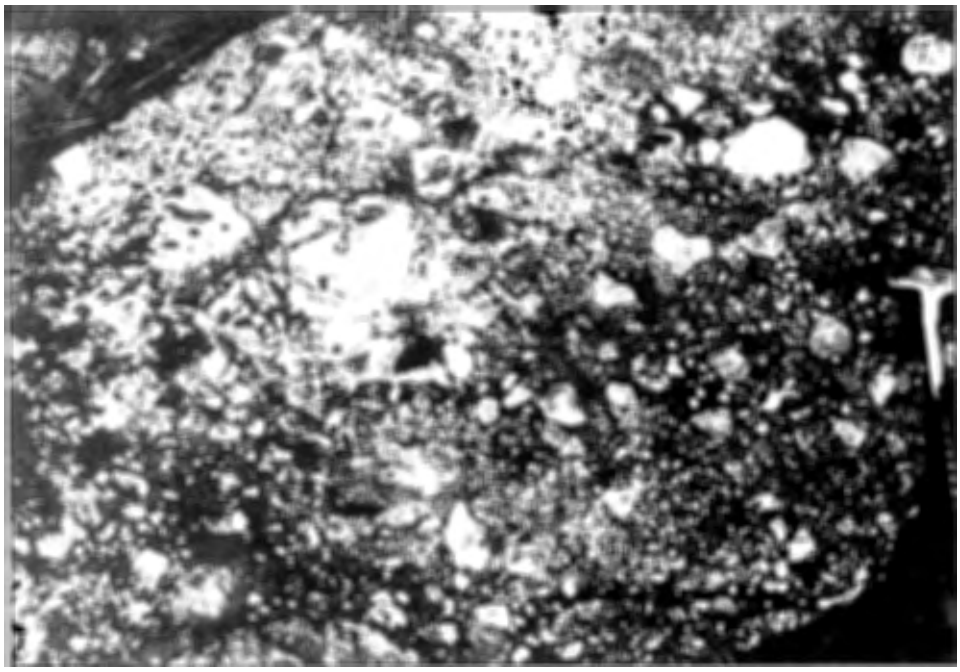
Calizas micríticas con colonias de rudistas (monopleuridos). Los rudistas se agrupan en ramilletes ("clusters") y soportaban, ocasionalmente condiciones de alta contaminación terrígena. Calizas de Urmeta (Ezkubaratz). Unidad de Aramotz. Albiense inferior.



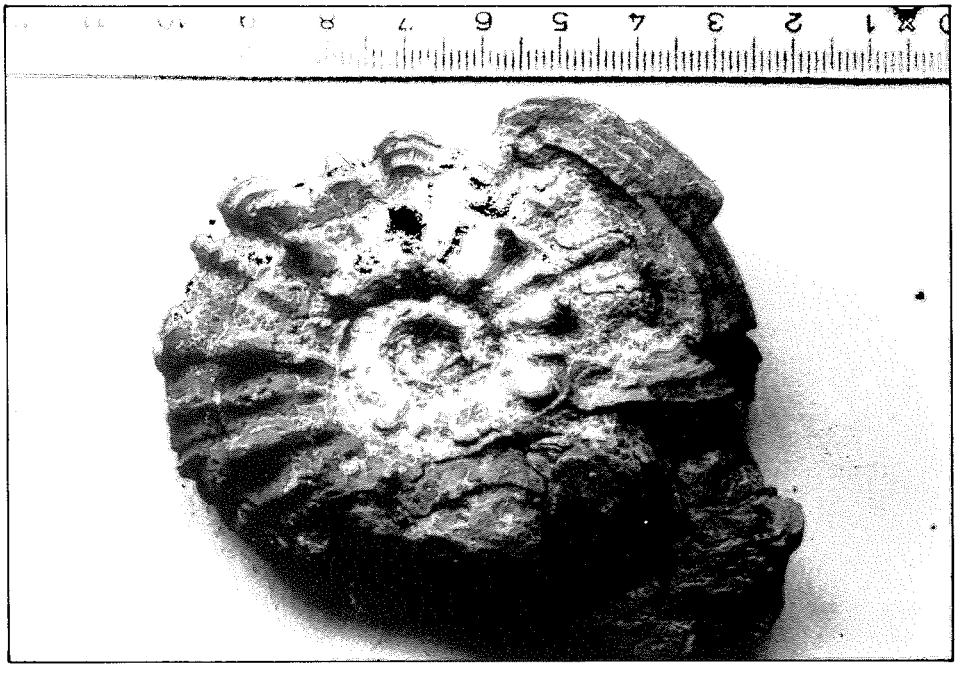
Calizas micríticas (wackestone) de gasterópodos (nerineidos), en la parte superior de la unidad de Itxina. Calizas de Aldamín (sierra de Gorbea). Albiense inferior.



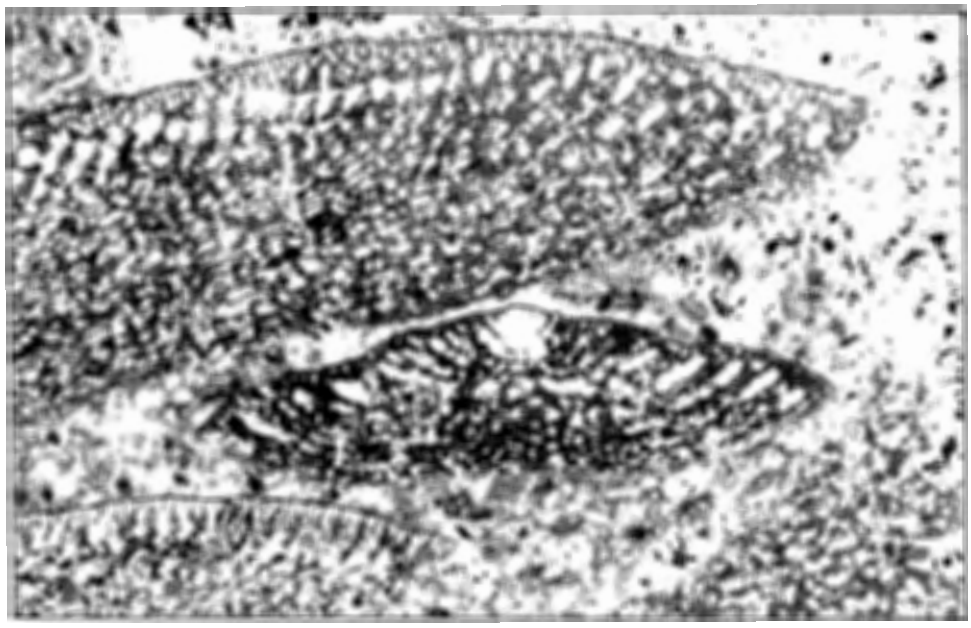
Calizas micríticas de corales masivos (wackestone). Ceberio. Aptiense inferior.



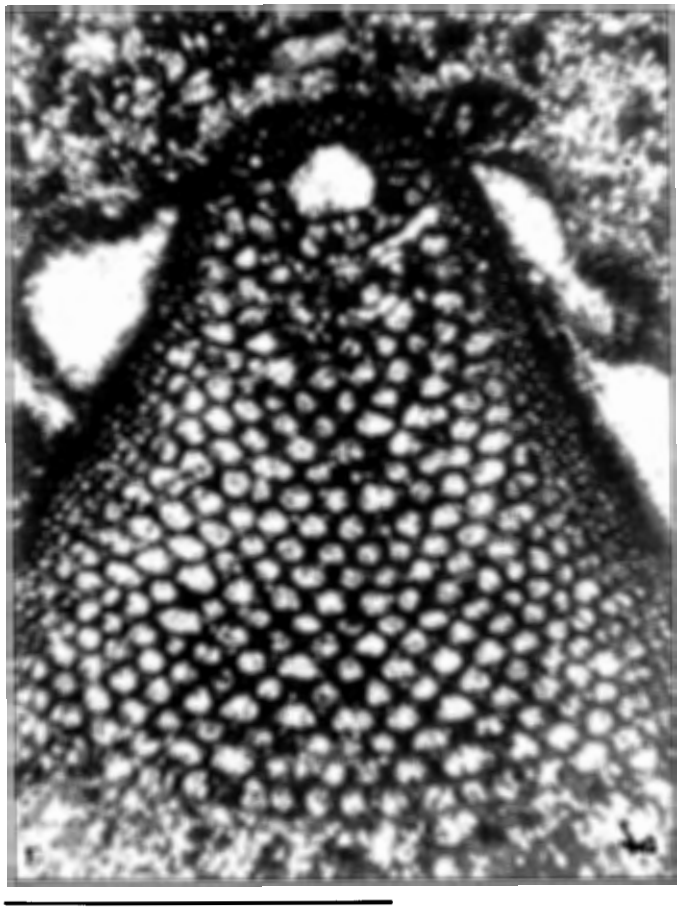
Caliza brechoide (rudita); ortobrecha pobremente seleccionada, con clastos subredondeados de calizas micríticas y margosas; matriz lutítico-arcillosa. Barranco de Abola, vertiente NO de la crestería de Udalaitz. Unidad de Bilbao. Cuenca intraplataforma. Albiense inferior.



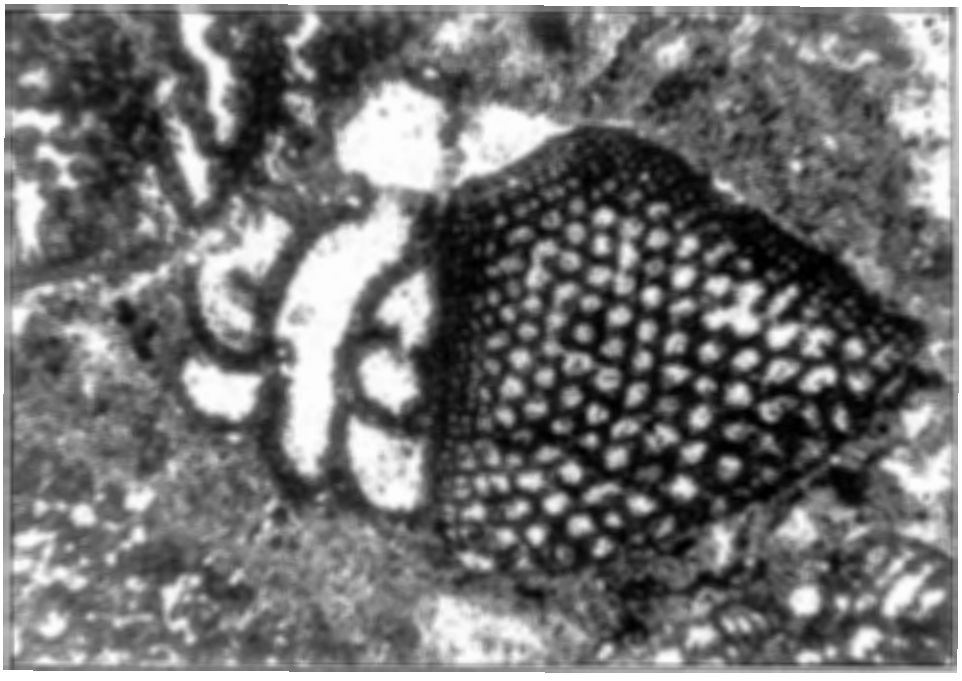
Ejemplar de ammonites del género **Douvilleiceras** sp., correspondiente al grupo **D. inaequinodum.** Unidad de Araoz (parte superior). Albiense inferior.



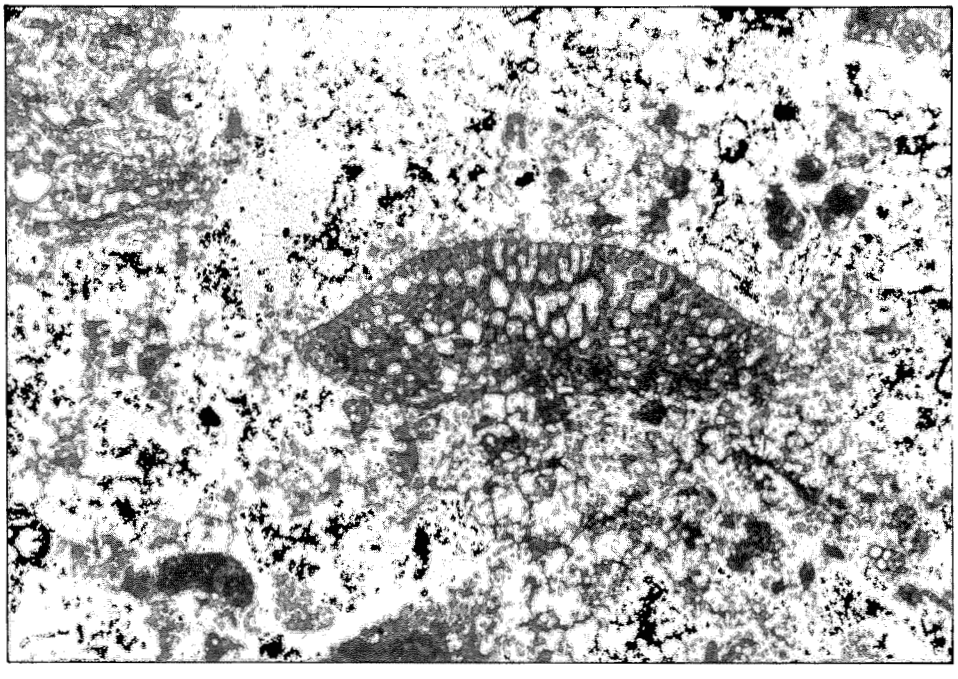
Packstone de orbitolínidos: ejemplar central con embrión de **Orbitolina (Mesorbitolina) parva** DOUGLASS. Calizas de Beunde (Anabaso Neuria). Borde oriental de la sierra de Aitzgorri. Aptiense medio. Barra de escala, 1 mm.



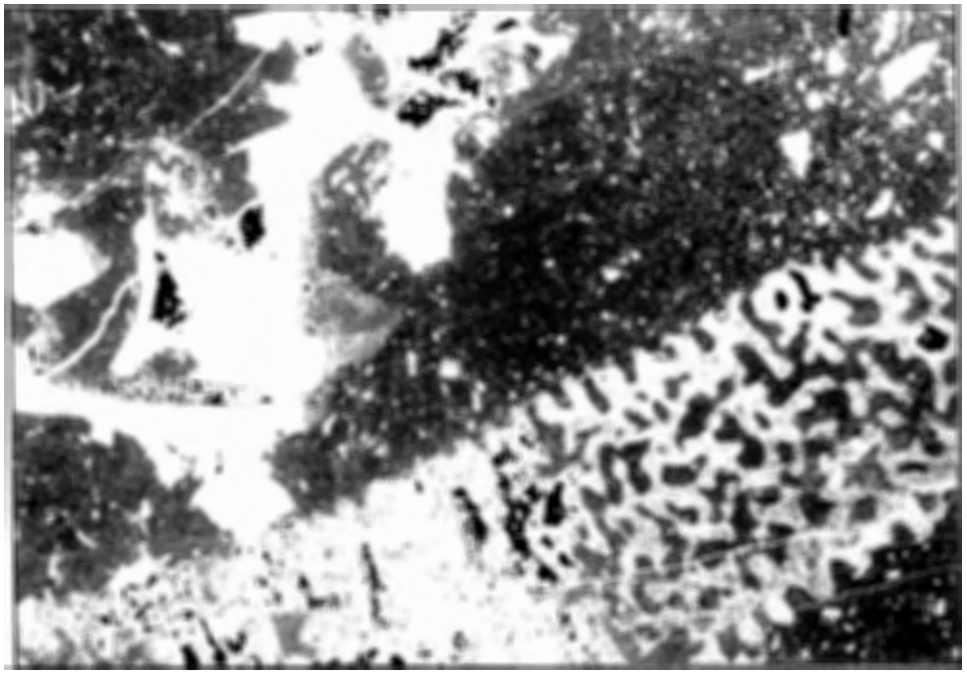
Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava LEYMERIE sensu Schroeder u **Orbitolina (Mesorbitolina) texana** ROEMER sensu Moullade et al. Calizas de Orkatzategui. Sierra de Aitzgorri. Barra de escala, 1 mm.



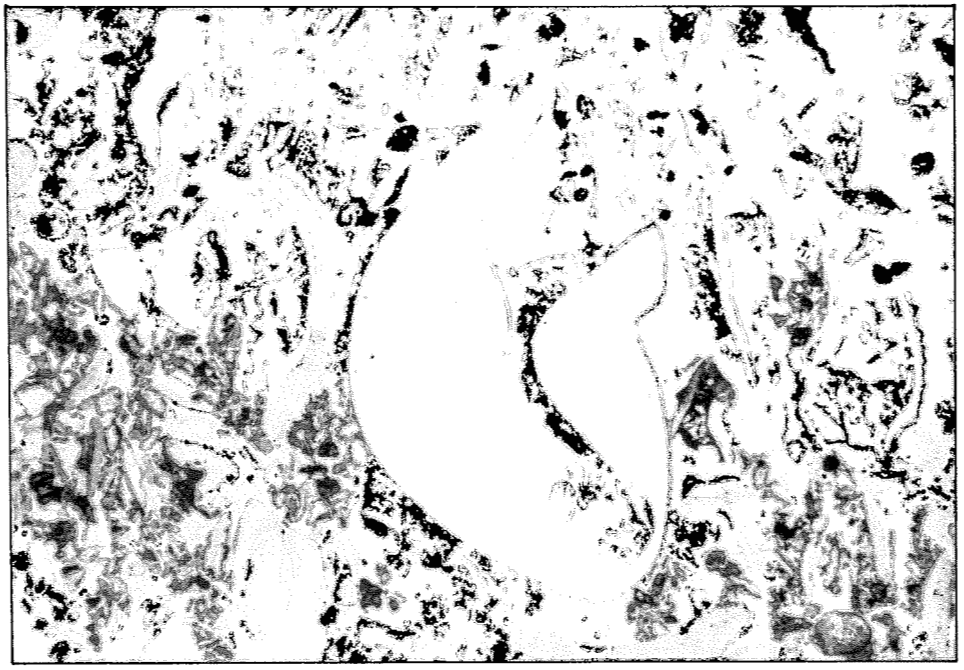
Ejemplar de orbitolinido parcialmente incrustado por un foraminifero sesil (**Placopsilina** ó **Acruliamina**). Calizas de Kurutze-berri (sierra de Zaraya). Albiense inferior. Barra de escala, 1 mm.



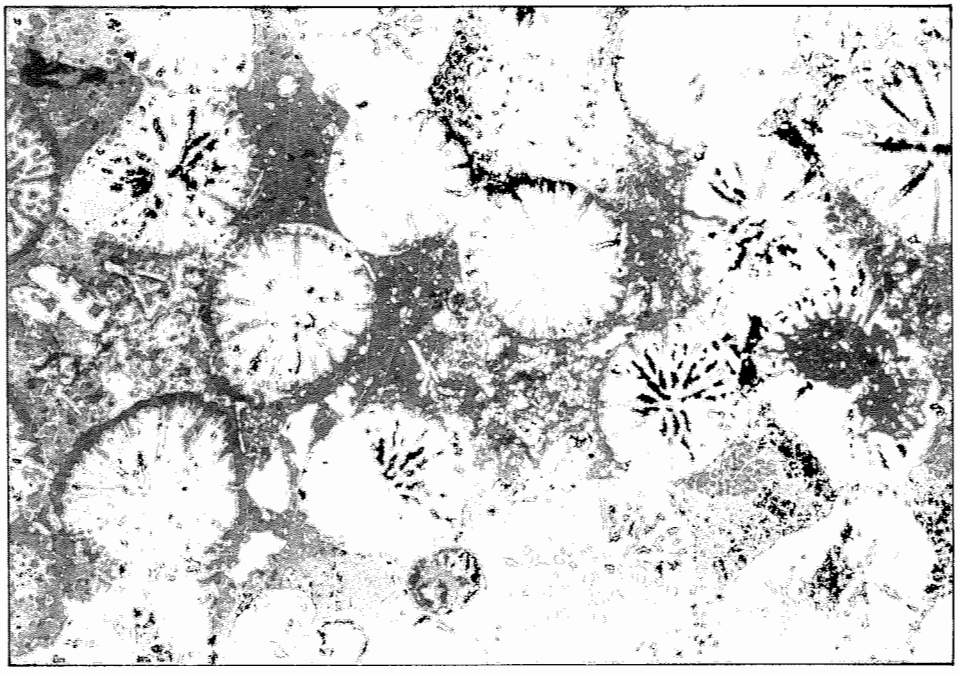
Aparato embrionario de **Orbitolina (Mesorbitolina) aperta** ERMAN (forma primitiva). Extremo techo de la unidad de Orozco, en la sierra de Gorbea. Albiense medio. Barra de escala, 1 mm.



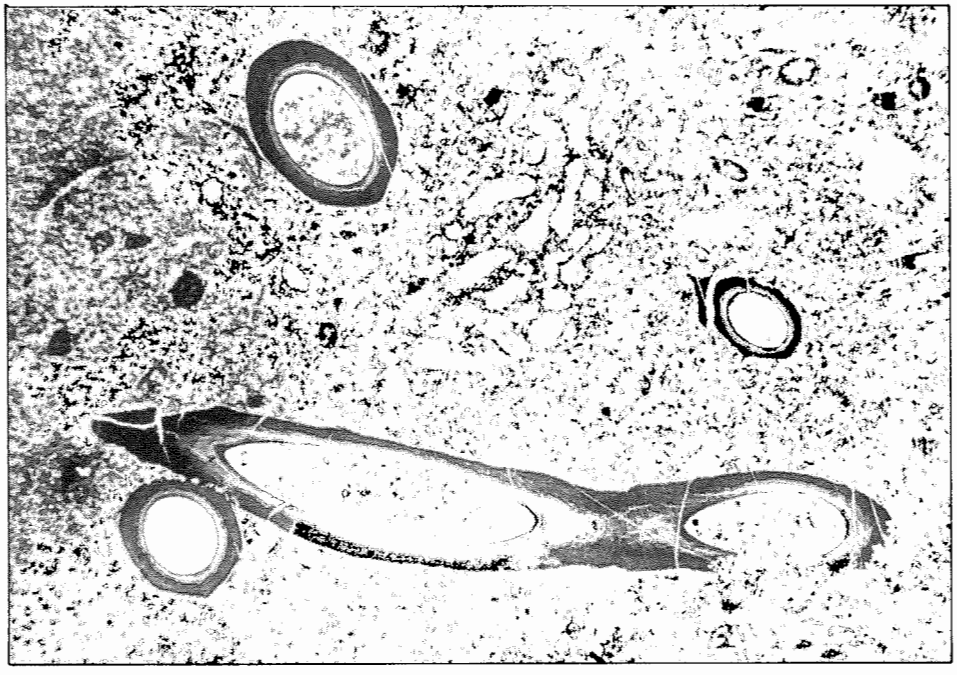
Calizas micríticas (wackestone) con un gran bioclasto de esponjiario y cavidades irregulares (fenestras) con relleno geopetal interno. Calizas de Cerain. Aptiense inferior. Barra de escala, 5 mm.



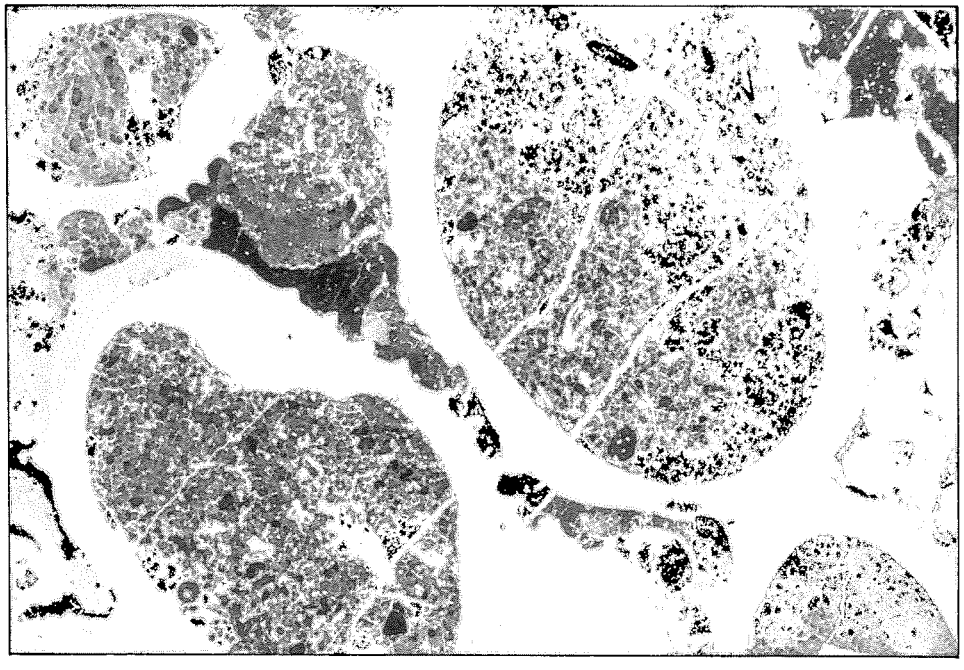
Grainstone bioclástico con restos de gasterópodos. Calizas de Itxina. Barra de escala, 1 mm.



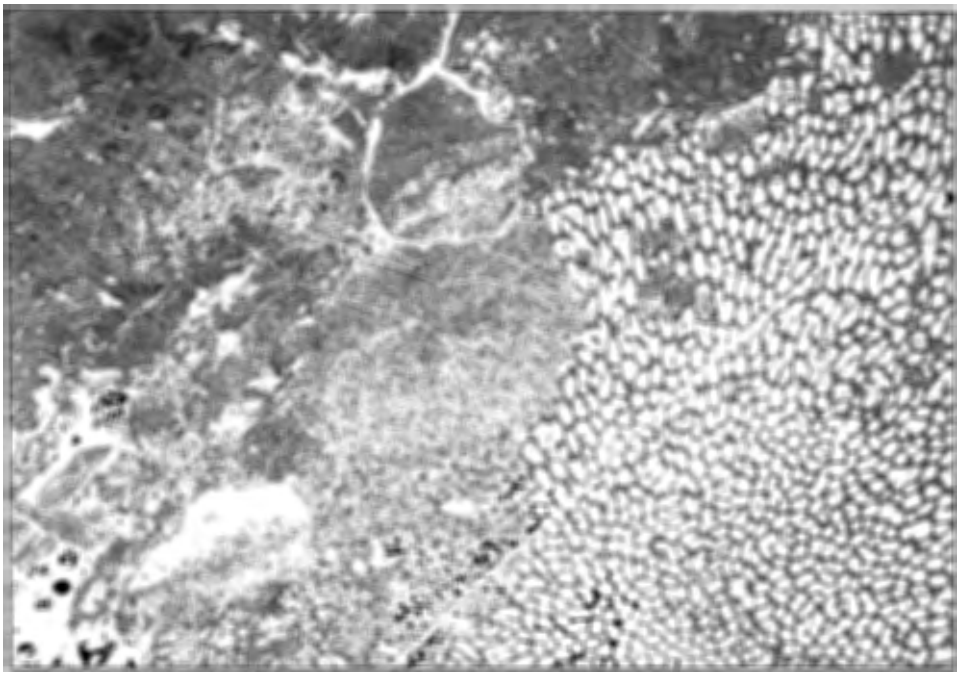
Corales ramosos coloniales; los diferentes septos de estas colonias de madréporas se hallan embebidos en una matriz micrítica. Calizas de Isusquiza (Arlaban). Aptiense medio. Barra de escala, 5 mm.



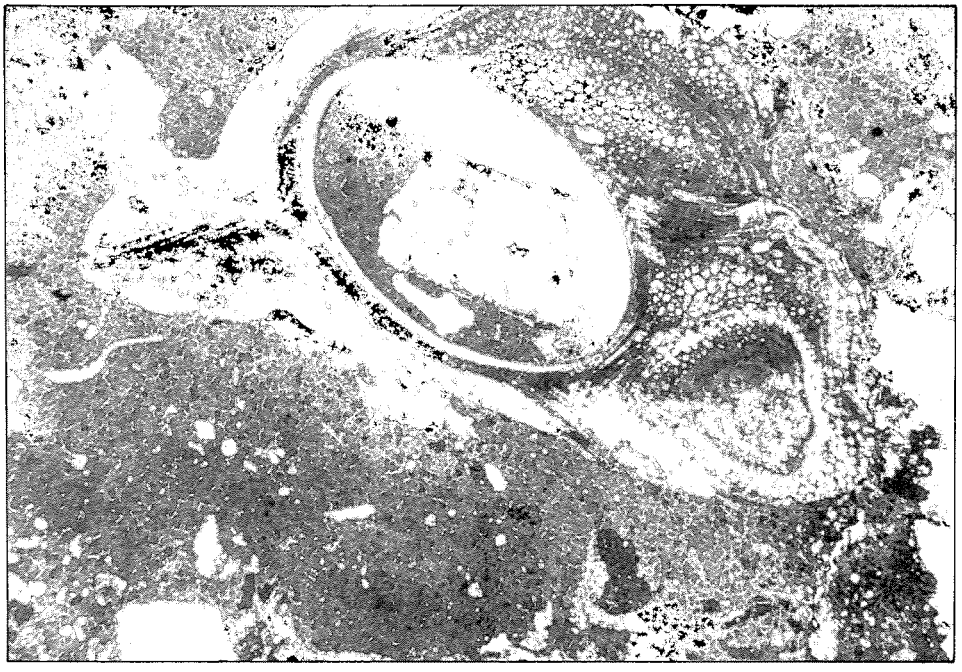
Caliza arenosa con serpúlidos (varias secciones axiales y longitudinales). Calizas de Ondarrikoatxa (NO de la sierra de Aramotz). Barra de escala, 1 mm.



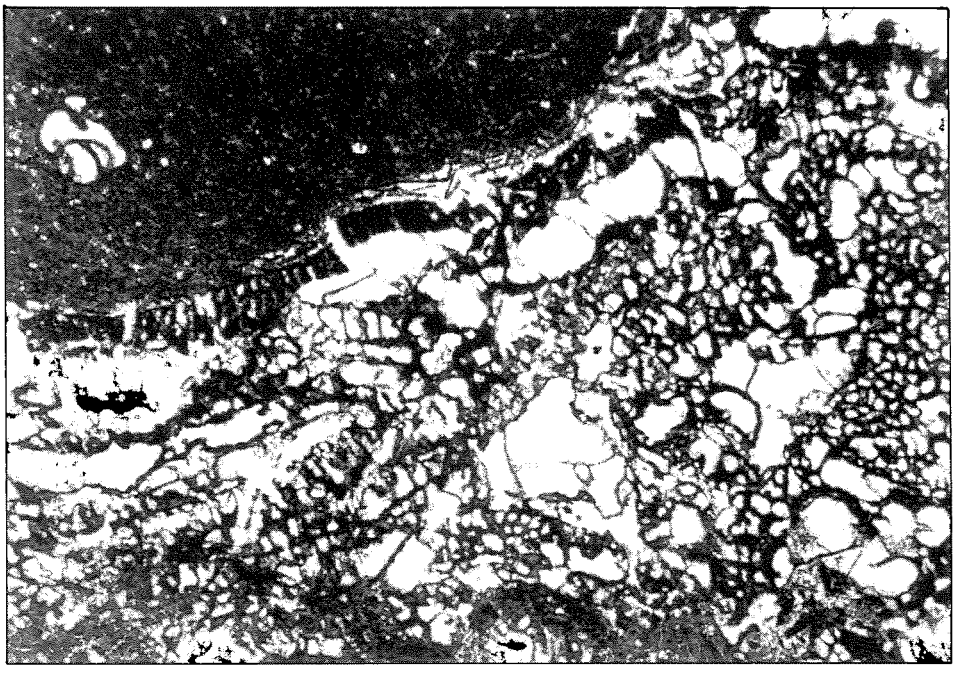
Detalle de las tecas de una colonia de rudistas (monopléuridos). Nótese la ligazón primaria de las conchas centro-inferiores, así como la presencia de prominencias dentiformes en el exterior de la concha (estructura "en corona de rey") y el relleno interno de una matriz biopelmicrítica. Calizas de Urmeta (sierra de Ezkubaratz). Unidad de Aramotz. Calizas de plataforma. Barra de escala, 5 mm.



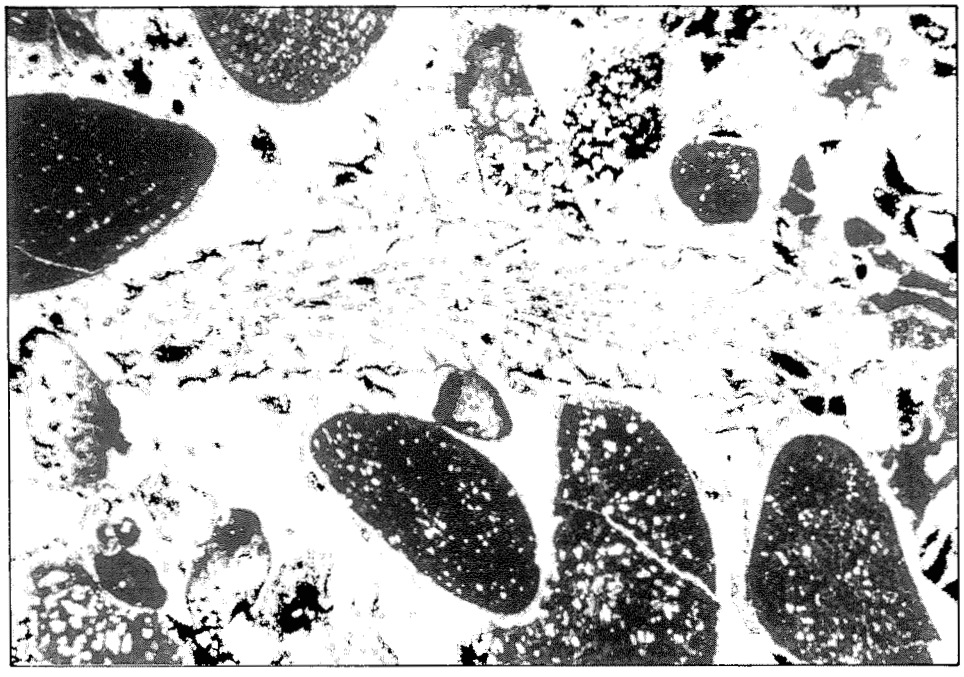
Detalle de un ejemplar de chaetétido, abarcando la parte derecha de la fotografía. Obsérvense además la existencia de una fábrica pelmicrítica y de rellenos geopetales. Calizas de Aitz-txiki. Unidad de Aramotz. Albiense inferior. Barra de escala, 5 mm.



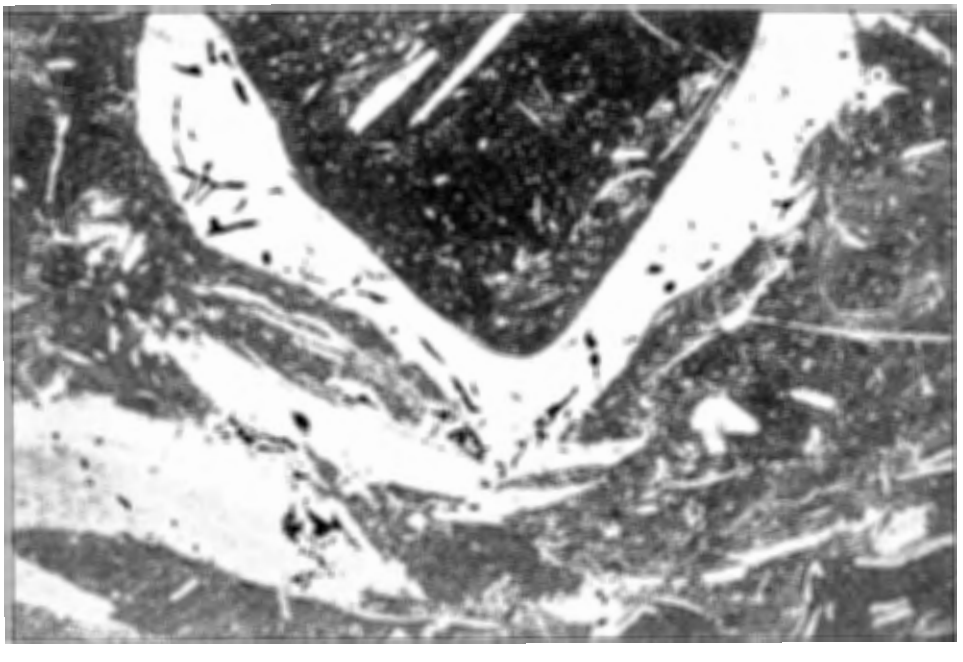
Ejemplar de rudista en calizas micríticas de plataforma (wackestone). Nótese la existencia de un relleno geopetal en el interior del metazoo. Calizas de Amboto. Unidad de Aramotz. Albiense inferior. Barra de escala 1 mm.



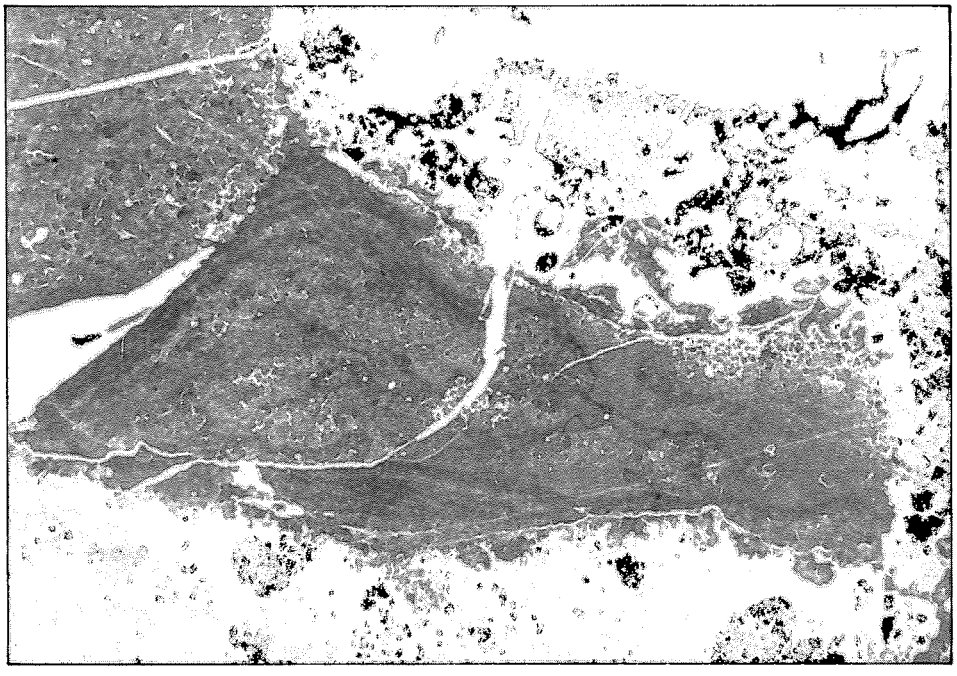
Detalle del alga calcárea **Bacinella irregularis** RADOICIC. Obsérvese su típica estructura en celdillas y el límite externo de esta colonia; se encuadra en una matriz micrítica. Calizas de Ezkubaratz. Unidad de Aramotz. Barra de escala, 1 mm.



Fragmento de una colonia de briozoos englobada en un graintone bioclástico. Calizas de Murugain (Tellamendi). Región del Duranguesado. Barra de escala, 1 mm.



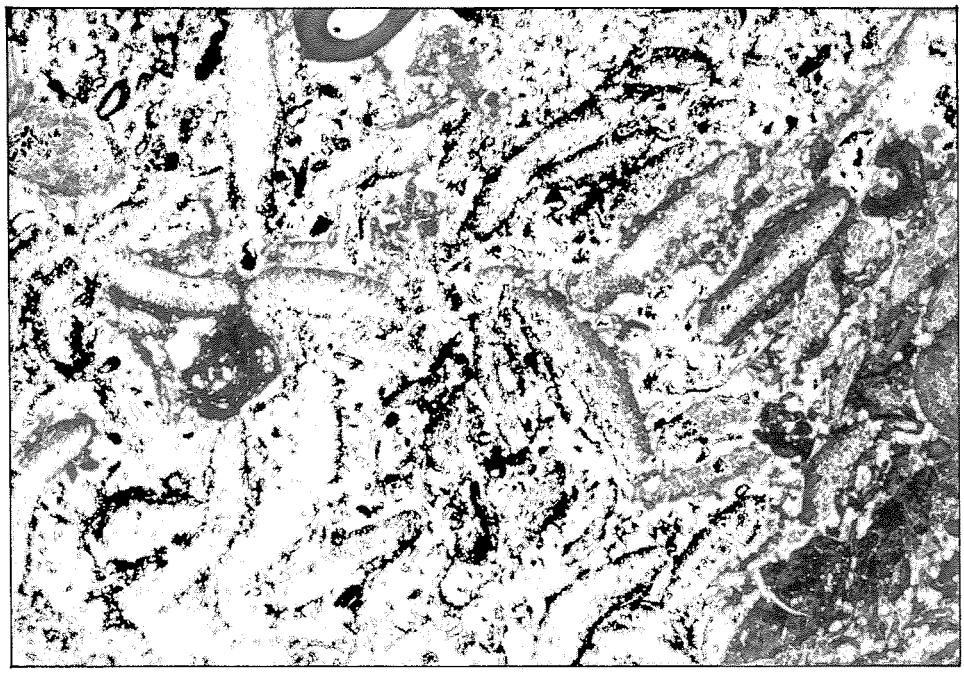
Fragmentos de lamelibranquios perforados. Nótese el diferente grado de fragmentación de estos bioclastos, así como la existencia de una matriz micrítica envolviéndolos. Calizas de Aranguio. Unidad de Aramotz. Albiense inferior. Barra de escala, 5 mm.



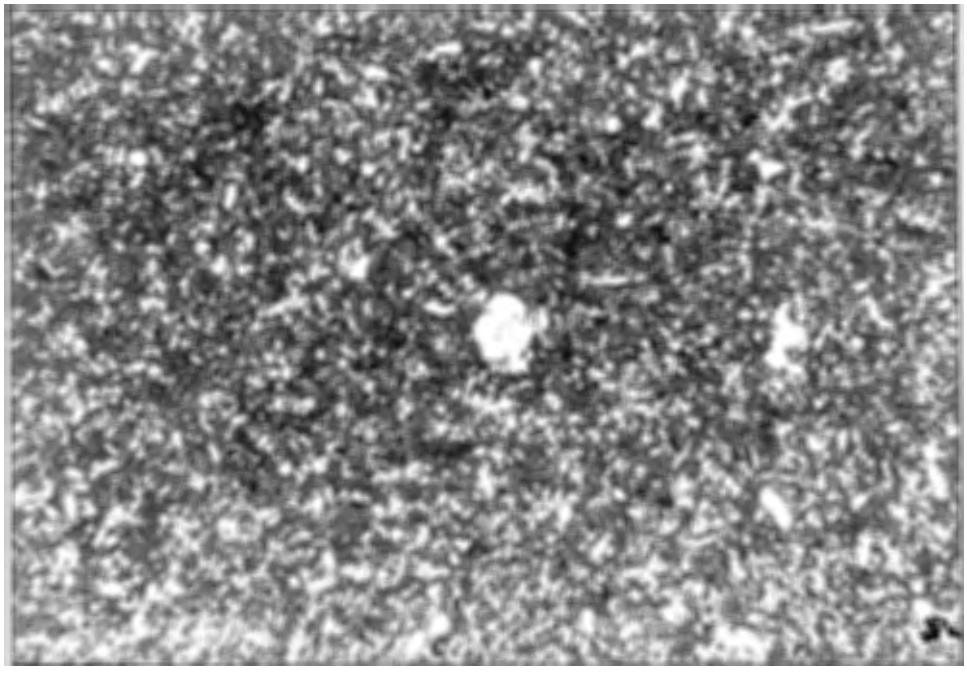
Estructuras estromatolíticas de origen algal. Laminaciones convexas hacia arriba (domos, indican un crecimiento vertical). Cabe destacar la asociación de este tipo de estructuras con fábricas reticuladas y rellenos geopetales. Calizas de Austingarbin. Macizo de Gorbea. Albiense inferior. Barra de escala, 5 mm.



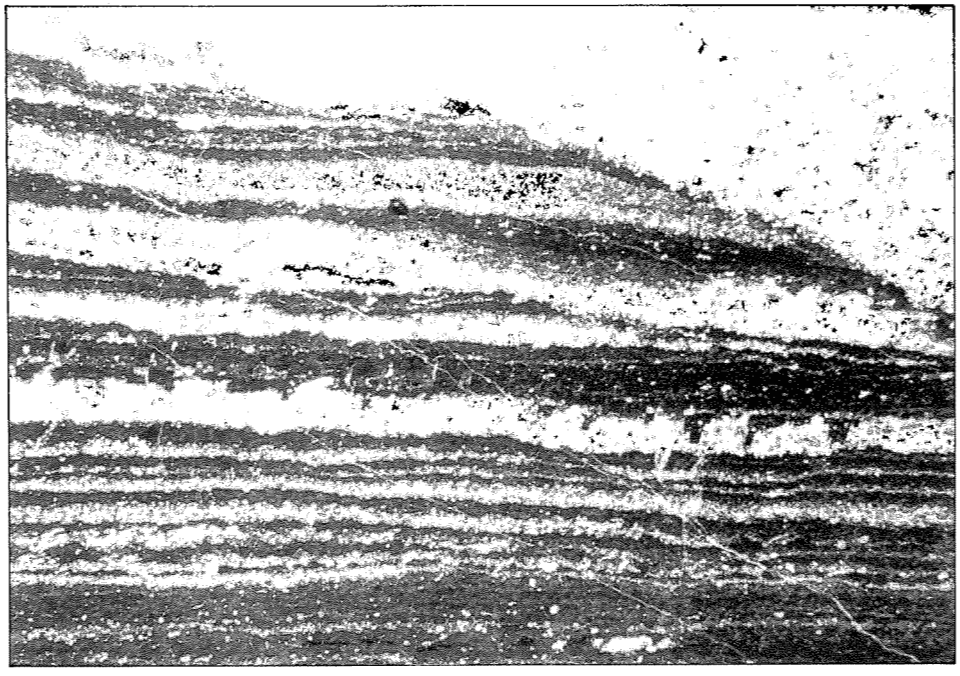
Wackestone de algas dasycladáceas, gasterópodos, miliólidos y otras partículas bioclásticas. Plataforma restringida (Aranguio). Unidad de Aramotz. Barra de escala, 1 mm.



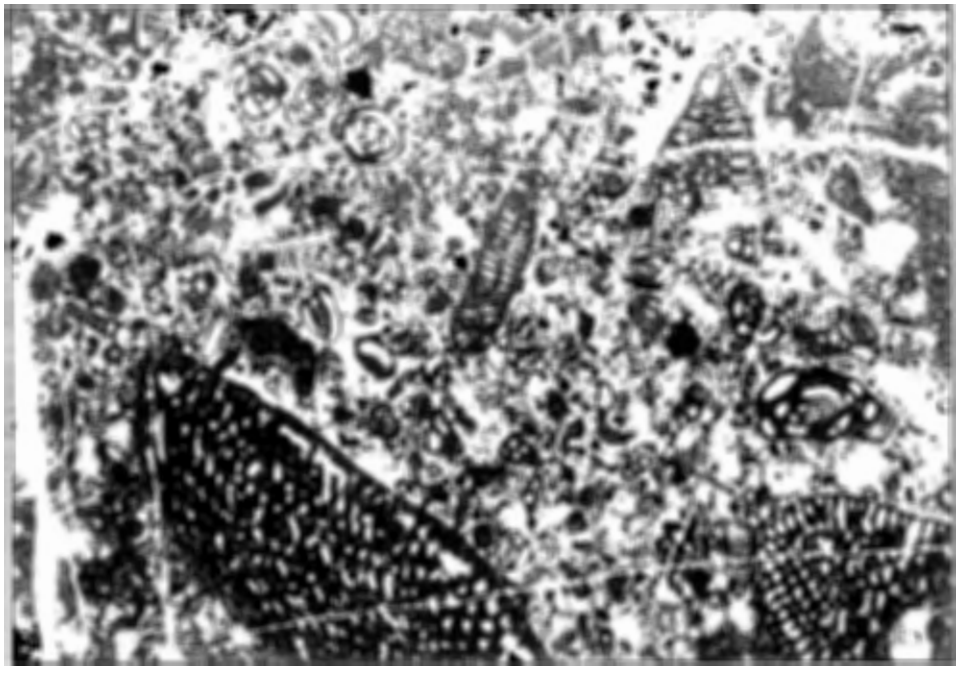
Grainstone de orbitolínidos y otros bioclastos. Calizas de Kolometa. Techo de la unidad de Orozco (macizo de Gorbea). Albiense medio. Barra de escala, 5 mm.



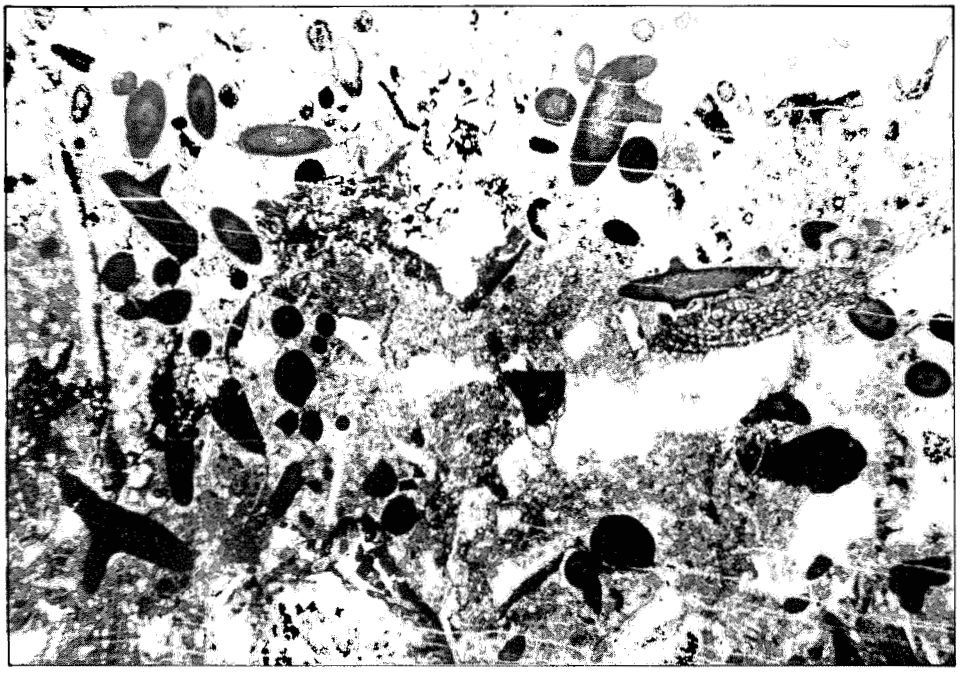
Wackestone de espículas de esponjas. Cuenca intraplataforma. Nótese la presencia en el centro de la fotografía de un foraminífero que sugiere un medio marino abierto. Calizas micrítico-margosas. Unidad de Urbia. Sierra de Zaraya. Barra de escala, 1 mm.



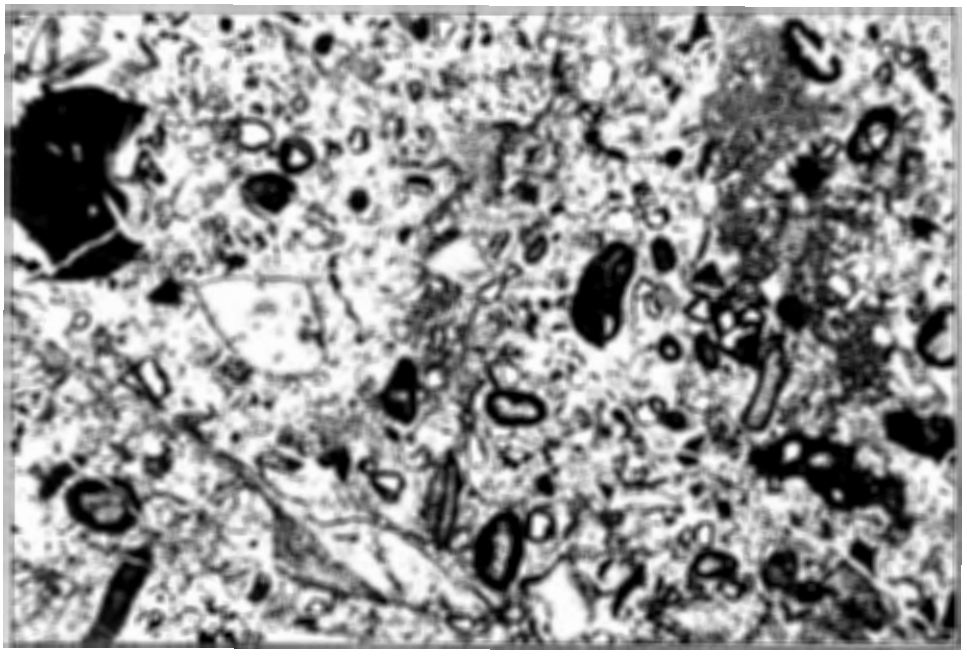
Laminaciones milimétricas alternantes claro-oscuras. Las láminas oscuras son predominantemente micríticas y las claras son esparíticas. Ocasionalmente la laminación llega a ser cruzada de bajo ángulo. En la parte superior, se observa una superficie de erosión sobre la que se dispone una fábrica grainstone. Se interpretan como el reflejo de las variaciones en el régimen de condiciones hidrodinámicas en un medio de plataforma carbonatada interna. Calizas de Itxina. Albiense inferior. Barra de escala, 1 mm.



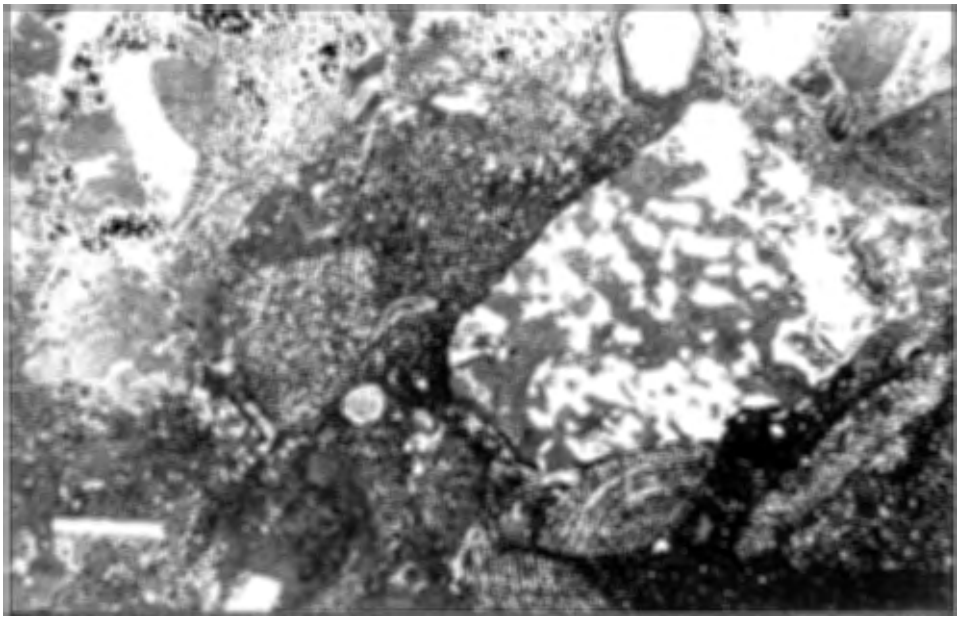
Grainstone bioclástico de orbitolínidos (**Simplorbitolina manasi** CIRY y RAT), miliólidos, **Glomospira** sp., y diversos microforaminíferos. Calizas de Aranguio. Unidad de Aramotz. Barra de escala, 5 mm.



Grainstone bioclástico de fragmentos de algas calcáreas rodoficeas articuladas. Calizas de Chupilatarra. Región del Duranguesado. Albiense medio. Barra de escala, 1 mm.



Packstone-grainstone bioclástico con partículas oolíticas. Son ooides superficiales: las envueltas recubren a granos diversos (detríticos y/o esqueletales) a modo de capas micríticas finas. Calizas de Austingarbin. Macizo de Gorbea. Albiense medio. Barra de escala, 1 mm.



Fábrica caliza brechoide de talud carbonatado. Nótense los clastos de naturaleza diferente que se hallan en contacto mutuo (ortobrecha). Matriz de caliza arcilloso-arenosa. Unidad de Araoz. Sierra de Aitzgorri. Albiense inferior. Barra de escala, 5 mm.



Turbidita calcárea; base erosiva y granoclasificación positiva. Margas de Etxegarate. Albiense inferior. Barra de escala, 5 mm.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ACHAUER, C.W. (1985).- *"Reef lagoon and off-reef facies, James atoll reef (Lower Cretaceous) Fairway field Texas"*. In: S.E.P.M. Core Workshop nº 4, *"Carbonate buildups"*, p. 411-428.

ADAN DE YARZA, R. (1884).- *"Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa"*. Memorias Comisión Mapa Geol. de España, 175 pp.

ADAN DE YARZA, R. (1892).- *"Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya"*. Mem. Comisión Mapa Geol. de España, 193 pp.

AGUAYO, C. J.E. (1978).- *"Sedimentary environments and diagenesis of a Cretaceous reef complex, eastern Mexico"*. An. Centro Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nacional Auton., México, 5, nº 1, p. 83-140.

AHR, W.M. (1973).- *"The carbonate ramp; an alternative to the shelf model"*. Trans. Gulf-Cost. Ass. geol. Socs., 23, p. 221-225.

AIGNER, T. (1985).- *"Storm depositional systems"*. In: Lecture Notes in Earth Sciences, nº 3. Friedman, G.M.; Neugebauer, H.J. y Seilacher, A. (Eds.), Springer-Verlag, 174 pp.

AISSAOUI, D.M. y PURSER, B.H. (1986).- *"La cimentation dans les récifs: principe de cimentation maximale"*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 303, Serie 4, p. 301-303.

ANTIGUEDAD, I.; CRUZ-SANJULIAN, J.; FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. y GARCIA-MONDEJAR, J. (1983).- *"Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima (Vizcaya)"*. Boletin Geológico y Minero. T. XCIV-VI, p. 489-495.

ARTHUR, M.A. Y SCHLANGER, S.O. (1979).- *"Cretaceous anoxic events as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields"*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 63, p. 870-885.

BALL, M.M. (1967).- *"Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas"*. Journal of Sedim. Petrol., v. 37, p. 556-591.

BARRON, E.J. (1983).- *"A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem"*. Earth. Sci. Reviews, 19, p. 305-338.

BATHURST, R.G.C. (1966).- "Boring algae, micrite envelopes, and lithification of molluscan biosparites". Geol. Journal, 5 (1), p. 15-32.

BATHURST, R.G.C. (1971).- *"Carbonate sediments and their diagenesis"*. Elsevier, 620 pp.

BATHURST, R.G.C. (1980).- *"Lithification of carbonate sediments"*. Sci. Prog. Oxf., 66, p. 451-471.

BATHURST, R.G.C. (1983).- *"Early diagenesis of carbonate sediments"*. In: Sediment Diagenesis, Parker, A. y Sellwood, B.W. (Eds.). D. Reidel Publishing Co., p. 349-377.

BEBOUT, D.G. y LOUCKS, R.G. (1974).- *"Stuart City trend Lower Cretaceous, South Texas: a carbonate shelf-margin model for hidrocarbon exploration"*. Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin; report of Investigations, 78, 80 pp.

BEBOUT, D.G.; BUDD, D.A. y SCHATZINGER, R.A. (1981).- *"Depositio- and diagenetic history of the Sligo and Hosston Formations (Lower Cretaceous) in South Texas"*. Bureau of Economic Geology. The University of Texas at Austin, Report of Investigations, 190, 70 pp.

BICE, D.M. y STEWART, K.G. (1985).- *"Ancient erosional grooves on exhumed bypass margins of carbonate platforms: examples from the Apennines"*. Geology, v. 13, p. 565-568.

BLATT, H.; MIDDLETON, G. y MURRAY, R. (1980).- *"Origin of sedimentary rocks"*. Ed. Prentice-hall, New Jersey, 782 pp.

BLENDINGER, W. (1986).- *"Isolated stationary carbonate platforms: the Middle Triassic (Ladinian) of the Marmolada area, Dolomites, Italy". Sedimentology, 33, p. 159-183.*

BOERSMA, J.R. (1967).- "Remarkable types of mega-cross-stratification in the fluviatile sequence of a subrecent distributary of the Rhine-Amerongen, the Netherlands". Geologie en Mijnbow, v. 48, p. 409-414.

BOERSMA, J.R. (1975).- *"Rock types and sedimentary structures"*. In: Ginsburg, R.N. (Ed.): Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil comterparts". Springer-Verlag, Berlin.

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A. y MALOD, J. (1979).- *"Subduction and tectonic of the continental margin of northern Spain"*. Marine Geology, 32, p. 53-70.

BOSELLINI, A. (1984).- *"Progradation geometries of carbonate platforms: examples form the Triassic of the Dolomites northern Italy"*. Sedimentology, 31, p. 1-24.

BOSENCE, D.W.J.; ROWLANDS, R.J. y QUINE, M.L. (1985).- *"Sedimentology and budget of a recent carbonate mound, Florida Keys"*. Sedimentology, 31, p. 317-343.

BOUMA, A.H. (1962).- *"Sedimentology of some flysch deposits"*. Amsterdam. Elservier Pub. Co., 168 pp.

BRINKMANN, R. y LOGTERS, H. (1968).- *"Diapirs in Western Pyrenees and Foreland Spain"*. In: Diapirism and diapirs, Braunstein, J. and O'Brien, G.D. Eds.). Bull. Am. Assoc. Petrol, Geol., p. 275-292.

BRUNEL, P. (1985).- *"Microbes versus corals as micritic mounds builders (Cenomanian from SE. France): a comparision"*. In 6th European Meeting of Sedimentology, poster. Abstracts, I.A.S., Lleida, 85, p. 523-526.

BUBB, J.N. y HATLELID, W.G. (1977). *"Seismic recognition of carbonate buildups"*. In: Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration (Payton, C.E. Ed.). The Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 26, p. 185-204.

CAMOIN, G. (1981).- *"Etude des figures sédimentaires des mud-mounds du Jurassique supérieur de la Romana (prov. d'Alicante, SE. de l'Espagne)*. Rapp. interne C.F.P., 21 pp.

CAMOIN, G. (1983).- *"Plates-formes carbonatées et recifs à Rudistes du Crétacé de Sicile"*. Travaux du Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologie. Univ. de Provence, Marseille, nº 13, 244 pp.

CARBONE, F.; PRATULLON, A. y SIRNA, G. (1971).- *"The Cenomanian shelf-edge facies of Rocca di Cave (Prenestini Mountains Latium)"*. Geol. Romana, v. 10, p. 131-198.

CHOUKRONE, P. y MATTAUER, M. (1978).- *"Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels"*. Bull. Soc. Géol. France, t. XX, 5, p. 686-700.

COATES, A.G. (1973).- *"Cretaceous Tethyan coral-rudist biogeography related to the evolution of the Atlantic Ocean"* In: Hughes, W.F. (Ed.) Organisms and continents through time. Spec. Paper Paleontology, 12, p. 169-174.

COLLETE, C. (1848).- *"Reconocimiento geológico del Señorío de Vizcaya, hecho de orden de su Diputación General, Bilbao"*. 159 pp.

COLLIGNON, M.; PASCAL, A.; PEYBERNES, B. y REY, J. (1979).- *"Faunes d'ammonites de l'Aptien de la région de Santander (Espagne)"*. Ann. Paleontologie (Invertebrés), vol. 65, 2, p. 139-156.

CONYBEARE, C.E.B. y CROOK, K.A. (1968).- *"Manual of sedimentary structures"*. Bureau of Min. Resourc. Geol. and Geophysics Bull, 102, 327 pp.

COOGAN, A.H. (1977).- *"Early and middle Cretaceous Hippuritacea (Rudists) of the Gulf Coast"*. In: Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: applications to subsurface exploration". Bebout, D.G. y Loucks, R.G. (Eds.). Bureau of Economic Geology. The University of Texas, Report of Investigations, 89, p. 32-70.

COOK, H.E.; McDANIEL, P.N.; MOUNTJOY, E.W. y PRAY, L.C. (1972).- *"Allochtonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada"*. Bull. of Canadian Petrol. Geol., v. 20, p. 439-497.

COOK, H.E. y ENOS, P. (1977).- *"Deep-water carbonate environments and introduction"*. In: Cook, H.E. y Enos, P. (Eds.): Deep water carbonate environments. Society of Econ. Paleont. and Mineral. Special Publ., 25, p. 1-4.

COOK, H.E. y MULLINS, H.T. (1983).- *"Basin Margin Environment"*. In: Carbonate depositional environments. Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (Eds.). Am. Ass. Petrol. Geol. Spec. Memoir, nº 33, p. 539-619.

COOPER, M.R. (1977).- *"Eustasy during the Cretaceous: its implications and importance"*. Paleog. Palaeoclim., Palaeocol., 22, p. 1-60.

COX, L.R. y STENZEL, H.B. (1971).- *"Families doubtfully related to oysters"*. In: Moore, R.C. (Ed.), Treatise on invertebrate paleontology; part N, Mollusca, 6, v. 3, p. 1197-1200.

CREVELLO, P.D. (1978).- *"Debris-flow deposits and turbidites in a modern carbonate basin, Exuma Sound, Bahamas"*. Coral Gables, Fla., Univ. Miami, M.S. Thesis, 133 pp.

CREVELLO, P.D. y SCHLAGER, W. (1980).- *"Carbonate debris sheets and turbidites. Exuma Sound, Bahamas"*. Journal of Sedim. Petrol., v. 50 p. 1121-1148.

CUMINGS, E.R. (1932).- *"Reefs or bioherms?"*. Bull. Soc. Geol. Amer. New York, 39, p. 579-620.

CURNELLE, R.; DUBOIS, P. y SEGUIN, J.C. (1982).- *The Mesozoic-Tertiary evolution of the Aquitaine basin"*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A305, p. 63-64.

DABRIO, C.J. (1984).- *"Sedimentación en costas siliciclásticas, deltas y mares someros"*. En *"Ciclo de Seminarios de Sedimentología"*. I.G.M.E., vol. 1, p. 131-193.

DAVIES, G.R. (1970).- *"Carbonate bank sedimentation eastern Shark Bay Western Australia"*. Am. Ass. Pétrol. Geol. Mem., 31, p. 85-168.

DAVIS, R.A..- *"Depositional systems a genetic approach to sedimentary geology"*. Ed. Prentice-Hall Internat., 669 pp.

DEREGNAUCOURT, T. (1981).- *"Contribution à l'étude géologique du Golfe de Gascogne"*. Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris VI. Lab. de Géodynamique sous-marine, Villefranche, s/mer. 207 pp.

DEWEY, J.F.; PITMAN, W.C.; RYAN, W.B.F. y BONNIN, J. (1973).- *"Plate tectonics and evolution of the alpine system"*. Bull. Geol. Soc. Am., 84, p. 3137-3180.

DONOVAN, D.T. y JONES, E.J.W. (1979).- *"Causes of world-wide changes in sea-level"*. Jl. Geol. Soc. Lond., v. 136, p. 187-192.

DUNHAM, J. (1962).- *"Classification of carbonate rocks. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1, p. 108-121.*

ELLIOT, G.F. (1962).- *"Problematical fossils"*. Paleontology, 6.

ELLIOT, T. (1974).- *"Interdistributary bay sequences and their genesis"*. Sedimentology, 21, p. 611-622.

ELLIOT, T.L. (1979).- *"Deposition and diagenesis of carbonate slope deposits, Lower Cretaceous, northeastern Mexico"*. PhD dissertation, Univ. of Texas at Austin, 330 pp.

EMBRY, A.F. y KLOVAN, J.E. (1971).- *"A late Devonian reef tract on north-eastern Banks island N.W.T."*. Bull. Canadian Petrol. Geol., v. 19, p. 730-781.

ENGESER, T.; REITNER, J.; SCHWENTKE, W. y WIEDMANN, J. (1984). *"Die kretazisch-alttertiäre Tektogenese des basko-kantabrischen Beckens (Nordspanien)"*. Z. dt. geol. Ges., 135, p. 243-268.

ENOS, P. (1974).- *"Reefs, platforms and basins of middle Cretaceous in northeast Mexico"*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 58, p. 800-809.

FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. (1982).- *"Estudio geológico del anticlinorio de Bilbao en el sector del Duranguesado"*. Tesis de Licenciatura. Bilbao, Inédito, 160 pp.

FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. y GARCIA-MONDEJAR, J. (1983).- *"Estudio geológico del Anticlinorio de Bilbao en el sector del Duranguesado"*. Kobie, nº XIII, p. 299-320.

FERNANDEZ-MENDIOLA; P.A. y GARCIA-MONDEJAR, J. (1983).- *"Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapírica (Duranguesado, Vizcaya)"*. In: Libro de Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, p. 5.22-5.26.

FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. y GARCIA-MONDEJAR, J. (1984).- *"Facies and palaeogeography of the Urgonian complex in the Duranguesado-Aitzgorri area, Northern Spain"*. Abstracts of the 5th European Regional Meeting of Sedimentology, Marseille, France, p. 172.

FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. y GARCIA-MONDEJAR, J. (1985).- *"Middle Cretaceous carbonate buildups in the Aitzgorri Massif (Basque Centabrian region northern Spain"*. In: Abstracts of the 6th European Regional Meeting of Sedimentology, Lleida, Spain, p. 160-163.

FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. y GARCIA-MONDEJAR, J. (1985/86).- *"Rasgos generales estratigráficos y evolución sedimentaria del urgoniano de Aitzgorri (Guipúzcoa, Región Vasco-Cantábrica Oriental)"*. Kobie, nº XV, p. 7-14.

FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. y GARCIA-MONDEJAR, J. (1986).– *"Dinámica sedimentaria del macizo urgoniano de Gorbea"*. En libro de Comunicaciones del XI Congreso Nacional de Sedimentología. Barcelona, 1986, p. 75.

FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. y GARCIA-MONDEJAR, J. (en prensa).– *"Rasgos generales estratigráficos y sedimentológicos del macizo urgoniano de Gorbea, región vasco-cantábrica central"*. Acta Geológica Hispánica.

FEUILLEE, P. (1967).– *"Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturies"*. Mém. Soc. Géol. Fr., N.S., XLVI, 108, 343 pp.

FISCHER, W.L. y McGOWEN, J.H. (1967).– *"Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas"*. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans. v. 17, p. 105-125.

FLUGEL, E. (1982).– *"Microfacies analysis of limestones"*. Springer-Verlag, 633 pp.

FOLK, R.L. (1959).– *"Practical petrographic classification of limestones"*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 43, p. 1-38.

FOLK, R.L. (1962).– *"Spectral subdivision of limestone types"*. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir nº 1, p. 62-84.

FOLK, R.L. (1965).– *"Some aspects of recrystalization in ancient limestones"*. In: Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. Pray, L.C. y Murray, R.C. (Eds.). Soc. Econ. Paleont. and Mineral. Spec. Publ., 13, p. 14-48.

FRAKES, L.A. (1979).- *"Climates thoroughout geologic time"*. Elsevier, Amsterdam.

FUCHS, J.W. (1981).– *"Microfacies analysis of the Edwards limestone (Lower Cretaceous) Central Texas". Thesis, Austin State University, 126 pp.*

GAETANI, M.; FOIS, E.; JADOUL, F. y NICORA, A. (1981).– "Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy)". Marine Geology, 44, p. 25-27.

GAILLARD, C. (1983).– *"Les biohermes à Spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura meridional"*. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon. 515 pp.

GARCIA-GARMILLA, F.; GARCIA-PASCUAL, I. y ORTEGA-BLANCO, R. (1984a).– *"Facies asociadas a las transgresiones aptienses en el flanco sur del Anticlinorio de Bilbao"*. In: Homenaje a Luis Sánchez de la Torre, Publicaciones de Geología, nº 20, Univ. Autónoma de Barcelona, p. 365-372.

GARCIA-GARMILLA, F. y CALZADA, S. (1984b).– *"Sobre algunos bivalvos del Aptiense inferior de la zona de Villaro (provincia de Vizcaya)"*. Kobie, nº XIV, p. 449-457.

GARCIA-HERNANDEZ, M. (1978).– *"El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las sierras de Cazorla y del Segura (zona Prebética)"*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 344 pp.

GARCIA-MONDEJAR; J. (1979).– *"El complejo urgoniano del SW de Santander"*. Tesis Doctoral, Universidad de Bilbao. Ann Arbor Michigan University Microfilms International, 673 pp.

GARCIA-MONDEJAR, J. (1982).– *"Aptiense-Albiense"*. In: El Cretácico de España. Universidad Complutense, Madrid, p. 63.84.

GARCIA-MONDEJAR, J. (1985).– *"Jurásico superior y el Cretácico inferior de las hojas 1:200.000, nº 5 (BERMEO) y nº 12 (BILBAO). Estudio sedimentológico"*. Memoria del proyecto, IGME-GGS, inédito.

GARCIA-MONDEJAR; J. y PUJALTE, V. (1981).– *"El Jurásico superior y el Cretácico inferior de la región vasco-cantábrica (parte occidental)"*. Libro guía Jornadas de Campo. Grupo Español del Mesozoico, 134 pp.

GARCIA-MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983).– *"Origen, karstificación y enterramiento de unos materiales carbonatados albienses (Punta del Castillo, Górliz, Vizcaya)"*. In: Libro de Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología". Menorca, 83, p. 3.9-3.12.

GARCIA-MONDEJAR, J. y ROBADOR, A. (1984).– *"Carbonate slope deposits in the Urgonian of Baquio (Vizcaya, northern Spain)"*. 5th European Regional Meeting of Sedimentology (Marseille, France), p. 187-189.

GARCIA-MONDEJAR, J.; HINES; F.M.; PUJALTE, V. y READING, H.G. (1985).– *"Sedimentation and tectonics in the Western basque-cantabrian area (northern, Spain) during Cretaceous and Tertiary times"*. In: IX Excursion of the 6th European Regional Meeting of Sedimentology. I.A.S., Lleida, 85, p. 307-392.

GARCIA-RODRIGO, B. y FERNANDEZ-ALVAREZ, J.M. (1973).– *"Estudio geológico de la provincia de Alava"*. Memoria del Instituto Geológico y Miner. de España. t. 83, 198 pp.

GRIMAUD, S.; BOILLOT, G.; COLLETTE, B.J.; MAUFFRET, A.; MILES, P.R. y ROBERTS, D.B. (1982).– *"Western extension of the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model". Marine Geology, v. 45, p. 63-77.*

GRUPO ESPELEOLOGICO VIZCAINO (1971).– "Observaciones preliminares sobre el macizo kárstico de Itxina". Kobie, nº 3, p. 9-56.

HALLAM, A. (1981).– "Facies interpretation and the stratigraphic record". W.H. Freeman and Company, Oxford, 291 pp.

HAMPTON, M.A. (1972).– *"The role of subaequous debris flow in generating turbidity currents". Journal of Sedim. Petrol., v.42, 4, p. 775-793.*

HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. y VAIL, P.R. (1987).– "Chronology of fluctuating sea levels since triassic". Science, 235, p. 1.156-1.167.

HARDING, T.P. (1985).– *"Seismic characteristic and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive flower inversion"*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 69, 4, p. 582-600.

HARLAND, W.B.; COX, A.V.; LLEWELLYN, P.G.; PICKTON, C.A.G.; SMITH, A.G. y WALTERS, R. (1982).– *A geologic time scale"*. Cambridge, Cambridge University Press, 128 pp.

HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; SPEARING, D.R. y WALKER, R.G. (1975).– *"Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratificacion sequences". Short Course Notes 2, Dallas. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*

HAYES, M.O. (1967).– "Hurricanes as geological agents, south Texas coast". Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 51, p. 937-941.

HEDBERG, H.D. (Ed.) (1980).- *"Guía estratigráfica internacional: guía para la clasificación, terminologia y procedimientos estratigráficos".* Ed. Reverté, 205 pp.

HISCOTT, R.N. y JAMES, N.P. (1985).- *"Carbonate debris flows, Cow Head Group, Western Newfoundland".* Journal of Sedim. Petrol., v. 55, 5, p. 735-745.

JACKA, A.D. y BRAND, J.P. (1977).- *"Biofacies and development of differential occlusion porosity in a lower Cretaceous (Edwards) reef".* Journal of Sedim. Petrol, 47, p. 366-381.

JAMES, N.P. et al. (1975).- *"Preferential subsea cementation of shallow reefs, Belize (British Honduras), Caribbean".* IX Congr. Int. Sedim. (Nice). Thème 7, p. 87-88.

JAMES, N.P. (1979a).- *"Introduction to carbonate facies models".* In: Facies models, Walker, R.G. (Ed.). Geoscience Canada Repr. Ser. 1, p. 105-109.

JAMES, N.P. (1979b).- *"Reefs".* In: Facies Modells (Walker, R.G. Ed.). Geoscience Canada, Repr. Ser. 1, p. 121-123.

JAMES, N.P. (1983).- *"Reef environment".* In: Carbonate depositional environments". Scholle, P.A.; Bebout, D.G. y Moore, C.H. (Eds.). Am. Ass. Petrol. Geol. Spec. Mém. 33, p. 345-440.

JAMES, N.P. y MOUNTJOY, E.W. (1983).- *"Shelf-slope break in fossil carbonate platforms: an overview".* In: The shelf break: critical interface on continental margins. Stanley, D.J. y Moore, G.T. (Eds.). Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 33, p. 189-206.

JANSA, L.F. (1981).- *"Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern north american margin".* Marine Geology, 44, p. 97-117.

JENKYNS, H.C. (1980).- *"Cretaceous anoxic events: from continents to oceans".* Jl. Geol. Soc. London, v. 137, p. 171-188.

JEREZ-MIR, L. et al. (1971).- *"Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa".* Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, t. 79, 130 pp.

JOHNS, R.D. (1978).- *"Mesozoic carbonate rudites, megabreccias and associated deposits from central Greece".* Sedimentology, v. 25, p. 561-573.

JOHNSON, H.D. (1978).- *"Shallow siliciclastic seas".* In: Reading, H.G. (Ed.): Sedimentary environments and facies". Blackwell Sci. Publ., p. 207-258.

JOHNSON, J.H. (1961).- *"Limestone-building algae and algal limestones".* Colorado School of Mines, 297 pp.

KAUFFMAN, E.G. y SOHL, N.F. (1974).- *"Structure and evolution of Antillean Cretaceous Rudist Frameworks".* Verh. Naturf. Ges. Basel. 84, p. 399-467.

KEMPER, E. (1973).- *"The Aptian and Albian stages innorthwest Germany".* In: The Boreal Lower Cretaceous, Casey, R. y Rawson, P.F. (Eds.), p. 345-360.

KENDALL, C.G.St.C. y SCHLAGER, W. (1981).- *"Carbonates and relative changes in sea level".* Marine Geology, 44, p. 181-212.

KENT, D.V. y GRADSTEIN, F.M. (1985).- *"A Cretaceous and Jurassic geochronology".* Bull. Soc. Geol. Amer., v. 96, p. 1419-1427.

KLEIN, G.Cl.V. (1967).- *"Comparison of ancient and recent tidal flats and estuarine sediments".* In Lauff, G.h. (Ed.): *"Estuaries".* American Assoc. Adv. Science, p. 207-218.

KOBLUK, D.R. y RISK, M.J. (1977).- *"Calcification ofexposed filaments of exposed filaments of endolithic algae, micrite envolope formation and sediment production".* Journal Sedim. Petrol., 47 (2), p.517-528.

KOPP, K.O. (1964).- *"Uber Facies und Tektonik der Kreide in Western der Pyrenäen".* Geol. Rdsch., 53, p. 821-847.

KORNPROBST, P. (1970).- *"Le noeud structural de Santa Agueda, contexte de l'étude géologique de la grotte Leze-txiki (Mondragon, Guipuzcoa, Espagne)".* Thèse 3éme cycle, Univ. Dijon, 130 pp.

LAND, L.S. (1983).- *"Dolomitization".* Am. Ass. Petrol. Geol. Education Course note series, 24, 20 pp.

LEE, C.W. (1983).- *"Bivalve mounds and reefs of the central High Atlas, Morocco".* Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 43, p. 153-168.

LE PICHON, X.; BONNIN, J.; FRANCHETEAU, J. y SIBUET, J.C. (1971).- *"Une hypothese d'evolution tectonique du Golfe de Gascogne".* In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, vol. 2, Debyser, J.; LePichon, X. y Montadert, L. (Eds.), Technip. Paris, p. VI. (11-1)-VI.(11-44).

LONGMAN, M.W. (1980).- *"Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments".* Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 64, nº 4, p. 461-487.

LONGMAN, M.W. (1981).- *"A process approach to recognizing facies of reef complexes".* In: European fossil reef models. Toomey, D.F. (Ed.). Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., nº 30, p. 9-40.

LOTZE, F. (1955).- *"Salzdiapirismus in nördlichen Spanien".* Z. deutsch. geol. Ges., 105 (4), p. 813-822.

LUCIA, F.J. (1972).- *"Recognition of evaporite carbonate shoreline sedimentation".* In: Recognition of ancient sedimentary environments, Rigby, J.K. y Hamblur, V.K. (Eds.). S.E.P.M. Spec Publ., 16 p. 160-191.

LUPERTO-SINNI, E. y MASSE, J.P. (1982).- *"Contributo della paleoecologia alla paleogeografia della parte meridionale della piattaforma apula nel Cretaceo inferiore".* Geologia Rom., 21, p. 859-877.

LLOYD, C.R. (1982).- *"The mid-Cretaceous earth: paleogeography; ocean circulation and temperature; atmospheric circulation".* Journal of Geology, 90, p. 393-413.

MACINTYRE, I.G. (1985).- *"Submarine cements the peloidal question".* In: Carbonate cements, Schneidermann, N. y Harris, P.M. (Eds.). Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., nº 36, p. 109-117.

MAGNIEZ, F. y RAT, P. (1972).- *"Les foraminifères des formations à spongiaires et Tritaxia dans l'Aptien-Albien Cantabrique (Espagne)".* Revista Española de Micropaleontología, nº extra, XXX aniv., p. 159-178.

MARCANTEL, E.L. (1969).- *"The Skelly Hobbs rudist reef complex".* In: Lower Cretaceous shallow shelf carbonates, West Central texas. Moore, C.H. (Ed.), Dallas Geological Society, p. 19-39.

MARJANAC, T. (1985).- *"Composition and origin of the megabed containing huge clasts: Flysch formation, middle Dalmatia, Yugoslavia".* 6th European Regional Meeting of Sedimentology (Lleida, Spain), p. 270-273.

MASSON, D.G. y MILES, P.R. (1984).- *"Mesozoic seafloor spreading, between Iberia, Europe and North America".* Marine Geology, 56, p. 279-287.

MAURIN, A.F.; BERNET-ROLLANDE, M.C.; MONTY, C.L.V. y NAZHAT, S. (1985).- *"The microbial nature of bacinellid textures: sedimentological bearings".* In 6th European Meeting of Sedimentology. Abstracts. I.A.S. Lleida, p. 285-287.

McILREATH, I.A. y JAMES, N.P. (1978).- *"Carbonate slopes. Facies Models 12".* Geoscience Canada, v. 6, 4, p. 189-199.

MEISSNER, F.F. (1972).- *"Cyclic sedimentation in middle Permian strata of the Permian basin, West Texas and New Mexico".* In: Cyclic sedimentation in the Permian basin, 2d. ed.: West Texas Geol. Soc., p. 203-232.

MIALL, A. (1984).- *"Principles of sedimentary basin analysis".* Springer-Verlag, 490 pp.

MIDDLETON, G.V. y HAMPTON, M.A. (1973).- *"Sediment gravity flows:* mechanics of flow and deposition". In: Lajoie, J. (Ed.), Flysch Sedimentology in North America. Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, 7, p. 253-272.

MIDDLETON, G.V. y HAMPTON, M.A. (1976).- *"Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows".* In: Marine sediment transport and environmental management, Stanley, D.J. y Swift, D.J.P. (Eds.) John Wiley and Sons, New York, p. 197-218.

MILLIMAN, J.D. (1974).- *"Marine carbonates, recent sedimentary carbonates".* Part 1, Springer-Verlag, 375 pp.

MONTADERT, L.; WINNOCK, E.; DELTIEL, J.R. y GRAU, G. (1974).- *"Continental margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay".* In: Burk

y Drake (Eds.). Geology of Continental margins, p. 323-342.

MOORE, R.D. (Ed.) (1977).- *"Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L: Mollusca y Cephalopoda. Ammonoidea"*. Ed. Geological Society of America, 490 pp.

MORNER, N.A. (1981).- *"Revolution in Cretaceous sea-level analysis"*. Geology, v. 9, p. 344-346.

MOULLADE, M.; PEYBERNES, B. y SAINT-MARC, P. (1978).- *"Validité d'Orbitolina subconcava* LEYMERIE, 1878". Geobios, 11(5), p. 745-753.

MOULLADE, M.; PEYBERNES, B.; REY, J. y SAINT MARC, P. (1985).- *"Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of early and mid-Cretaceous Mesogean Orbitolinids (Foraminiferida)"*. Journal of Foraminiferal Research, 15 (3), p. 149-158.

MOUNTJOY, E.W. y RIDING, R. (1981).- *"Foreslope stromatoporoid-renalcid bioherm with evidence of early cementation, Devonian Ancient Wall reef complex, Rocky Mountains"*. Sedimentology, 28, p. 299-319.

MOUSSAVI-HARAMI, R. y BRENNER, R.L. (1984).- *"Deltaic sedimentation on a carbonate shelf: Stanton formation (Upper Pennsylvanian), southeastern Kansas"*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 68, nº 2, p. 150-163.

MULLINS, H.T. (1986).- *"Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration"*. Sedimentary Geology, 48, p. 37-39.

MULLINS, H.T.; HEATH, K.; VAN BUREN, H.M. y NEWTON, C.R. (1984).- *"Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope. northern Little Bahama Bank"*. Sedimentology, 31, p. 141-168.

MULLINS, H.T.; GARDULSKI, A.F. y HINE, A.C. (1986).- *"Catastrophic collapse of west Florida carbonate platform margin"*. Geology, v. 14, p. 167-170.

MUTTI, E.; RICCI-LUCCHI, F.; SEGURET, M. y ZANZUCCHI, G.(1984).- *"Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits"*. Marine Geology, 55, p. 103-116.

NICOLAS; J. y BILDGEN, P. (1979).- *"Relations between the location of the karst bauxites in the northern hemisphere, the global tectonics and the climatic variations during geological time"*. Palaeog., Palaeocl., Palaeoecol., 28, p. 205-239.

ODIN, G.S.; CURRY, D.; GALE, N.H. y KENNEDY, W.J. (1982).- *"The Phanerozoic time scale in 1981"*. In: Odin, G.S. (Ed.). Numerical dating in stratigraphy. New York, John Wiley & Sons, Ltd., p. 957-960.

PASCAL, a. (1974).- *"Un facies type de l'Urgonien cantabrique (Espagne): les micrites à Rudistes"*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 379, serie D-37.

PASCAL, A. (1976).- *"Variations sequéntielles rapides de sédimentation sur la bordure des plates-formes urgoniennes dans le nord de l'Espagne"*. Bull. Soc. Geol. France, 7, t. XVIII, nº 4, p. 1005-1008.

PASCAL, A. (1980).- *"Importance du facteur tectonique dans la repartition et morphologie des dispositifs sédimentaires urgoniens basco-cantabriques (Espagne)"*. 8éme Réunion annuelle des Sciences de la Terre. Marseille, 1980.

PASCAL, A. (1983).- *"L'Urgonien: systèmes biosédimentaires et tectogenèse"*. In: Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. Mem. géol. Univ. Dijon, vol. 9, p. 17-72.

PASCAL, A. (1984).- *"Les systèmes biosedimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge nord-ibérique"*. Tesis Doctoral. In: Mémoires géologiques de l'Université de Dijon, 10, 561 pp. (1985).

PERKINS, B.F. (1974).- *"Paleoecology of a rudist reef complex in the Comanche Cretaceous Glen Rose Limestone of central Texas"*. Geoscience and Man, v. 8, p. 131-174.

PERTHUISOT, V. (1981).- *"Diapirism in northern Tunisia"*. Journal Struct. Geol., 3, p. 231-235.

PEYBERNES, B. (1976).- *"Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée"*. Thèse Doct. Sc. Nat., Toulouse, 459 pp.

PEYBERNES, S. (1982).- *"Evolution spatio-temporelle des plates-formes carbonatées et des bassins terrigènes dans le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles"*. Cretaceous Research, 3, p. 57-68.

PEYBERNES, B. y SOUQUET, P. (1975).- *"La chaîne des Pyrénées"*. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 111, p. 204-210.

PHILIP, J. (1970).- *"Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur Provençal et Rhodanien"*. These Univ. Aix-Marseille, 438 pp.

PICKERING, K.; STOW, D.; WATSON, M. y HISCOTT, R. (1986).- *"Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments"*. Earth Science Reviews, 23, p. 75-174.

POTTER, P.E. y PETTIJOHN, F.J. (1963).- *"Paleocurrent basin analysis"*. Springer-Verlag, 296 pp.

PRATT, B.R. (1982).- *"Stromatolitic framework of carbonate mudmounds"*. Journal Sedim. Petrol., v. 52, nº 4, p. 1203-1227.

PUJALTE, V. (1977).- *"El complejo Purbeck-Weald de Santander. Estratigrafía y Sedimentación"*. Tesis. Universidad de Bilbao, 202 pp.

PUJALTE, V. y MONGE, C. (1985).- *"A tide-dominated delta system in a rapidly subsiding basin: the middle Albian-lower Cenomanian Valmaseda Formation of the Basque-Cantabrian region, northern Spain"*. Abstracts of the 6th European Regional Meeting of Sedimentology (Lleida, Spain), p. 381-384.

PURSER, B.H. (1983).- *"Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents; application à l'interpretation des calcaires anciens"*. Ed. Technip. 389 pp.

RADOICIC, R. (1959).- *"Some problematic microfossils from the Dinarian Cretaceous"*. Bull. Serv. Geophys. Serbie, 17, p. 87-82.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- *"Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)"*. Mem. Inst. Geol. Min. de España, t. 78, 357 pp.

RAT, P. (1954).- *"Structure de la chaine Basco-Cantabrique entre le Massif du Gorbea et la Plaine de Durango (Espagne)"*. Comptes rendus les seances de l'Academie des Sciences, t. 238, p. 709-712.

RAT, P. (1959).- *"Les Pays crétacés basco-cantabriques"*. Publ. Univ. Dijon, XVIII, 525 pp.

RAT, P. (1980).- *"Les systèmes urgoniens et les paysages du Guipuzcoa (Pays Basque)"*. Munibe, XXXII, 3, 4, p. 179-193.

RAT, P. (1982).- *"Factores condicionantes en el Cretácico de España"*. Cuadernos de Geología Ibérica, vol. 8, p. 1059-1076.

RAT, P.; AMIOT; M.; FEUILLEE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A. y SALOMON, J. (1982).- *"Etapes et style de l'évolution de la marge cantabrique et de son arrière pays (Espagne) au Crétacé"*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 299, serie II, p. 247-250.

RAT, P.; AMIOT; M.; FEUILLEE, P.; MATHEY, B.; PASCAL, A.y SALOMON, J. (1983).- *"Vue d'ensemble sur le Crétacé basco-cantabrique et Nord-Ibérique. Une marge et son arrière pays, ses environnements sédimentaires"*. Mém. Geol. Univ. Dijon, vol. 9, 191 pp.

READ, J.F. (1982).- *"Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and évolution"*. Tectonophysics, 81, p. 195-212.

READ, J.F. (1985).- *"Carbonate platform facies models"*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 69, 1, p. 1-21.

READING, H.G. (1980).- *"Characteristics and recognition of strike-slip fault-systems"*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, 4, p. 7-26.

REIJERS, T.J.A. y HSU, K.J. (Eds.) (1986).- *"Manual of carbonate sedimentology: a lexicographical approach"*. Academic Press, 302 pp.

REITNER, J. (1982).- *"Die Entwicklung von Inselnplattformen und Diapir Atollen im Alb des Basko-Kantabrikums (Nordspanien)"*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165, p. 87-101.

REZAK, R. (1977).- *"West Flower Garden Bank, Gulf o Mexico"*. In: Reers and related carbonates, ecology and sedimentology. Frost, S.H.; Weiss, M.P. y Saunders, J.B. (Eds.). Am. Ass. Petrol. Geol. Studies in Geology, 4, p. 27-35.

RIOS, J.M. (1954).- *"Bosquejo geológico de parte del País Vasco Cántabro (De Laredo a Durango, Vitoria y La Barranca)"*. Pirineos, nº 31-32, 32 pp.

ROBADOR, A. y GARCIA DE CORTAZAR, A. (1986).- *"Depósitos vulcanosedimentarios en el Aptiense-Albiense de la cuenca vasco-cantábrica y su relación con fracturas de actuación sinsedimentaria*

(Complejo Urgoniano, Sierra de Aramotz, Vizcaya)". En: Libro de Comunicaciones del XI Congreso Español de Sedimentologia, Barcelona, p. 149.

ROSS, R.J. Jr.; JAANUSSON, V. y FRIEDMAN, I. (1975).- *"Lithology and origin of middle Ordovician calcareous mudmound at Meiklejohn Peak, southern Nevada".* Geological Survey professional paper 871, 48 pp.

ROTH, P.H. y KRUMBACH, K.R. (1986).- *"Middle Cretaceous calcareous nannofossil biogeography and preservation in the atlantic and indian oceans: implications for paleoceanography".* Marine Micropaleontology, 10, p. 235-266.

SAVIN, S. (1977).- *"The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years".* Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 5, p. 319-355.

SCHAFSMAN, S.D. (1985).- *"Lithofacies and stratigraphy of an Oligocene Coral Reef of the U.S. Gulf Coast Damon Mound, Texas".* In: S.E.P.M. Core Workshop 4, Carbonate buildups, p. 464-490.

SCHLAGER, W. (1986).- *"Submarine slope angles, drowning unconformities and sefl-erosion of limestone escarpments".* Geology, V. 14, 9, p. 762-766.

SHROEDER, R. (1963).- *"Grundlagen einer Orbitoliniden. Biostratigraphie des tieferen Urgons im pyrenäisch-kantabrischen Grenzgebiet (Nord-spanien)".* N. Jah. f. Geologie u. Paläontologie. Monatshefte, p. 320-326.

SCHROEDER, R. (1979).- *"Les orbitolines de l'Aptien: définitions, origige et evolution".* Geobios, Mém. spec. nº 3, p. 289-299.

SCHROEDER, R. y NEUMANN, M. (Eds.) (1985).- *"Les grands Foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne".* Géobios, Lyon, mém. spec. nº 7, 160 pp.

SCOTT, R.W.; LAALI, H. y FEE, D.W. (1975).- *"Density current data in Lower Cretaceous Washita Group, north-central Texas".* Journal of Sedim. Petrol., v. 45, p. 562-575.

SEIBOLD, E. BERGER, W.H. (1982).- *"The sea-floor: an introduction to marine geology".* Springer Verlag, 288 pp.

SEIGLIE, G.A. (1975).- *"Foraminifers and continental drift".* Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 58, 6, p. 1000-1007.

SELLEY, R.C. (1976).- *"Medios sedimentarios antiguos".* Ed. Blume, 251 pp.

SENI, S.J. y JACKSON, M.P.A. (1983).- *"Evolution of salt structures, East Texas Diapir Province, part 1: Sedimentary record of halokinesis".* Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 67, 8, p. 1219-1244.

SOLER, R.; LOPEZ-VILCHEZ, J. y RIAZA, C. (1981).- *"Petroleum geology of the Bay of Biscay".* Petroleum Geology of the continental shelf of NW Europe, p. 474-482.

SOUQUET, P.; BILOTTE, M.; CANEROT, J.; DEBROAS, E.J.; PEYBERNES, B. y REY, J. (1975).- *"Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées".* Comptes Rendus Hebd. des Séances de l'Académie des Sciences, Série D, vol. 281 (10), p. 609-612.

STOCKMAN, K.W.; GINSBURG, R.N. y SHINN, E.A. (1967).- *"The production of lime mud by algae in south Florida".* Journal Sedim. Petrol., v. 37, p. 633-648.

TSIEN, H.H. (1985).- *"Algal-bacterial origin of micrites in mud-mounds"* In: Paleoalgology, contemporary research and applications. Toomey, D.F. and Nitecki, M.H. (Eds.), p. 290-296.

TUCKER, M.E. (1985).- *"Shallow-marine carbonate facies and facies models".* In: Sedimentology: recent developments and applied aspects. Brenchley, P.J. y Williams, B.P.J. (Eds.). The Geological Society. Blackwell Sci. Publ. p. 147-169.

VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. y THOMPSON, III, s. (1977).- *"Global cycles of relative changes of sea level".* In: Seismic Stratigraphy. Am. Ass. Petrol. Geol. Special Memoir, 26, p. 83-98.

VAIL, P.R.; HARDENBOL, J. y TODD, R.G. (1984).- *"Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy".* In: Shlee, J.S. (Ed.): International unconformities and hydrocarbon accumulation. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 36, p. 129-144.

VAN HINTE, J.E. (1976).- *"A Cretaceous time scale".* Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 60, p. 498-516.

WIEDMANN, J.; REITNER, J., ENGESER, T. y SCHWENTKE, W. (1983). *"Plattentektonik, Fazies und Subsidenzgeschichte des baskokantabrischen kontinentalrändes während Kreide und Alttertiär".* Zitteliana, 10, p. 207-244.

WILSON, J.L. (1974).- *"Characteristics of carbonate-platform margins".* Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. v. 58 (5), p. 810-824.

WILSON, J.L. (1975).- *"Carbonate facies in Geologic History".* Springer Verlag, Berlin, 471 pp.

WRAY, J.L. (1977).- *"Calcareous algae".* Elsevier, Amsterdam, 185 pp.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya
Nº XVI, 1987

CONTRIBUCION A UN MEJOR CONOCIMIENTO DEL TRANSITO CRETACICO-TERCIARIO Y DEL PALEOCENO EN EL FLANCO NORTE DEL SINCLINORIO DE BIZKAIA MEDIANTE LOS FORAMINIFEROS PLANCTONICOS (***)

Xabier Agirre (*)
Xabier Orue-Etxebarria (*)
Andoni Arriola (**)

RESUMEN

A lo largo del flanco Norte del sinclinorio de Bizkaia, se han estudiado un total de 11 cortes perpendiculares a la estructura, centrando nuestra atención en los materiales correspondientes al tránsito Cretácico-Terciario y Paleoceno.

La base fundamental del trabajo ha consistido en realizar una datación de cada corte, mediante el análisis micropaleontológico (foraminiferos planctónicos) de 72 muestras puntuales, utilizando como referencia la biozonación establecida para esta zona por ORUE-ETXEBARRIA (1983,84). En base a estos resultados, ha sido también posible elaborar una síntesis tectónica general del flanco, así como la correlación de algunos datos sedimentológicos que desembocan en una tentativa de evolución paleogeográfica de la cuenca para este intervalo de tiempo.

SUMMARY

This work deals on the analysis of eleven stratigraphic sections along the north limb of Bizkaia Sinclinorium with special emphasis on Cretaceous-Tertiary boundary and Paleocene sediments.

The aim is to date the stratigraphic sections according to the representation of the planktonic foraminifera in 72 samples, using the biozonation proposed by ORUE-ETXEBARRIA (1983,84) for this area.

A synthesis about tectonics in this limb is also proposed. The correlation of sedimentological data leads to the paleogeographic reconstruction for the basin during this time.

LABURPENA

Bizkaiko Sinklinorioaren ipar aldean zehar, guztira egiturarekiko 11 korte perpendikular ikertuak izan dira. Kretaziko-Tertziario mugari eta Paleozenoari dagozkien materialetan ihardun dugularik.

Lanaren oinarria korte bakoitzaren datazioa egitea izan da, 72 lagin puntualetako analisi mikropaleontologikoen bidez (foraminifero planktonikoak), zona honetarako Orue-Etxebarriak (1983-84) ezarri zuen biozonazioa erabili delarik. Emaitza hauetan oinarrituta posible izan da alpearen sintesi tektoniko orokorra egitea ere. Halaber, datu sedimentologiko batzuren korrelazioaren bitartez, arro sedimentarioaren eboluzio paleogeografikoa egitea posible izan da, denboratarte honetarako.

(*) Departamento de Geología. Universidad del País Vasco. Euskal Herriko Unibertsitatea. Apdo. 644. 48080. Bilbo.
(**) INGEMISA, Bilbao.
(***) Los autores de esta nota agradecen al Ente Vasco de la Energía las facilidades dadas para utilizar los datos que este organismo posee sobre la tectónica regional del País Vasco.

INTRODUCCION

Desde que De Jorge (1936) presentara los primeros datos acerca del Terciario de Bizkaia, se puede decir, que estos materiales apenas han sido objeto de estudio hasta épocas muy recientes. Así, durante un espacio de tiempo considerable, únicamente se encuentran datos puntuales englobados en trabajos más amplios (RAT, 1959).

Ultimamente han aparecido algunos trabajos (APELLANIZ et al., 1983; ORUE-ETXEBARRIA et al., 1984 a, b), en los que se presentan bioestratigrafías de detalle del Paleoceno y Eoceno, o en otras ocasiones estudios de problemas concretos, como en el caso del Tránsito Cretácico-Terciario en la playa de Sopelana (LAMOLDA et al., 1983). En Gipuzkoa por el contrario, los materiales de esta edad han sido objeto de estudios más frecuentes, pudiéndose destacar entre otros, el trabajo de V. HILLEBRANDT (1965) realizado en la zona costera, entre Zumaia y Getaria.

Debido al conocimiento que poseíamos, acerca de la complejidad estructural de esta zona en algunos puntos (ELORZA et al., 1984), creíamos interesante realizar un estudio acerca de la continuidad del tránsito Cretácico-Terciario y del Paleoceno, a lo largo del flanco N. del sinclinorio de Bizkaia, ya que en el flanco S., la continuidad de los materiales que marcan el tránsito, está interrumpida por la tectónica sobreimpuesta (Fig. 1).

Para realizar este trabajo, se han estudiado 11 cortes perpendiculares a la estructura, a favor de las distintas carreteras o pistas que la atraviesan (Fig. 2), dado que en otros puntos la cubierta vegetal impide cualquier reconocimiento.

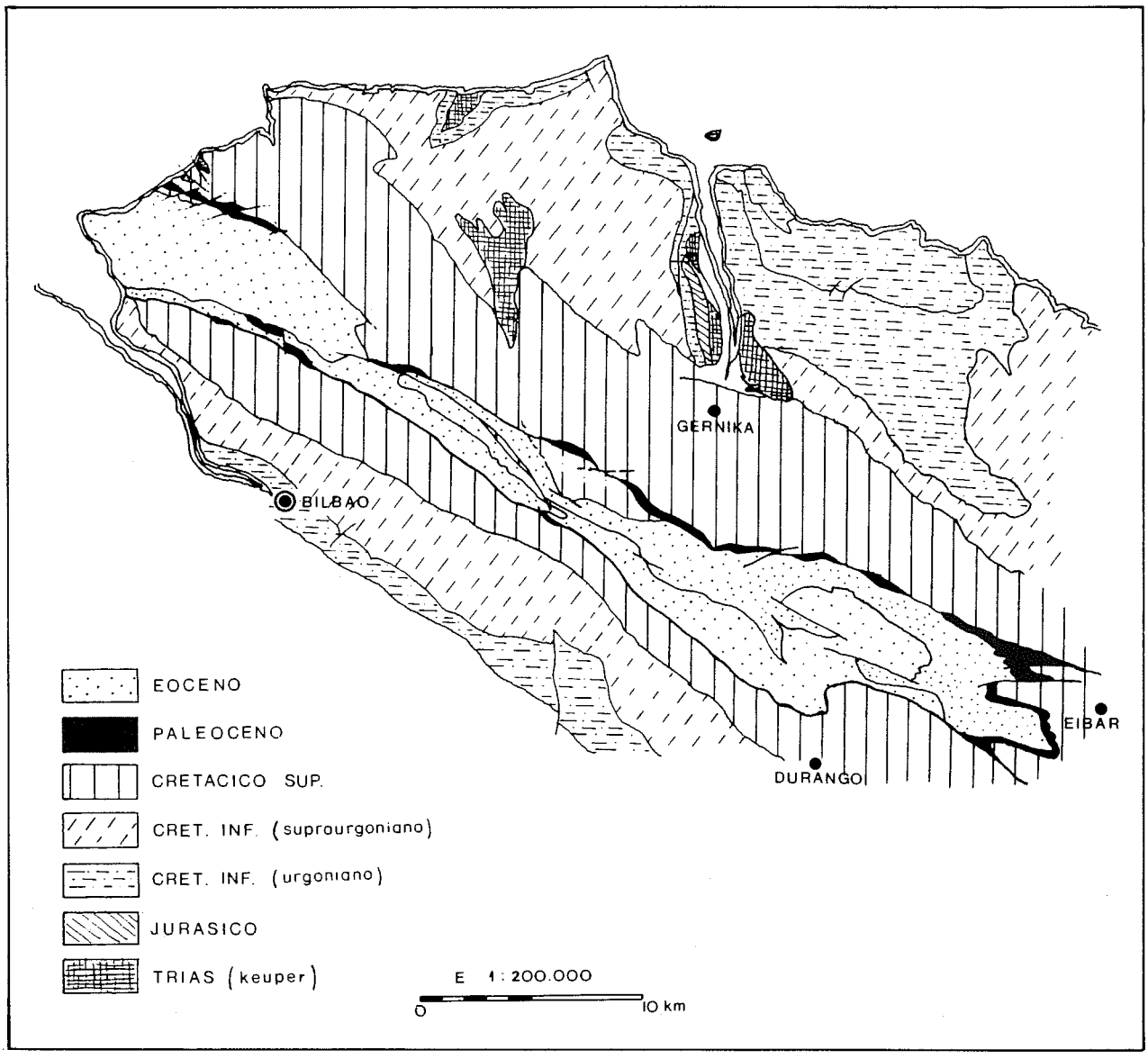


Figura 1. Esquema geológico general, incluyendo la zona estudiada (según LOTZE 1960, modificado).

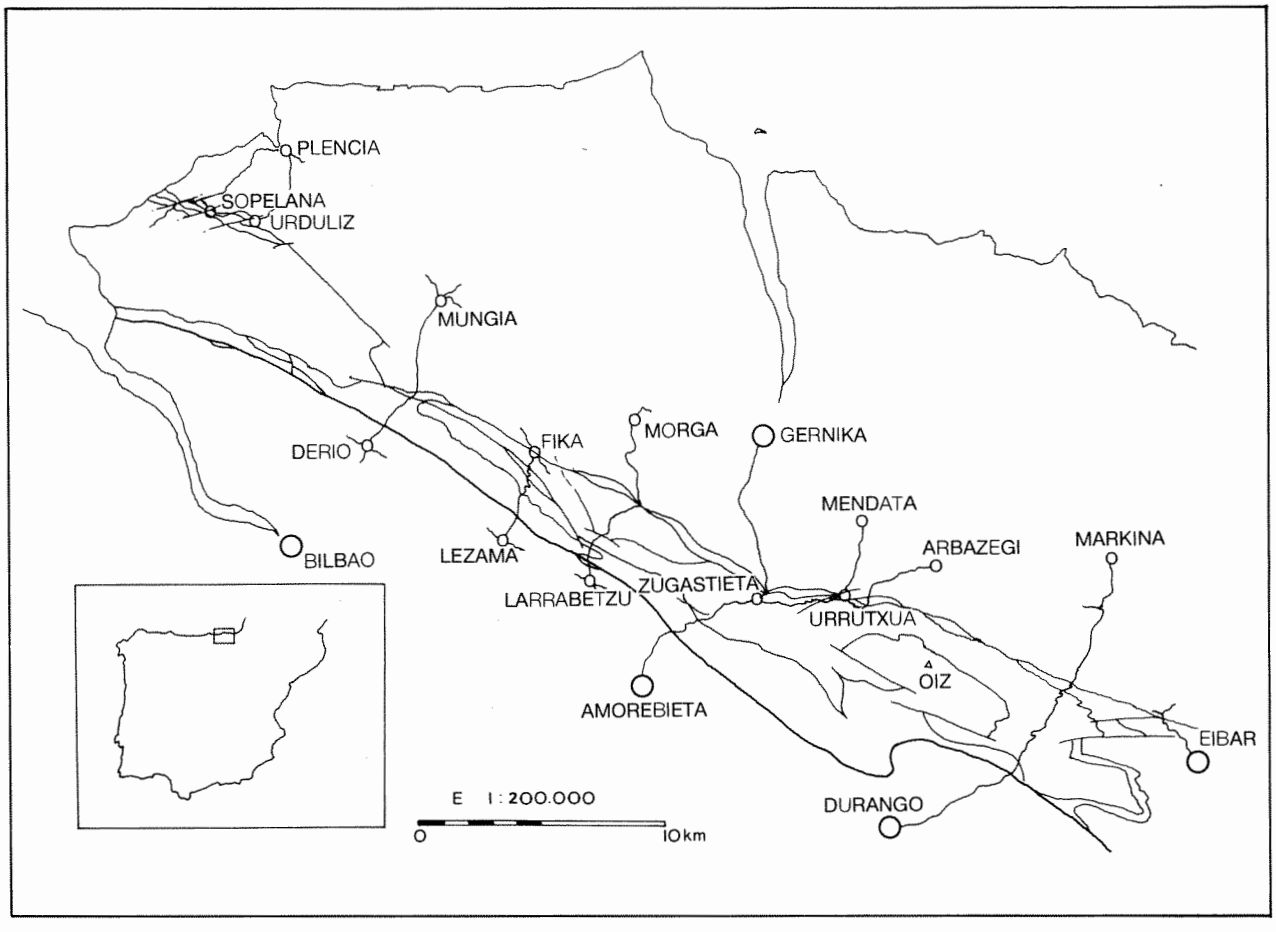


Figura 2. Localización geográfica general de los cortes estudiados.

CORTES ESTUDIADOS

CORTE DE SOPELANA I

SITUACION

Este corte, se encuentra en el extremo Norte del sinclinorio vizcaíno. La serie a que hacemos referencia aparece en la playa de Atxibiribil, también denominada de Sopelana. En concreto, el afloramiento del Paleoceno está situado tras el restaurante existente junto al acantilado de dicha playa (Fig. 3).

DESCRIPCION

De la totalidad de secciones que vamos a analizar, es en este corte de Sopelana I, donde el Paleoceno tiene una mejor exposición, por lo que se ha creído conveniente incluirlo en este estudio, a pesar de haber sido minuciosamente estudiado por ORUE-ETXEBARRIA (1983-84) en su tesis doctoral. La sección que nos interesa comprende una serie hemipelágica de profundidad, donde aparecen representados materiales que van desde el techo del Maastrichtiense y base del Paleoceno, hasta materiales del Paleoceno Superior.

La serie se compone de unas margas grises en la base, entre las que se incluye un nivel más lutítico, que supone la base del Paleoceno. El siguiente intervalo, es una alternancia uniforme de calizas micríticas y margas de tonos rojizos-rosáceos, de edad Paleoceno inferior y medio. Por último, sobre un tramo margoso rojo, aparece una alternancia de calizas, margas y margocalizas de tonos grises pertenecientes al Paleoceno superior.

En casi todas las muestras estudiadas, se aprecia un claro predominio de los foraminíferos planctónicos sobre la microfauna bentónica, en una proporción que varía entre un 60% y un 90% aproximadamente, excepto en la parte más baja de la serie donde las formas planctónicas son más escasas.

Tanto estos materiales como sus equivalentes en Zumaia, han sido interpretados como sedimentos de facies profundas por diferentes autores (KRUIT et al .,1977; MILLER, 1983; ORUE-ETXEBARRIA et al.,1985).

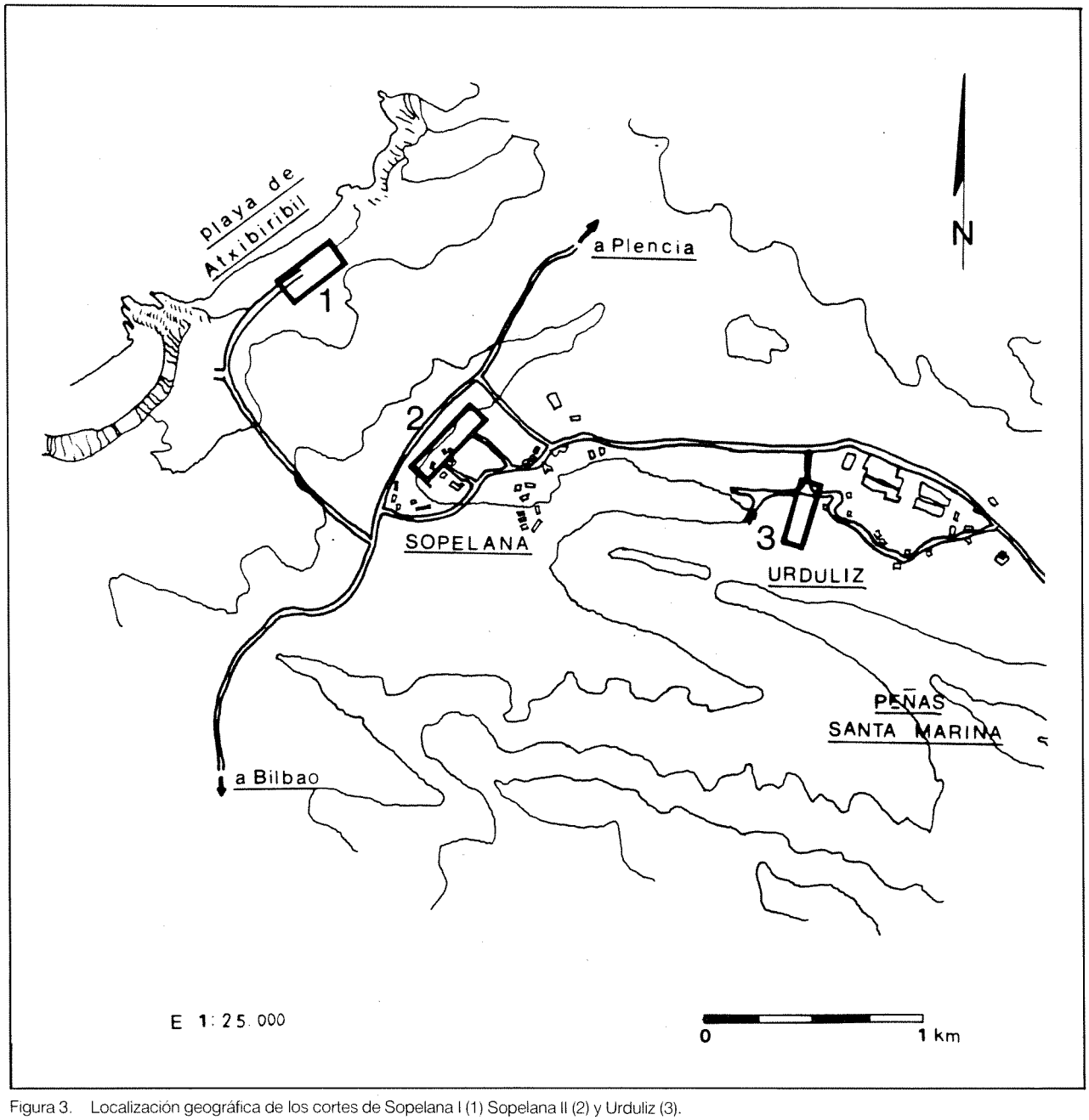


Figura 3. Localización geográfica de los cortes de Sopelana I (1) Sopelana II (2) y Urduliz (3).

CORTE DE SOPELANA II

SITUACION

Los materiales pertenecientes a este corte son visibles a lo largo de unos 250 mts., entre los kms. 20 y 21 de la comarcal C-6.320 que une Bilbao y Plencia (Fig. 3). Se encuentra separado tectónicamente en 2 tramos. Sobre el resalte que produce en el terreno, se asienta el pueblo de Sopelana.

DESCRIPCION Y DATACION

A escasa distancia del corte anterior, aparece esta sección que se halla intensamente fracturada, diferenciándose dos tramos con caracteres litológicos similares al corte costero, pero en posición anómala.

A techo de esta secuencia, que aparece invertida, se encuentran los materiales más antiguos, que son en este caso margas grises del Cretácico superior; se obtuvo una muestra (s-l) en la que se pudieron observar los foraminíferos planctónicos

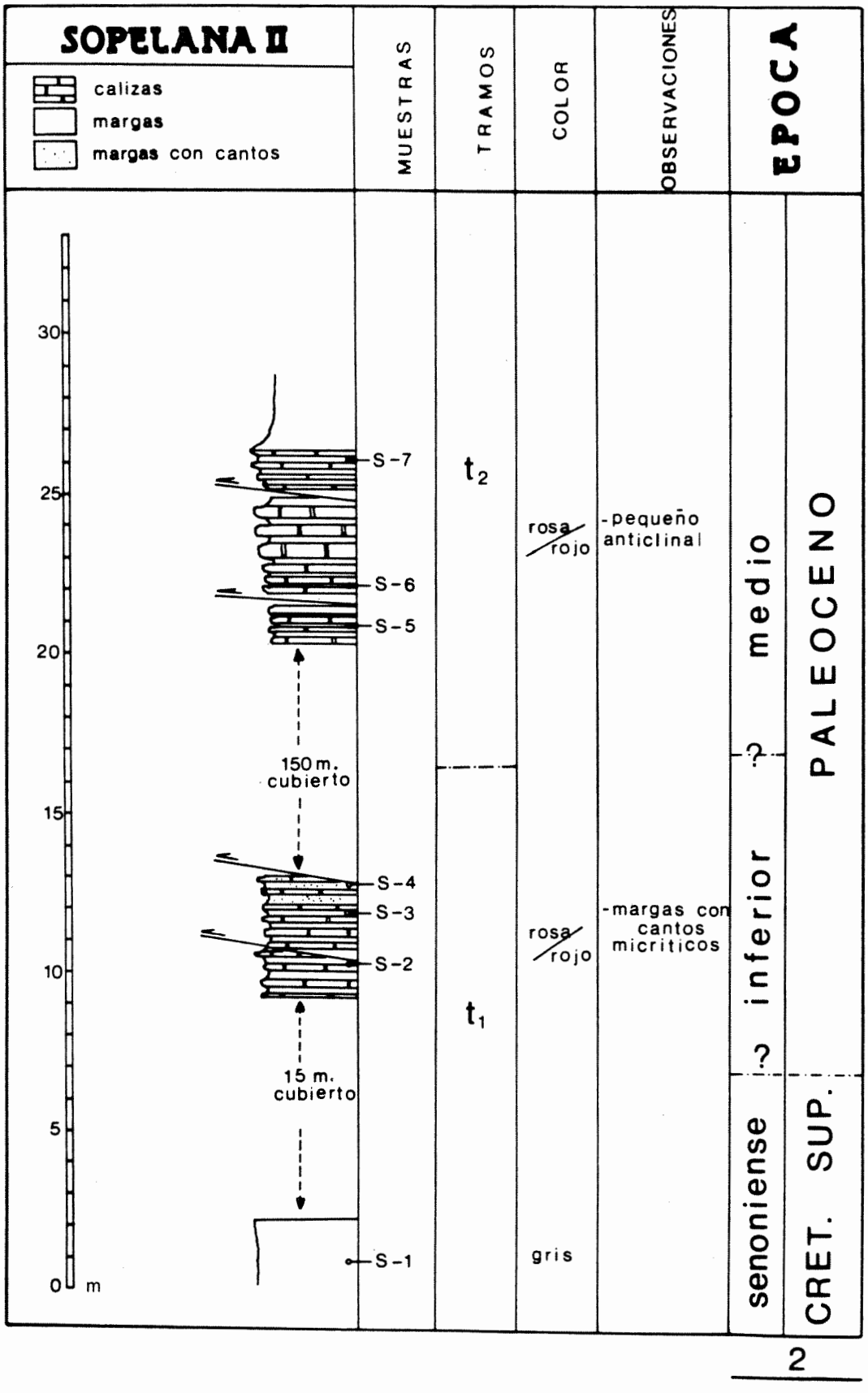


Figura 4.

Columna litológica de la sección de Sopelana II.

siguientes: **Globotruncana mariei, Globotruncanita stuartiformis, G. angulata, Globotruncanella petaloidea, Rosita contusa, Pseudotextularia** sp, **Racemiguembelina** sp y **Heterohelix** sp. Esta asociación corresponde al Maastrichtiense (Fig. 4).

Tras un intervalo cubierto de unos 15 mt., aparece un cuerpo de estratos que presenta una alternancia de calizas micríticas y margas rojas, donde se tomaron las muestras (s-2) y (s-3).En ambas se observaron asociaciones semejantes que contenían: **Eoglobigerina triloculinoides, E. varianta, E. inconstans, E. pseudobulloides, E. edita, Planorotalites compressa, Chiloguembelina** sp.

En la base de este cuerpo, aparece un nivel de margas con cantos calcáreos milimétricos. La muestra (s-4) obtenida en este nivel, presentaba igual asociación que las dos anteriores, incluyendo además **E. trinidadensis**. En esta última los ejemplares se hallaban peor conservados.

Las tres últimas asociaciones corresponden al Paleoceno inferior.

El siguiente tramo visible, se encuentra a unos 150 m. al NE del anterior y se compone de una alternancia de calizas y margas similar a la anteriormente descrita e igualmente fracturada e incluso plegada.

Las dos primeras muestras obtenidas (s-5) y (s-6) presentaban asociaciones afines apareciendo: **Eoglobigerina triloculinoides, E. varianta, E. linaperta, Planorotalites ehrenbergi, P. pusilla, P. laevigata, Morozovella angulata,M. conicotruncata, Chiloguenbelina** sp. En la muestra superior (s-7) se podía observar además de las ya mencionadas: **E. velascoensis, Mozorovella occlusa, Planorotalites chapmani**. Las tres asociaciones son representativas del Paleoceno medio en su parte alta.

SINTESIS

El fuerte grado de tectonización que afecta a este corte, lo convierte en una mediocre representación del Paleoceno, donde no aparece el tránsito Cretácico-Terciario, ni el Paleoceno superior. Sin embargo, es significativo resaltar la posición invertida de todo el corte, a escasa distancia del de la costa en posición estratigráfica normal.

Se hace patente también, la mayor riqueza y mejor conservación de las muestras del Paleoceno medio respecto a las del inferior, que aparecen comúnmente en muy mal estado (APELLANIZ et al.,1983).

Por último, constatamos la presencia de Maastrichtiense, parte de Paleoceno inferior y medio, mostrando además litologías comunes con el corte de Sopelana I.

CORTE DE URDULIZ

SITUACION

Este corte se encuentra en el límite occidental del municipio de Urduliz, frente al km. 23 de la carretera local (BI-1000), que enlaza las poblaciones de Urduliz y Sopelana (Fig. 3).

Se accede a él mediante una pequeña carretera de acceso a una fábrica, que atraviesa las vías del ferrocarril Bilbao-Plencia, bajo un pequeño túnel. La denominación toponímica del lugar es Larragoitiz o Tallerondo.

DESCRIPCION Y DATACION

El afloramiento aparece dividido en dos cuerpos bien diferenciados mediante una importante fractura, que provoca la superposición anómala de un tramo inferior, sobre otro estratigráficamente más moderno (Fig. 5).

La potencia de los materiales visibles es de unos 15 m. y su litología es similar a las de cortes anteriores, una sucesión alternante de calizas y margocalizas con margas, de tonos rosáceos y rojizos.

La secuencia inferior consta de calizas micríticas muy regulares (20-40 cms.) con contactos muy netos, alternando con margas rojas deleznables, en las que se recogieron dos muestras (UR-I) y (UR-2). Ambas presentan características similares, tanto en asociación microfaunística como en riqueza y buena conservación de los ejemplares, hecho que contrasta con la generalidad de los cortes. Los foraminíferos planctónicos que aparecen son: **Eoglobigerina linaperta, E. varianta, E. Triloculinoides, Morozovella conicotruncata, M. angulata, Planorotalites pusilla, P. laevigata y P. ehrenbergi.**En base a esta asociación podemos incluir este tramo en el Paleoceno medio.

A escasos metros por encima del cuerpo anterior, se puede observar un nuevo tramo de unos 4 m. de potencia, en el que puede diferenciarse una zona inferior, donde aparece una amalgama de margas, margocalizas y calizas desorganizadas con cantos calcáreos, inmiscuidos en una matriz margosa propio de un flujo en masa. La parte superior del tramo consiste en una alternancia de margocalizas y margas rojas con contactos netos. Se tomaron tres muestras (UR-3), (UR-4) y (UR-5) en diversos puntos de este tramo, apareciendo en todas ellas una asociación semejante, pudiéndose distinguir: **Eoglobigerina triloculinoides, E. edita, E. inconstans, E. varianta, E. pseudobulloides, planorotalites compressa** y **Chiloguenbelina** sp.

En vista de la microfauna presente, se puede incluir a estos dos últimos tramos dentro del Paleoceno inferior.

SINTESIS

Como ya apuntábamos anteriormente, encontramos en este pequeño corte de Urduliz un Paleoceno inferior en posición anómala, superpuesto a materiales del Paleoceno medio, lo que vuelve a incidir sobre el papel de la tectónica en esta zona.

Es bien patente en este corte, la diferencia existente entre Paleoceno inferior y medio en cuanto a riqueza y conservación de las formas, siendo las del Paleoceno inferior mucho más pobres y peor conservadas.

La tectónica a su vez, impide que el Paleoceno inferior se encuentre en contacto normal con el Cretácico superior y por lo tanto que aparezca el tránsito Cretácico-terciario.

CORTE DE ARTEBAKARRA

SITUACION

Este corte se halla ubicado en la carretera que une el alto de Artebakarra con el polígono residencial de Laukariz, y dista unos 1.500 mts. del desvío existente en dicho alto (Fig. 6). La columna se levantó a favor de la carretera que asciende a la falda del monte Berriaga.

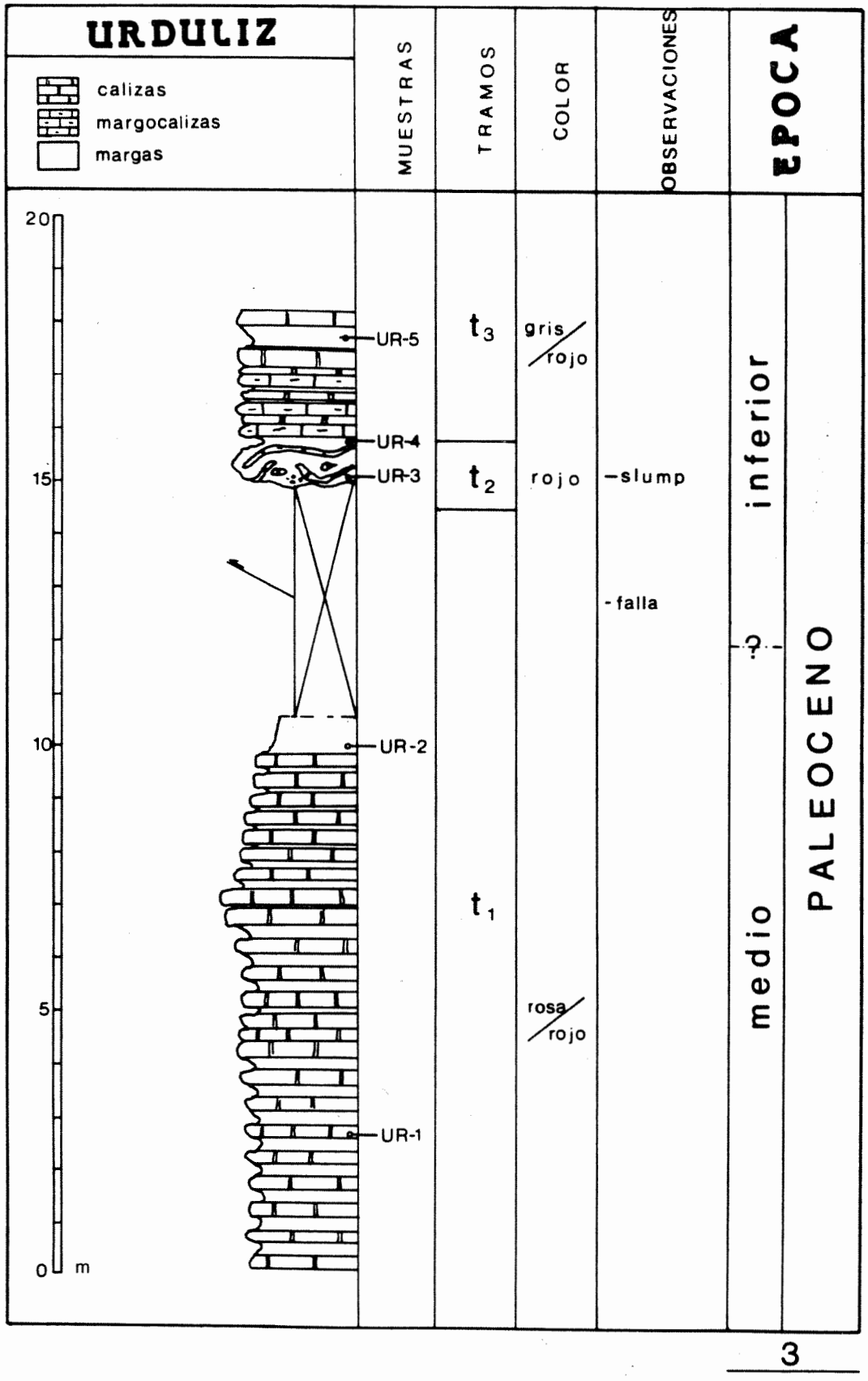


Figura 5.

Columna litológica de la sección de Urduliz.

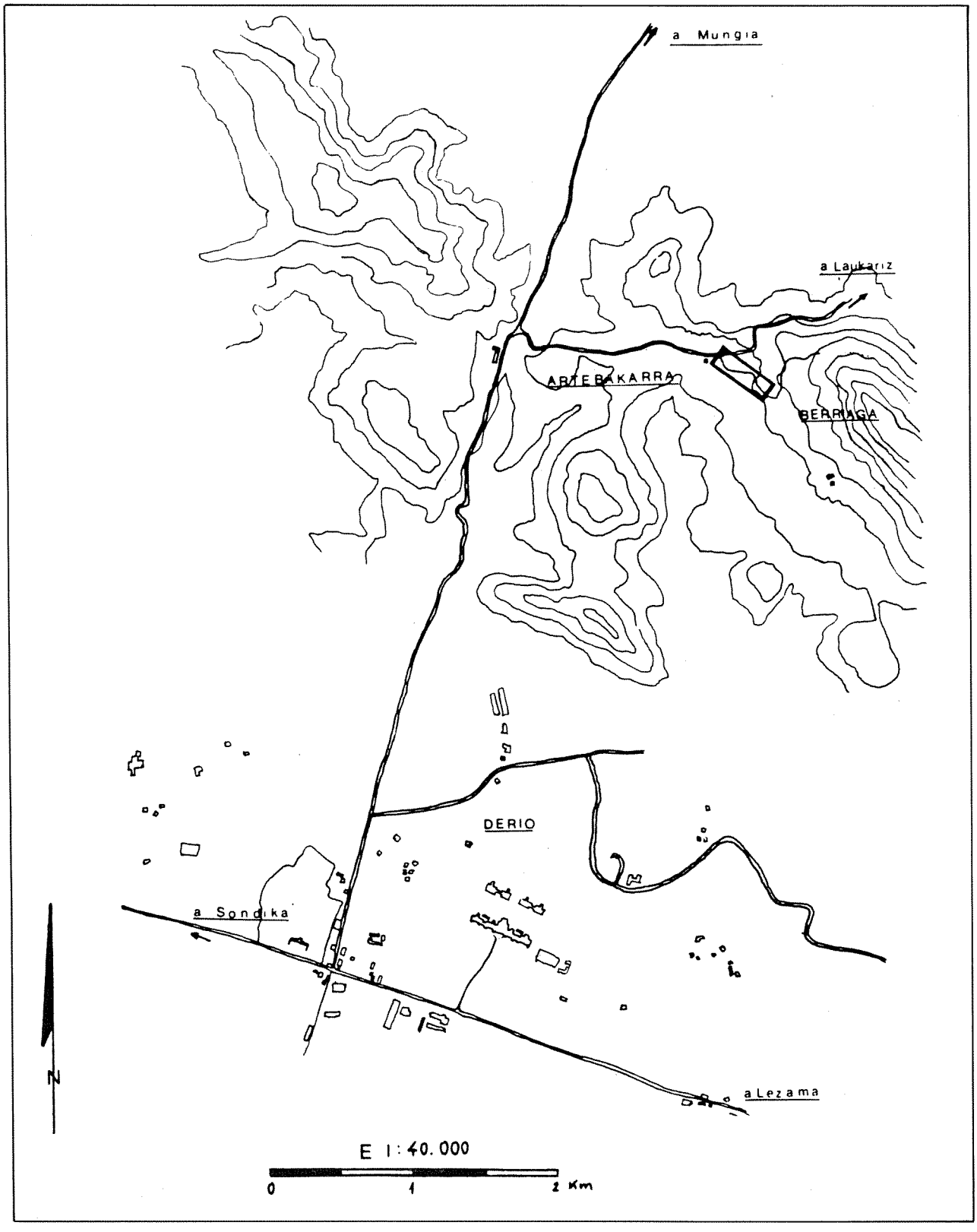


Figura 6. Localización geográfica del corte de Artebakarra.

DESCRIPCION Y DATACION

La sección estudiada tiene una potencia mínima medida de unos 20 mts. Se compone esencialmente de una alternancia de niveles calcáreos, margocalizas y margas, en paquetes de 10,20 ó 40 cms., pudiendo llegar hasta 1 m. de espesor.

En lo que podríamos considerar como tramo 1 (Fig. 7), la base de la alternancia tiene unas coloraciones rojizas, que van atenuándose progresivamente hacia arriba; en la base de este tramo se obtuvieron 2 muestras (A-1) y (A-2), en las que se han reconocido los siguientes foraminíferos planctónicos: **Globotruncanita stuarti, Globotruncanella** sp. y **Rosita contusa**. Una muestra superior (A-3) tenía además de estas especies, **Globotruncanella havanensis, G. petaloidea, Globotruncanita stuarti, G. angulata, Racemiguembelina** sp, perteneciendo todas ellas al Maastrichtiense.

A continuación aparece un paquete margoso rojizo de 1,5 m. de espesor y sobre él un alternancia de niveles calcáreos (que poseen cantos milimétricos redondeados de naturaleza micrítica), con margas rojas, todo ello bastante fracturado.

Se obtuvieron dos muestras, una en la base del paquete margoso y otra a techo. La más baja (A-4) contenía una asociación similar a las tres primeras, apareciendo además ejemplares de **Rugoglobigerina** sp.

La siguiente muestra (A-5), sin embargo, cambia bruscamente de microfauna habiéndose reconocido: **Eoglobigerina trinidadensis, E. inconstans, E. edita, E. triloculinoides, E. varianta** y **Planorotalites compressa**, asociación correspondiente al Paleoceno inferior. Esto indica que entre ambas muestras debe estar representado el tránsito Cretácico-Terciario.

Tras una zona cubierta, aparece un grueso nivel calcáreo (1,5 m.), al que le sigue una alternancia de margocalizas y margas grises que tornan a rojizas a techo de la serie (tramos 3 y 4). Esporádicamente aparecen lechos de calcarenitas, que en algún caso presentan gradación positiva. En el tramo 3 se obtuvieron dos muestras (A-6) y (A-7), con asociaciones semejantes que contenían: **Eoglobigerina triloculinoides, E. linaperta, Planorotalites ehrenbergi, P. pusilla, P. laevigata** y **Morozovella angulata**.

En el tramo 4 se recogieron tres muestras más; (A-8) tenía junto a las especies ya nombradas en las muestras 6 y 7, **Morozovella conicotruncata**, siendo la (A-9) la más rica de todas y además de las ya reseñadas se observaron **Eoglobigerina varianta, E. velascoensis** y **Morozovella simulatilis**.

La muestra (A-10) era similar aunque más pobre que las anteriores.

El análisis microfaunístico de estas cinco últimas muestras, indica una edad de Paleoceno medio para ambos tramos (3,4).

SINTESIS

A tenor de lo expuesto anteriormente y comparado con otras secciones del flanco, se puede considerar al de Artebakarra, como un corte bastante completo en lo que respecta al tránsito Cretácico-Terciario. Es de tener en cuenta, que aun siendo de interés especial la posible presencia en el tramo 2 del límite entre ambos periodos, se ha pensado tratar de forma particular esta sección en un estudio posterior, debido a la minuciosidad que requiere un análisis de este tipo.

Finalmente resaltar la presencia de materiales que van desde un Cretácico superior más alto (Maastrichtiense) hasta un Paleoceno medio en su parte más alta, así como la ausencia de Paleoceno superior.

CORTE DE GAZTELUMENDI

SITUACION

El corte estudiado se encuentra en la ladera Norte del monte Gaztelumendi, sito en el municipio de Gamiz-Fika. La columna se levantó a través de la carretera forestal que asciende desde el pueblo de Fica a dicho monte y lo comunica con la localidad de Lezama, en el valle contiguo.

El corte comienza a media ladera y continúa hacia arriba, en forma de pequeños afloramientos separados por zonas cubiertas, finalizando esta sección a escasa distancia de la divisoria de aguas (Fig. 8).

DESCRIPCION Y DATACION

Se trata básicamente de una serie margocalcárea poco resaltante, que aparece parcialmente cubierta de vegetación, lo que impide realizar un corte continuo, obligándonos a dividir la sección en tramos discontinuos (Fig. 9).

El primer tramo (t_1) consta de una alternancia de margas y margocalizas grises, con finos niveles areniscosos intercalados; la muestra (G-1) recogida en este intervalo presentaba: **Eoglobigerina linaperta, E. pseudoeocaena, Morozovella gracilis, Acarinina nitida, A. broedermanni, A. pseudotopilensis, A. soldadoensis** y **A. wilcoxensis,** correspondiendo esta asociación al Eoceno inferior bajo.

En el tramo siguiente (t_2) alternan unas margocalizas rosas de límites netos, con margas rojas, y la muestra obtenida (G-2) contenía los foraminíferos planctónicos siguientes: **Eoglobigerina linaperta, E. velascoensis, Morozovella subbotinae, M. aequa, M. occlusa, M. marginodendata, Acarinina nítida, A. pseudotopilensis, A. soldadoensis**. Esta microfauna es característica del Paleoceno superior en su parte más alta.

Los cuatro tramos siguientes (t_3, t_4, t_5 y t_6) pueden ser tratados conjuntamente, ya que los foraminíferos planctónicos observados en sus respectivas muestras, reflejan una misma edad para todas ellas.

Fundamentalmente, se trata de pequeños afloramientos puntuales de margocalizas y margas, predominando en ocasiones estas últimas. En los tramos t_3 y t_5 predominan los colores grises, siendo t_4 y t_6 de tonos rojizos. Significativamente en estos dos últimos tramos, se encuentran las faunas más ricas y mejor conservadas.

De este modo las muestras (G-3), (G-4) y (G-6) son las peor conservadas y más pobres. En la muestra (G-3) se pudo observar la asociación siguiente: **Globotruncana arca, G. linneiana, Globotruncanita stuartiformis, Rosita fornicata, Rosita** sp, **Rugoglobigerina** sp, **Archeoglobigerina** sp, **Globotruncanella** sp, **Pseudotextularia** sp, **Heterohelix** sp. En (G-4) además de las ya nombradas aparecía **Globotruncana falsostuarti**. La muestra (G-6), era similar a las anteriores pero peor conservada.

Las muestras (G-5) y(G-7) son por lo tanto las de mejor conservación y riqueza, apreciándose en ellas además de las formas antes mencionadas, las siguientes: **Globotruncana mariei, Globotruncanita stuarti, Rosita contusa, Globotruncanella havanensis, G. petaloidea, Racemiguembelina** sp.

Todos estas muestras son de edad Maastrichtiense.

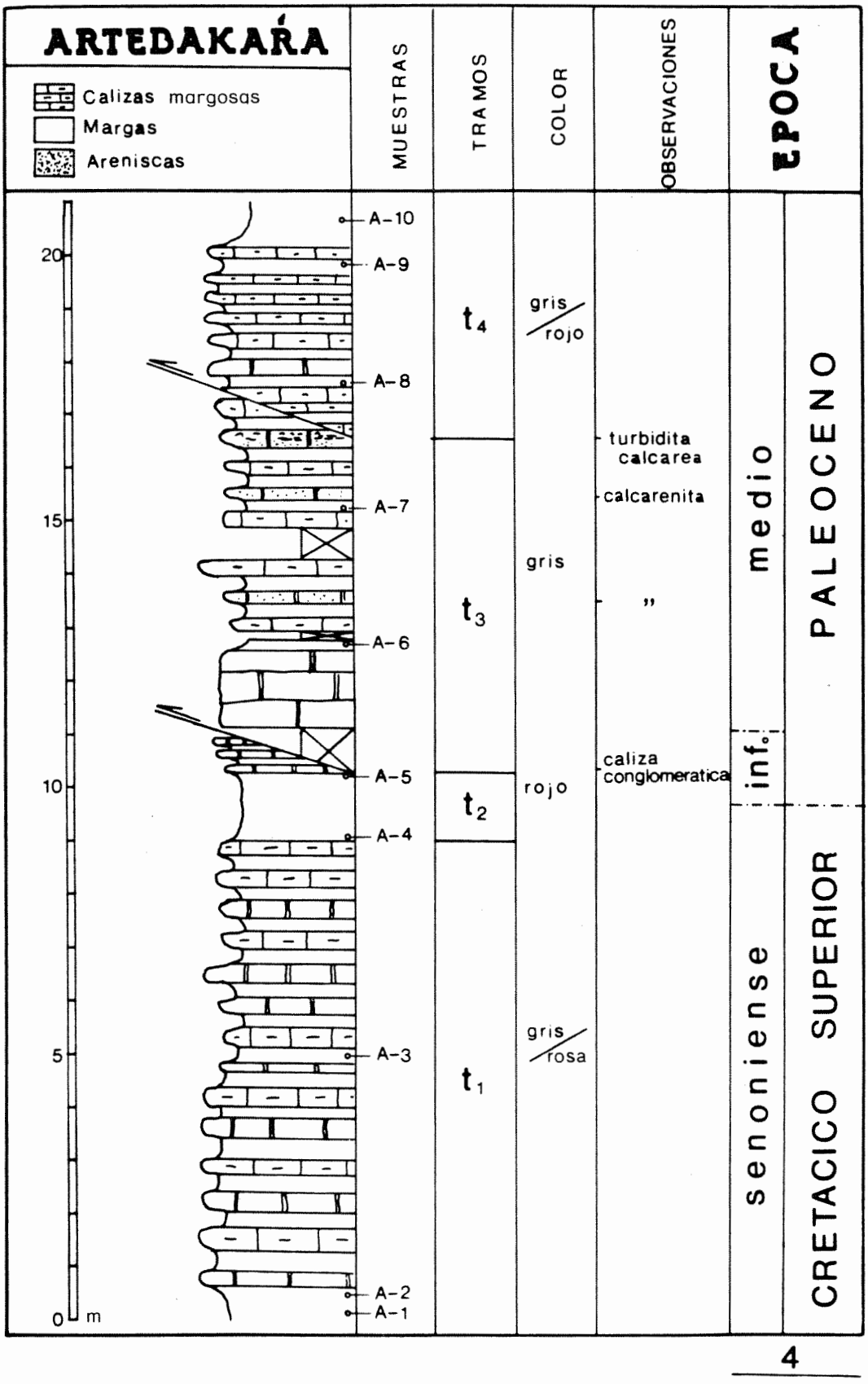


Figura 7.

Columna litológica de la sección de Artebakarra.

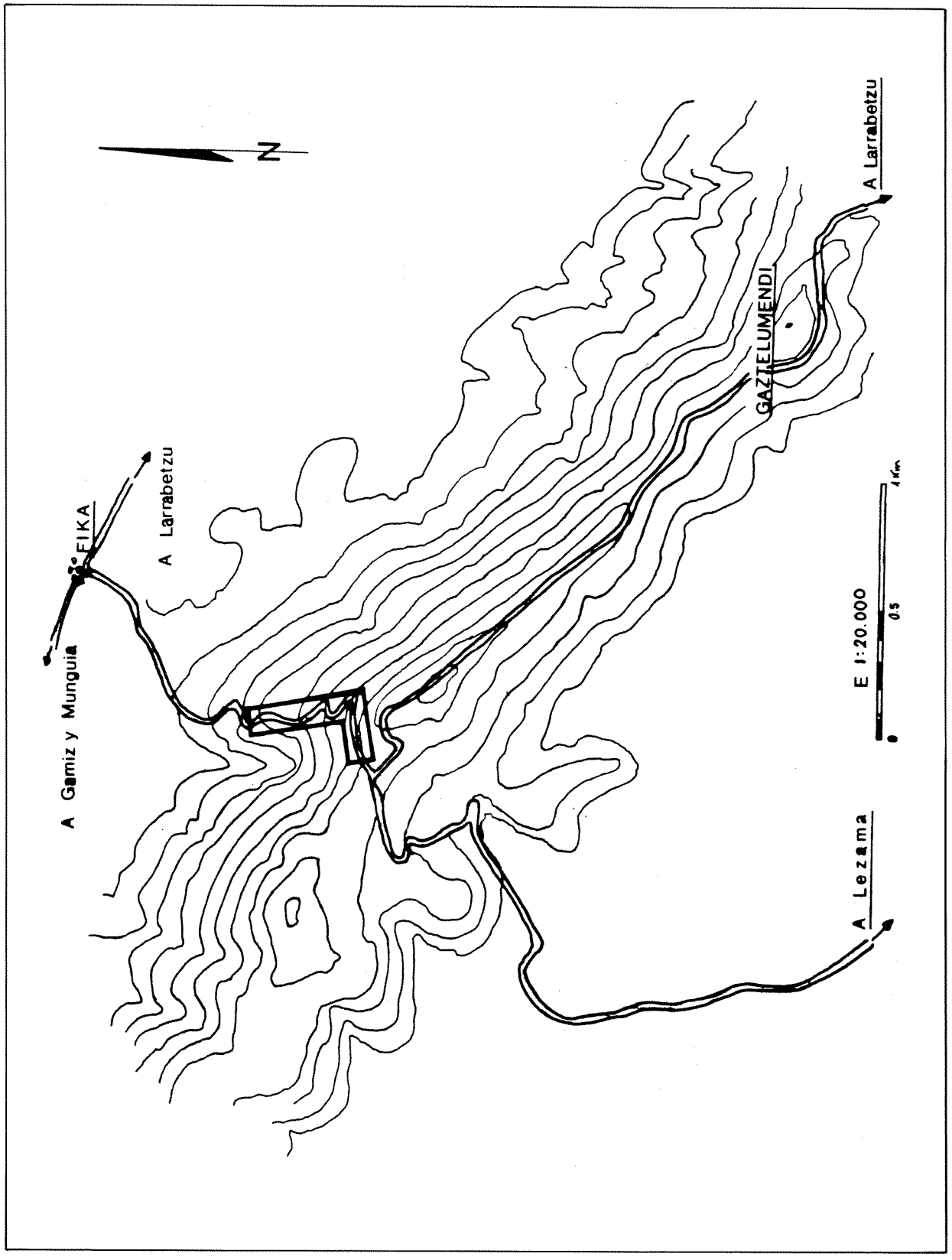


Figura 8. Localización geográfica del corte de Gaztelumendi.

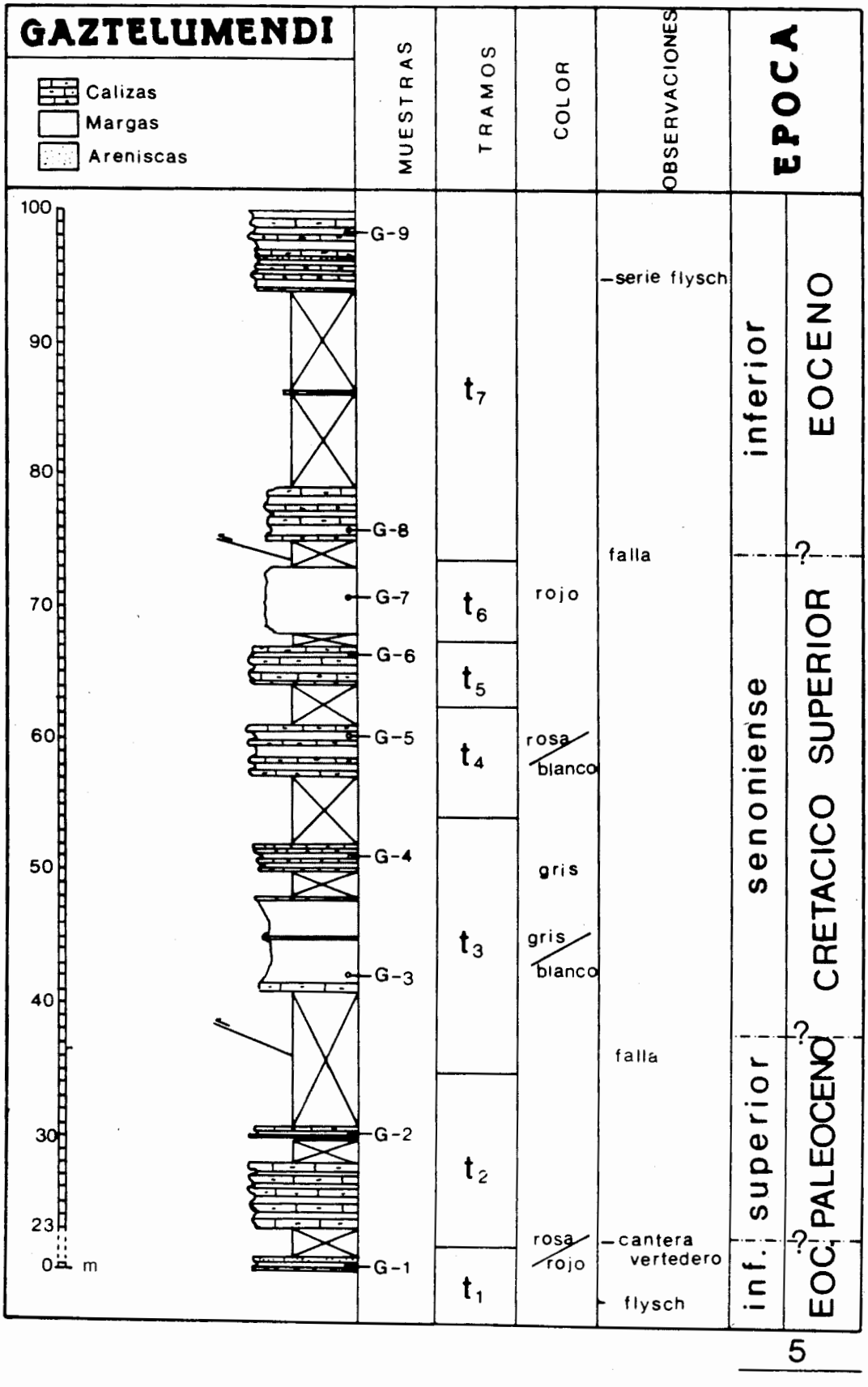


Figura 9.

Columna litológica de la sección de Gaztelumendi.

Finaliza esta sección con dos muestras, (G-8) y (G-9), recogidas en sendos afloramientos aislados, en los que aparecen margocalizas y margas con intercalaciones areniscosas, de aspecto flyschoide, similar al tramo 1.

La muestra (G-8) contiene: **Eoglobigerina linaperta, E. pseudoeocaena, E. velascoensis, Morozovella gracilis, M. marginodendata, M. subbotinae, Acarinina nítida, A. quetra, A. soldadoensis** y **A. wilcoxensis**. La muestra (G-9) es similar apareciendo además **A. broedermanni** y **A. pseudotopilensis**.

Estas dos últimas asociaciones pertenecen al Eoceno inferior.

SINTESIS

Este corte de Gaztelumendi, lejos de ser una sección representativa del Paleoceno, no deja de tener interés la datación realizada mediante foraminíferos planctónicos, ya que revela la existencia de dos tramos en posición estratigráficamente anómala, hecho éste imposible de detectar a simple vista, debido a la similitud litológica entre las series flysch del Cretácico superior y Eoceno. Esta sección es fiel reflejo, de la tectónica existente a lo largo del flanco Norte del sinclinorio.

El hecho de que las muestras recogidas en tramos rojizos, sean las mejor conservadas y de mayor riqueza entre las faunas del Maastrichtiense, invita a pensar en una menor lixiviación de estas zonas respecto a otras de colores más claros.

CORTE DE MORGA

SITUACION

El corte de Morga se puede apreciar, en los afloramientos que deja al descubierto la carretera que une los municipios de Larrabetzu y Andramari de Morga, concretamente en el alto de Aretzabalgane, situado en la vertiente NW del monte Bizkargi (Fig.10).

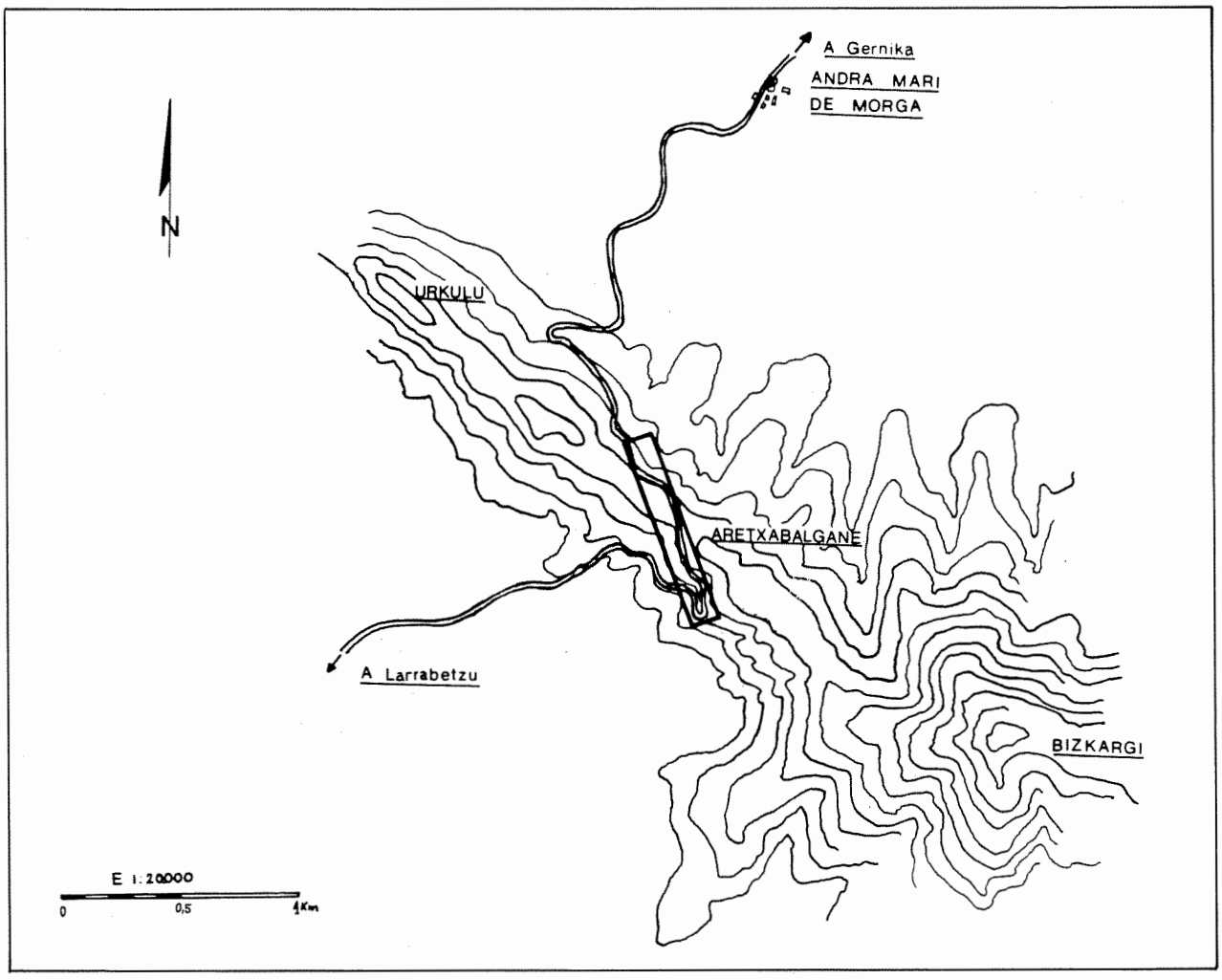


Figura 10. Localización geográfica del corte de Morga.

La sección estudiada comienza a unos 300 mts. del alto en su vertiente N, y finaliza a unos 200 mts. del mismo en la vertiente contraria.

DESCRIPCION Y DATACION

En esta sección no se observan litologías que han sido comunes en otros cortes para el Cretácico final y Paleoceno, aunque la posición estratigráfica de la serie coincida con esa edad.

La división de la serie en cuatro tramos tiene un carácter meramente descriptivo. Se han analizado 150 mts. de materiales visibles.

El primer tramo engloba una serie flysch muy margosa, organizada en finos niveles de areniscas y margas oscuras, predominando estas últimas (Fig. 11).

La muestra (M-1) recogida en este tramo, presenta una microfauna muy pobre con pésima conservación de los ejemplares, a pesar de lo cual se han identificado: **Globotruncana** sp, **Globotruncanita stuartiformis, Rosita fornicata**, **Heterohelix** sp, correspondiendo esta asociación al Campaniense/Maastrichtiense.

Tras una zona cubierta de unos 50 mts., ocupada por el alto de Aretxabalgane, prosigue una serie monótona de tipo flysch, con predominio de las margocalizas sobre las margas (t_2). La microfauna correspondiente a la muestra (M-2) de este tramo es la siguiente: **Eoglobigerina linaperta, Morozovella gracilis, Morozovella subbotinae, M. marginodendata, M. lensiformis, Acarinina nítida, A. pseudotopilensis, A. broedermanni, A. mckannai, A. soldadoensis**; asociación que corresponde a la base del Eoceno inferior.

Posteriormente aparece un tramo de material más fino, margas y lutitas, con intercalaciones de finos niveles areniscosos (t_3). A continuación un tramo mixto compuesto por alternancia de arcillas y areniscas, que pasa progresivamente a un tramo más calcáreo de margocalizas y margas, para finalmente constituir una serie flysch, con la intercalación de niveles areniscosos (t_4).

Las muestras (M-3) y (M-4) correspondientes a estos dos últimos tramos, presentan una microfauna similar pudiéndose distinguir: **Eoglobigerina linaperta, E. pseudoeocaena, Morozovella lensiformis, M. gracilis, Acarinina wilcoxensis, A. pseudotopilensis** y **A. broedermanni**; además de éstas que son comunes a ambas, en (M-3) aparecen **Planorotalites pseudoscítula** y **Acarinina soldadoensis,** y en (M-4) **Morozovella subbotinae, Acarinina nítida** y **A. angulosa**.

Estas dos últimas muestras corresponden al Eoceno inferior bajo.

SINTESIS

Tal y como se deduce de las asociaciones de foraminíferos planctónicos estudiados en este corte, vemos que no aflora en ninguno de los tramos visibles, la parte final del Cretácico superior, el tránsito al Terciario, ni al Paleoceno.

Según la muestra (M-2) que corresponde a la base del Eoceno, el tramo cubierto situado en el alto de Aretxabalgane, podría corresponder estratigráficamente al Paleoceno, pero éste no aparece, quizás debido a causas tectónicas. No obstante, conviene apuntar el hecho de que esta misma zona cubierta supone la prolongación lateral de un gran cuerpo areniscoso conglomerático, que desde el monte Arburu (contiguo al Bizkargi), hasta Ajurias (E. de Zugastieta), forma una alineación de crestones resaltantes. Este mismo cuerpo es visible en el corte de Zugastieta.

CORTE DE ZUGASTIETA

SITUACION

El corte de Zugastieta, se ha estudiado en los afloramientos existentes a ambos lados de la carretera que va desde Amorebieta a Gernika, a escasa distancia del pueblo de Zugastieta (Fig. 12). Un tramo de la sección es únicamente accesible a través del cauce del río Oca, que discurre junto a la citada carretera.

DESCRIPCION Y DATACION

La litología presente en esta sección difiere, como en Morga, del resto de las columnas. En esta serie es apreciable una mayor proporción de areniscas presentes en casi todos los tramos del corte. No obstante, a pesar de no mantener una relación litológica clara con los cortes más representativos del tránsito Cretácico-Terciario, sus posiciones estratigráficas son o parecen ser coincidentes, por lo que creemos oportuno incluirlo.

Se ha realizado un muestreo en seis puntos a lo largo de una columna de unos 350 m. de potencia visible (Fig. 13).

Los dos primeros tramos engloban una serie flysch, con predominio de las margas arcillosas grises sobre margocalizas y finos niveles areniscosos, organizados por lo general en secuencias estratocrecientes. El tramo siguiente se estudió en el cauce del río, predominando en este caso las margocalizas.

En cada tramo, se recogieron sendas muestras (Z-1), (Z-2) y (Z-3), que contenían la siguiente asociación: **Globotruncana arca, G. linneiana, Globotruncanita** sp, **Rosita fornicata Rosita** sp, **Pseudotextularia** sp, **Heterohelix** sp.

La asociación anterior puede ser asignada a un intervalo de tiempo muy amplio, como es todo el Campaniense y el Maastrichtiense inferior.

Por su posición estratigráfica y facies, cabe suponer un Campaniense medio-superior o como máximo Maastrichtiense inferior para este tramo. El tramo inmediatamente superior (t_4), se trata de un cuerpo de unos 30 m. de potencia, formado por microconglomerados y areniscas en gruesos bancos amalgamados y con límites difusos. En la base del tramo predominan los microconglomerados sobre las areniscas, que van aumentando hacia arriba en proporción, formando una secuencia granodecreciente. Por encima de este paquete, aparece una alternancia de margas y areniscas de unos 15 m. de potencia, en el que se intercala un nivel lutítico que engloba cantos margocalcáreos.

La muestra (Z-4), que se recogió a techo de este tramo, presentaba una asociación que puede corresponder a un Paleoceno superior alto o bien a un Eoceno inferior bajo, habiendo aparecido entre otras las siguientes especies: **Eoglobigerina velascoensis, E. linaperta, E. pseudoeocaena, Morozovella aequa, M. subbotinae, Acarinina soldadoensis.**

A partir de una zona cubierta, comienza una serie monótona de margas y margocalizas alternantes, en la que se recogieron dos muestras (Z-5) y (Z-6) que básicamente contenían: **Eoglobigerina linaperta, Morozovella subbotinae, M. margino-**

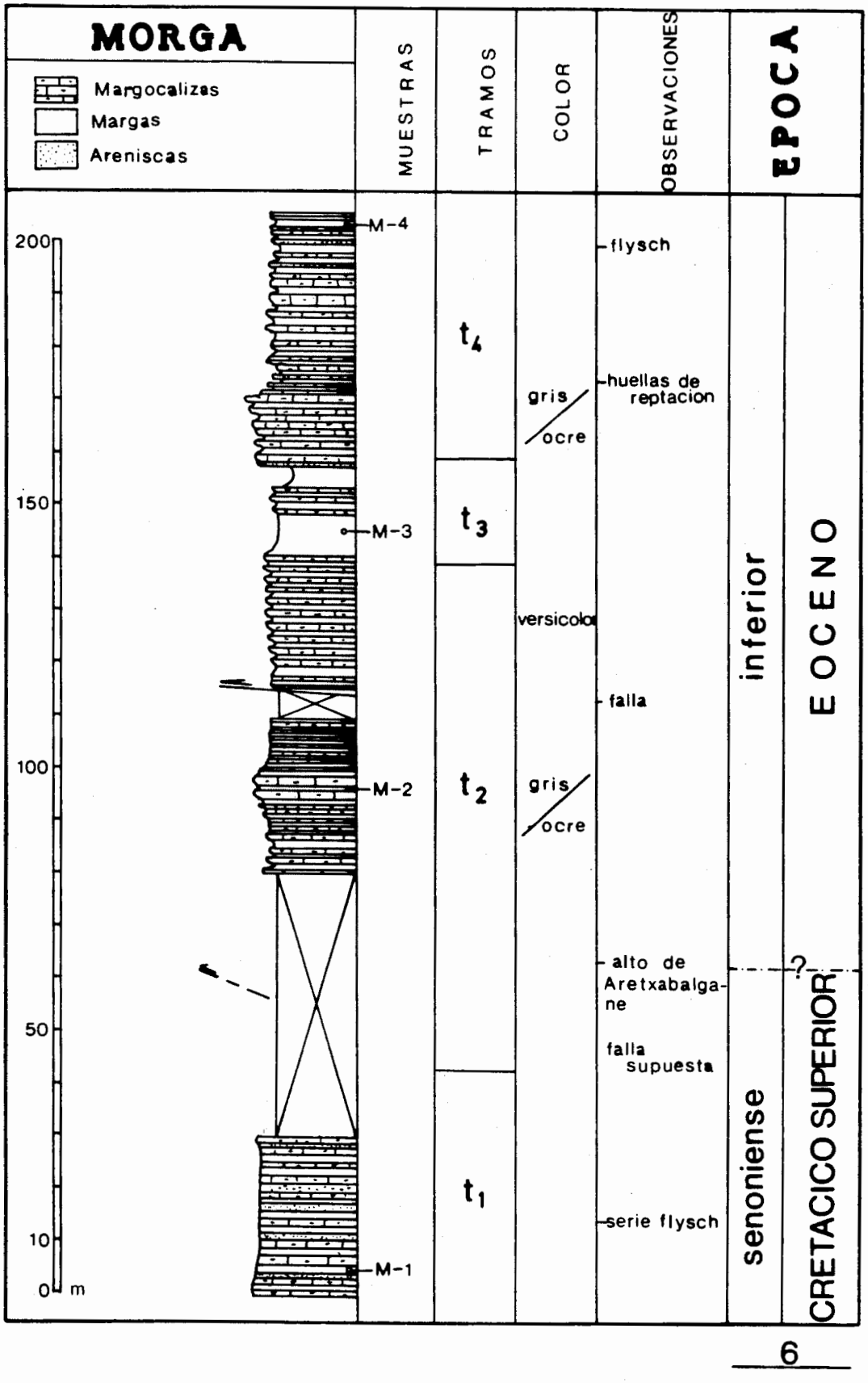


Figura 11.

Columna litológica de la sección de Morga.

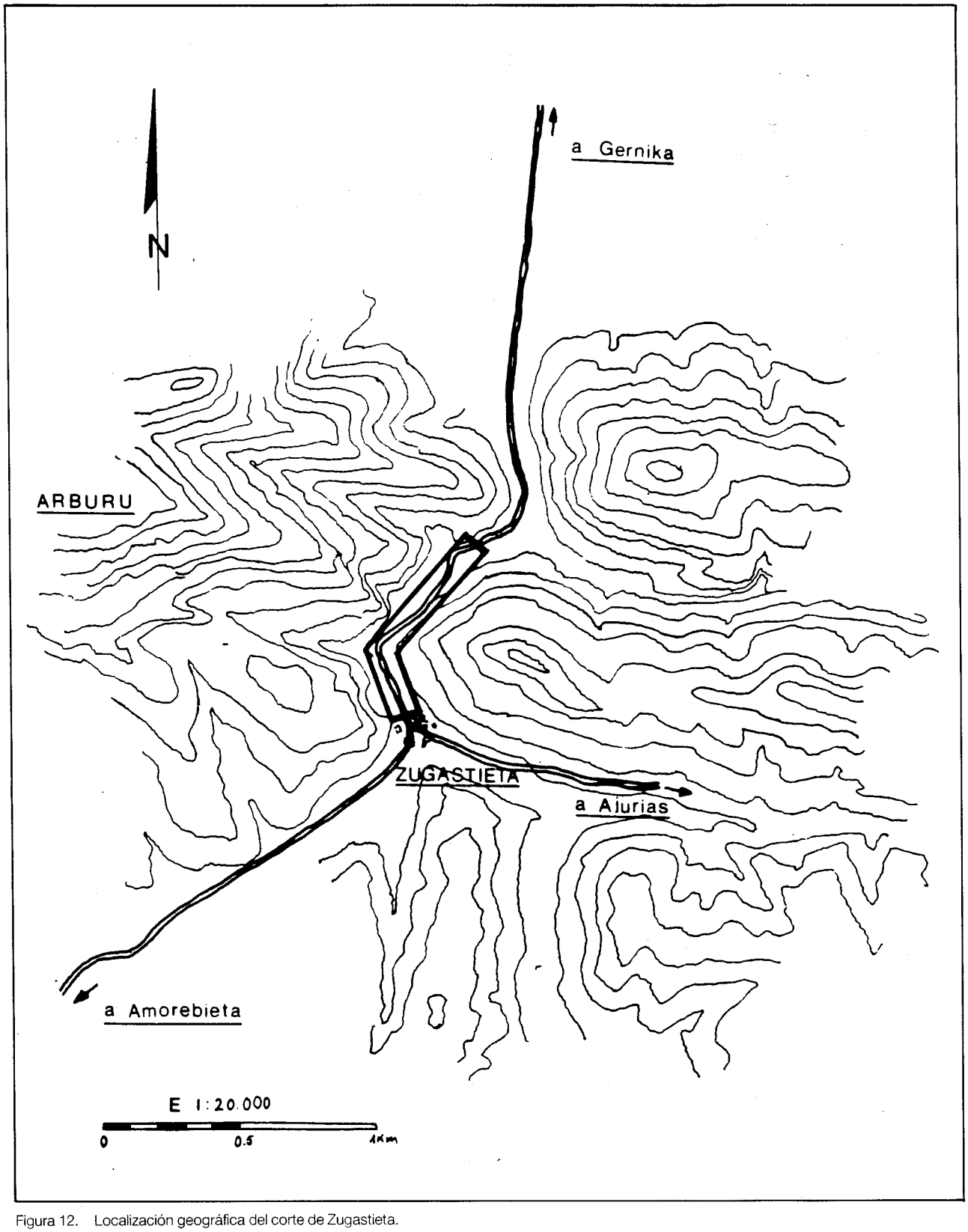


Figura 12. Localización geográfica del corte de Zugastieta.

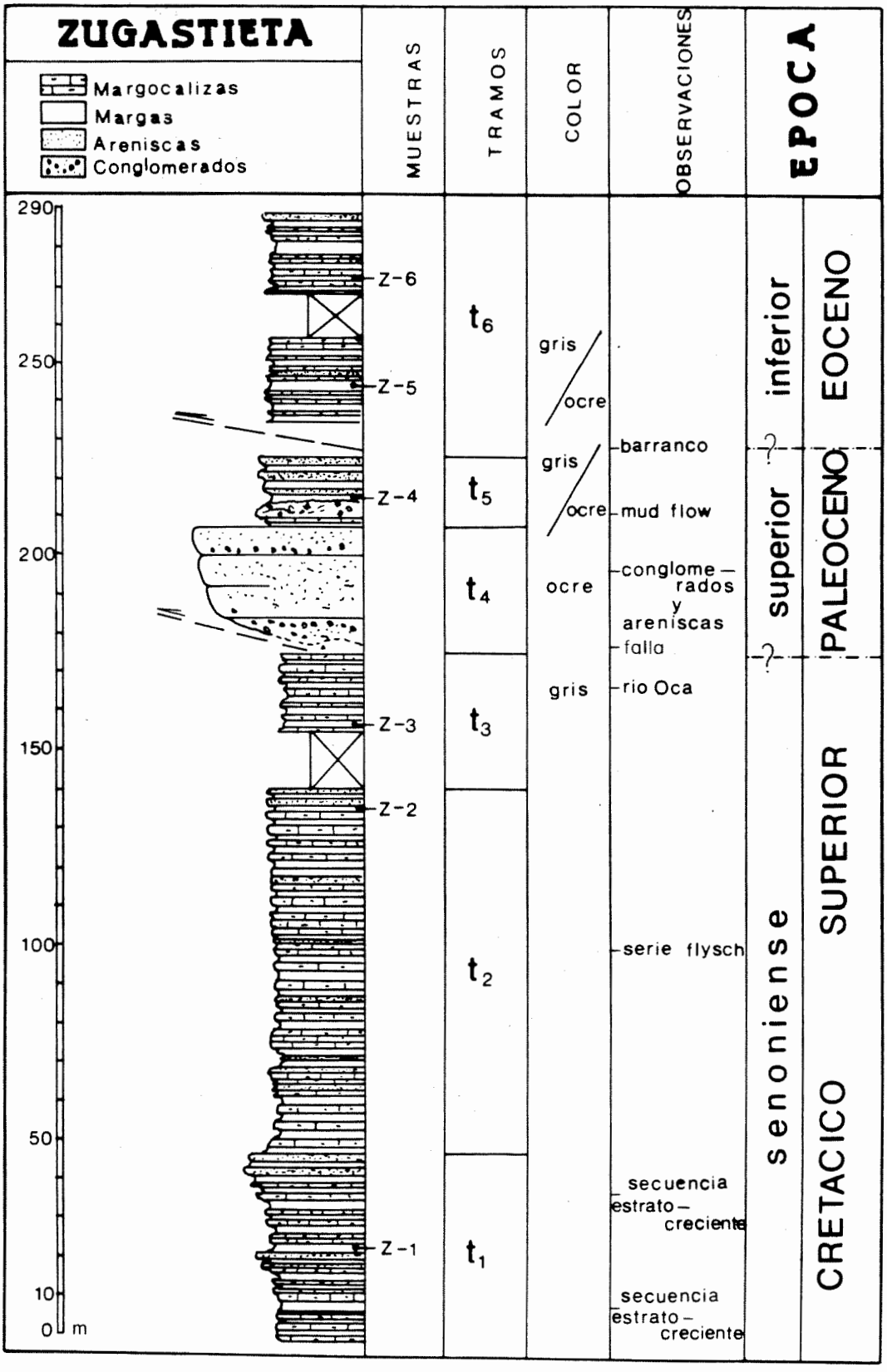


Figura 13.

Columna litológica de la sección de Zugastieta.

dendata, Planorotalites pseudoscítula, Acarinina soldadoensis, A. pseudotopilensis, A. wilcoxensis, Chiloguembelina sp. Además de éstas, (Z-5) contenía **Eoglobigerina pseudoeocaena, E. velascoensis, M. aequa** y **P. laevigata** y en (Z-6) aparecieron también **M. lensiformis, M. gracilis, Acarinina nítida** y **A. broedermanni.**

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos en ambas muestras, corresponden ya al Eoceno inferior.

SINTESIS

De nuevo observamos en esta sección del flanco norte del sinclinorio, la ausencia del Paleoceno, tal y como lo hemos reconocido en otras secciones (serie hemipelágica). La primera respuesta a este hecho puede ser, como en cortes precedentes, un enmascaramiento tectónico de estos materiales a favor de fracturas. No obstante, apuntamos la posibilidad, de que el cuerpo areniscoso-conglomerático, se corresponda estratigráficamente con parte de la serie paleocena.

CORTE DE URRUTXUA

SITUACION

La pequeña población de Urrutxua, se encuentra en el borde suroccidental del término jurisdiccional de Mendata, en la encrucijada que forman las carreteras comarcales que unen las localidades de Zugastieta con Arbacegi y Mendata con Durango (Fig. 14).

El afloramiento se halla a unos 10 m. del cruce, siguiendo la carretera en dirección a Mendata.

DESCRIPCION Y DATACION

La columna levantada en esta sección no tiene más de 50 m. y ha sido dividida en dos tramos, debido al cambio observado en las asociaciones de foraminíferos planctónicos (Fig. 15).

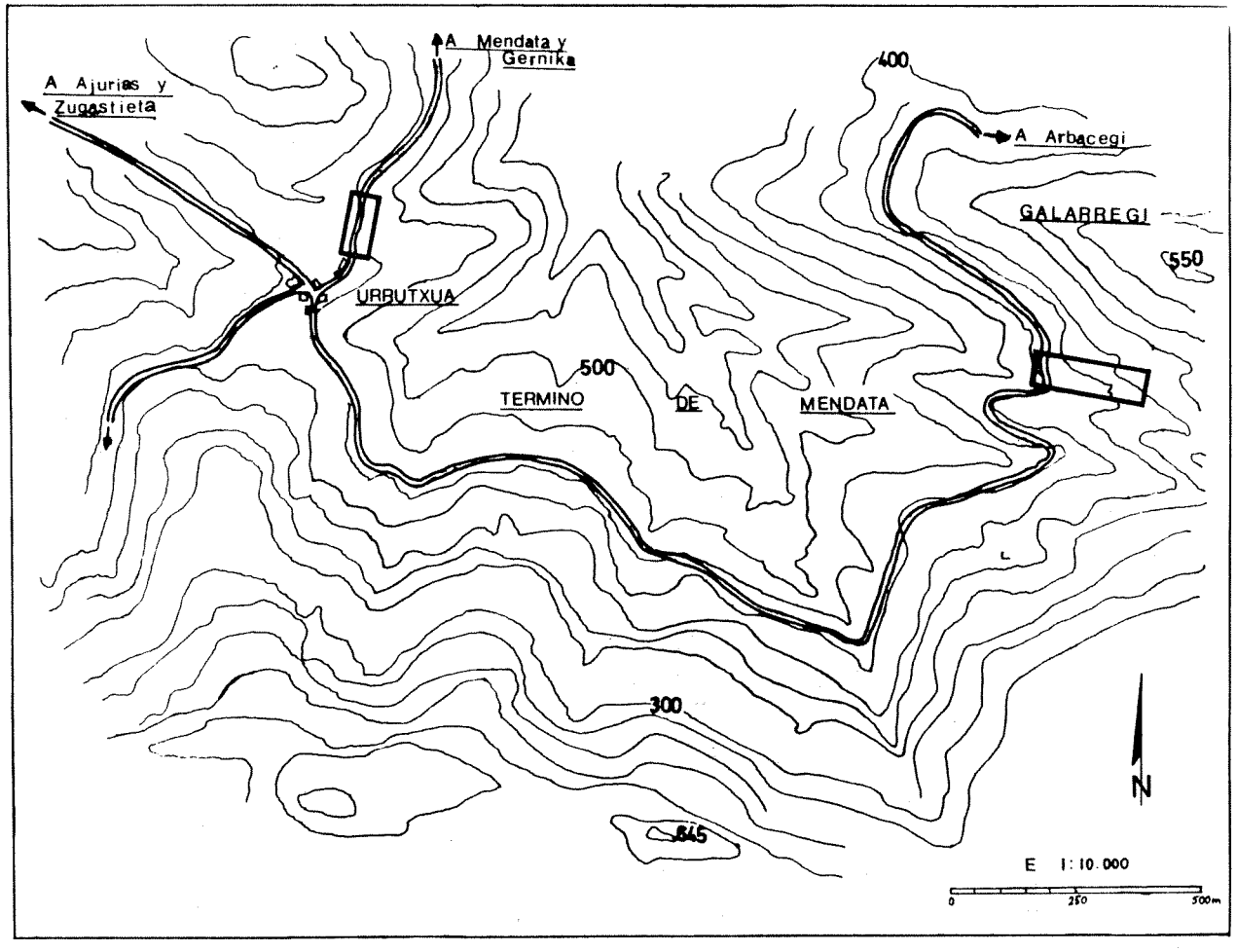


Figura 14. Localización geográfica de los cortes de Urrutxua y Galarregi.

El primer tramo, se compone de una alternancia de margocalizas y margas (con predominio de éstas) de tonos grises y rosados e incluso rojos (a techo).

Las muestras (U-1) y (U-2) recogidas en este intervalo contienen una microfauna similar compuesta por: **Globotruncana falsostuarti, Globotruncanita stuartiformis, G. stuarti, G. angulata, Globotruncanella havanensis, G. petaloidea, Rosita contusa, Rosita** sp, **Pseudotextularia** sp, **Heterohelix** sp y **Racemiguembelina** sp.

La muestra (U-2), además de éstas tenía **Globotruncana mariei, G. arca** y **Archeoglobigerina** sp. Ambas asociaciones pertenecen al Maastrichtiense.

El tramo siguiente, consta de pequeños afloramientos aislados de margas y margocalizas de colores grises. La asociación de microfauna encontrada en la muestra (U-3) de este intervalo era la siguiente: **Eoglobigerina linaperta, E. velascoensis, E. pseudoeocaena, Morozovella Subbotinae, M. marginodendata, M. gracilis, Acarinina pseudotopilensis, A. wilcoxensis, A. soldadoensis, A. nítida** y **Chiloguembelina** sp.

Esta muestra posee una asociación del Eoceno inferior bajo.

SINTESIS

De nuevo un problema tectónico, impide ver no sólo el tránsito sino todo el Paleoceno, lo que vuelve a corroborar la intensa fracturación que sufren estos materiales a lo largo de todo el flanco N.

Constatamos, no obstante, la presencia de materiales del Maastrichtiense y del Eoceno inferior.

CORTE DE GALARREGI

SITUACION

El monte Galarregi se encuentra en las estribaciones del monte Oiz. Vulgarmente se le ha venido denominado balcón de Bizkaia.

La sección analizada aflora en la carretera que, partiendo de la localidad de Zugastieta, une las poblaciones de Urrutxua y Arbacegi-Gerrikaitz. Aproximadamente 1 km. al Este del cruce de Urrutxua, se hace visible una pequeña y antigua explotación de calizas con tonos rosáceos, que resaltan en el terreno (Fig. 14).

DESCRIPCION Y DATACION

La serie tiene una potencia visible de 27 m. de los que la mitad corresponden al Paleoceno. La litología como es de esperar, se compone de calizas, margocalizas y margas, con organizaciones diferentes, por lo que distinguimos cuatro tramos (Fig. 16).

El primero (t_1) es eminentemente margoso, de tonos grises, en el que aparecen intercalados a techo, niveles margocalcáreos y calcáreos más resaltantes. Las muestras obtenidas en diferentes puntos del tramo (GL-1) y (GL-2), contienen básicamente la siguiente asociación microfaunística: **Globotruncana** sp, **Globotruncanita** sp, **Globotruncanella** sp, **Pseudotextularia** sp, **Heterohelix** sp. La muestra (GL-2) contenía además **Rugoglobigerina** sp. En la muestra (GL-3) sólo se pudieron observar, debido a su pésima conservación ejemplares de **Racemiguembelina**. No obstante, la continuidad de la serie hasta esa muestra, nos induce a incluirla como las otras, en el Cretácico superior más alto.

La pobreza y mala conservación de las muestras, es la nota dominante en este corte, hecho que se hace patente en las tres anteriores, a pesar de que por lo general las de estos niveles suelen ser bastante más ricas en otras secciones.

El tramo siguiente (t_2), de 3 ó4 m. de espesor, se compone de margocalizas y margas rojas que presentan indicios de deslizamiento sinsedimentario. Los estratos se hallan arqueados y las margas aparecen irregularmente dispersas en ocasiones, o a modo de pequeños lentejones en otras. La muestra recogida en este tramo (GL-4) presentaba la siguiente asociación: **Eoglobigerina varianta, E. inconstans, E. edita, Planorotalites compressa** y **Chiloguembelina** sp, y por tanto habría que incluirla en el Paleoceno inferior.

En el tramo inmediatamente superior (t_5), aparece una sucesión de calizas y calcarenitas bien estratificadas, de 20 a 30 cm. de espesor y separadas en ocasiones, por lechos irregulares o finos lentejones de margas rojas pellizcadas entre las capas.

La muestra más baja de este tramo (GL-5), poseía una asociación similar a la anterior (GL-4), habiéndose observado además, **Eoglobigerina triloculinoides** y **E. trinidadensis,** también del Paleoceno inferior. Ambas muestras eran muy pobres y estaban mal conservadas, lo que parece ser bastante común para esta edad en toda la zona estudiada.

La muestra siguiente (GL-6), presenta una ligera variación en la microfauna, aunque la conservación sigue siendo muy mala. Se observan: **Eoglobigerina varianta, E. triloculinoides, Planorotalites compressa** y **Morozovella conicotruncata**.

La muestra (GL-7) obtenida en el siguiente tramo, donde predominan las margas rojas, tiene una microfauna similar a la anterior, apareciendo **Eoglobigerina varianta, E. linaperta, Morozovella conicotruncata** y **M. angulata**.

Podemos situar a ambas en el Paleoceno medio.

SINTESIS

A pesar de la escasa riqueza y peor conservación de las muestras de este corte, podríamos considerarlo como un buen representante del Paleoceno, puesto que es observable, desde un Paleoceno inferior hasta un Paleoceno medio. El Paleoceno superior se ve truncado por la fractura existente a techo de la serie.

Desde un punto de vista sedimentológico, podemos observar la disposición de las primeras capas, que parece haberse originado a favor de un deslizamiento sinsedimentario. Del mismo modo pero en menor medida, se observa un desplazamiento en las primeras capas del Paleoceno medio.

La ausencia del tránsito Cretácico-Terciario en este corte, puede estar ligada a estos desplazamientos.

CORTE DE TRABAKUA

SITUACION

Situado en el término jurisdiccional de Mallabia, el corte al que se hace referencia es visible al inicio de la subida al alto de

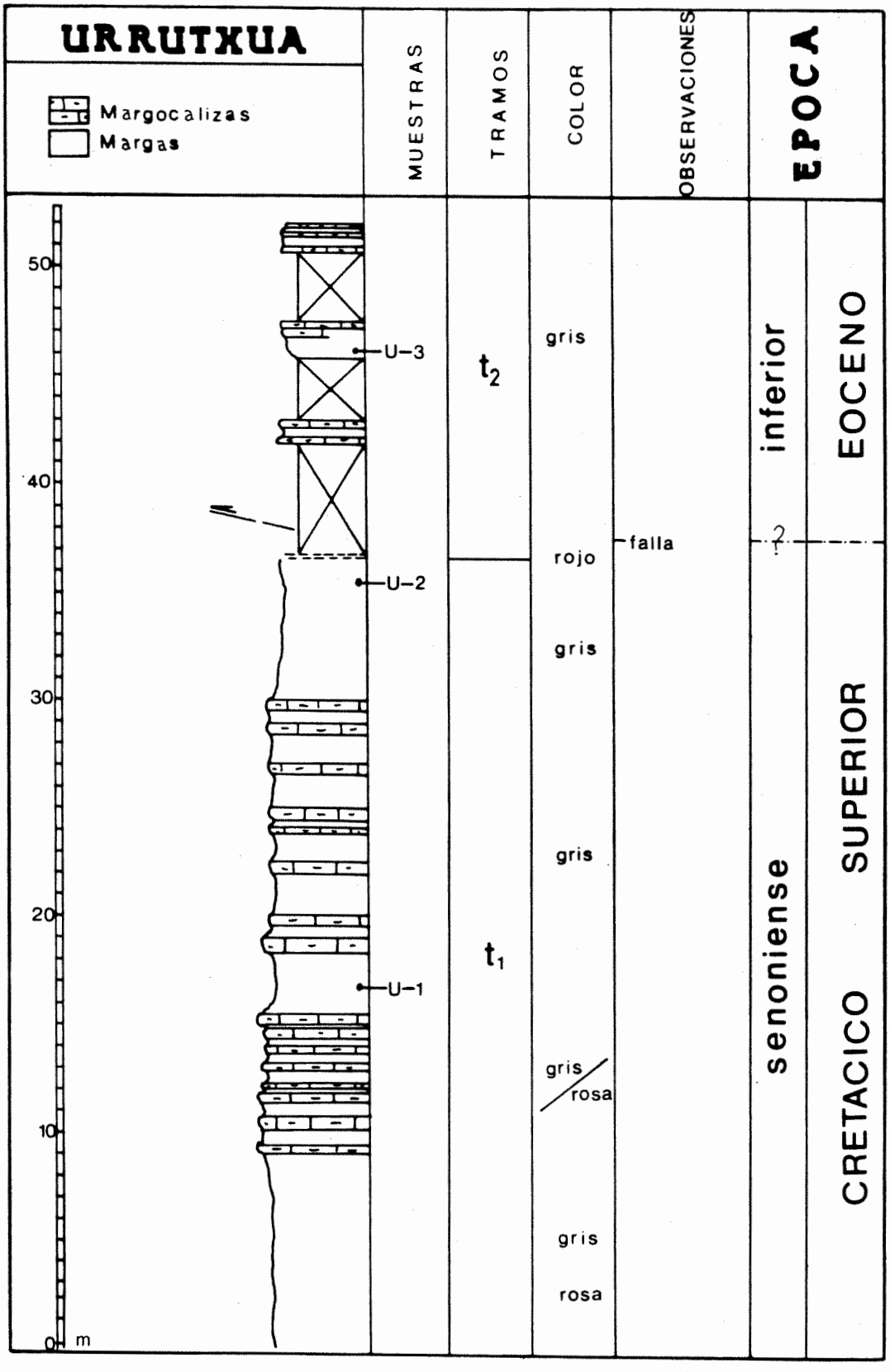


Figura 15.

Columna litológica de la sección de Urrutxua.

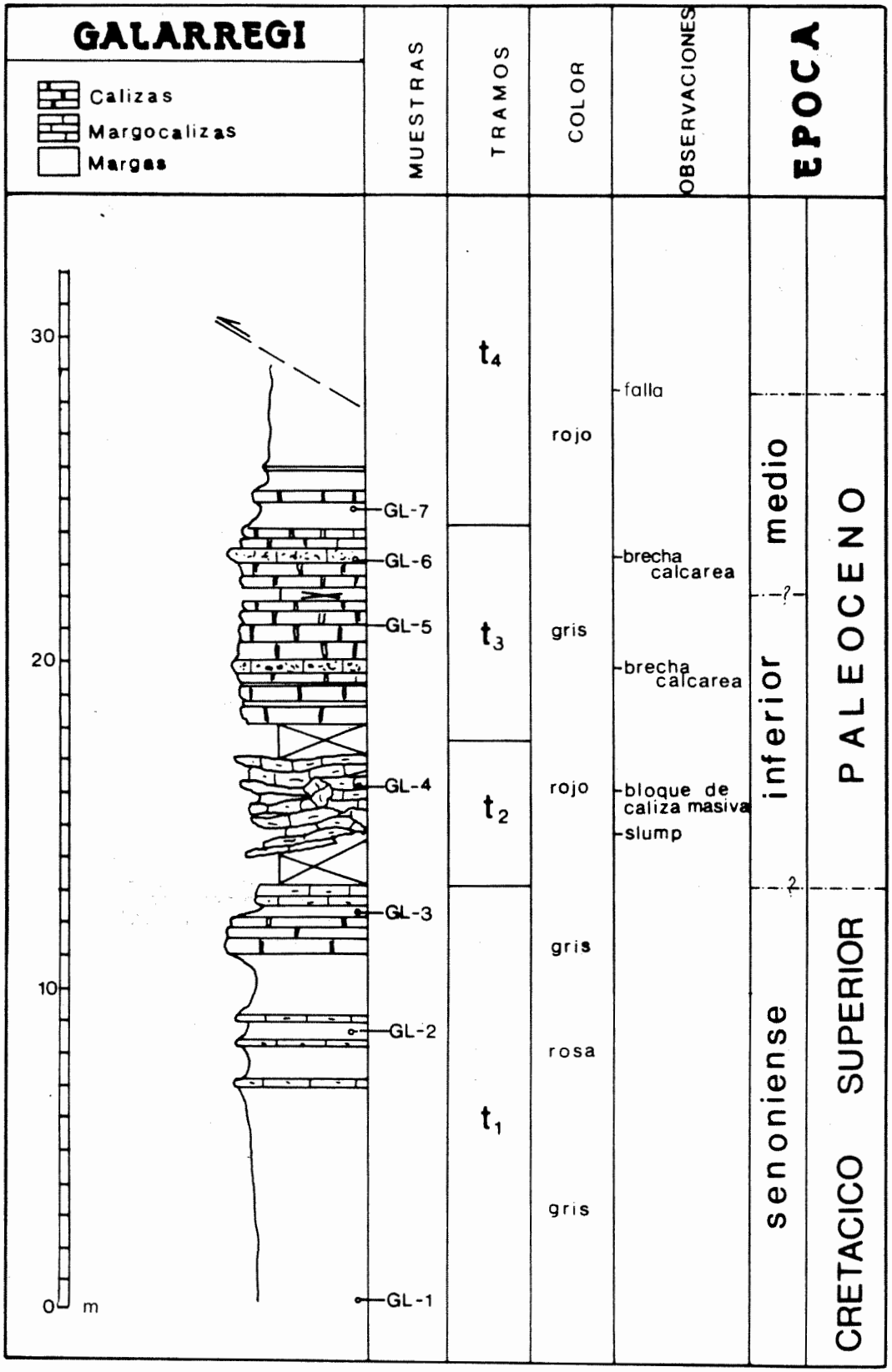


Figura 16.

Columna litológica de la sección de Galarregi.

Trabakua, por la carretera que une Markina con Durango y en esta misma dirección.

La columna se levantó a lo largo de la pista forestal, que llegando al caserío Amilleregi, se pierde en la falda del monte situado a la derecha de la carretera, en dirección a Durango (Fig. 17).

DESCRIPCION Y DATACION

Nos encontramos de nuevo con una serie hemipelágica, compuesta de una alternancia de niveles calizos micríticos con margas arcillosas, pero a diferencia de otros cortes, estos intervalos margoso-lutíticos rojos son muy delgados.

La alteración físico-química ha provocado la disolución de las calizas y la formación de suelos dificultando el muestreo en este corte.

En un primer tramo (t_1) íntegramente formado por margocalizas, se recogieron dos muestras (TR-1) y (TR-2); la primera de ellas contenía la siguiente asociación: **Globotruncanella petaloidea, Pseudotextularia** sp y **Heterohelix** sp.

La muestra (TR-2) contenía además, **Globotruncana arca, G.** sp, **Globotruncanita** sp y **Rugoglobigerina** sp. Estos ejemplares aparecen muy mal conservados y parcialmente disueltos. No obstante, las formas observadas indican que el tramo pertenece al Maastrichtiense (Fig. 18).

El siguiente intervalo (t_2), lo constituyen las calizas micríticas, separadas por finos niveles de margas rojas muy alteradas. Este hecho tiene conexión con la disolución observada en los caparazones de los foraminíferos, que llega a originar su desaparición. Un claro ejemplo de ello, lo constituye la primera muestra (TR-3) obtenida en este tramo, donde únicamente se llegaron a observar **Eoglobigerina triloculinoides** y **E. varianta**.

En la muestra siguiente (TR-4), se ha reconocido la siguiente asociación: **Eoglobigerina varianta, E. triloculinoides, E. velascoensis, Morozovella angulata, Planorotalites laevigata, P. pusilla, P.** cf. **pseudomenardii, Acarinina nítida** y **Chiloguembelina** sp. Corresponde al final del Paleoceno medio, comienzo del Paleoceno superior.

La muestra (TR-5) posee una asociación similar y se le puede considerar por tanto, de una edad parecida.

En el último tramo comienza la serie flysch terciaria, con alternancia de margas, margocalizas, lutitas y areniscas en finos niveles. La microfauna observada en la muestra (TR-6), recogida en este intervalo se compone de: **Eoglobigerina linaperta, E. pseudoeocaena, Morozovella gracilis, M. aequa**. Correspondiendo a la parte baja del Eoceno inferior.

SINTESIS

En este corte son visibles los materiales paleocenos, siendo junto a Sopelana I y Gaztelumendi, el lugar donde se ha encontrado un Paleoceno más alto en este tipo de facies.

Como hemos apuntado anteriormente, a pesar de que las condiciones de afloramiento (desarrollo de suelos etc...) no son las óptimas, se puede establecer una relación entre la disolución a gran escala y la que afecta a los caparazones de los foraminíferos.

Una vez más el tránsito queda enmascarado por una zona cubierta, que bien podría tratarse de una fractura o bien la posibilidad apuntada en el corte anterior.

CORTE DE URKO

SITUACION

El monte Urko marca el límite oriental en la provincia de Bizkaia.

Para acceder a él, se toma la carretera que asciende de la localidad de Eibar hacia el barrio de Arrate. Poco antes de Arrate, se coge un desvío que llega al barrio de Ixua. A partir de ese punto, subimos por una pista forestal que bordea el monte Urko por su falda Este. A los 500 m. de pista, encontraremos los materiales rojizos de la sección estudiada (Fig. 19).

DESCRIPCION Y CONCLUSIONES

La serie de Urko presenta unas características similares a las de Trabakua, tanto litológicamente, como por las deficientes condiciones de afloramiento.

La base de la serie (t_1) se compone de unos 25 m. de margas y margocalizas rojas. A techo de este tramo, pierden el color y se tornan grises-rosáceas; por encima aparecen ya las primeras calizas bien estratificadas (20-40 cm. de espesor), con muy finas intercalaciones de margas rojas (t_2). Idénticas características tiene el siguiente tramo (t_3), apareciendo algún estrato calcarenítico intercalado, pero en el que sin embargo no es observable la estratificación, debido al desarrollo de los suelos.

Tras una fractura, continúa una serie flysch, con predominio de margocalizas sobre margas y finos niveles areniscosos.

Como ya hemos indicado anteriormente, el corte de Urko aparece muy alterado. Este hecho tiene un claro reflejo en las muestras recogidas, puesto que todas ellas presentan en común la ausencia de microfauna, con raras excepciones como en (UK-2), (UK-3), (UK-5), (UK-9) y (UK-10), donde aparecen algunos bentónicos aglutinantes. De los 15 puntos muestreados únicamente se obtuvo microfauna planctónica en (UK-8), en la que aparecieron ejemplares aislados de **Eoglobigerina inconstans**.

Esta circsunstancia ha hecho, que nos hayamos servido de la similitud litológica de los tramos de esta serie, con otros de este estudio, para poder establecer una datación aproximada de los diferentes tramos, tal como se refleja en el gráfico litoestratigráfico (Fig. 20).

CONSIDERACIONES SEDIMENTOLOGICAS

Aunque somos conscientes de que un análisis sedimentológico de detalle en estos materiales, queda fuera de los objetivos de este trabajo, hemos querido plasmar las observaciones realizadas en el campo, para obtener al menos una visión de conjunto sobre la sedimentación en el área, durante el intervalo estudiado.

Las hipótesis más recientes, consideran a estos materiales como depósitos hemipelágicos de profundidad (PLAZIAT, 1975; PERCIVAL Y FISCHER, 1977; ORUE-ETXEBARRIA et al, 1985).

En las series donde el Paleoceno aparece bien representado, hemos podido observar diferentes facies que describimos a continuación:

- La primera y más abundante la contituyen las vulgarmente denominadas "Calizas rosas del Danés" y se componen de

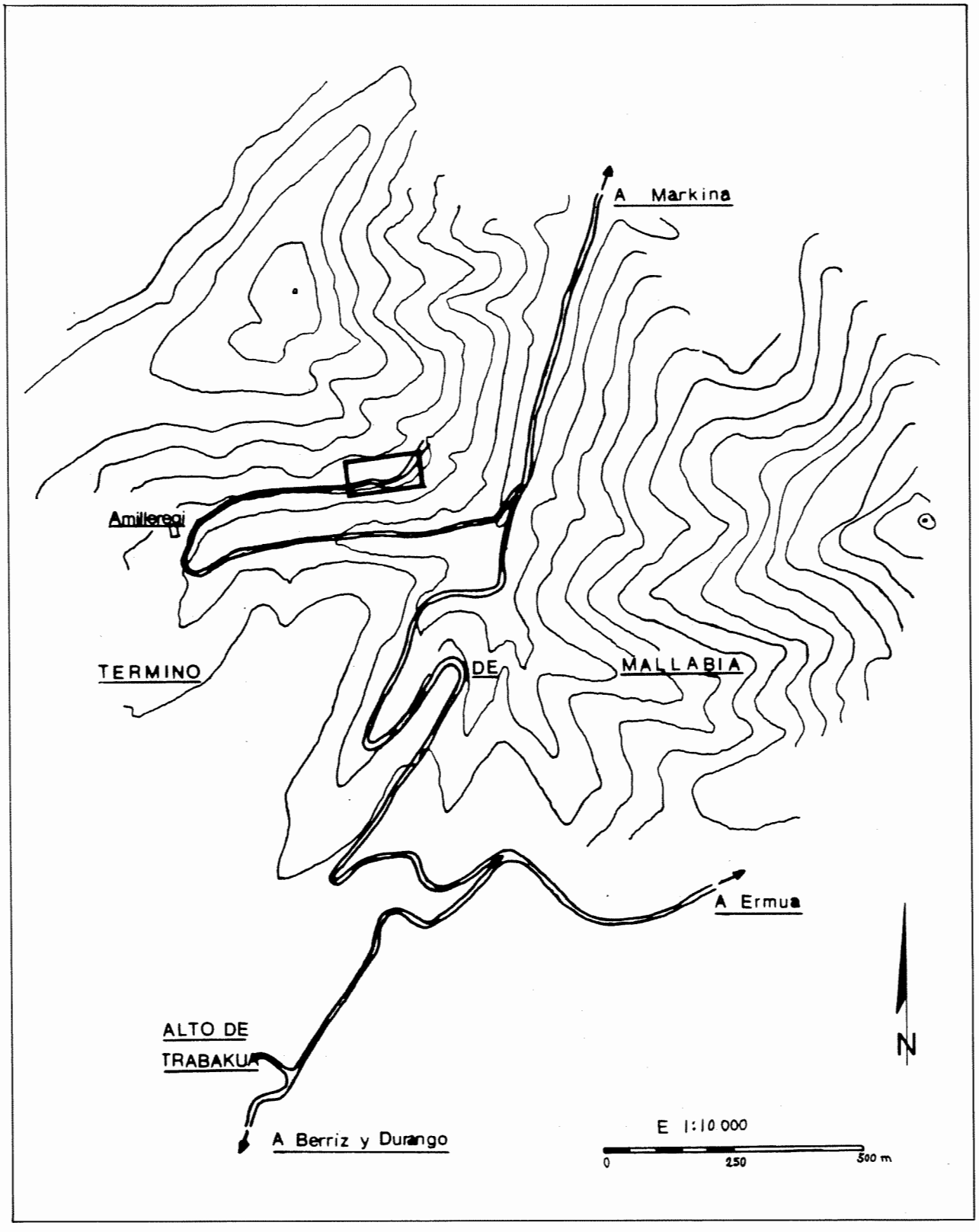


Figura 17. Localización geográfica del corte de Trabakua.

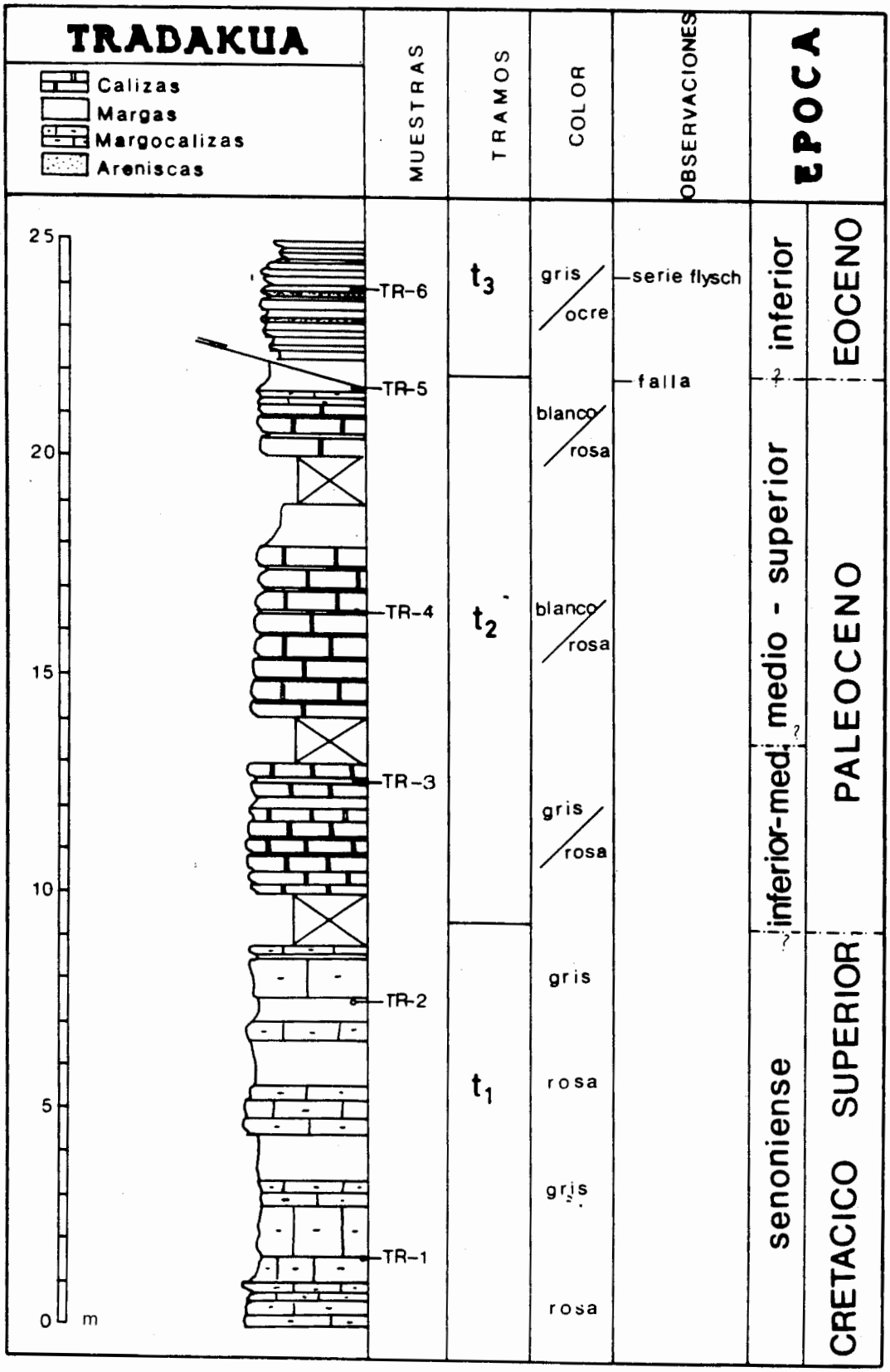


Figura 18.

Columna litológica de la sección de Trabakua.

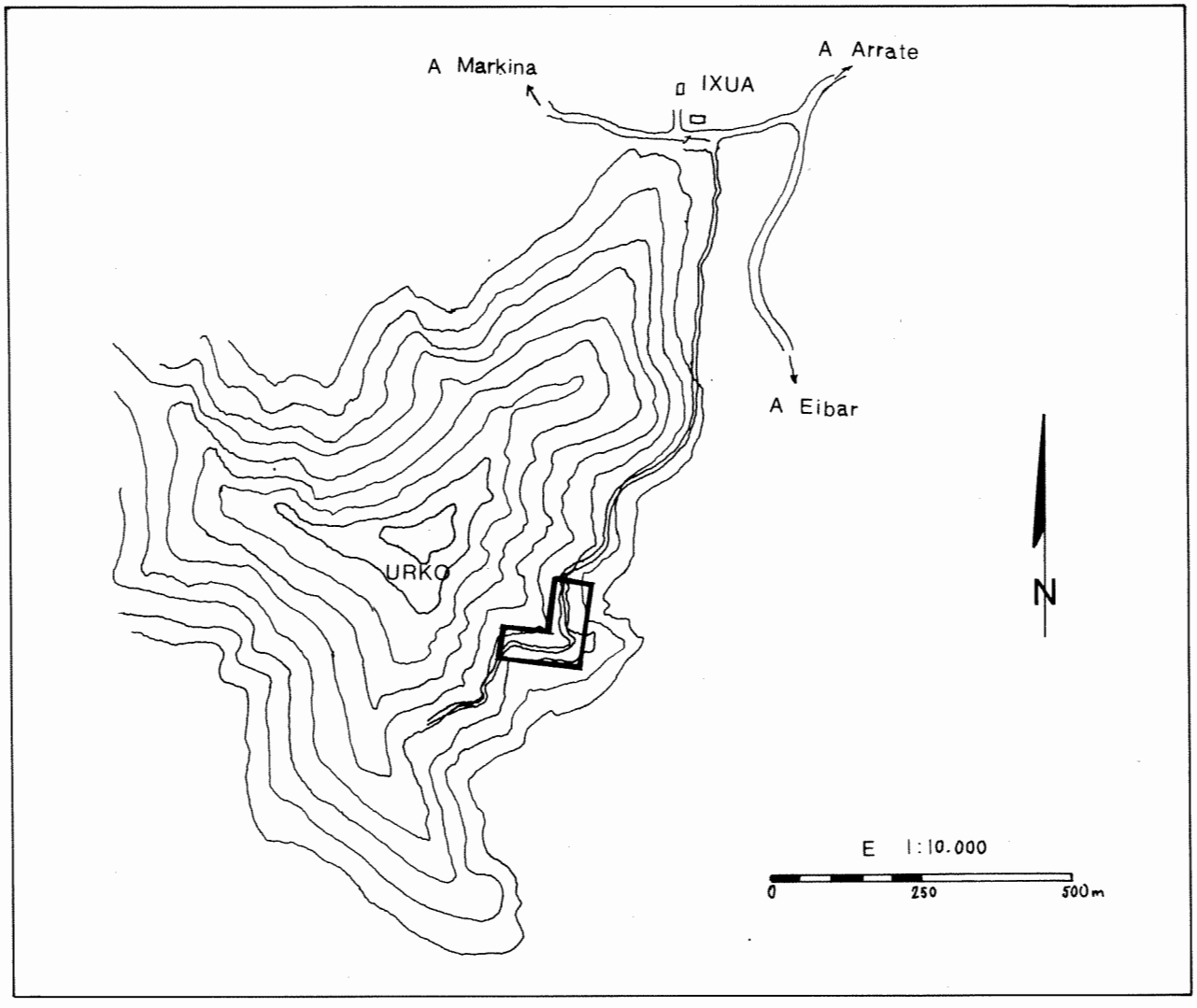


Figura 19. Localización geográfica del corte de Urko.

una alternancia muy uniforme de calizas micríticas, margas y margocalizas con ausencia de estructuras sedimentarias de ordenamiento interno (Fig. 21).

Aparecen en todo el flanco N., excepto en Morga y Zugastieta, teniendo en Sopelana I su mejor representación. Supone la deposición de una lluvia de sedimento en condiciones de calma absoluta (cuenca profunda).

— La siguiente facies significativa, aparece en el Paleoceno inferior de los cortes de Sopelana II y Artebakarra, y pueden ser denominadas calizas conglomeráticas, en el sentido de PLAZIAT (1975).

Se trata de unos niveles bien estratificados de matriz calcáreo-margosa, en la que son visibles cantos milimétricos subredondeados de naturaleza micrítica (Fig. 22).

Esta facies es interpretada como una resedimentación de materiales semiconsolidados, que han deslizado asociados a fenómenos de slump.

Estos fenómenos caóticos, también están representados en materiales de Paleoceno inferior, de los cortes de Urduliz y Galarregi. En estos casos, aparecen como niveles calcáreos desorganizados. Podemos considerarlos como el resultado de un flujo en masa tipo slump (DOTT, 1963). La deformación interna es mayor en Urduliz. Suponen una inestabilidad en una pendiente o talud adyacente.

— Otro tipo de facies observada, se compone de niveles bien estratificados, calcareníticos en ocasiones, o brechas en otras, con trama intacta y compuesta de extraclastos y restos biogénicos de plataforma. Esta facies, fue también descrita por PLAZIAT (1975), denominándola calizas granulosas y brechoides (calcaires grénu et bréchiques). Aparece en el Paleoceno inferior y medio de Galarregi, así como en el Paleoceno medio de Artebakarra, siendo igualmente visibles en Urko. Son interpretados como materiales arrastrados desde la plataforma, a través de pequeños canales excavados en el talud y depositados posteriormente en la cuenca profunda.

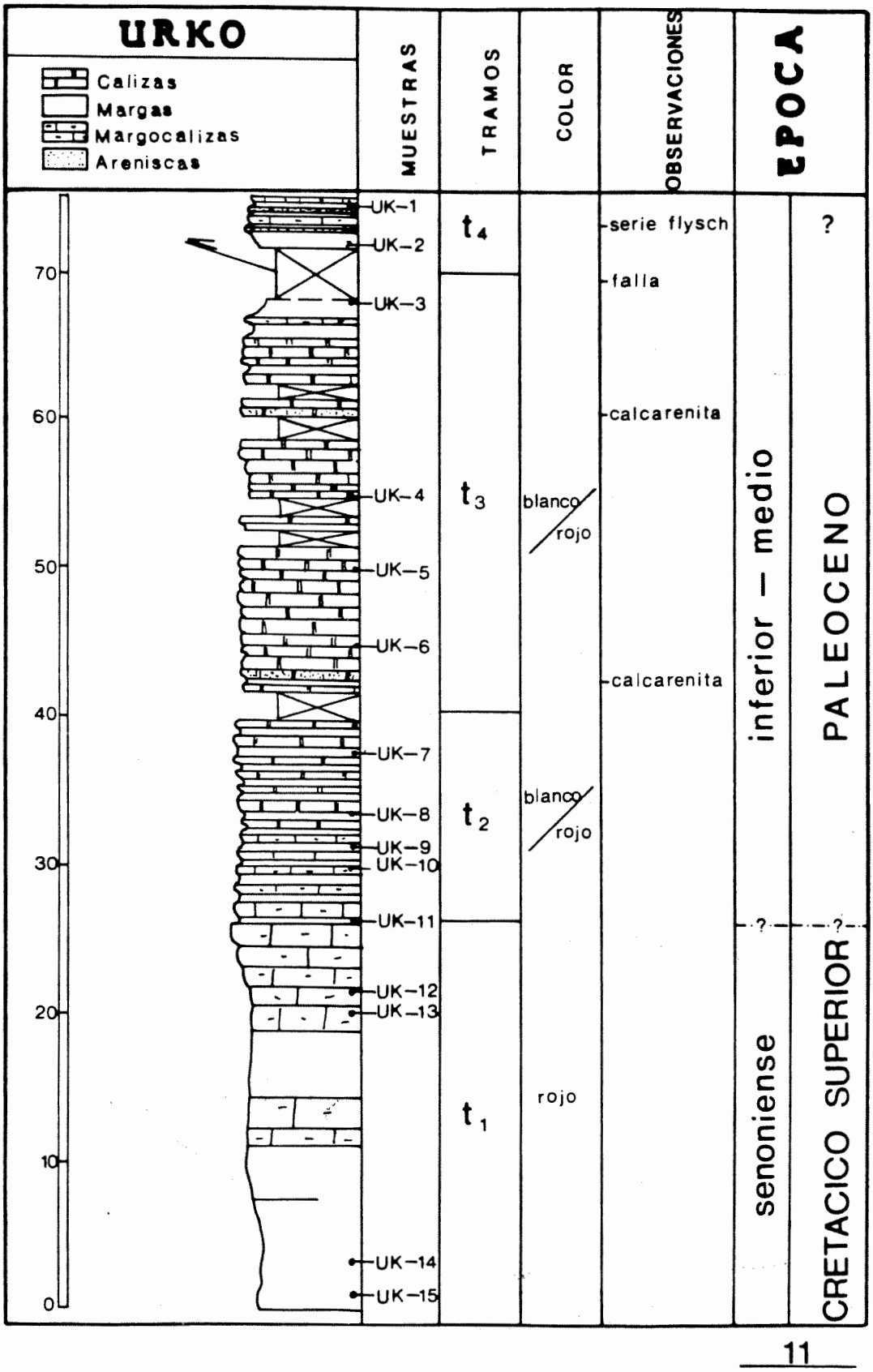


Figura 20.

Columna litológica de la sección de Urko.

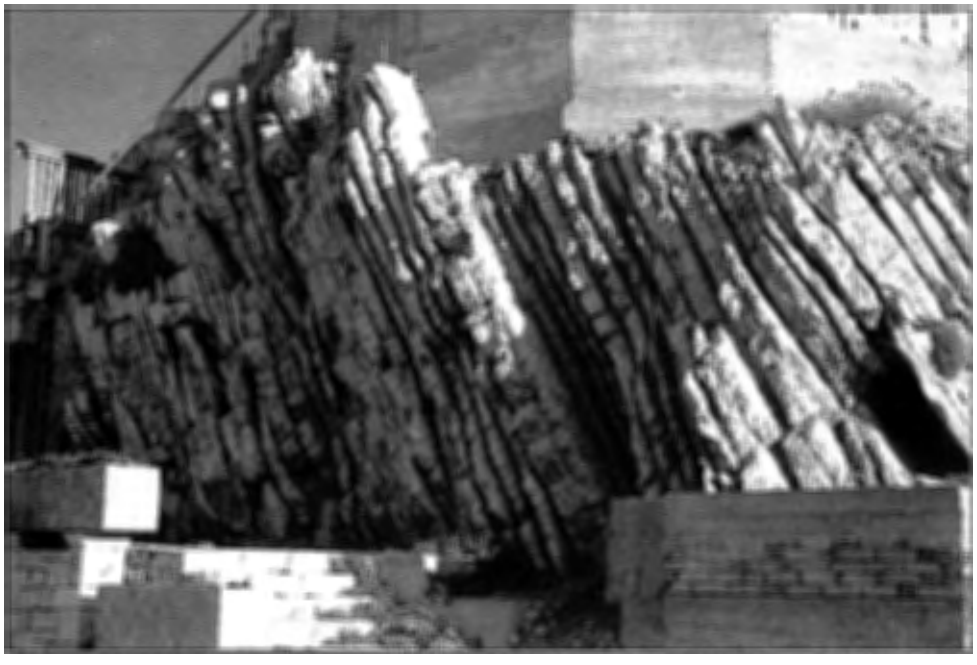


Figura 21.

Un aspecto de la facies "Calizas rosas del Danés" en la playa de Sopelana.

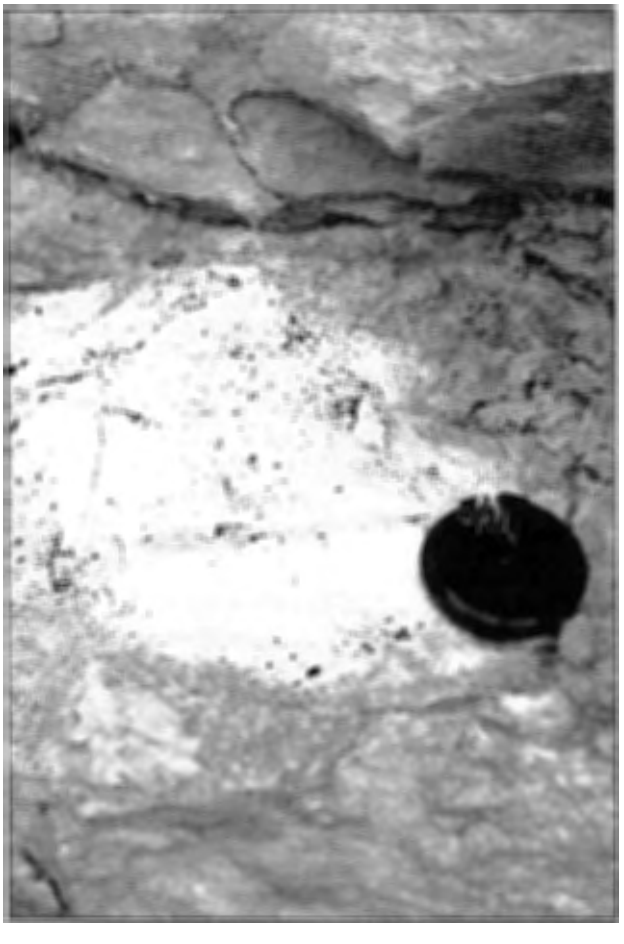


Figura 22.

Nivel calcáreo-conglomerático con pequeños cantos de naturaleza micrítica, en la sección de Artebakarra.

.— Si la facies anterior parece generalizarse en el Paleoceno medio, al final de este período se puede observar la facies más extensiva del Paleoceno.

Se trata de un nivel de unos pocos metros de espesor, de margas rojas, que puede presentar bioturbación.

Implica la decantación, en condiciones de calma y profundidad, de material fino en suspensión, y asimismo, un período importante de estabilidad en la cuenca.

Por lo general no se observa completo, debido a que puede representar el nivel de despegue, a favor del cual, se desarrollan accidentes tectónicos que enmascaran o hacen desaparecer al Paleoceno superior de la mayoría de los cortes.

— En Zugastieta, un gran lentejón areniscoso-microconglomerático sustituye a parte de los materiales paleocenos. En la base, presenta límites irregulares predominando los microconglomerados. Hacia arriba se van definiendo los límites y adelgazándose los niveles, que son principalmente de naturaleza areniscosa (secuencia thinning-fining upwards).

En Urduliz aparece un lentejón similar, aunque no existen pruebas en este caso de su conexión con la serie paleocena. No obstante, este episodio terrígeno comienza con un olistostroma con clastos de margas rojas, calizas, margas grises de edad Maastrichtiense, y posibles cantos del Danés, lo que implica una edad para el lentejón al menos superior a la atribuida a dichos cantos. Todo parece indicar que ambos lentejones poseen un mismo proceso de formación.

Apoyándonos en lo anteriormente expuesto y basándonos en la forma lenticular que poseen estos cuerpos en superficie, parece que funcionaron como grandes canales o cañones submarinos que, aproximadamente en una dirección perpendicular al eje de la cuenca profunda, canalizaban el material terrígeno procedente de la plataforma, hacia dicha cuenca.

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Desde un punto de vista paleogeográfico, los materiales se depositaron en una cuenca profunda, enclavada en un estrecho paleogolfo abierto al Atlántico, que ocupaba la mayor parte de los Pirineos occidentales actuales, llegando casi a alcanzar el extremo E. durante el Ilerdiense (PLAZIAT 1981).

Hasta el Paleoceno inferior no se observan indicios de inestabilidad, registrándose facies hemipelágicas finas. Es en el Paleoceno inferior más alto, cuando comienzan a aparecer fenómenos de inestabilidad en el talud, produciéndose slumps y depósitos asociados. También durante el Paleoceno inferior más alto, se registran depósitos de material nerítico, que llega a la cuenca profunda mediante pequeños canales excavados a través del talud.

Esta situación se hace más extensiva en la parte alta del Paleoceno medio y es al final de este período, cuando se produce una nueva estabilización de la cuenca con el registro de facies finas (margas rojas) (Fig. 23).

El registro hemipelágico parece continuar hasta el final del Paleoceno, en donde irrumpe en la cuenca gran cantidad de material terrígeno, procedente de un área fuente recientemente creada o en formación, capaz de suministrar abundante material exótico hacia la cuenca profunda.

Este proceso puede tener relación, a escala regional, con el movimiento relativo de la placa Ibérica hacia el NW (BOILLOT, 1983), desembocando posteriormente en la subducción de la placa Europea bajo la Ibérica, que tiene lugar durante el intervalo Paleoceno-Eoceno inferior (DEREGNACOURT Y BOILLOT, 1982).

SINTESIS TECTONICA

Los materiales objeto de este estudio, se enclavan dentro de la Unidad Punta Galea-Oiz (CADEM, 1984) y han sufrido los efectos de la Orogenia Alpina, que aquí se caracteriza por, al menos, tres fases de deformación

La primera fase de deformación produce una generación de pliegues de eje N 40° y geometría variable, aunque no es patente en la zona estudiada. Estos pliegues aparecen de forma aislada en el campo, y por su geometría y distribución, parece que están condicionados por algún tipo de discontinuidad importante, que posiblemente afecta al basamento.

En el área estudiada, no se han localizado estructuras atribuidas a esta fase de deformación.

La fase II, es la responsable de los grandes pliegues con dirección 120° de geometría variable y vergencia al NE. Es el plegamiento más potente en toda la región y el único apreciable en la zona motivo de este estudio.

La distribución de los pliegues, su geometría, así como ciertas propiedades de los mismos (relación espesor-longitud de onda, estrías, diaclasas, etc...), inducen a pensar que se han desarrollado por buckling, y que la deformación interna está en parte controlada por la estratificación planar de la roca. En algunos pliegues cilíndricos se han observado estrías de deslizamiento en las superficies de los estratos (flexural slip), que son perpendiculares al eje de los mismos.

La inestabilidad en la cuenca sedimentaria y la subsidencia desarrollada durante la sedimentación del Cretácico inferior, superior y Terciario, condicionan el funcionamiento tectónico de la cuenca, dando la apariencia de coincidir los sinclinales actuales con las zonas de subsidencia; este hecho tiene capital importancia, y justifica la superposición general entre las directrices paleogeográficas y tectónicas.

En la zona estudiada, han sido cartografiados algunos cabalgamientos, relacionados con esta fase, en ocasiones difícilmente localizables y que producen repetición de la serie (CADEM, 1984; EVE, en prensa). Un hecho a resaltar, es la existencia de estrías según el buzamiento de la falla, claramente paralelos a los medidos en los flancos de los pliegues aludidos de la fase II (ejes cinemáticos subparalelos).

Estos accidentes tienen una conexión con los pliegues de segunda fase (las estructuras menores se confunden), y se han producido como respuesta a los mismos esfuerzos compresivos.

Además se ha reconocido una serie de fallas de dirección N 120° y traza subvertical, que la cartografía invita a interpretarlas como desgarres dextrosos asociados. Estos accidentes son subparalelos a los cabalgamientos relacionados anteriormente, y en ocasiones es difícil separar una estructura de otra.

En la bibliografía consultada, estos accidentes se interpretan de muy diversas formas (cabalgamientos, desgarres, e incluso fallas normales) y no hay que descartar la posibilidad, de que sean fallas con una historia compleja que empiezan funcionando como cabalgamientos y después como desgarres.

Estos accidentes son subparalelos a las actuales directrices de la cadena, y a sus límites paleogeográficos, lo que hace pensar en un cierto control en la sedimentación.

Se ha detectado también una tercera fase, con directrices N 40° , que no se refleja en la zona aquí descrita, aunque sí en sus proximidades.

En resumen se puede decir, que los materiales del intervalo estratigráfico estudiado en el flanco N. del Sinclinorio de Bizkaia, de enclavan en una banda tectónica cuyas características más notables son las estructuras de desgarre y los cabalgamientos con vergencia NE. Asociados a estos cabalgamientos se forman algunas escamas, que implican a estos materiales.

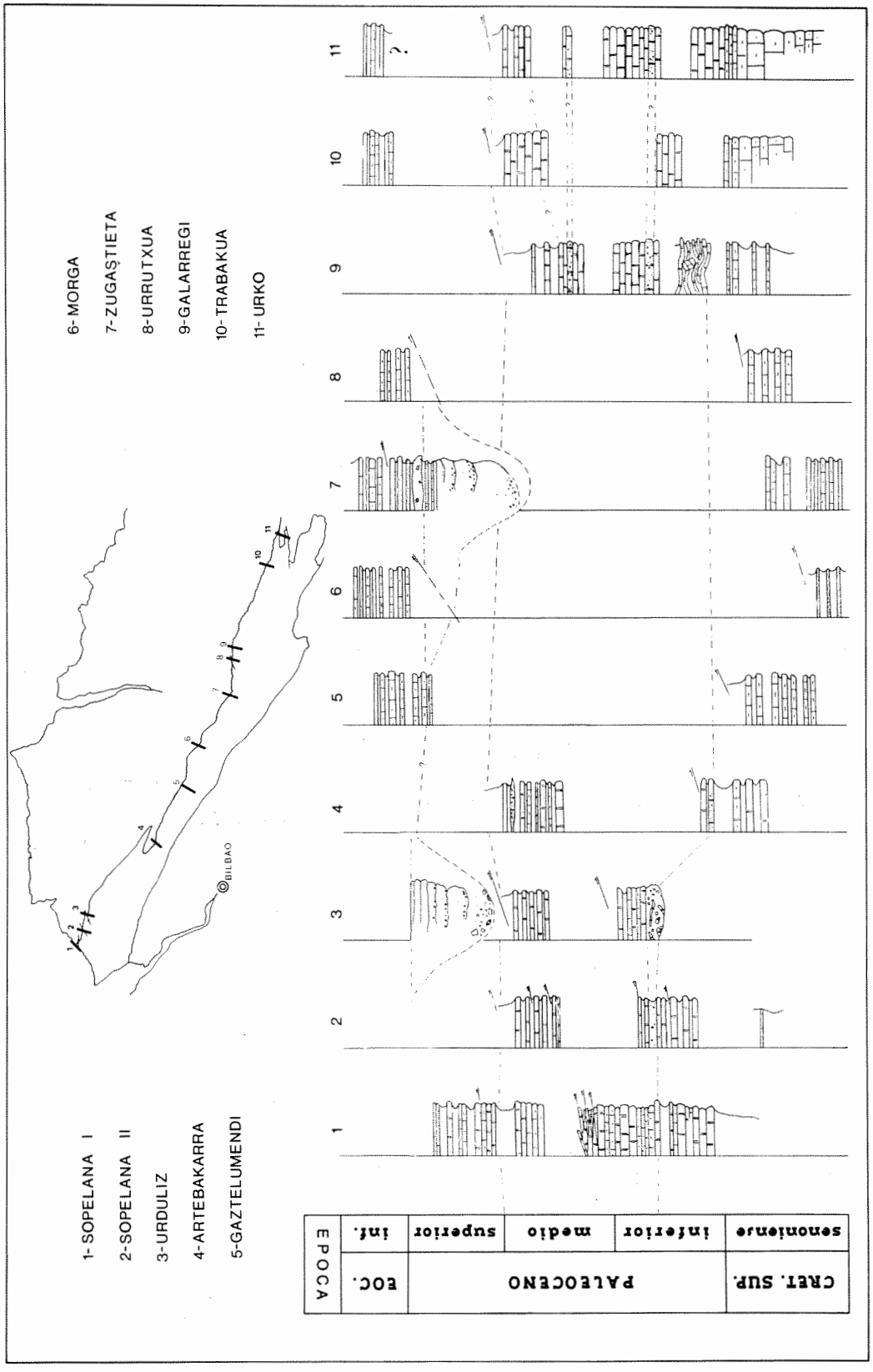


Figura 23. Diagrama de correlación tiempo-estratigráfica de los cortes estudiados.

También se ha comprobado, que algunas de las facies estudiadas han funcionado como nivel de despegue de algunos de estos accidentes.

La conjunción de accidentes descritos, y sobre todo los desgarres, hace que sea difícil encontrar un corte donde la serie analizada no se encuentre perturbada, y que lateralmente los afloramientos sean discontinuos.

CONSIDERACIONES FINALES

1. En primer lugar, cabe destacar la confirmación definitiva de que los materiales del intervalo estudiado, solamente aparecen en zonas muy concretas dentro de este flanco del Sinclinorio de Bizkaia y no a lo largo de una banda continua como se suponía anteriormente.
2. El tránsito Cretácico-Terciario no es visible más que en la costa, debido por lo general a causas tectónicas.
3. Las características tectónicas más resaltantes del intervalo estudiado, son las estructuras de desgarre y los cabalgamientos con vergencia NE., así como las escamas asociadas a ellos. Una de las facies estudiadas ha actuado como nivel de despegue de estos accidentes.
4. Es destacable la existencia de fenómenos de disolución interna de los materiales, que afecta tanto a la microfauna como a la coloración de aquéllos, apreciándose diferencias de coloración en materiales de la misma edad.
5. El análisis micropaleontológico ha hecho posible, el establecimiento de una correlación estratigráfica de los niveles más relevantes del Paleoceno, a lo largo de todo el flanco estudiado.
6. La identificación de diferentes facies y su localización en intervalos de tiempo bien definidos, ha permitido esbozar la evolución paleogeográfica de la zona para el lapso de tiempo total considerado.

BIBLIOGRAFIA

APELLANIZ, E.; LAMOLDA, M.A.; ORUE-ETXEBARRIA, X. 1983. *Posición estratigráfica de las "Calizas del Danés", País Vasco.* Rev. Esp. de Micropal. 15 (3): 447-455.

BOILLOT, G. 1984. *"Some remarks on the continental margin in the Aquitaine and french Pyrenees".* Geol. Magaz. 121: 407-412.

CADEM 1984. *"Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas 1: 50.000 de Bermeo y Durango".* CADEM. Bilbao.

CUEVAS, J.; EGUILUZ, L.; RAMON-LLUCH, R.; TUBIA, J.M. 1982. *"Sobre la existencia de una deformación tectónica compleja, en el flanco N del sinclinal de Oiz-Punta Galea (Bizkaia): Nota preliminar".* Lurralde (Investigación y espacio): 47-61.

DE JORGE, E. 1936. *"El Eoceno en Vizcaya".* Not. y com. Inst. Geol. Min. España, 6: 91-101.

DEREGNACOURT, D.; BOILLOT, G. 1982. *"Carte structurale du Golfe de Gascogne".* Bull. du BRGM I, nº 3 (2) pp. 149-178.

DOTT, R.H. Jr 1963. *"Dynamics of subaequeous gravity depositional processes".* A.A.P.G. Bull: 104-129.

ELORZA, J.; ORUE-ETXEBARRIA, X.; LAMOLDA, M.A. 1984. *"Existencia de una fracturación intensa en el área de Sopelana-Meñacoz".* I Congreso Español de Geología. Tomo III: 177-188.

EVE (en prensa). *"Cartografía geológico-minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Algorta y Bilbao".* Ente Vasco de la Energía.

HILLEBRANDT, A. von 1965. *"Foraminiferen-stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (provinz. Guipuzcoa, N.W. Spanien) und ein vergleich mit anderen Tethys-Gebieten".* Bayer. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. Abh., n.f., 123: 1-62.

KRUIT, C.; BROUWER, J.; KNOX, G.J.; SCHOLLNB RGER, W.; VAN VLIET,A 1977. *"An excursion to the Tertiary deepwater fan deposits near San Sebastian (province of Guipuzcoa, Spain)":* 75 p.

LAMOLDA, M.A.; ORUE-ETXEBARRIA, X.; PROTO-DECIMA, F. 1983. *"The Cretaceous-Tertiary boundary in Sopelana (Biscay, Baque Country)".* Zittelania, 10: 663-670.

MILLER, K.G. 1983. *"Eocene-Oligocene paleooceanography of the deep bay of Biscay; bentic foraminiferal evidence".* Mar. Micropal., 7 (5): 403-440.

ORUE-ETXEBARRIA, X. 1983. *"Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del sinclinorio de Bizkaia (corte de Sopelana-Punta de la Galea)".* Parte I, Kobie, 13: 175-249.

ORUE-ETXEBARRIA, X.; LAMOLDA, M.A.: APELLANIZ, E. 1984a. *"Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno vizcaino y su bioestratigrafía".* Rev. Esp. de Micropal. 16: 59-74.

ORUE-ETXEBARRIA, X.; LAMOLDA, M.A.; APELLANIZ, E. 1984b. *"Bioestratigrafía del Eoceno vizcaíno por medio de los foraminíferos planctónicos".* Rev. Esp. de Micropal. 16: 241-263.

ORUE-ETXEBARRIA, X.; LAMOLDA, M.A. 1985. *"Caractéristiques paléobiogeografiques du bassin Basco-Cantabrique pendant le Paléogène".* Revue de Micropaléontologie, 27 (4): 257-265.

PERCIVAL, S.F.; FISCHER, A.G. 1977. *"Changes in calcareous nannoplankton in the Cretaceous-Terciary biotic crisis at Zumaya, Spain".* Evol. Theory, 2: 1-35.

PLAZIAT, J.C. 1975. *"Signification paleogéografique des "Calcaires conglomerés" des bréches et des niveaux á Rhodophycées dans la sedimentation carbonatée du bassin Basco-Bearnais á la base du Tertiaire (Espagne-France)".* Rev. de Geogr. Phys. et de Geol. Dynam., (2), 17 (3): 239-258.

PLAZIAT, J.C. 1981. *"Late Cretaceous to late Eocene palaeogeographic evolution of Southwest Europe.* Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 36: 263-320.

RAT, P. 1959. *"Les pays Crétaces Basco-Cantabriques (Espagne)".* Thése Doct. Sci. Dijon Publ. Univ. Dijon, 18: 525 p.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya
Nº XVI, 1987

NOTAS SOBRE LA FAUNA BRIOZOOLOGICA MARINA IBERICA. II. ESPECIES DE LA COSTA VASCA: ESTUDIO ZOOGEOGRAFICO

Juan Antonio Alvarez (1)

RESUMEN

El presente trabajo es un listado de los Briozoos recogidos entre 1979 y 1986 en la Costa Vasca. De este modo, son relacionadas 88 especies, de las cuales 5 son Ctenostomados, 67 Queilostomados y 16 Ciclostomados.

RESUME

Le présent article répertorie les Bryozoaires récoltés entre 1979 et 1986 sur la Côte Basque. Sont ainsi répertoriées 88 espèces, dont 5 Cténostomes, 67 Chilostomes et 16 Cyclostomes.

LABURPENA

Iker-lan honetan, 1979-1986 tartean Euskal Kostaldean bidutako Briozooen zerrenda emon da. Guztira, 88 espezie aipatu dira; 5 Ktenostomatu, 67 Keilostomatu eta 16 Ziklostomatu direlarik.

(1) Dpto. de Biología (Zoología). Facultad de Ciencias Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao.

INTRODUCCION

El inventario de la fauna briozoológica en la Costa Vasca está integrado por 88 especies. Este inventario ha sido elaborado por la recopilación de las citas realizadas por varios autores que han llevado a cabo muestreos en los niveles intermareal, infralitoral y circalitoral.

Se han excluido las señalizaciones efectuadas por especialistas en campañas oceanográficas desarrolladas en el Golfo de Vizcaya, debido a que las estaciones de muestreo se localizaron lejos del litoral vasco y en aguas profundas.

El material que compone el inventario que se ofrece fue recogido por varios autores en el período que va desde 1979 hasta 1986. Dicho esto, resulta evidente que el estudio de la fauna briozoológica vascongada es una labor reciente, acometida por diversas personas que tuvieron a su disposición distintas capacidades técnicas y que desarrollaron su trabajo con diferentes intenciones. Obviamente, realizaron los muestreos con metodologías e intensidades no comparables entre sí.

El inventario se ha redactado de modo que para cada especie se presentan, en primer lugar y en mayúsculas, los lugares donde ha sido citada; después se proporcionan las fechas en que fue recolectada; si no se conoce este dato, se señala "fnd" ("fecha no disponible"); por último, son indicadas las profundidades y la fuente de información. Si ha lugar, se termina con un pequeño comentario sobre la ecología de cada especie.

Como a lo largo del inventario las citas se repiten continuamente, con objeto de no alargar excesivamente el texto y provocar el cansancio del lector, se han establecido las siguientes abreviaturas:

— ALTUNA et al., 1983:	ALT 1983
— AGUIRREZABALAGA et al., 1984:	AGZ 1984
— AGUIRREZABALAGA et al., 1985:	AGZ 1985
— AGUIRREZABALAGA et al., 1986:	AGZ 1986
— ALVAREZ et al., 1985:	ALV 1985
— ALVAREZ et al., 1986a:	AV 1986a
— ALVAREZ et al., 1986b:	AV 1986b
— ALVAREZ et al., 1986c:	AV 1986c
— ALVAREZ, en prensa (a):	AV ep.a.
— ALVAREZ, en prensa (b):	AV ep.b.
— MORALES y ARIAS, 1979:	M&A 1979

Todas las estaciones mencionadas en el texto se encuentran representadas en la Fig. I. Cuando el material proviene de muestras recogidas en arrastres y dragados, se han representado los arrastres en la localización y en la dirección en que fueron realizados, y los dragados como puntos, numerados del 5 al 12. Las coordenadas de estos puntos son:

PUNTO 5: 43 grados, 29 min., 52 seg. N
O2 grados, 40 min., 48 seg. W

PUNTO 6: 43 grados, 30 min., 36 seg. N
02 grados, 41 min., 30 seg. W

PUNTO 7: 43 grados, 30 min., 18 seg. N
02 grados, 41 min., 12 seg. W

PUNTO 8: 43 grados, 30 min., 24 seg. N
02 grados, 41 min., 37 seg. W

PUNTO 9: 43 grados, 30 min., 24 seg. N
02 grados, 41 min., 27 seg. W

PUNTO 10: 43 grados, 30 min., 24 seg. N
02 grados, 41 min., 07 seg. W

PUNTO 11: 43 grados, 30 min., 24 seg. N
02 grados, 40 min., 57 seg. W

PUNTO 12: 43 grados, 29 min., 13 seg. N
02 grados, 47 min., 56 seg. W

LISTADO SISTEMATICO

Filum ECTOPROCTA
Clase GYMNOLAEMATA
Orden CTENOSTOMATA
Familia Valkeriidae

Valkeria uva (L., 1758)

FUENTERRABIA: fnd: intermareal (AGZ 1984); ONDARRETA: fnd: intermareal (AGZ 1984). Está citada sobre **Gelidium sesquipedale, Balanus perforatus** y **Scrupocellaria reptans**. La señalización la presenta como **Valkeeria uva** (L.).

Familia Vesiculariidae

Amathia lendigera (L.,1761)

CIERVANA: Octubre, 1983: 7 m. (ALV 1985; AV ep.a.). Sobre los rizoides de **Chartella papyracea**.

Bowerbankia imbricata (Adams, 1798)

CIERVANA: Julio, 1984: 4 m. (ALV 1985; AV ep.a.). Sobre roca.

Bowerbankia gracilis Leidy, 1855

LAS ARENAS: Julio, 1983: intermareal (ALV 1985; AV ep.a.); EREAGA: Julio, 1983: intermareal (ALV 1985; AV ep.a.). En ambas estaciones sobre bloques y pilares de cemento; además, en Las Arenas, asociada al alga **Bachelotia antillarum**.

Bowerbankia gracillima (Hincks, 1877)

MUSQUES: Agosto, 1984: 7 m.(ALV 1985; AV ep.a.). Sobre sustrato algal.

Orden CHEILOSTOMATA
Familia Aeteidae

Aetea anguina (L., 1758)

MUSQUES, PUNTA LUCERO, CIERVANA y LA GALEA: Julio, 1983 y Agosto, 1984: intermareal hasta 9 m. (AV 1986c; AV ep. a.). Sobre las algas **Gelidium sesquipedale, Pterosiphonia complanata** y **Rhodymenia coespitosella**, el molusco **Ostrea edulis**, el cnidario **Gymnangium montagui**, y asociada a **Scruparia chelata, Bugula neritina** y **Scrupocellaria reptans**. FUENTERRABIA y SAN SEBASTIAN: fnd: a partir del mediolitoral inferior (AGZ 1984); Señalada sobre **G. sesquipedale** y **Peysonnelia rubra**, así como sobre piedras.

Aetea truncata (Landsborough, 1852)

TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-20 m. (AGZ 1985).

Familia Scrupariidae

Scruparia ambigua (dÓrbigny, 1841)

MUSQUES, ARRIGUNAGA y LA GALEA: Julio, 1983 y Julio-Agosto, 1984: 7-7,5 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre **Crisia sp.** y sobre **Scrupocellaria reptans**. PUNTO 6: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.); junto a **Scruparia chelata**. ONDARRETA: fnd: intermareal (AGZ 1984); sobre rodofíceas y **Scrupocellaria scrupea.**

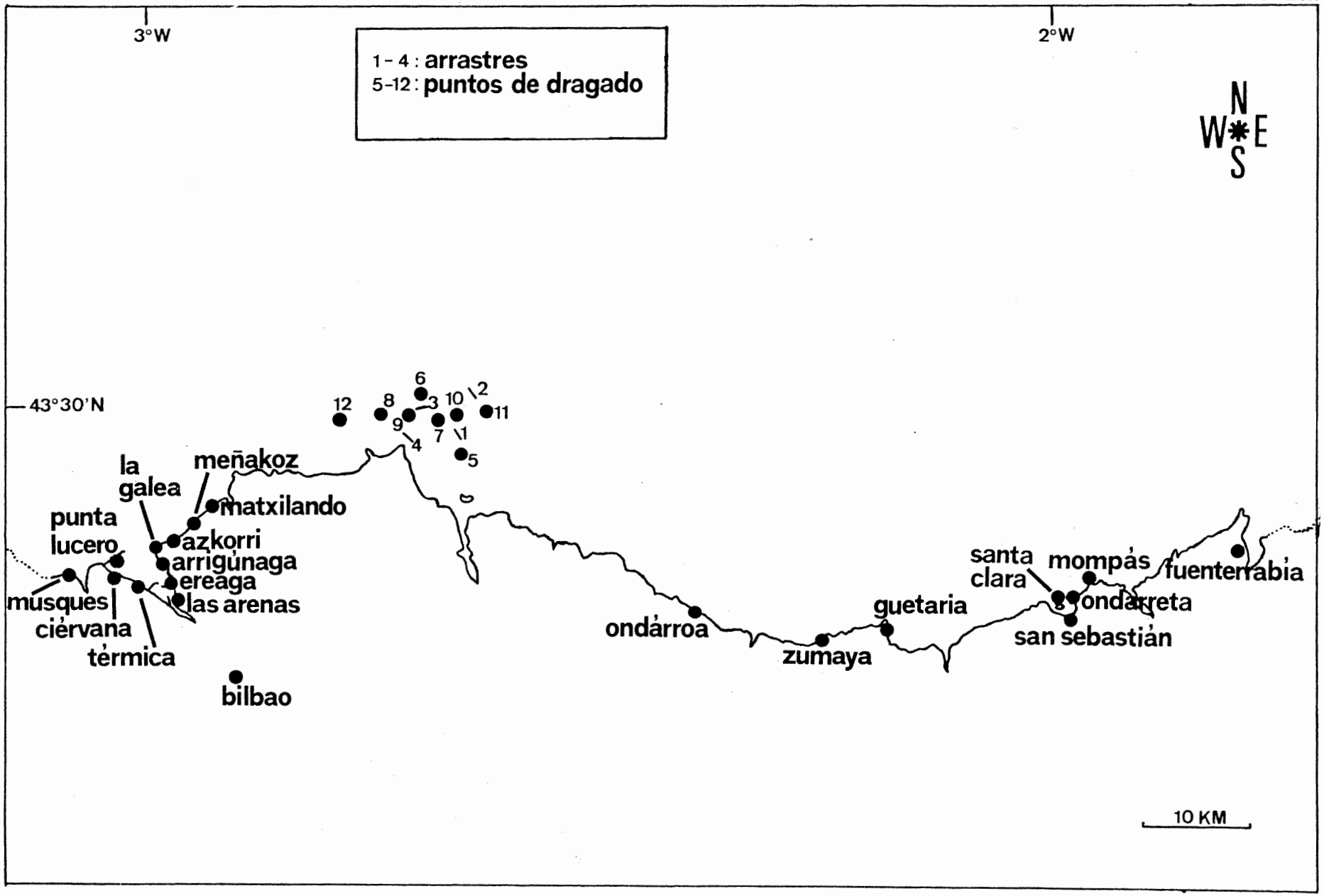
Scruparia chelata (L., 1758)

PUNTA LUCERO y CIERVANA: Agosto, 1983 y Octubre, 1983: intermareal y primeros metros del infralitoral (AV 1986c; AV ep.a.); sobre **Ostrea edulis** y junto a **Bugula neritina** y **Aetea anguina**. PUNTO 6: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.); junto a **Scruparia ambigua**.

Familia Membraniporidae

Membranipora membranacea (L., 1767)

FIG.I.


3°W
2°W
1 - 4 : arrastres
5-12 : puntos de dragado
N
W
E
S
43°30'N
12
8
6
3
10
2
11
9
7
1
4
5
la galea
meñakoz
matxilando
punta lucero
azkorri
arrigúnaga
ereaga
las arenas
musques
ciérvana
térmica
bilbao
ondárroa
zumaya
guetaria
santa clara
mompás
ondárreta
san sebastián
fuenterrabía
10 KM

LA GALEA: Julio, 1984: 4,5 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre sustrato algal y junto a **Conopeum seurati.**

Conopeum seurati (Canu, 1928)
LA GALEA: Julio, 1984: 4,5 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre sustrato algal y junto a **Membranipora membranacea.**

Familia Electridae

Electra pilosa (L., 1767)
MUSQUES, CIERVANA, TERMICA y LA GALEA: Julio, 1983 y Julio-Agosto, 1984: intermareal hasta 8 m. (AV 1986c; AV ep.a.); Sobre **G. sesquipedale** y **Pterosiphonia complanata**. ONDARROA, GUETARIA, ISLA DE SANTA CLARA, ONDARRETA, MOMPAS y FUENTERRABIA: fnd: intermareal e infralitoral superior (ALT 1983; AGZ 1984; AGZ 1986); sobre **G.sesquipedale** y sustratos artificiales.

Electra monostachys (Busk, 1854)
GUETARIA: fnd: aguas portuarias (M&A 1979).

Familia Flustridae

Chartella papyracea (Ellis y Solander, 1786)
MUSQUES, CIERVANA, TERMICA, ARRIGUNAGA, LA GALEA, MEÑAKOZ: Agosto 1983 y Julio-Agosto, 1984: intermareal hasta 8,5 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre roca. TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN) y FUENTERRABIA: Agosto, 1984 (en Txmistarri; "fnd" para Fuenterrabia): 6-20 m. (ALT 1983; AGZ 1984; AGZ 1985); sobre roca, en cuevas y paredes inclinadas. En AGZ 1985 se la cita como **Chartella papiracea**.

Familia Calloporidae

Alderina imbellis (Hincks, 1880)
PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre roca.

Familia Microporidae

Micropora normani Levinsen, 1909
PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre roca. ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre concha.

Micropora coriacea (Johnston, 1947)
PUNTO 12: fnd: 100m. (AGZ 1984); sobre concha de pectínido.

Familia Cellariidae

Cellaria sinuosa (Hassall, 1840)
PUNTO 5: Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Octubre, 1985: 100-120m. (AV. ep.b.); en ambos casos, los dragados proporcionaron pequeños fragmentos libres.

Cellaria fistulosa (L., 1758)
PUNTO 6: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.); fragmentos libres. ABRA DE BILBAO: Invierno-Verano de 1984: 22 m. (AV 1986c; AV ep.a.).

Cellaria salicornioides Lamouroux, 1816
PUNTO 6 y PUNTO 7: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.); fragmentos libres. ABRA DE BILBAO: Invierno-Verano, 1984: 18-26 m. (AV 1986c; AV ep.a.); PUNTO 12: fnd: 100 m. (AGZ 1984). TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): fnd: 20-25 m. (AGZ 1986).

Familia Scrupocellariidae

Caberea boryi (Audouin, 1826)
TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-20 m. (AGZ 1985).

Scrupocellaria reptans (L.,1767)
MUSQUES, CIERVANA, TERMICA, EREAGA y MEÑAKOZ: Julio, 1983 y Julio-Agosto, 1984: intermareal hasta 13 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre rocas, algas tales como **G.sesquipedale** y **P.complanata**, y junto a **Scruparia ambigua** y **Aetea anguina**. GUETARIA, SAN SEBASTIAN, ZUMAYA, MOMPAS y FUENTERRABIA: para Tximistarri (San Sebastian): Agosto, 1984; para las otras estaciones "fnd": desde intermareal hasta 20 m, según estaciones (AGZ 1984; AGZ 1985; AGZ 1986); sobre roca, algas, etc.

Scrupocellaria scrupea Busk, 1852
MUSQUES: Agosto, 1984: 6,5-7 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre roca. ARRASTRE 2 (ver Fig. I): Mayo, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre hidrario. SAN SEBASTIAN y ONDARRETA: fnd: intermareal hasta 8 m. (AGZ 1984); sobre **G.sesquipedale** y junto a **Scruparia ambigua** y **Halecium tenellum**.

Scrupocellaria scruposa (L., 1758)
TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 16-20 m. (AGZ 1985); pared subvertical.

Scrupocellaria berthollettii (Audouin, 1826)
FUENTERRABIA: Septiembre, 1982 y Junio, 1984: 20 m. (AGZ 1986).

Scrupocellaria delilii (Audouin, 1826)
ONDARRETA: Noviembre, 1985: 10 m. (AGZ 1986); sobre **G.sesquipedale**.

Scrupocellaria maderensis (Busk, 1860)
TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): fnd: 20-25 m. (AGZ 1986); sobre una pared vertical.

Familia Bicellariellidae

Bicellariella ciliata (L., 1758)
GUETARIA: fnd: intermareal (AGZ 1986).

Familia Bugulidae

Bugula neritina (L., 1758)
PUNTA LUCERO: Agosto, 1983 y Octubre, 1983: infralitoral superior (AV 1986b; AV 1986c; AV ep.a.); pared vertical. GUETARIA: fnd: aguas portuarias (M&A 1979). GUETARIA, ONDARROA y SAN SEBASTIAN: fnd: 3-10 m. (AGZ 1984); paredes de las estructuras portuarias y cascos de boyas y barcos.

Bugula plumosa (Pallas, 1766)
FUENTERRABIA: fnd: 6-12 m. (AGZ 1984; AGZ 1986); junto a **Campanularia volubilis**.

Bugula simplex Hincks, 1886
GUETARIA: fnd: aguas portuarias (M&A 1979).

Bugula stolonifera Ryland, 1960
ARRIGUNAGA: Julio, 1984: 4-10,5 m. (AV 1986b; AV 1986c; AV ep.a.); sobre rocas, depósitos calcáreos, etc. SAN SEBASTIAN: fnd: infralitoral superior (AGZ 1984); cascos de barcos.

Bugula turbinata Alder, 1857
CIERVANA: Junio, 1983: 12 m. (AV 1986b; AV 1986c; AV ep.a.); sobre roca. FUENTERRABIA: fnd: 6-12 m. (AGZ 1984); paredes inclinadas y pequeñas cuevas.

Familia Cribrilinidae

Cribrilina punctata (Hassall, 1841)
MEÑAKOZ: Octubre, 1983: 6 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre roca.

Cribrilaria radiata (Moll, 1803)
PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre roca.

Figularia figularis (Johnston, 1847)
ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre concha.

Familia Umbonulidae

Umbonula ovicellata Hastings, 1944

PUNTA LUCERO: Agosto, 1983: infralitoral superior (AV 1986c; AV ep.a.); sobre **Ostrea edulis**. MOMPAS: Agosto, 1985: 4-20 m. (AGZ 1986); sobre **Gelidium**.

Familia Exochellidae

Escharoides coccinea (Abildgaard, 1806)
FUENTERRABIA: Marzo, 1981: 20 m. (AGZ 1986).

Familia Adeonidae

Reptadeonella insidiosa (Jullien, 1903)
PUNTO 9: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.).PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); en ambas estaciones incrustando rocas.

Familia Cryptosulidae

Cryptosula pallasiana (Moll, 1803)
PUNTA LUCERO, CIERVANA, TERMICA y MEÑAKOZ: Octubre y Diciembre, 1983; Febrero, 1984: intermareal (AV 1986c; AV ep.a.); sobre guijarros, piedras, formaciones rocosas, conchas de **Mytilus**, etc. GUETARIA: fnd: aguas portuarias (M&A 1979). GUETARIA, ZUMAYA, SAN SEBASTIAN, ONDARRETA, FUENTERRABIA: fnd: muy común en todos los intermareales (ALT 1983; AGZ 1984; AGZ 1986); sobre **Ostrea, B.perforatus**,...

Familia Hippoporinidae

Pentapora foliacea (Ellis y Solander, 1786)
MUSQUES y CIERVANA: Noviembre y Diciembre, 1983; Agosto, 1984: 5,5-7 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre sustrato rocoso. ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Octubre, 1985; Mayo, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); dos pequeños fragmentos. TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Julio, 1985: 18 m. (AGZ 1986).

Familia Smittinidae

Smittina affinis (Hincks, 1862)
MUSQUES: Junio, 1983; 7 m. (AV 1986a; AV 1986c; AV ep.a.); sobre sustrato rocoso. TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-20 m. (AGZ 1985).

Smittoidea reticulata (J. McGillivray, 1842)
PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre rocas y concentraciones calcáreas.

Smittoidea marmorea (Hincks, 1877)
ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); superficie interior de la concha de un bivalvo.

Porella compressa (J. Sowerby, 1805)
ARRASTRE 3 (ver Fig. I): Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.); pequeños fragmentos libres.

Porella cervicornis (Pallas, 1766)
TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Mayo, 1985: 20-25 m. (AGZ 1986)

Palmicellaria skenei (Ellis y Solander, 1786)
PUNTO 7: Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). PUNTO 5: Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). PUNTO 10: Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Octubre, 1985; Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). ARRASTRE 3 (ver Fig. I): Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.); fragmentos libres, en algunos casos, de notables dimensiones.

Familia Escharellidae

Escharella ventricosa (Hassall, 1842)
PUNTO 9: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre sustrato rocoso.

Hemicyclopora polita (Norman, 1864)
PUNTO 9: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre roca.

Familia Schizoporellidae

Schizoporella dunkeri (Reuss, 1848)
MUSQUES: Agosto, 1984: 8m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre sustrato rocoso. PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre roca.

Schizomavella auriculata (Hassall, 1842)
TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-20 m. (AGZ 1985); pared subvertical. Todos los ejemplares corresponden a la variedad **cuspidata**.

Schizomavella linearis (Hassall, 1841)
ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Mayo, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). ARRASTRE 2 (ver Fig. I): Mayo, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre conchas. TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-20 m. (AGZ 1985); pared subvertical.

Escharina vulgaris (Moll, 1803)
PUNTO 8: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.). PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre conchas y piedras.

Escharina hyndmanni (Johnston, 1847)
PUNTO 9: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.). PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre conchas y piedras.

Familia Microporellidae

Microporella ciliata (Pallas, 1766)
PUNTO 9: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.). PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). ARRASTRE 2 (ver Fig. I): Mayo, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre conchas y rocas. SAN SEBASTIAN y FUENTERRABIA: fnd: intermareal (AGZ 1984); muy abundante sobre el alga **Peysonnelia rubra**.

Fenestrulina malusii (Audouin, 1826)
ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Mayo, 1986: 100-120 m.(AV ep.b.); sobre concreciones calcáreas.

Haplopoma impressum (Audouin, 1826)
MUSQUES: Agosto, 1984: 4,5-8,5 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre algas rojas.

Haplopoma graniferum (Johnston, 1847)
MEÑAKOZ: Octubre, 1983: intermareal hasta 6 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre sustrato rocoso.

Haplopoma bimucronatum (Moll, 1803)
ONDARRETA: Noviembre, 1985: 10 m. (AGZ 1986); entre el **G.sesquipedale**.

Familia Chorizoporidae

Chorizopora brongniartii (Audouin, 1826)
PUNTO 11: Febrero, 1986; 100-120 m. (AV ep.b.). ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre conchas y rocas. ZUMAYA y ONDARRETA: fnd: intermareal (AGZ 1984; AGZ 1986); en Ondarreta sobre **Peysonnelia rubra**.

Familia Hippothoidae

Hippothoa divaricata Lamouroux, 1821
MUSQUES: Agosto, 1984: 7-8 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre sustrato rocoso y restos de conchas.

Hippothoa flagellum Manzoni, 1870
PUNTO 8: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep. b.); sobre conchas.

Plesiothoa gigerium (Ryland y Gordon, 1977)
MUSQUES: Agosto, 1984: 6,5 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre roca.

Celleporella hyalina (L.,1767)
MUSQUES, CIERVANA y LA GALEA: Agosto, 1983; Agosto y Octubre, 1984: 2-8,5 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre algas rojas. ONDARRETA: fnd: intermareal (AGZ 1984); sobre rodofíceas.

Familia Sertellidae

Rhynchozoon bispinosum (Johnston, 1847)

TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-20 m. (AGZ 1985); pared subvertical.

Familia Celleporidae

Cellepora pumicosa (Pallas, 1766)
MUSQUES y LA GALEA: Agosto, 1984: 5 m. (AV 1986c; AV ep.a.); sobre sustrato rocoso. TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-29 m. (AGZ 1985).

Celleporina hassallii (Johnston, 1847)
MOMPAS: fnd: 4-20 m. (AGZ 1986); entre el **Gelidium**.

Lagenipora lepralioides (Norman, 1868)
PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre sustrato rocoso.

Turbicellepora avicularis (Hincks, 1860)
TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-20 m. (AGZ 1985); en una pared subvertical.

Turbicellepora magnicostata (Barroso, 1919)
MUSQUES, LA GALEA, MEÑAKOZ y MATXILANDO: Agosto y Octubre, 1983; Agosto, 1984: intermareal hasta 8,5 m. (AV 1986c; AV ep.a.); siempre sobre sustrato rocoso. MOMPAS: Agosto, 1985: infralitoral superior (AGZ 1984; AGZ 1986); entre el **Gelidium**, sobre **B.perforatus**, piedras, etc.

Omalosecosa ramulosa (L., 1767)
TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): fnd: 20-25 m. (AGZ 1986).

Buskea dichotoma (Hincks, 1862)
ARRASTRE 2 (ver Fig. I): Mayo, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre hidrario.

Clase STENOLAEMATA
Orden CYCLOSTOMATA
Familia Crisiidae

Filicrisia geniculata (Milne-Edwards, 1838)
MUSQUES, CIERVANA, TERMICA, LA GALEA, AZKORRI, MEÑAKOZ y MATXILANDO: Verano, 1983; Verano, 1984: intermareal hasta 7,5 m. (AV ep.a.); sobre sustrato rocoso. TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-20 m. (AGZ 1985); en una pared subvertical.

Crisia eburnea (L., 1758)
MUSQUES y CIERVANA: Agosto, 1984: 4,5-8 m. (AV ep.a.); sobre **G.sesquipedale**.

Crisia occidentalis (Trask, 1857)
GUETARIA: fnd: intermareal (AGZ 1986); entre **Gelidium**.

(NOTA 1ª: Actualmente existen dudas sobre el rango taxomómico que debe concederse a **Crisia occidentalis**. Mientras algunos autores la consideran una variedad de **Crisia eburnea**, otros prefieren tenerla como especie diferente. Las citas correspondientes a Musques y Ciérvana se ajustan a las descripciones realizadas para **C.eburnea**, y no dudamos que la señalización de Guetaria realizada por AGUIRREZABALAGA et al. (1986) debe corresponder a **C.occidentalis**. Esta es la razón de que se presenten estas formas como especies diferentes, en espera de una conclusión definitiva.)

Crisia denticulata (Lamarck, 1816)
MUSQUES: Agosto, 1984: 4,5-7,5 m. (AV ep.a.); sobre sustrato rocoso.

Crisia fistulosa (Heller, 1867)
GUETARIA: fnd: mediolitoral inferior (AGZ 1986).

Crisia sigmoidea (Waters, 1916)
TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-20 m. (AGZ 1985); en una pared subvertical.

Familia Diaperoeciidae

Entalophoroecia deflexa (Couch, 1844)
PUNTO 7: Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.). PUNTO 5: Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). PUNTO 10: Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). PUNTO 11: Octubre, 1985; Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre conchas y piedras.

Familia Diastoporidae

Diplosolen obelium (Johnston, 1838)
ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). ARRASTRE 2 (ver Fig.I): Mayo, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre conchas y **Dendrophyllia**.

Plagioecia inoedificata (Jullien, 1882)
TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Agosto, 1984: 15-20 m. (AGZ 1985); en una pared subvertical.

Plagioecia patina (Lamarck, 1816)
MUSQUES: Agosto, 1984: 5,5 m. (AV ep.a.); sobre roca. TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Mayo, 1985: 20-25 m. (AGZ 1986).

Plagioecia sarniensis (Norman, 1864)
CIERVANA: Junio, 1983: 6,5 m. (AV ep.a.). PUNTO 11: Febrero, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). ARRASTRE 2 (ver Fig. I): Mayo, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre rocas y **Dendrophyllia**. TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Mayo, 1985: 20-25 m. (AGZ 1986).

Familia Terviidae

Tervia irregularis (Meneghini, 1844)
PUNTO 10: Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.). ARRASTRE 1 (ver Fig. I): Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.). ARRASTRE 4 (ver Fig. I): Octubre, 1985: 100-120 m. (AV ep.b.); fragmentos libres procedentes de dragados.

Familia Tubuliporidae

Idmidronea atlantica (Forbes) en Johnston, 1847
PUNTO 10: Julio, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); fragmentos libres procedentes de dragados. TXIMISTARRI (SAN SEBASTIAN): Mayo, 1985: 20-25 m. (AGZ 1986); sobre sustrato duro.

Tubulipora flabellaris (Fabricius, 1780)
MUSQUES y LA GALEA: Agosto, 1983; Agosto, 1984: 4-8 m. (AV ep.a.); sobre rocas y algas.

Familia Lichenoporidae

Disporella hispida (Fleming, 1828)
MUSQUES, CIERVANA, LA GALEA y MEÑAKOZ: Agosto, 1983; Octubre, 1983; Agosto, 1984: 2-7 m. (AV ep.a.); sobre sustrato rocoso, preferentemente en zonas esciáfilas.

Lichenopora radiata (Audouin, 1828)
ARRASTRE 2 (ver Fig. I): Mayo, 1986: 100-120 m. (AV ep.b.); sobre conchas.

NOTAS ZOOGEOGRAFICAS

El estudio zoogeográfico de los Briozoos tiene como objetivo, al igual que para otros grupos, el intentar descubrir las afinidades faunísticas entre regiones, esfuerzo tendente al desarrollo de la historia natural del Filum.

Con esta intención se han realizado cuatro agrupaciones:
1ª : Especies que están señaladas en el Atlántico Boreal.
2ª : Especies que están citadas en el Atlántico Boreal y en el Mediterráneo.
3ª : Especies propias del Mediterráneo, ya que están restringidas casi por completo a él, aunque existan citas ocasionales en el Atlántico.
4ª : Especies de distribución amplia, sin considerar la continuidad geográfica de las señalizaciones.

Las agrupaciones son las siguientes:

Especies del Atlántico Boreal

Chartella papyracea
Alderina imbellis
Micropora normani
Reptadeonella insidiosa
Smittina affinis
Porella compressa
Palmicellaria skenei
Hemicyclopora polita
Plesiothoa gigerium

Especies del Atlántico Boreal y del Mediterráneo

Bowerbankia imbricata
Bowerbankia gracillima
Scruparia chelata
Conopeum seurati
Cellaria sinuosa
Cellaria salicornioides
Scrupocellaria reptans
Bugula plumosa
Bugula simplex
Bugula turbinata
Cribrilaria radiata
Figularia figularis
Umbonula ovicellata
Escharoides coccinea
Pentapora foliacea
Smittoidea marmorea
Escharella ventricosa
Schizoporella dunkeri
Schizomavella linearis
Escharina hyndmanni
Haplopoma impressum
Haplopoma graniferum
Hippothoa divaricata
Cellepora pumicosa
Lagenipora lepralioides
Turbicellepora avicularis
Omalosecosa ramulosa
Buskea dichotoma
Plagioecia inoedificata
Idmidronea atlantica
Lichenopora radiata

Especies Mediterráneas

Porella cervicornis
Haplopoma bimucronatum
Turbicellepora magnicostata
Crisia fistulosa
Crisia sigmoidea

Especies de Distribución Amplia

Valkeria uva
Amathia lendigera
Bowerbankia gracilis
Aetea anguina
Aetea truncata
Scruparia ambigua
Membranipora membranacea
Electra pilosa
Electra monostachys
Micropora coriacea
Cellaria fistulosa
Caberea boryi
Scrupocellaria scrupea
Scrupocellaria scruposa
Scrupocellaria berthollettii
Scrupocellaria delilii
Scrupocellaria maderensis
Bicellariella ciliata
Bugula neritina
Bugula stolonifera
Cribrilina punctata
Cryptosula pallasiana
Smittoidea reticulata
Schizomavella auriculata
Escharina vulgaris
Microporella ciliata
Fenestrulina malusii
Chorizopora brongniartii
Hippothoa flagellum
Celleporella hyalina
Rhynchozoon bispinosum
Celleporina hassallii
Filicrisia geniculata
Crisia eburnea
Crisia occidentalis
Crisia denticulata
Entalophoroecia deflexa
Diplosolen obelium
Plagioecia patina
Plagioecia sarniensis
Tervia irregularis
Tubulipora flabellaris
Disporella hispida

Así pues, de un total de 88 especies tenemos:

— 9 especies del Atlántico Boreal: 10,22%
— 31 especies del Atl. Boreal y Mediterráneo 35,22%
— 5 especies propias del Mediterráneo 5,68%
— 43 especies de Distribución Amplia 48,86%

De los valores porcentuales obtenidos se puede concluir que:

1. Prácticamente la mitad de las especies que componen el catálogo de la fauna briozoológica vasca están incluidas en el grupo de amplia distribución.
2. Las especies del Atlántico Boreal y Mediterráneo son el segundo grupo en importancia.
3. Existe un número de especies, que representa el 10,22% del total, que se han citado en el Atl. Boreal
4. La presencia de un 5,68% de especies propias del Mediterráneo es algo remarcable. El valor de este porcentaje es más del doble del que obtuvo FERNANDEZ (1985) en la fauna briozoológica gallega (2,08%).

Puede suponerse, por otra parte, que la presencia de especies típicas de aguas cálidas es superior a ese 5,68%. No debe olvidarse que en grupo de amplia distribución se han incluido especies de distribución pantropical (ej.: **Scrupocellaria berthollettii, Scrupocellaria maderensis**), especies ampliamente distribuídas en aguas cálidas y templadas (ej.: **Micropora coriacea, Bugula simplex, Bugula stolonifera, Escharina vulgaris, Hippothoa flagellum**), etc.

Parece detectarse, pues, la existencia de un carácter meridional en la fauna briozoológica vasca, más acentuado que el existente en otras regiones de la Cornisa Cantábrica.

En otro orden de cosas, algo señalable en la composición del catálogo faunístico es que no se han efectuado muestreos entre los 30 y los 100 m. de profundidad; las especies se han recogido en rangos batimétricos no contiguos.

Así, todas las citas están situadas entre los 0 y los 30 m. por un lado, y los 100 y 120 m. por otro. De las 88 especies, el:

— 60,22% están recogidas de 0 a 30 m.
— 26,13% están recogidas de 100 a 120 m.
— 13,63% están recogidas de 0 a 30 m y de 100 a 120 m.

El mayor número de especies ubicadas en los primeros 30 m superficiales con respecto al número de las que se citan en el piso circalitoral se debe, no sólo a la mayor riqueza específica del piso infralitoral, sino también a las distintas intensidades de los muestreos realizados en uno y otro piso; dada la mayor accesibilidad del piso infralitoral, es éste el que se ha muestreado más frecuentemente.

No obstante, se han comparado los porcentajes globales de las agrupaciones con los que se obtienen entre 0 y 30 m y los que se consiguen entre 100 y 120 m.

	Global	0 a 30 m.	100 a 120 m.
% especies del Atl. Boreal	10,22	4,61	17,14
% especies del Atl. Boreal-Mediterráneo	35,22	33,84	42,85
% especies del Mediterráneo	5,68	7,69	0,00
% especies de Distribución Amplia	48,86	53,84	40,00
TOTAL	99,98%	99,98%	99,99%

Se aprecia como, si bien los porcentajes de especies del Atl. Boreal-Mediterráneo y de Distribución Amplia se modifican ligeramente, las mayores diferencias se encuentran en los grupos formados por las especies citadas en el Atl. Boreal por un lado, y las citadas en el Mediterráneo por otro lado.

Así, las especies del Atl. Boreal representan el 4,61 % del número total entre 0 y 30 m, pero alcanzan ya el valor de 17,14 % entre 100 y 120 m; por su parte, las especies mediterráneas constituyen el 7, 68 % de las señaladas en el piso infralitoral, y no aparecen en el piso circalitoral. De hecho, del total de especies consideradas del Atl. Boreal, el 66,66 % se ubican en el circalitoral, y el resto entre 0 y 30 m. y el 100 % de las especies mediterráneas se sitúan en el infralitoral.

CONCLUSIONES

La elaboración del catálogo faunístico para el Filum Ectoprocta en la Costa Vasca ha conducido al inventariado de 88 es-

pecies, de las cuales 5 son del orden Ctenostomata (5,68 %), 67 son del orden Cheilostomata (76,13 %) y 16 pertenecen al orden Cyclostomata (18,18 %). El elevado porcentaje de las especies del orden Cheilostomata se debe, sobre todo, a la mayor diversidad específica de éste y a los métodos de muestreo, que han favorecido la recolección de las especies menos delicadas y más conspicuas.

Analizado el carácter biogeográfico de cada especie, el resultado global conduce a la manifestación de un cierto carácter meridional en la fauna briozoológica vascongada (localizado fundamentalmente en el piso infralitoral), carácter que aún no puede ser cuantificado pero que es, sin duda, más acentuado que los existentes en otras regiones costeras de la Cornisa Cantábrica.

BIBLIOGRAFIA

AGUIRREZABALAGA, F.; ALTUNA, A.; BORJA, A.; FELIU, J.; GARCIA CARRASCOSA. A.M.; ROMERO, A.; SAN VICENTE, C.; TORRES-GOMEZ-DE-CADIZ, J.A.; URIZ, M.J.; IBAÑEZ, M. 1984 *Contribución al conocimiento de la fauna marina de la Costa Vasca. II.* LURRALDE, 7: 83-133.

AGUIRREZABALAGA, F.; ARRARAS, M.D.; ARTECHE, I.; ROMERO, A.; RUIZ DE OCENDA, M.J.; TORRES, J.A.; URIZ, M.J.; ZABALA, M.; IBAÑEZ, M. 1985 *Contribución al conocimiento de la fauna marina de la Costa Vasca. III.* LURRALDE, 8: 121-140.

AGUIRREZABALAGA, F.; ALTUNA, A.; ARRARAS, M.D.; MIGUEL, I.; ROMERO, A.; RUIZ DE OCENDA, M.J.; SAN VICENTE, D.; IBAÑEZ, M. 1986 *Contribución al conocimiento de la fauna marina de la Costa Vasca. IV.* LURRALDE, 9: 133-158.

ALTUNA, A.; ROMERO, A.; SANZ, A.; TORRES-GOMEZ-DECADIZ, J.A.; IBAÑEZ, M. 1983 *Contribución al conocimiento de la fauna marina de la Costa de Guipúzcoa. I.* LURRALDE, 6: 127-155.

ALVAREZ, J.A.; SAIZ, J.I.; RALLO, A. 1985 *Ctenostomata (Ectoprocta) del Abra de Bilbao (España).* CUAD. INVEST. BIOL. (BILBAO), 8: 77-90.

ALVAREZ, J.A.; SAIZ, J.I.; RALLO, A. 1986a *Biogeografía de Smittina affinis, Hincks (Cheilostomata: Ascophora).* LURRALDE, 9: 295-300.

ALVAREZ, J.A.; SAIZ, J.I.; RALLO, A. 1986b *El género Bugula, Oken (Ectoprocta: Cheilostomata) en el Abra de Bilbao.* CUAD. INVEST. BIOL. (BILBAO), 9: 23-40.

ALVAREZ, J.A.; SAIZ, J.I.; RALLO, A. 1986c *Briozoos Queilostomados (Ectoprocta: Cheilostomata) del Abra de Bilbao (España).* CUAD. INVEST. BIOL. (BILBAO), 9: 41-57.

ALVAREZ, J.A. (en prensa:a). *Taxonomía y Ecología de los Briozoos Gimnolaemados (Ectoprocta: Gymnolaemata) del Abra de Bilbao y de sus costas adyacentes.* CUAD. INVEST. BIOL.(BILBAO): 120 págs., 12 láms., 1 fig.

ALVAREZ, J.A. (en prensa:b). *Notas sobre la fauna briozoológica marina ibérica. I. Especies del Golfo de Vizcaya: Proyecto "Gaviota".* CUAD. INVEST. BIOL. (BILBAO): 21 págs., 2 figs.

FERNANDEZ, E. 1985 *Briozoos de Galicia: Estudio Zoogeográfico.* TRAB. COMPOST. BIOL., 12: 13-29.

MORALES, E. y ARIAS, E. 1979 *Variación estacional del "fouling" en el puerto de Guetaria (N. de España).* INV. PESQ., 43 (2): 385-400.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya
Nº XVI, 1987

ESTUDIO DE COMUNIDADES DE GASTEROPODOS EN VARIOS ECOSISTEMAS DEL PAIS VASCO

M. Ojea
A. Rallo
J.C. Iturrondobeitia (*)

RESUMEN

En el presente estudio faunístico de los Gasterópodos edáficos de 19 ecosistemas del País Vasco se han identificado untotal de 63 especies de las que damos su localización por habitats concretos así como datos biogeográficos y de asociaciones malacológicas.

SUMMARY

In the present faunistic study of the edaphic Gastropods in 19 ecosystems of the Basque Country 63 species have been identified. Their localitation by specific habitats, biogeographic data and malacological associations are also given.

LABURPENA

Euskalherriko 19 ekosistematan egindako ikerketa faunistiko honetan, guztira Gasteropodo lurtarren 63 espezie identifikatu dira. Haien habitat konkretuen kokapena, datu biogeografikoak eta asoziazio malakologikoak ere ematen dira.

* Fac. de Ciencias. Dpto. Biología (Zoología). Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 BILBAO.

INTRODUCCION

Este trabajo se engloba dentro de un estudio faunístico de los Gasterópodos edáficos de Vizcaya en relación con su habitat con el fin de establecer modelos de bioindicación así como su relación con los factores abióticos del medio, dentro del proyecto subvencionado por la C.A.I.C.Y.T. (nº 1595-82).

En este primer trabajo exponemos los resultados faunísticos obtenidos en los diferentes muestreos realizados desde otoño de 1984 a verano de 1985.

AREA DE MUESTREO

El área muestreada comprende un total de 19 puntos distribuidos en tres itinerarios (Mapas 1, 2, 3) que se corresponden con las siguientes coordenadas:

— Itinerario de costa entre las localidades de Górliz, Arminza y Urdúliz: 1. Duna bajo pinar: 30TWPO48084; 2. Eucaliptal: 30TWPO94090; 3. Pinar: 30TWPO94090; 4. Prado: 30TWPO92088; 6. Bosque mixto: 30TWPO48033; 7. Robledal: 30TWPO48033.

— Itinerario de valle situado en el Valle de Carranza: 8.Prado: 30TVN725852; 9. Robledal: 30TVN724851; 10. Pinar: 30TVN718864; 11. Bosque mixto: 30TVN762878; 12. Eucaliptal: 30TVN780880.

— Itinerario de montaña, en Orduña: 13. Hayedo: 30TWN019550; 14. Prebrezal: 30TWN001559; 15. Prado: 30TVN986580; 16. Robledal: 30TWN001578; 17. Pinar: 30TWN001559; 18. Prado: 30TVN998586; 19. Encinar: 30TVN986582.

SUSTRATOS GEOLOGICOS MUESTREADOS

El área muestreada localizada en las tres zonas antes mencionadas, presenta los siguientes tipos de materiales geológicos (Mapas 1, 2, 3):

1. CALIZAS Y ARGILOLITAS indicadas en el mapa como C^{1-2}_{16-16}, correspondientes al Cretácico Albiense. Sus afloramientos se localizan desde la mitad oeste hasta el límite provincial con Santander y al norte con la vertical de Arteaga. A este tipo de sustrato geológico pertenecen nuestros puntos E2, E3, E4 y E5 (Arminza).

2. TRAMO CALCAREO del Cretácico Superior (Cenomaniense-Maastrichtiense) indicado como C_{21-26}. Constituido por una alternancia de cuarzarenitas con argilolitas. Aquí se encuentra localizado el punto E7.

3. ARGILOLITAS Y CUARZARENITAS del Cretácio Albiense Medio-Cenomaniense (C^{2-0}_{16-21}). Rodea a los sedimentos superiores del Cenomaniense-Maastrichtiense (Plencia). El punto E6 pertenece a este tipo de sustrato.

4. CUATERNARIO indiferenciado indicado como QD y que se halla localizado junto a la faja costera, al este de la playa de Plencia donde está el punto E1.

5. MARGAS HOJOSAS Y CALIZAS ARCILLOSAS con intercalaciones de areniscas (C^{1}_{1-16}). Pertenece al Cretácico marino Albiense Inferior (Serie margosa). La permeabilidad de este tipo de sustratos es bastante restringida y en él se encuentran localizados los puntos E8, E9 y E10 (Carranza).

6. ARCILLAS HOJOSAS Y ARENAS del Albiense Inferior-Medio (Serie arcillo-arenosa) indicado como C^{1-2}_{16}. Aquí se encuentra el punto E11.

7. ARENISCAS Y ARCILLAS ARENOSAS del Albiense Medio-Superior a Cenomaniense Inferior, indicado como C^{2-1}_{16-21}

En él se encuentra el punto E12.

8. ALTERNANCIA DE CALIZAS ARCILLOSAS Y MARGAS del Cretácico Superior Turoniense Medio-Superior, Coniaciense Inferior (C^{2-1}_{22-23}). A este sustrato corresponde el punto E19.

9. CALIZAS Y CALCARENITAS en bancos potentes del Cretácico Superior Coniaciense Medio-Superior. Conjunto calizo y potente. Zona muy karstificada donde localizamos los puntos E13 y E14.

10. ARCILLAS VARIOLADAS Y YESOS del Triásico Keuper (TG3), localizándose los puntos E16 y E17 en ellas.

11. COLUVIAL del Cuaternario Holoceno, indicado como Q_2C y en el que se encuentran los puntos E15 y E18.

El suelo juega un papel secundario decisivo en los enclavados edáficos pudiéndose distinguir los siguientes tipos:

— SUELOS CALIZOS: suelen ser los más ricos en flora y fauna.

— SUELOS ARENOSOS: con escaso poder retentivo de las bases minerales, son los más pobres en flora y se denominan suelos fríos.

— SUELOS ARCILLOSOS: que dominan gran parte de la provincia de Vizcaya.

— SUELOS ESQUELETICOS: que se reducen a grietas de peñascales calizos muy representativos en las alturas vizcaínas.

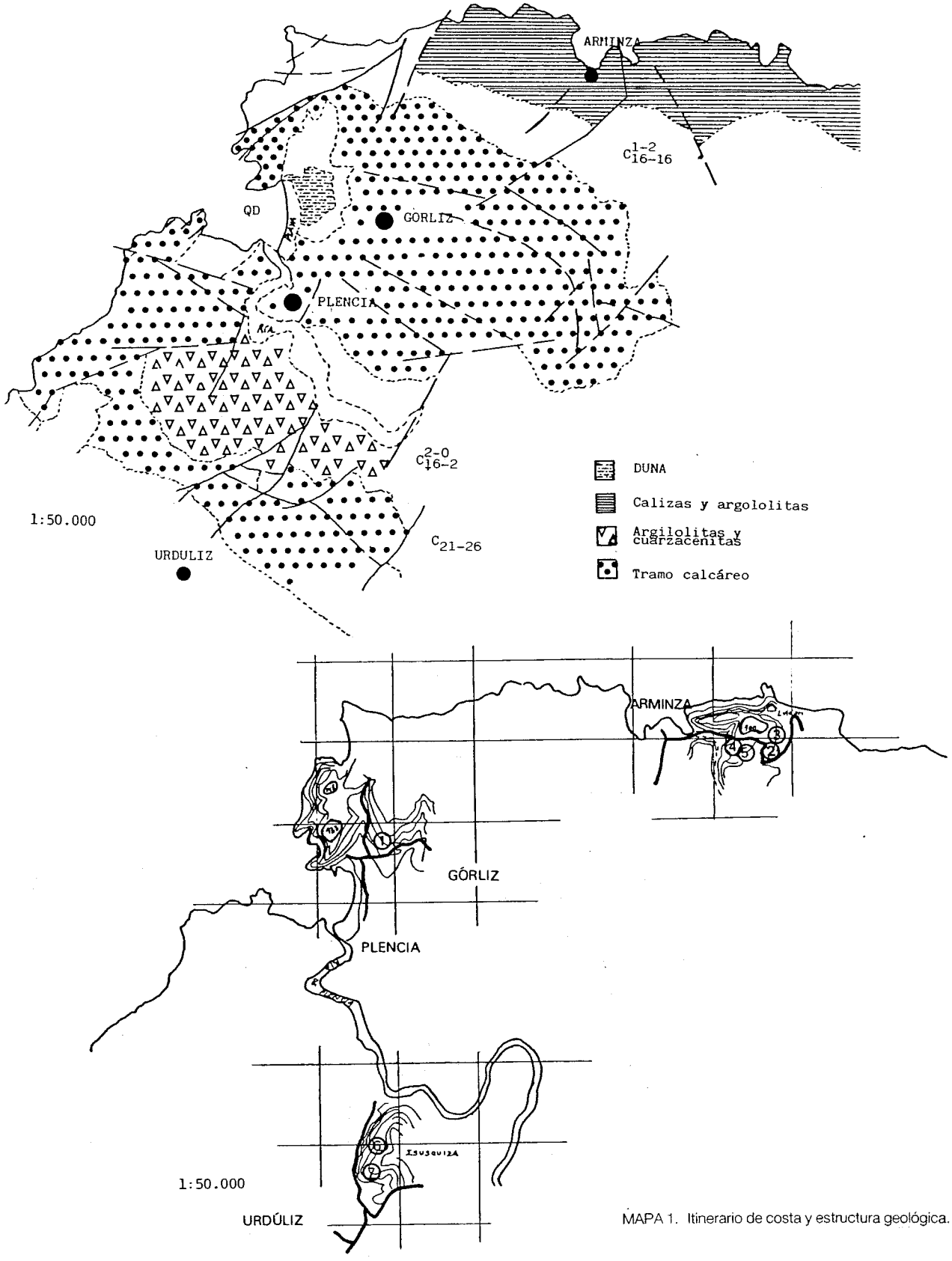
El suelo que domina en Vizcaya es el suelo Pardo de bosque o Tierra parda que suele formarse preferentemente en arcillas y también sobre areniscas y limos arenosos. Encontramos también los llamados suelos maduros o modificados por factores climáticos. Los suelos superficiales de las calizas (Renzinas) son comunes en peñascales y los suelos de prado que se encuentran sobre aluviones cubiertos de hierba.

La diferenciación de cada uno de estos tipos se encuentra bien delimitada en las zonas muestreadas: en la costa (Plencia-Arminza) nos encontramos con Tierra Parda Caliza de regiones húmedas, en el Valle de Carranza aparecen las Tierras Pardas húmedas y en la montaña (Orduña) encontramos suelos Pardos Calizos que dominan toda la parte meridional del País Vasco.

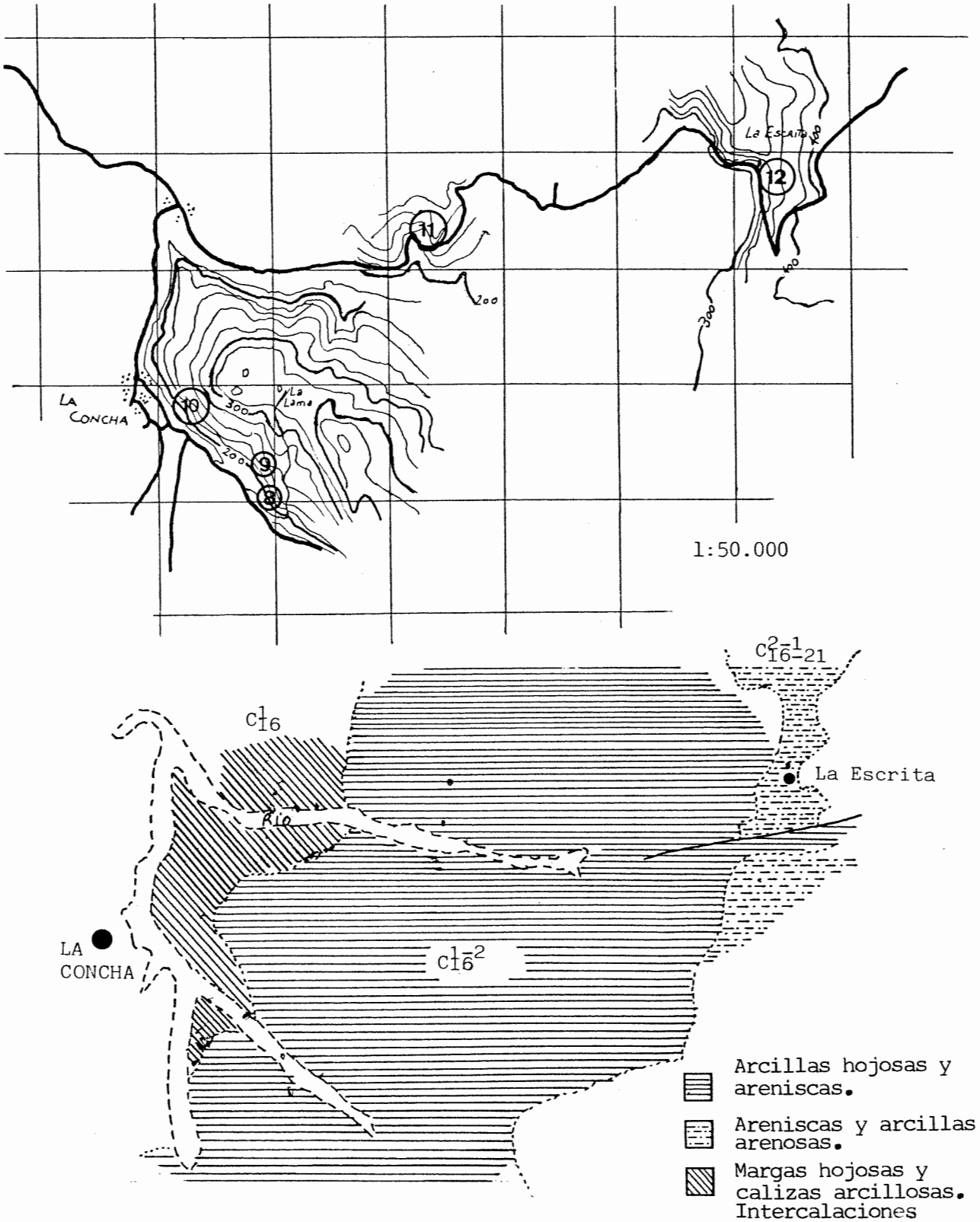
CLIMATOLOGIA

El País Vasco se encuentra situado en latitudes templadas, entre los 43°32'N y 41°54'N lo que le coloca dentro de la categoría de los climas templados si bien no forma una región homogénea localizándose en la franja de transición de los climas oceánico y mediterráneo (Mapa 4).

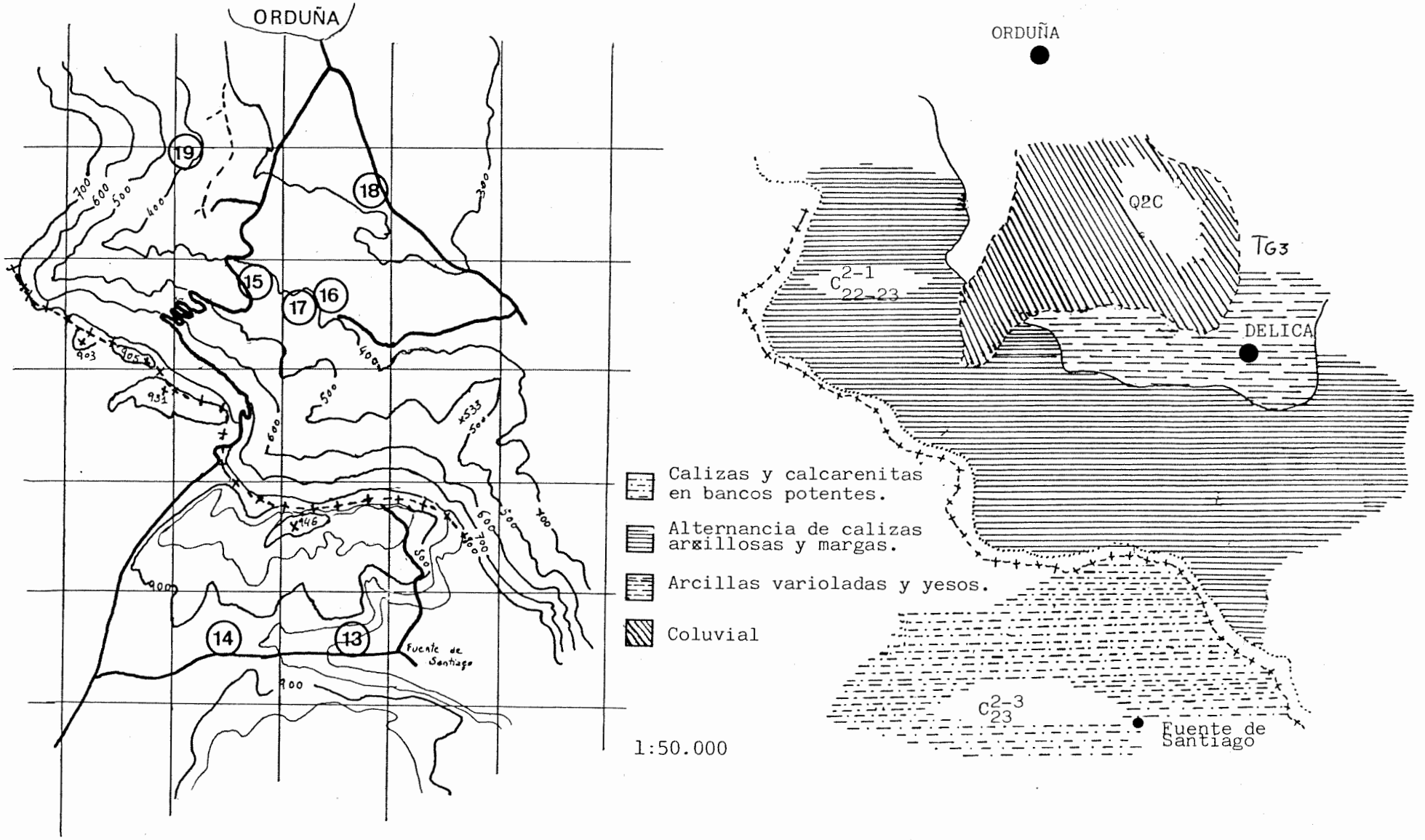
Centrándonos en el clima vizcaíno podemos decir que es el propio de la Europa atlántica en su tramo meridional. Por otra



MAPA 1. Itinerario de costa y estructura geológica.



MAPA 2. Itinerario de valle y estructura geológica.



MAPA 3. Itinerario de montaña y estructura geológica.

parte también tiene grandes concomitancias con el clima mediterráneo septrentrional en su extremo occidental sin que por ello lleguen a una total equiparación de coeficientes.

Es por lo tanto un clima oceánico (Atlántico) con los fríos invernales y los calores estivales muy alterados. En los diagramas ombrotérmicos (Fig. 1) podemos apreciar las variaciones habidas en las precipitaciones en los meses correspondientes a las épocas de muestreo.

CARACTERISTICAS DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO

Cada uno de los puntos muestreados presenta una caracterización vegetal determinada y que a continuación detallamos:

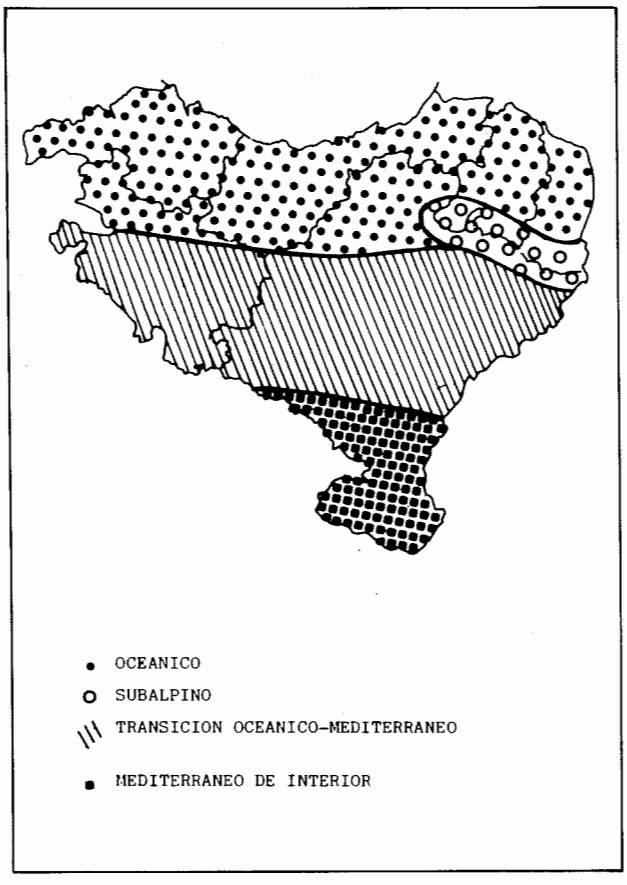
— **COSTA:** 1. DUNA: Duna asentada con pino (**Pinus pinaster** y **Pinus nigra**) con sotobosque típico de encinar y de duna.

2. EUCALIPTAL: Eucaliptal típico (**Eucaliptus globulus**) fuertemente degradado. Ausencia total de vegetación base.

3. PINAR: **Pinus pinaster** junto al punto anterior e igualmente degradado.

4. PRADO: prado de siega situado frente a la playa de Arminza con vegetación característica de lugares húmedos.

5. ENCINA: encinar (**Quercus ilex**) próximo al prado anterior y muy húmedo como lo indican las especies **Quercus robur** y **Salix atrocónerea**, también presentes en esta masa arbórea. La base rocosa del sustrato aparente en todo momento



MAPA 4. Tipos climáticos en el País Vasco.

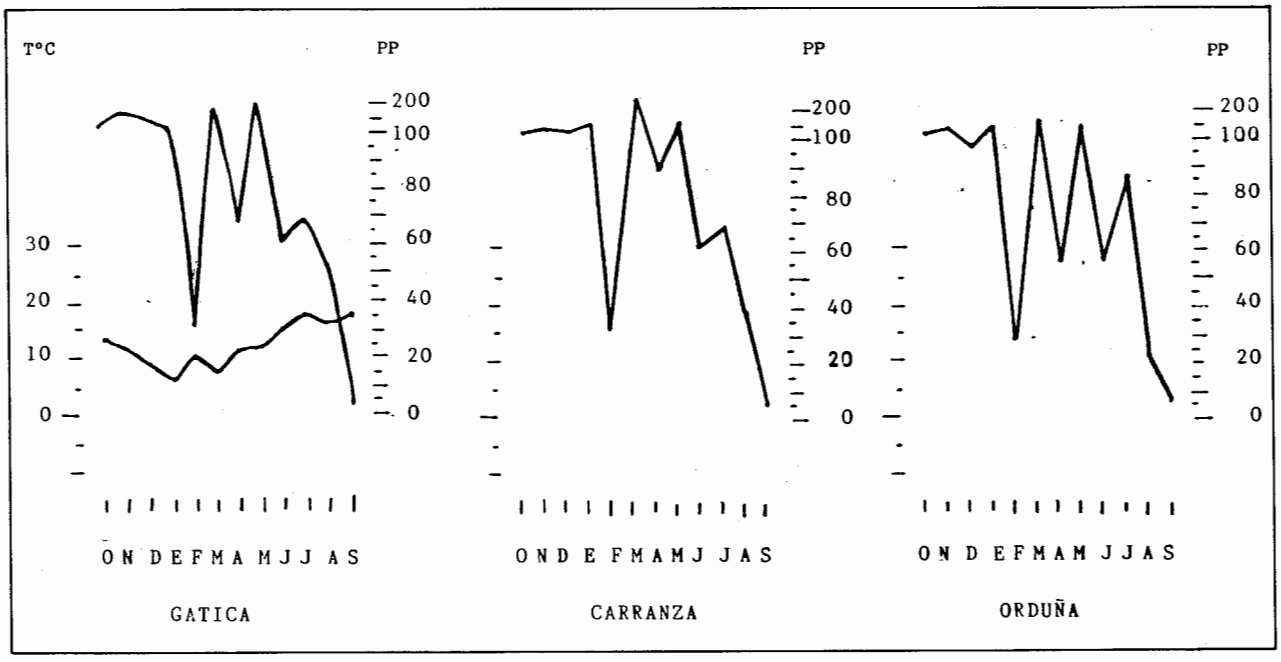


FIGURA 1. Diagramas ombrotérmicos.

queda confirmada por la especie de **Quercus ilex, Ruscus aculeatus, Hedera helix** y **Rubia peregrina.**

6. BOSQUE MIXTO: muy húmedo con predominio de **Fraxinus excelsior** en el sustrato arbóreo (Fresno de Vizcaya) y **Robinia pseudacacia**. Podemos indicar como especies características de humedad edáfica y lugares sombríos **Myosotis lamottiana, Carex pendula** e **Hypericum androsaemum**.

7. ROBLE: bosque mixto de **Quercus robur** y **Fraxinus excelsior**. No tan húmedo como el anterior y con el sustrato base mejor conservado.

— **VALLE:** 8. PRADO: prado de siega muy empobrecido sometido a un fuerte stress como lo indica la presencia de **Plantago lanceolata**.

9. ROBLE: Bosque mixto de **Quercus robur** fundamentalmente junto con **Corylus avellana** y **Crataegus monogyna**. Realmente corresponde a una unidad mixta con escasos elementos del bosque que penetran en el prado de siega.

10. PINO: Pinar de **Pinus radiata** con sotobosque que indica poca degradación del suelo. Existen especies juveniles de **Corylus avellana, Quercus robur, Fraxinus excelsior, Robinia pseudacacia** y **Acer campestre**.

11. BOSQUE MIXTO: de **Robinia pseudacacia** y **Populus sp.** con unidades de **Fraxinus excelsior, Quercus robur** y **Corylus avellana**.

12. EUCALIPTAL: Eucalipto típico (**Eucaliptus globulus**) con presencia de **Erica vagans, Pteridium aquilinum, Daboecia cantabrica, Calluna vulgaris** y **Blechum spicant**, sotobosque con plantas de brezal que indican un suelo más o menos acidificado.

— **MONTAÑA:** 13. HAYA: Hayedo ácido con presencia de **Erica vagans**. El bosque correspondía con un hayedo básico en su globalidad ya que se asienta sobre sustrato calizo si bien la zona muestreada es una vaguada donde se produce un alto depósito de materia orgánica, con importante lixiviación que provoca la acidificación del hayedo.

14. PREBREZAL: prebrezal y pastizal de caballos con elevada deposición de materia orgánica. La presencia de **Erica vagans** indica la acidificación del medio.

15. PRADO DE SIEGA: relativamente estresado con presencia de **Plantago sp.** y **Trifolium**. El seto que rodea dicho prado presenta especies típicas de bosque mixto como **Ulmus** y **Fraxinus**.

16. ROBLE: quejigal (**Quercus faginea**) con mezcla de roble (**Quercur robur**), **Acer campestre, Crataegus monogyna, Corylus avellana** y otras especies típicas de bosque mixto.

17. PINO: plantación de **Pinus radiata** sobre bosque mixto.

18. PRADO DE SIEGA: pisoteado y erosionado. Es un prado muy seco como indica la presencia de **Filago sp.** . Existen además especies como **Trifolium fragiferum, Linum bienne** y otras típicas de pastizales. También se encuentran **Gastridium ventricosum, Erythrea centaurium** y **Eryngium campestre**, especies típicas de suelos erosionados.

19. CARRASCAL: bosque de **Quercus rotundifolia** (encina de montaña) a diferencia de **Q. ilex** especie de encina costera.

Las comunidades vegetales de los ecosistemas seleccionados han sido detalladas por N.C. Herrera y G. Renobales del Laboratorio de Botánica de la U.P.V. / E.H.U. a quienes agradecemos la colaboración.

MATERIAL Y METODOS

Tras realizar una primera salida de reconocimiento del terreno en cada uno de los itinerarios anteriormente descritos, seleccionamos los 19 ecosistemas representativos del paisaje vegetal y edáfico de Vizcaya.

Problemas surgidos a lo largo del proyecto obligaron a cambiar la localización de algunos puntos respecto a los primeros considerados por lo que no se poseen datos de algunas épocas en ellos. Del mismo modo, el punto E19 fue incorporado posteriormente y las diferencias que de ello derivan serán comentadas en el apartado de resultados.

Se han recogido un total de 130 muestras malacológicas entre junio de 1984 y diciembre de 1985 en cuatro etapas según las estaciones climáticas.

Se han realizado básicamente dos tipos de muestreos:

— MUESTREOS CUANTITATIVOS: realizados todos los puntos. Para ello se tomó una muestra de 60 x 60 cms. de superficie y 2 cms. de profundidad recogiéndose tanto el suelo como la hojarasca allí existente y depositándola en bolsas de plástico debidamente numeradas. Una vez en el laboratorio, la tierra fue filtrada a través de una bateria de tamices de diferente luz (0.5, 1 y 2 mms.). Separados de la malla los caracoles más grandes y que por su tamaño son visibles a simple vista, se procedió al secado en estufa a 60-70° C. durante 24 horas del resto de la tierra de los tamices más finos. Tras esto se realizó un estudio exhaustivo del material con una lupa de amplio campo de visión. Los ejemplares vivos obtenidos en el lavabo fueron conservados en alcohol de 70°. Las conchas vacías correspondientes a individuos muertos se guardaron en bolsas de plástico etiquetadas.

— MUESTREOS CUALITATIVOS: una vez recogido el material para el estudio cuantitativo se procedió en cada punto y en sus alrededores a la prospección del terreno con el fin de recoger ejemplares que pudieran pasar desapercibidos por localizarse en grietas, bajo piedras o maderas, etc, en sustratos más accidentados que no permitían el muestreo de una superficie determinada.

Para la determinación de las especies se han utilizado tanto los caracteres conquiológicos como los del aparato genital, rádula y mandíbula siguiendo la metodología habitual.

Paralelamente a las recogidas malacológicas se tomaron muestras de suelo (1-2 kg.) para analizar los siguientes parámetros: pH, conductividad, materia orgánica, C/N, Carbonato Cálcico, Caliza, Cloruros, Sulfatos, Potasio, Sodio, Calcio, Fósforo, Aluminio, Magnesio y Coeficiente de intercambio catiónico. Estos análisis se han llevado a cabo en el S.I.M.A. (Derio- Vizcaya).

RESULTADOS

Se han identificado un total de 63 especies de Gasterópodos edáficos pertenecientes a 23 familias. Se enumeran a continuación todas ellas indicando las localidades, distribución geográfica general y distribución en el norte de la Península Ibérica.

CL. GASTROPODA

SCIL. PROSOBRANCHIA

O. MESOGASTROPODA

F. CYCLOPHORIDAE

G. **Cochlostoma** Jan, 1830

Los problemas que surgen en la identificación de las diferentes especies debido a la falta de claves han hecho que muchos de los ejemplares encontrados se nominaran exclusivamente a nivel genérico hasta poseer datos más concretos y bibliografía suficiente para poder llegar a su perfecta identificación.

En el País Vasco y según datos ofrecidos por RAVEN en comunicación personal, parecen encontrarse tres especies: **C.**

obscurum, C. hidalgoi hidalgoi y **C. cantabricum**. Además se encuentra **C. asturicum** en Asturias. Con los datos por él facilitados, sólo hemos podido asignar algunos de nuestros ejemplares a la especie **C. obscurum** y que a continuación comentamos.

1. **Cochlostoma (Obscurella) obscurum** (Draparnaud, 1801)

Ha sido encontrada únicamente en el itinerario de montaña, zona fundamentalmente caliza, siempre entre grietas (puntos 13, 14, 15, 16 y 19).

Se trata de una especie xerófila que vive entre rocas, madera, bajo piedras y entre grietas en suelos típicamente calcáreos.

DISTRIBUCION: Se encuentra en la zona norte del sur de Europa extendiéndose hasta el sur de Francia (KERNEY y CAMERON, 1979; KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983).

Citada en Asturias por MALUQUER, BOFILL y HAAS (1919) si bien es necesario confirmar esta cita ya que su área de distribución no parece llegar tan hacia el oeste tratándose posiblemente de **C. cantabricum**, ocurriendo lo mismo con la reciente cita de OJEA y ANADON (1983) para Oviedo.

F. POMATIASIDAE

2. **Pomatias elegans** (Müller, 1774)

Muy abundante en todos los medios prospectados (puntos 1, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 15, 16, 17 y 19) encontrando el mayor número de ejemplares en la duna (punto 1, 157 ej.), roble (punto 16, 184 ej.) y prado (punto 15, 93 ej.), puntos todos ellos con elevada proporción de calcio.

Especie netamente xerófila localizándose en bosques abiertos, setos, al pie de roquedos o entre grietas, bajo piedras, en coníferas y en general en todo tipo de vegetación siempre en suelos altamente calcáreos y requiriéndo un sustrato frágil donde poder excavar.

Resguardada de la luz y en habitats húmedos, su presencia indica generalmente algunas formas de alteración de la superficie del suelo (UMINSKI, 1975) como por ejemplo en bosques aclarados. En ellos su número aumenta mucho a la vez que se aprecia una desaparición de especies silvícolas e incremento de especies de habitats abiertos para volver a disminuir cuando la comunidad de habitat abierto está plenamente establecida.

No tolera inviernos fríos (KERNEY, 1968) y parece que su distribución está correlacionada negativamente con el descenso de las temperaturas invernales.

DISTRIBUCION: Especie de distribución mediterráneo-oeste europea (ADAM, 1960; KERNEY, 1974).

Se extiende hasta Galicia en la Cornisa Cantábrica pareciendo existir una barrera en el Sistema Ibérico aunque los datos de las dos mesetas son insuficientes (ANGULO y MARTIN, 1985). Citada por primera vez en el País Vasco por MERMET (1843) y confirmada su presencia posterior por diferentes autores.

F. ACICULIDAE

3. **Acicula (Acicula) fusca** (Montagu, 1803)

Se han encontrado ejemplares en costa, valle y montaña (puntos 4, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 13, 16 y 17) viéndose que son los bosques los que mayor número de individuos acogen (BM6 = 138 ej., EN5 = 36 ej., BM11 = 44 ej.).

Especie silvícola característica de estaciones frescas y húmedas localizada bajo la hojarasca y bajo piedras.

DISTRIBUCION: Europa occidental (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979) llegando hasta los 1500 metros en los Alpes franceses (GERMAIN, 1930).

Citada en Guipúzcoa (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949) y Vizcaya y Navarra (PRIETO y cols., en prensa).

4. **Acicula (Platyla) cryptomena** (Folin y Bérillon, 1877)

Encontrada únicamente en montaña (puntos 14, 15, 16 y 17) con una abundancia marcada en el prebrezal (punto 14, 42 ej.) y en el roble (punto 16, 80 ej.).

Especie higrófila presente en la hojarasca de bosques húmedos deciduales, setos, musgos y hayedos.

DISTRIBUCION: Pirenaica (KERNEY y CAMERON, 1979).

En la Península Ibérica ha sido citada en Navarra (LARRAZ, 1982; PRIETO y cols., en prensa), Cataluña (FERNANDEZ, 1982) y Vizcaya, Guipúzcoa y Burgos (PRIETO y cols., en prensa).

SCL. PULMONATA

O. BASOMMATOPHORA

F. ELLOBIIDAE

5. **Carychium tridentatum** (Risso, 1826)

Localizada en costa y valle, tanto en prado como en bosque bastante húmedo (puntos 4, 6, 9, 10, 11 y 12). Las mayores abundancias han aparecido en el prado (punto 4, 50 ej.) y bosques mixtos (punto 6, 35 ej.; punto 11, 32 ej.).

Para su correcta identificación fue necesario hacer una perforación en la concha con el fin de apreciar el pliegue parietal que determina ángulos acusados alrededor de la columela (Fig. 2) diferenciándose así de **C. minimum** mucho más higrófila, con un diámetro de la concha proporcionalmente menor y con la curva de la columela lisa simple.

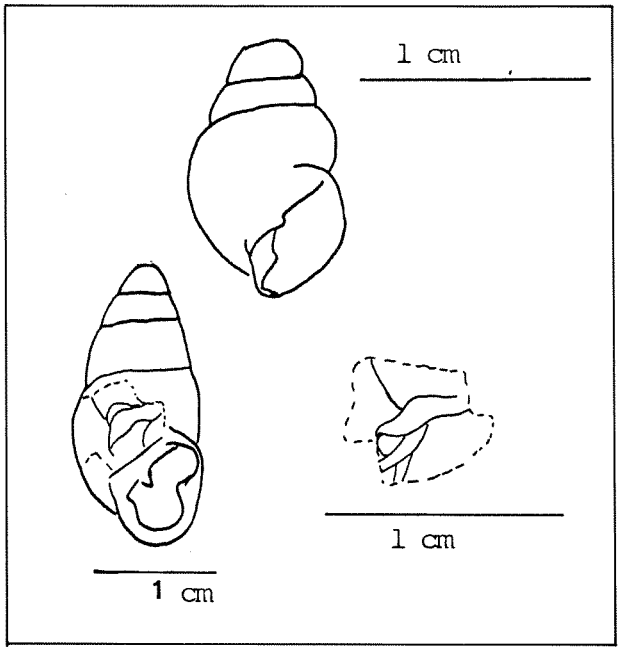


FIGURA 2.
Carychium tridentatum (Risso, 1826): detalle de la columela.

Especie higrófila localizada en bosques, prados húmedos y lugares cultivados, más o menos pantanosos, entre hojarasca, musgo y bajo piedras.

Un importante factor de su ecología es la alta humedad local que exige. La sensibilidad de esta especie tanto a este factor como a la alteración mecánica hace que su desaparición sea indicio válido de uso de pastos.

En su distribución se eleva hasta los 1.500 m. y suele ser común en aluvión y depósitos cuaternarios. CAMERON y REDFERN (1976) la localizan preferentemente en suelos calcáreos.

DISTRIBUCION: Especie europea (ADAM, 1960; GIUSTI, 1976; KERNEY y CAMERON, 1979) y norte africana (GIUSTI, 1976) considerada por GERMAIN (1930) como más meridional que **C. minimum** aunque durante mucho tiempo han sido confundidas.

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982) y Guipúzcoa (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949) lo es ahora por primera vez para la provincia de Vizcaya.

O . STYLOMMATOPHORA
F. COCHLICOPIDAE

6. **Azeca goodalli** (Férussac, 1821)

Se recogieron varios ejemplares en prado y bosque mixto, en suelos calcáreos y relativamente húmedos (puntos 4, 14, 16 y 17).

Principalmente higrófila y silvícola, habita en los bosques húmedos bajo musgos, piedras y hojarasca. Parece ser característica de riberas herbosas asociada con **Euconulus fulvus, Vitrina pellucida, Trichia hispida** y **Carychium tridentatum** (UMINSKI, 1975).

DISTRIBUCION: Especie típica de la parte occidental de Europa (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979) si bien GERMAIN (1930) la centra en la región pirenaica y en puntos de la vertiente española.

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), Asturias (ANADON y ANADON, 1978), Alava (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949) y Santander, Huesca y Guipúzcoa (GITTENBERGER, 1983). Se trata de la primera cita para Vizcaya.

7. **Cochlicopa lubrica** (Müller, 1774)

Bastante bien distribuida en los tres itinerarios (puntos 1, 4, 5, 8, 9, 11, 15 y 16) encontrándose en grietas en la zona oeste del Valle de Carranza en la última recogida de otoño (22-XI-85).

Las diferencias apreciadas de esta especie con **C. lubricerlla** son hasta el momento exclusivamente conquiológicas y de ciertos aspectos de su ecología ya que **C. lubrica** habita en lugares más húmedos y abrigados.

Se trata de una especie silvícola que se localiza preferentemente en lugares húmedos, cortezas desprendidas, bajo piedras, hojarasca, grietas, musgo y en prados. Es una especie ubiquista.

DISTRIBUCION: Especie holártica (ADAM, 1960; KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983).

Citada en Galicia (ALTAMIRA, 1969; CASTILLEJO, 1982), Asturias (ANADON y ANADON, 1978), Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949; LARRAZ y CAMPOY, 1980) y Vizcaya (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

F. PYRAMIDULIDAE

8. **Pyramidula rupestris** (Draparnaud, 1801)

Encontrada en el segundo muestreo de otoño (22-XI-85) en la zona oeste del Valle de Carranza, en suelo muy calizo de la entrada a una cueva y en musgo.

Especie xerófila de rocas calizas y paredes expuestas al sol. Vive escondida en grietas emergiendo con tiempo húmedo para alimentarse de los líquenes y llegando a alcanzar altitudes de 2.500 m. e inclusive 3.000 en los Alpes franceses.

DISTRIBUCION: Circunmediterránea y Europa occidental (KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983) llegando hasta Asia Menor e Irán (LIKAREV y RAMMEL'MEIER, 1952).

Citada en prácticamente toda España, en el norte de la Península ha sido citada en Asturias (MALUQUER, BOFILL y HAAS, 1919), País Vasco y Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

F. VERTIGINIDAE

9. **Vertigo (Vertigo) pygmaea** (Draparnaud, 1801)

Se han encontrado ejemplares en las tres áreas muestreadas siendo los prados estresados los que mayor número de ellos presentan (prado 18, 33 ej.; prado 8, 39 ej.) (puntos 4, 8, 9, 10, 15, 16 y 18).

Se trata de una especie de lugares secos calcáreos abiertos. Sin embargo, algunos autores la localizan en prados húmedos y pantanosos, de vegetación ribereña coincidiendo con lo anterior al situarla en suelos calcáreos. También ha sido encontrada en duna.

UMINSKI (1975) destaca su baja abundancia general no atribuyéndolo al medio sino a las propias características de la especie.

DISTRIBUCION: Especie de distribución holártica (KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983) extendiéndose por toda Europa y llegando hasta América (KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en la región noroccidental de los Pirineos por ALTAMIRA (1969) y Navarra (LARRAZ y JORDANA, 1984).

10. **Truncatellina cylindrica** (Férussac, 1807)

Se han encontrado un número considerable de ejemplares en el segundo muestreo de otoño, en una cueva de Carranza (Ventalaperra) (593 ej.) y en el musgo de la misma zona. En los muestreos periódicos normales fue recogida en duna (31 ej.) y en los puntos 15, 16, 17 y 18.

Especie de lugares secos donde se encuentra preferentemente enterrada entre plantas y bajo hojarasca, así como en dunas y pedregales coincidiendo con nuestros datos. UMINSKI (1975) la cataloga como la única especie indígena obligatoriamente xerófila con una amplia distribución.

DISTRIBUCION: Europa Occidental (KERNEY y CAMERON, 1979) y norte de Africa (HAAS, 1929; ADAM, 1960; KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983).

Citada en Vascongadas y norte de Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

F. CHONDRINIDAE

11. **Abida bigerrensis** (Moquin-Tandon, 1856)

Se ha encontrado únicamente un ejemplar en el hayedo de Orduña (punto 13) entre las grietas de la roca aflorante siendo probablemente su abundancia bastante mayor al no haber sido el muestreo muy minucioso en este tipo concreto de habitat.

Se trata de una especie xerófila de rocas calcáreas, hayedos y matorrales encontrándose incluso entre el musgo, en sitios húmedos y protegidos del sol.

DISTRIBUCION: Especie de los Pirineos occidentales (KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983) y de los Montes Cántabros ocupando una estrecha franja desde Lérida por el este hasta Picos de Europa y Oviedo por el oeste, no separándose más de 70 Km. de la costa (GOMEZ, 1981).

Citada en Orduña, Carranza y Gorbea (GOMEZ y PRIETO, 1981) y en Navarra (ALTONAGA y GOMEZ, 1981).

12. **Abida polyodon** (Draparnaud, 1801)

Un único ejemplar en Orduña (punto 15) en suelo calcáreo y protegido en un seto.

Típica de zonas calcáreas, habita adherida a rocas y debajo de piedras encontrándose también en prados secos y mayoritariamente en tierras bajas aunque puede alcanzar los 1.300 m. de altitud (KERNEY y CAMERON, 1979).

Parece ser la única del género capaz de vivir en terrenos calizos.

DISTRIBUCION: Especie oeste-mediterránea (KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983) característica del mediodía francés, del Pirineo y del litoral ibérico. No parece existir en Guipúzcoa. En Vizcaya ha sido citada en Orduña (GOMEZ y ANGULO, 1981) no acercándose a menos de 30 Km. de la Cornisa Cantábrica dada su condición xerófila. Citada también en Navarra y Rioja (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949; ALTONAGA y GOMEZ, 1981).

13. **Chondrina kobelti** (Westerlund, 1887)

Se encontraron 32 ejemplares en suelo cercano a una cueva en Carranza (22-XI-85) en zona muy calcárea.

Habita en oquedades de rocas calizas en lugares soleados y cálizos con vegetación muscícola y detritus vegetales (LARRAZ y JORDANA, 1984).

DISTRIBUCION: Conocida desde el norte de las Montañas Cantábricas y Montañas Vascas, desde Asturias en el oeste hasta la Sierra de Aralar en el este (RAVEN, 1986). Citada en Aralar (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949), Santander, Vizcaya, Guipúzcoa, norte de Burgos y Alava (GOMEZ y ANGULO, 1981).

F. PUPILLIDAE

14. **Pupilla (Pupilla) muscorum** (Linné, 1758)

Ha sido encontrada en las tres zonas muestreadas siendo la duna (punto 1, 20 ej.) y el punto 18 (94 ej.) los más ricos. Además fue localizada en musgo en Carranza (22-XI-85) y en la encina de Orduña (punto 19) en esta misma época (puntos 1, 9, 10, 16 y 19).

Se trata de una especie variable con relación a la talla y a la forma así como en el número, posición y forma de los dientes en el peristoma.

Especie xerófila de lugares secos o poco húmedos, en zonas abiertas características de prados calcáreos. Común en dunas y paredes de piedra.

Puede tolerar claramente no sólo habitats secos sino aquellos en los que hay considerable rango de temperaturas diurnas.

Es muy abundante en prado: aproximadamente un 40% del total de las especies que aparecen en estos medios, hecho comprobado en nuestros muestreos. La luz, la sequía y las superficies inestables parecen ser una ventaja para su asentamiento.

DISTRIBUCION: Especie de distribución holártica (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en diferentes puntos de la Península Ibérica aparece en Galicia (CASTILLEJO, 1982) y Alto Aragón occidental (ALTIMIRA y BALCELLS, 1972). Citada en las provincias del norte por GRAELLS (1846) e HIDALGO (1875) (en ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

15. **Lauria (Lauria) cylindracea** (da Costa, 1778)

Se recogieron ejemplares en los puntos 1, 8 y 15 destacando la gran cantidad de individuos presentes en el primero de ellas (291 ej.). En el muestreo realizado en otoño de 1985 se recogieron en Carranza (Cueva de Ventalaperra) 87 ejemplares hallándose todos ellos enterrados o sobre el musgo.

Especie higrófila y rupestre característica de musgo y hojarasca de bosque mixto y encina. Igualmente aparece bajo piedras y en habitats sombreados en general, siendo común en paredes y matorrales.

Considerada como susceptible a inviernos fríos, su distribución marítima queda explicada en Europa (UMINSKI, 1975).

DISTRIBUCION: Especie oeste europea y mediterránea que se extiende hasta las costas sur de Suecia (GITTENBERGER, 1978; KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983) en regiones litorales y norte de Africa llegando hasta Asia Menor y Arabia (ADAM, 1960).

Especie ubiquista en toda la Península Ibérica. Citada en Galicia (ALTIMIRA, 1969; SACCHI y VIOLANI, 1977; CASTILLEJO, 1982), Asturias (MALUQUER, BOFILL y HAAS, 1919), Navarra (ALTONAGA y GOMEZ, 1981) y Guipúzcoa y Vizcaya (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

F. VALLONIDAE
SF. VALLONINAE

16. **Vallonia costata** (Müller, 1774)

Típicamente abundante en la duna (208 ej.) se ha recogido además en otros puntos, principalmente en prados (puntos 2, 8, 14, 15, 17 y 18) Igualmente se hallaron individuos en musgo en Carranza (otoi · 985, Cueva de Ventalaperra) y en encina (punto 19) en la misma época.

Se trata de una especie medianamente xerófila, de lugares poco húmedos donde se encuentra entre la hojarasca, musgo, bajo piedras y en duna, fundamentalmente en terrenos abiertos y ricos en calcio. Aparece también en bosques aunque aquí se hace rara.

La gran presencia de esta especie en los prados no está muy clara en cuanto a los factores que controlan su distribución y abundancia: no parece clara la relación abundancia/tipo de prado (UMINSKI, 1975).

DISTRIBUCION: Especie holártica (KERNEY y CAMERON, 1979) y circumboreal introducida en Australia (ADAM, 1960).

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), Asturias (MALUQUER, BOFILL y HAAS, 1919), Alto Aragón Occidental (ALTIMIRA y BALCELLS, 1972), Guipúzcoa y Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

17. **Vallonia pulchella** (Müller, 1774)

Localizada en el prado de Carranza (punto 8) y en musgo recogido en otoño de 1985 en la zona oeste del mismo valle.

Especie higrófila común en la periferia de pantanos, prados húmedos, bajo piedras, en bosques caducifolios y raíces, tanto en planicie como en montaña.

DISTRIBUCION: Especie holártica y circumboreal (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979) en casi todas las formaciones cuaternarias. Presenta una gran tolerancia climática por lo que se extiende más allá de los 70° N en Escandinavia.

Ampliamente citada en España, en la zona norte aparece en Navarra (LARRAZ y JORDANA, 1984) y en el País Vasco y norte de Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

SF. ACANTHINULINAE

18. **Acanthinula aculeata** (Müller, 1774)

Especialmente abundante en el punto 2 (eucaliptal, 24 ej.) aparece también en los puntos 4, 5, 6, 7, 9, 15 y 16. Además se recogieron 3 ejemplares en la duna de Plencia en otoño de 1985.

Higrófila y silvícola habita esencialmente bajo troncos, hojarasca y musgo, con importantes asociaciones en bosques. Aún estando bastante dispersa, es difícil de encontrar en tiempo seco (PAUL, 1975).

DISTRIBUCION: Bien establecida en Europa occidental y meridional, Africa del norte y Asia (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979) extendiéndose hasta los 60° N en Escandinavia (UMINSKI, 1975).

En la Península Ibérica su aparición no es muy coherente ya que las localidades ibéricas conocidas están en regiones muy separadas (PRIETO y cols., en prensa). Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), País Vasco (PRIETO y cols., en prensa) y Navarra (LARRAZ y JORNADA, 1984).

F. ENIDAE

19. **Ena (Ena) obscura** (Müller, 1774)

Recogidas tres conchas en Orduña, en hayedo y prado calcáreos (puntos 13 y 15).

Especie mesófila abundante en bosque, el pie de setos, bajo piedras y hojarasca. Frecuentemente la concha está cubierta de limo seco o partículas del suelo lo que hace que sea más difícil de encontrar.

DISTRIBUCION: Paleártica (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), Asturias (OJEA y ANADON, 1983), Navarra (ALTONAGA y GOMEZ, 1981) y Alto Aragón Occidental (ALTIMIRA y BARCELLS, 1972).

F. ENDODONTIDAE

20. **Punctum (Punctum) pygmaeum** (Draparnaud, 1801)

Encontrada en todos los medios a excepción de los puntos 3 y 8. Las abundancias más destacables son las obtenidas en el punto 2 (40 ej.) y en la duna (punto 1, 31 ej.). En este último punto y en el otoño de 1985 se recogieron, tras un periodo de ligeras lluvias, 98 ejemplares.

Especie higrófila de lugares frescos, húmedos y umbríos, bosques, bajo troncos, hojarasca y musgo. Se aprecian principalmente durante la noche tras periodo de lluvias. También aparece en prados y lugares abiertos, cuando tienen una adecuada humedad y protección a la deshidratación.

DISTRIBUCION: Especie de distribución holártica llegando hasta el norte de Africa, Asia septentrional y América septentrional (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), León (RAVEN, 1984), Guipúzcoa y Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

21. **Discus (Discus) rotundatus** (Müller, 1774)

Como la anterior, aparece en todos los ecosistemas muestreados exceptuando la duna (punto 1) y la encina (punto 5) de Plencia. Las mayores abundancias se obtuvieron en bosque mixto (punto 6, 30 ej.) y roble (punto 16, 41 ej.).

Especie higrófila y típicamente silvícola se encuentra ampliamente distribuida en abrigos húmedos de todo tipo: bajo piedras, troncos, musgo, hojarasca... ausente sólo de lugares extremadamente secos.

Las formas que de esta especie viven en el sur de Francia y norte de España tienen una tendencia a la disminución de la altura de la espira y a un ombligo más ancho.

DISTRIBUCION: Oeste y centro de Europa llegando hasta el norte de Africa (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

Ampliamente citada en todo el norte y noroeste de la Península Ibérica. En el País Vasco ha sido citada por ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO (1949) y ALTONAGA y GOMEZ (1981).

F. ARIONIDAE

22. **Arion (Arion) ater** (Linné, 1758)

Se han encontrado numerosos ejemplares bien repartidos en las tres zonas predominando sobre todo en bosques tanto caducifolios como en eucaliptal (puntos 6, 8, 9, 10, 12, 14, 16 y 17).

Especie más extendida en montaña que en planicie, se halla ligada al hombre. Aparece en prados, brezales, setos y jardines incluso en terreno ácido. Alcanza altitudes de 1.800 m. en Pirineos.

DISTRIBUCION: Especie holártica común en el oeste y centro de Europa cuyo límite al norte se pone en los 60° N en Escandinavia (QUICK, 1960; ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979; CHEVALIER, 1981).

Por su confusión con la especie **A. lusitanicus** no es posible dar una distribución real de la especie en la Península Ibérica. Ha sido citada en todo el norte y en el País Vasco se localiza en las tres provincias (HIDALGO, 1916; ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949; ALTONAGA y GOMEZ, 1981).

23. **Arion (Arion) lusitanicus** Mabille, 1868

Se encontraron cuatro ejemplares en eucaliptal y roble de Carranza (puntos 12 y 9).

Habitat no claramente definido: a veces en suelos cultivados y bastos, bosques y prados. Se trata de una especie tolerante sobre todo en las zonas suburbanas: jardines y espacios rurales.

DISTRIBUCION: Oeste y sudoeste de Europa preferentemente en zonas costeras (QUICK, 1960; ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979; CHEVALIER, 1981).

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), Asturias (OJEA y ANADON, 1983) y País Vasco (MARTIN, 1985).

24. **Arion (Mesarion) subfuscus** (Draparnaud, 1805)

Se encontraron dos ejemplares en bosque mixto (punto 6).

Habitante de lugares húmedos y umbríos, tanto bosques como praderas y jardines, bajo la hojarasca, piedras o en viejos muros. Es una de las pocas especies que pueden encontrarse en pinares.

DISTRIBUCION: Especie europea rara en Países Bajos pero común en Luxemburgo y Francia donde se eleva mucho en las montañas (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en diferentes puntos de la Península Ibérica, se ha localizado en el País Vasco en Vizcaya (GOMEZ y cols., 1981) y en Alava y Guipúzcoa (MARTIN, 1985).

25. **Arion (Kobeltia) hortensis** Férussac, 1819

Localizada en costa y montaña tanto en bosque mixto como en prado (puntos 5, 6, 15 y 18).

Especie higrófila con preferencia por suelos calcáreos o neutros de jardines, madera y suelos cultivados, bajo piedras y hojarasca pudiendo ser causa de pestes en jardines domésticos y cultivos.

DISTRIBUCION: Amplia distribución en el norte y oeste de Europa, norte de Africa e introducida en América (QUICK, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979; MARCUZZI y BIONDI, 1980).

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), Navarra (LARRAZ, 1982) y País Vasco (MARTIN, 1985).

26. **Arion (Microarion) intermedius** Normand, 1852

Un ejemplar recogido en Carranza en otoño de 1985 (encinar localizado al oeste del Valle de Carranza, Cueva de Ventalaperra).

Tipicamente frecuente en bosques y setos habita también en campos abiertos, en vegetación de monte bajo, generalmente en zonas húmedas.

DISTRIBUCION: Especie de distribución holártica muy extendida por toda Europa haciéndose más rara en el norte (QUICK, 1960).

En la Península Ibérica ha sido citada en Barcelona y Oporto (QUICK, 1960), en numerosas localidades de Galicia (CASTILLEJO, 1982) y en el País Vasco (GOMEZ y cols., 1981) y Navarra (LARRAZ, 1982).

F. VITRINIDAE

27. **Vitrina (Vitrina) pellucida** (Müller, 1774)

Se encontró en el punto 5 (encinar Plencia) una única concha enterrada.

Especie común en una amplia variedad de lugares húmedos cuando existe presencia de humus dando significantes asociaciones en bosques y siendo ocasionalmente abundante en estaciones un poco secas cuando la temperatura es baja. Tanto en planicie como en montaña.

Es una especie bastante tolerante en cuanto al régimen de temperaturas.

DISTRIBUCION: Europa occidental llegando a Escandinavia e Islandia (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979), norte de Africa, Cashmir y Japón (ADAM, 1960).

Citada en Galicia (SACCHI y VIOLANI, 1977; CASTILLEJO, 1982), Asturias (OJEA y ANADON, 1983) y Alava, Burgos, Navarra, Rioja y Vizcaya (ALTONAGA, 1984a).

28. **Semilimax (Semilimax) pyrenaicus** (Férussac, 1821)

Se han encontrado 8 ejemplares distribuidos en los itinerarios de costa y valle (puntos 2, 6 y 7).

Especie típica de lugares húmedos y muy frescos habita bajo los musgos, pegada a rocas o bajo piedras así como en bosque.

DISTRIBUCION: Pirineos occidentales, sur de Francia e Irlanda (GERMAIN, 1930: KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en Galicia (ALTONAGA, 1984a), Provincias Vascongadas (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ Y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949) y norte de Navarra (LARRAZ y CAMPOY, 1980; ALTONAGA y GOMEZ, 1981).

F. ZONITIDAE
SF. ZONITIDAE

29. **Vitrea (Vitrea) subrimata** (Reinhardt, 1871)

Repartida principalmente en bosque mixto y roble nunca en cantidades muy significativas (puntos 6, 7, 9, 11, 13, 15, 16, 17 y 19).

Forma silvícola menos higrófila que **V. diaphana** que habita en bosque, roquedos y pedregales principalmente de montaña y alcanzando los 2.000 m. de altitud. Su parentesco con **V. narbonensis** hace que diversas citas realizadas en la Península Ibérica como tal especie deban de ser revisadas ya que bien podría tratarse de **V. subrimata** (RIEDEL, 1972).

DISTRIBUCION: Alpina y sur europea, es una especie común en los Pirineos (KERNEY y CAMERON, 1979) encontrándose en la URSS, Alpes, Sudetes, Cárpatos y Balcanes (LIKAREV y RAMMEL'MEIER, 1952).

Citada en León (RAVEN, 1984), Huesca (PAINTER, 1972) y Navarra (ALTONAGA y GOMEZ, 1981).

30. **Vitrea (Crystallus) crystallina** (Müller, 1774)

Especie poco abundante encontrada únicamente en Orduña (puntos 15, 16 y 18).

Común tanto en lugares húmedos como pantanos, prados encharcados, abundante entre la vegetación, maderas, piedras y musgo. Tolerante a situaciones más ácidas y húmedas que **V. contracta** , es frecuente encontrarla en mayor proporción si bien al ser nuestros puntos de muestreo altamente calizos en general, esta relación se invierte haciéndose más favorable para la existencia de **V. contracta**.

DISTRIBUCION: Extendida por todo Europa especialmente en el centro y norte (RIEDEL, 1970) y norte de Africa (HAAS, 1929).

Citada en Galicia (SACCHI y VIOLANI, 1977) y Guipúzcoa (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949). Su presencia en el norte de España necesita comprobación (RIEDEL, 1972). En Pirineos se hace rara y falta de la mayoría de los países mediterráneos.

31. **Vitrea (Crystallus) contracta** (Westerlund, 1871)

Muy abundante en prácticamente todos los medios, siempre encontrada enterrada cerca de la superficie o bajo piedras (puntos 1, 4, 6, 8, 9, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17 y 18). Falta del pinar y eucaliptal de Plencia (puntos 2 y 3) y del pinar de Carranza (punto 10). Se recogieron además 29 ejemplares en la cueva de Ventalaperra en el Valle de Carranza en otoño de 1985.

Especie más xerófila y con exigencias calcáreas mayores que la anterior. Habita entre rocas, vegetación herbácea, hojarasca de hayedo, musgo, frecuente en cuevas y rara en prados.

DISTRIBUCION: Extendida por el centro y noreste de Europa (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979) rara en Países Bajos, Escandinavia y Luxemburgo (ADAM, 1960)

Citada en todo el norte de la Península Ibérica. En nuestra zona de estudio ha sido citada en Orduña (KOBELT, 1886 en ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

32. **Aegopinella pura** Alder, 1830

Una concha recogida en el prado de Carranza (punto 8).

El estudio microscópico de la concha nos permitió diferenciar esta especie de los juveniles de otras especies de **Aegopinella** por las vueltas iniciales más cerradas y por la microescultura característica.

Habita preferentemente en lugares muy húmedos, frescos y oscuros siendo característica de hojarasca de bosques deciduales. Su microhabitat presenta preferencias por los estratos más profundos de esta hojarasca.

DISTRIBUCION: Ampliamente difundida en Europa, se extiende hasta Siberia y Armenia soviética (RIEDEL, 1970). FORCART (1959) la considera como especie noralpina en el límite sur de los Alpes. Se trata de la segunda cita para España. La primera es la de MALUQUER, BOFILL y HAAS (1919) para Asturias.

33. **Aegopinella nitidula** (Draparnaud, 1805)

Encontrada en 14 de los 19 medios muestreados tanto en prado como en bosque si bien las abundancias más relevantes se dan en estos últimos (puntos 1, 4, 6, 7, 9, 11, 12, 13, 15, 16, 17, 18 y 19).

Común en una amplia variedad de lugares moderadamente húmedos desde bosques y zonas herbosas hasta lugares humanamente disturbados, bajo hojarasca, musgo, piedras y maderas.

DISTRIBUCION: Especie del norte y oeste de Europa (Atlántica) avanzando hacia el este hasta Bohemia y oeste y norte de Polonia (RIEDEL, 1970; KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983)

Ampliamente citada en el norte de la Península Ibérica, esta constituye la primera cita para el País Vasco. Citada en Navarra (ALTONAGA y GOMEZ, 1981).

34. **Retinella (Retinelloides) incerta** (Draparnaud, 1805)

Muy extendida en casi todos los bosques muestreados, aparece también en prados, generalmente resguardada al pie de árboles o bajo la hojarasca (puntos 6, 7, 8, 9, 11, 13, 14, 15, 16, 17 y 18).

Especie higrófila muy frecuente en bosques mixtos en lugares sombríos. Puede encontrarse directamente en el suelo, bajo la hojarasca o en grietas con abundante vegetación.

DISTRIBUCION: Endémica de los Pirineos, el territorio queda limitado al norte por La Garonne extendiéndose hacia Logroño (FORCART, 1960; RIEDEL, 1970). Ampliamente citada desde Santander hasta el Pirineo oscense.

35. **Nesovitrea hammonis** (Ström, 1765)

Especialmente abundante en prados, se ha encontrado también en los diferentes bosques y en duna (puntos 1, 2, 4, 5, 6, 8, 9, 12, 13, 14 y 15).

Habita en una amplia gama de medios desde húmedos hasta moderadamente secos de cualquier tipo: prados, pantanos, coníferas, bosques deciduales, musgos, principalmente en habitats calcáreos si bien es bastante tolerante a la acidez. Parece volverse xerófila a elevadas altitudes.

DISTRIBUCION: Extendida por toda la región paleártica (RIEDEL, 1970) siendo muy común en Países Bajos, Luxemburgo y Francia (ADAM, 1960) e instalándose sobre todo en biotopos montanos Fríos (RIEDEL, 1970) del norte y centro de Europa.

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949; LARRAZ, 1982), Pirineo de Huesca (RIEDEL, 1972) y Alto Aragón occidental (ALTIMIRA y BALCELLS , 1972).

G. OXYCHILUS

La necesidad del estudio del aparato genital en las especies pertenecientes a este género ha hecho que debido a la escasa cantidad de individuos vivos encontrados, muchos de los ejemplares (conchas exclusivamente) quedaran sin identificar nominándolas únicamente a nivel genérico. Por ello, es posible que en la zona de estudio existan más ejemplares de las especies que posteriormente describiremos pero dada la gran cantidad de variaciones en cuanto a tamaños y formas de las conchas no sólo dentro del género sino en cada especie, no hemos podido asignar fielmente las mismas a una especie determinada. Así el material guardado será revisado una vez se hayan visto las diferencias conquiológicas que en este momento son punto de estudio y fundamento de una tesis doctoral en este laboratorio.

36. **Oxychilus (Ortizius) helveticus** (Blum, 1881)

Encontrada principalmente en bosque mixto bajo la hojarasca o ligeramente enterrada. Aparece también en prados (puntos 4, 6, 11, 15, 16 y 18).

Muy higrófila vive principalmente en bosques y bajo la hojarasca así como en madera, bajo piedras siendo fundamentalmente un molusco montano.

DISTRIBUCION: Noroeste de Europa: Bélgica, Inglaterra, Irlanda, noroeste de Francia y oeste de los Pirineos (ADAM, 1960; KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983).

Conocida desde la punta de la Sierra de Vizcaya al oeste hasta Laredo. Citada en Santander, Guipúzcoa (RIEDEL, 1972) y Navarra (LARRAZ y CAMPOY, 1980). No se conoce ningún hallazgo en la parte sur de los Pirineos españoles.

37. **Oxychilus (Oxychilus) cellarius** (Müller, 1774)

Se encontró un ejemplar en bosque mixto (punto 6).

Característica de estaciones más o menos húmedas, vive bajo piedras, trozos de madera podrida, musgo y hojarasca debido a su carácter oscurícola siendo muy común en bosques y matorrales de montaña o planicie.

RIEDEL (1972) destaca su carácter troglófilo en la parte media y oriental de Pirineos donde siendo residente habitual de cuevas puede aparecer excepcionalmente fuera de ellas en pedregales cubiertos de hierba, bajo piedras y arroyadas húmedas o en paja.

DISTRIBUCION: Casi cosmopolita, en casi toda Europa: Suecia, Noruega, Azores y Madeira llegando a Estados Unidos, Nueva Zelanda y Australia (GERMAIN, 1930).

Citada en Galicia (SACCHI y VIOLANI, 1977; CASTILLEJO, 1982), Asturias (MALUQUER, BOFILL y HAAS, 1919; HAAS, 1935; ALTIMIRA, 1969), Burgos (ALTONAGA, 1984b) y País Vasco y norte de Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

F. MILACIDAE

38. **Milax (Milax) gagates** (Draparnaud, 1801)

Un ejemplar recogido en el prado bajo de Orduña (punto 18).

Especie de jardines, tierras cultivadas, setos y también bosques pudiendo encontrarse en lugares herbosos cercanos al mar. Se trata de una especie bastante dispersa en general pero no muy abundante.

DISTRIBUCION: Especie de Europa occidental y mediterránea, ampliamente distribuida en las Islas Británicas, costa atlántica francesa, Holanda y Alemania occidental (QUICK, 1960) siendo más común cerca del mar que en el interior y especialmente en el suroeste.

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982) y País Vasco (MARTIN y ANGULO, 1986).

F. AGRIOLIMACIDAE

39. **Deroceras (Malino) panormitanum** (Lessona y Pollonera, 1882)

Se ha encontrado un único individuo en bosque mixto entre la hojarasca (punto 11).

Tipica de jardines, parques y suelo basto, seto y campos en áreas cercanas al mar.

DISTRIBUCION: Europa occidental, Nueva Zelanda y América del norte (ALTENA, 1950; KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983).

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982) y País Vasco (MARTIN, 1985).

40. **Deroceras (Agriolimax) agreste** (Linné, 1758)

Recogidos cinco ejemplares en la zona de montaña (puntos 14 y 16).

Propia de jardines, cultivos y pastos húmedos, bajo piedras en lugares abiertos montanos.

DISTRIBUCION: Especie de distribución oeste paleártica principalmente norteña (KERNEY y CAMERON, 1979). La confusión habida con **D. reticulatum** hace que no sea posible conocer la distribución exacta de esta especie (QUICK, 1960; CASTILLEJO, 1982).

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), Asturias (OJEA Y ANADON, 1983), Santander (ALONSO, 1975), País Vasco y Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ Y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949; LARRAZ y JORDANA, 1984).

41. **Deroceras (Agriolimax) reticulatum** (Müller, 1774)

Encontrada en mayor número que la anterior y mejor distribuida, se ha localizado tanto en prado como en bosque incluyendo la duna de Plencia (puntos 1, 8, 9, 13, 14, 16 y 17).

Habitante de lugares húmedos se encuentra principalmente en jardines, prados, campos agrícolas y setos casi siempre bajo piedras y troncos así como en bosque.

DISTRIBUCION: Especie europea ampliamente distribuida haciéndose escasa en Escandinavia donde está principalmente asociada al hombre (QUICK, 1960; ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

En la vertiente norte ha sido citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), Asturias (OJEA y ANADON, 1983), Navarra (LARRAZ, 1982) y País Vasco (GOMEZ y cols., 1981).

F. EUCONULIDAE

42. **Euconulus (Euconulus) fulvus** (Müller, 1774)

Numerosos individuos siempre enterrados destacando por su abundancia en los puntos 1 (21 ej.) y 2 (30 ej.) (puntos 1, **2**, 5, 8, 13, 14 y 16).

Se trata de una especie ubiquista de estaciones muy húmedas localizada en bosques, pastos de montaña, bosques deciduales y coníferas, bajo troncos, hojarasca y en lugares con existencia de líquenes.

DISTRIBUCION: Holártica (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979), desde Argelia hasta Escandinavia septentrional y desde Portugal al noreste de Asia y América del norte.

Distribuida por toda la Península Ibérica excepto en la meseta. Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982), Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949) y Alava (ALTONAGA, 1984b).

F. FERUSSACIIDAE

43. **Cecilioides (Cecilioides) acicula** (Müller, 1774)

Se han encontrado ejemplares en cuatro de los 19 ecosistemas muestreados siendo los puntos 15 y 16 donde mayores abundancias se aprecian (puntos 10, 15, 16 y 19) siempre enterrados a cierta profundidad, se recogieron también en la zona oeste del Valle de Carranza.

Ciega y desprovista de pigmentos, vive casi exclusivamente en capas inferiores del suelo (hasta 40 cm.) apareciendo raramente en la superficie o capas superiores y no encontrándose en alturas superiores a 700 m. Es una especie xerófila de suelos calcáreos.

DISTRIBUCION: Especie mediterránea y oeste europea (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en Guipúzcoa (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949) y Navarra (ALTONAGA y GOMEZ, 1981; LARRAZ y JORDANA, 1984).

44. **Cryptazeca vasconica**

Más abundante en la zona de montaña, se encuentra también en algunos puntos cercanos a la costa (puntos 5, 6, 14, 16, 17 y 19).

Diferenciada de **C. monodonta** por la carencia de estrías transversales apreciables en la concha, habita en lugares calcáreos relativamente húmedos.

DISTRIBUCION: Citada por KOBELT (1984) en Orduña. Posteriormente ZILCH (1973) la recoge además en Alava, Vizcaya, Navarra, Oviedo y Santander ampliando su distribución hacia la zona noroccidental de la Península Ibérica. Endémica de España.

F. SUBULINIDAE

45. **Rumina decollata** (Linné, 1758)

Se encontraron tres individuos en un acantilado cercano a la duna (punto 1), sobre la hierba y entre piedras.

Especie semiesteparia de lugares secos abiertos, en suelo basto y monte bajo así como pedregales herbosos preferentemente en suelo calcáreo. Falta de regiones boscosas si bien ha sido hallada en algunas zonas de pinar y matorral

DISTRIBUCION: Especie de distribución mediterránea común y extendida en el suroeste francés (KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en diferentes puntos de nuestras costas y algunos del interior en el País Vasco parece vivir en dos áreas diferenciadas: Valle de Alto Ebro hasta el norte de Burgos y región costera de Vizcaya y este de Cantabria (ANGULO y PRIETO, en prensa).

F. CLAUSILIDAE
SF. CIAUSILIINAE

46. **Macrogastra (Pseudovestia) rolphii** (Turton, 1826)

Encontrada principalmente en los terrenos calizos de la zona de montaña de Orduña aunque nunca en gran número (puntos 6, 13, 14 y 16).

Especie higrófila que vive en estaciones frescas: bosques, setos, musgo, pie de viejos muros y rocas siempre en zonas calcáreas.

DISTRIBUCION: Oeste de Europa extendiéndose en la vertiente norte de los Pirineos (GERMAIN, 1930; KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en el País Vasco por KOBELT (1984).

47. **Clausilia (Clausilia) bidentata** (Ström, 1765)

Muy abundante en la duna (punto 1, 97 ej.), prebrezal (punto 14, 44 ej.) y roble (punto 16, 47 ej.) apareciendo principalmente bajo troncos en bosque (puntos 1, 6, 7, 13, 14, 15, 16 y 19).

Especie muy variable: su parentesco con las formas del sur de Francia no está claro aún. **C. rugosa** Drap. y **C. pyrenaica** Char. que tienden a reemplazar a la típica **C. bidentata** en el mediterráneo y en los Pirineos, respectivamente, parecen presentar una distribución algo más amplia pudiendo haberse extendido por la región noreste de Pirineos. Será necesario un posterior estudio más exhaustivo para verificar o descartar la existencia de estas dos variedades dentro de nuestra zona.

C. bidentata habita en lugares moderadamente húmedos entre rocas, setos, taludes, musgo y en general en lugares protegidos pudiéndose apreciar en periodo de lluvias gran cantidad de individuos en troncos y piedras.

DISTRIBUCION: Especie atlántica y del noroeste de Europa (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979). En los Países Bajos se localiza en las dunas litorales y es común en Francia en sus zonas norte y centro.

Citada en Galicia (ALTIMIRA, 1969; CASTILLEJO, 1982), Asturias (OJEA y ANADON, 1983). LARRAZ y CAMPOY (1980) citan para Navarra la subespecie **pyrenaica** y ORTIZ DE ZARATE LOPEZ Y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO (1949) para el País Vasco la subespecie **rugosa** como especie diferente.

SF. BALEIDAE

48. **Balea (Balea) perversa** (Linné, 1758)

Un ejemplar en el primer muestreo en el punto 16 (roble de Orduña).

Considerada como especie geofóbica, habita paredes, grietas, troncos y musgo, lugares moderadamente secos y expuestos y nunca en gran cantidad.

DISTRIBUCION: Especie de distribución oeste europea común en Países Bajos, Luxemburgo y Francia (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en Galicia (CASTILLEJO, 1982) y en el País Vasco y Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ Y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949).

F. ELONIDAE

49. **Elona quimperiana** (Férussac, 1821)

Recogidas seis conchas en bosque mixto de Plencia (punto 6) y roble de Carranza (punto 9).

Localizada en valles frescos de montaña, bajo piedras, hojas y a menudo enterrada. Se encuentra del mismo modo en bosques húmedos, recubiertas con maleza siendo amante de la sombra y las áreas herbáceas húmedas. También se ha señalado su carácter cavernícola al encontrarse tanto en las bocas de las cuevas como en las profundidades de las mismas.

DISTRIBUCION: Especie atlántica muy localizada en Francia donde se separa mucho de la costa, Bajos Pirineos y también España a lo largo de la costa septentrional: Finisterre y Cornisa Cantábrica (ADAM, 1960; KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983).

Citada en Galicia (GERMAIN, 1930; CASTILLEJO, 1982), Asturias (ALBERS, 1860; KOBELT, 1871 en HIDALGO, 1875; ANADON y ANADON, 1978), País Vasco (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ Y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949; ANGULO y RALLO, 1979) y Navarra (LARRAZ y JORDANA, 1984). CHEVALIER (1981) afirmaba que esta especie no se encontraba en España.

F. HELICIDAE
SF. HELICELLINAE

50. **Candidula arganica** (Servain, 1880)

Una concha encontrada en el prebrezal de Orduña (punto 14).

Especie xerófila de praderas secas, sobre vegetación herbácea y bajo piedras así como en orillas de carreteras.

DISTRIBUCION: Especie de valle que asciende hacia el sur en Pirineos occidentales y sierras cercanas al río Gállego (ORTIZ, 1950).

Citada en Navarra y Guipúzcoa (ORTIZ, 1960) y Burgos (PRIETO, 1980).

51. **Helicella (Helicella) itala** (Linné, 1758)

Especie ubicua en nuestra región ha sido encontrada prácticamente en todos los medios con abundancias marcadas en prebrezal (punto 14) y roble (punto 16) (puntos 1, 6, 7, 10, 12, 13, 14, 15, 16, 18 y 19). Su distribución respecto a las abundancias es claramente calcícola demostrado por su presencia en gran número en todas las épocas del año.

Se trata de una especie xerófila característica de dunas y prados abiertos calcáreos, bordes de caminos y pedregales. De costumbres gregarias vive con predilección en praderas secas y áridas.

Se aprecia una variación tanto en la altura de la concha como en el diámetro de su ombligo según la altitud: las formas más discoidales y de mayor tamaño son características de lugares llanos o en montaña de mediana altura. Por el contrario, los ejemplares de montaña adoptan gradualmente una forma más elevada de la espira menos ancha y umbilicada (Fig. 3).

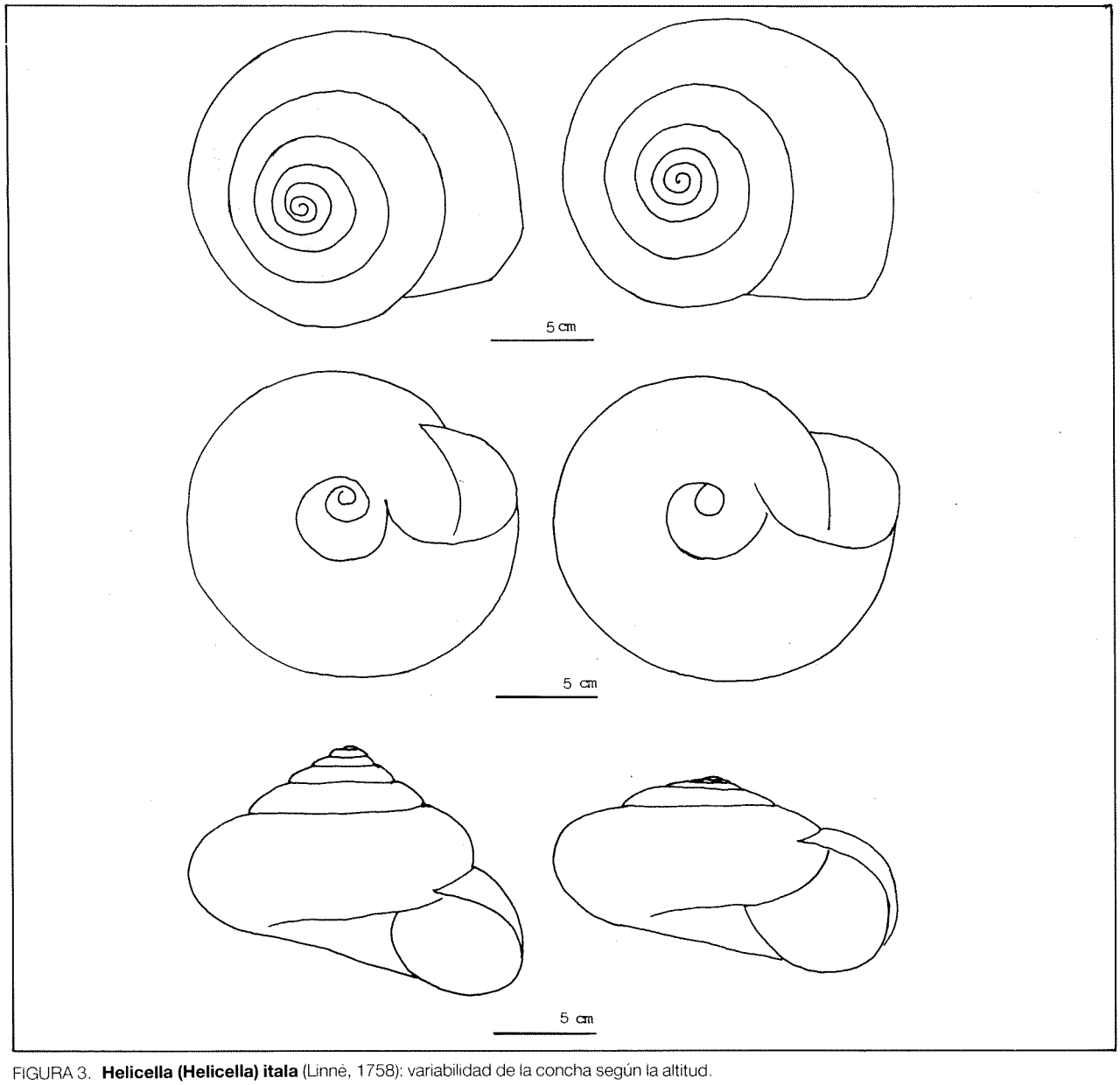


FIGURA 3. **Helicella (Helicella) itala** (Linné, 1758): variabilidad de la concha según la altitud.

DISTRIBUCION: Considerada oeste mediterránea y oeste europea (KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983) se localiza así exclusivamente en las regiones litorales de Francia, Países Bajos y costas noroccidentales de Alemania (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada por PRIETO (1980) por primera vez para el País Vasco (Vizcaya) que junto a la cita hecha por RAINER (1967) en Tarragona constituyen las dos únicas menciones de esta especie en la Península Ibérica.

DISTRIBUCION: Europa central y occidental desde España hasta Dinamarca (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979), pudiendo alcanzar los 2.000 m. en los Alpes y Pirineos (GERMAIN, 1930).

Citada por toda la Península Ibérica y en todo el litoral cantábrico.

52. **Helicella (Helicella) ordunensis** (Kobelt, 1882)

Exclusivamente recogida en Orduña. El mayor número de individuos ha sido de 448 ej. en el prebrezal (punto 14). En los puntos 13, 15 y 16 se han encontrado pero con menor importancia numérica.

Especie xerófila habita en taludes, prados secos y bajo piedras, en terrenos aluviales y suelos arenosos, sobre vegetación herbácea.

DISTRIBUCION: Endémica del norte de España. Citada en León, Valladolid, Burgos, Alava, Navarra y Logroño (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ Y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949), Vizcaya (KOBELT, 1886 en PRIETO, 1980) no llegando a la vertiente cantábrica.

SF. COCHLICELLINAE

53. **Cochlicella acuta** (Müller, 1774)

Típicamente abundante en la duna (punto 1, 230 ej.) se han encontrado también individuos en otros puntos distantes de la costa (puntos 1, 7, 8, 15, 16 y 17).

Especie xerófila habita esencialmente en biotopos marítimos, secos y a menudo calcáreos, dunas, jardines y zonas herbosas.

DISTRIBUCION: Especie de origen mediterráneo y atlántico (sur de Francia, Italia, España, norte de Africa, Grecia y Portugal) que ha invadido los bordes marítimos de Europa occidental hasta el Mar del Norte.

Penetra ampliamente hasta el interior siguiendo una ecología ruderófila. Citada en Galicia (SACCHI y VIOLANI, 1977; CASTILLEJO, 1982), Santander (ALVAREZ, 1956) y Vizcaya (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ Y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949; PRIETO, 1980).

54. **Cochlicella barbara** (Linné, 1758)

Como la anterior, muy abundante en la duna (punto 1, 82 ej.) si bien llega bastante más al interior que ella (puntos 1, 7, 8, 15, 17 y 18).

Especie presente en campos, jardines, landas y taludes, a menudo bajo piedras o al pie de árboles, sobre plantas bajas en dunas marítimas no alejándose mucho del borde del mar pero penetrando más en el interior que **C. acuta**.

DISTRIBUCION: Especie de distribución mediterránea (ADAM, 1960; KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983) se encuentra también en algunas localidades aisladas del norte y sur de Inglaterra (KERNEY y CAMERON, 1979).

Común por todo el litoral mediterráneo de la Península Ibérica llega a colonizar la región norte (NANSOUTY, 1872; HIDALGO, 1875; ALVAREZ, 1956). Citada en Galicia (ALTIMIRA, 1969; SACCHI y VIOLANI, 1977), Santander (ALVAREZ, 1956) y País Vasco y norte de Navarra (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ Y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949; LARRAZ, 1982).

SF. MONACHINAE

55. **Monacha (Monacha) cantiana** (Montagu, 1803)

Encontramos tres ejemplares en bosque mixto (punto 6) y prado de costa (punto 4). Asimismo durante el otoño de 1985 fueron recogidos 24 ejemplares en los puntos 1, 5 y en un muro cercano al punto 4 y próximo a un riachuelo.

Habita en prados, entre herbaje y setos, maderas, zarzas, en lugares frescos pero raramente se encuentra en bosque.

60. **Oestophora silvae** Ortiz, 1962

Especie característica de bosque ha sido recogida en costa y valle (puntos 1, 6, 7, 10, 11 y 12).

Característica de lugares sombríos y húmedos bajo la hojarasca, piedras y zarzas.

DISTRIBUCION: Especie de distribución atlántico- lusitánica confirmada su presencia en Portugal, Galicia, Santander y Vizcaya no alejándose de la costa y llegando posiblemente hasta la zona occidental de la provincia de Guipúzcoa.

SF. HYGROMIINAE

56. **Hygromia limbata** (Draparnaud, 1805)

Encontrada principalmente en prado y bosque caducifolio de los itinerarios de costa y montaña (puntos 6, 7, 13, 14, 15, 16 y 19).

Característica de bosques, setos y herbajes húmedos, praderías y maderas con marcada tendencia por las zarzas, localizándose también entre la hojarasca y bajo rocas con vegetación muscícola.

DISTRIBUCION: Suroeste europea (KERNEY, CAMERON y JUNGBLUTH, 1983).

Especie perteneciente a la zona atlántica o lusitánica, típica de la Cornisa Cantábrica. Muy ampliamente citada y distribuida por todo el norte.

57. **Trichia hispida** (Linné, 1758)

Se han encontrado 12 ejemplares en diferentes puntos de la zona costera (puntos 4, 5, 6 y 7).

Frecuente en lugares húmedos y descubiertos, prados al borde de ríos, bajo hojas muertas, troncos y piedras siendo rara en bosques y ausente de lugares secos. A veces es muy populosa en paredes con musgo y ruinas.

DISTRIBUCION: Por toda Europa desde Escandinavia donde está literalmente asociada al hombre hasta el norte de Africa (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

Citada en Galicia (HIDALGO, 1875), Navarra (ORTIZ DE ZA-

RATE LOPEZ Y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949) y Vizcaya (PRIETO, 1980).

SF. HELICODONTINAE

58. **Trissexodon constrictus** (Boubée, 1836)

Se encontraron 13 ejemplares en duna (punto 1), bosque mixto (punto 6) y roble (punto 7) de la zona costera.

Localizada bajo piedras, detritus vegetales y entre zarzas frecuentando sólo las estaciones muy sombreadas y necesariamente húmedas.

DISTRIBUCION: Especie endémica del País Vasco (PRIETO, 1980) citada en el este de Pirineos Atlánticos (GERMAIN, 1930) y parte meridional de Las Landas (GRANGER, 1897). PRIETO y cols. (1980) amplían su área de distribución hasta la provincia de Vizcaya con el límite occidental en el río Nervión. Citada en Navarra aunque muy escasa (LARRAZ y JORDANA, 1984).

59. **Oestophorella buvinieri** (Michaud, 1841)

Encontrada en el Valle de Carranza en bosque mixto (punto 6, 3 ej.) al pie de un árbol entre la hojarasca.

DISTRIBUCION: Endemismo de la región noroccidental de la Península Ibérica, vertiente norte de la Cordillera Cantábrica (OJEA y ANADON, 1983). Citada en Asturias (HIDALGO, 1875; MALUQUER, BOFILL y HAAS, 1919; ORTIZ, 1943) y Vizcaya (Güeñes) (ORTIZ DE ZARATE LOPEZ Y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, 1949). Con la cita hecha por PRIETO y cols. (1981) se amplía su área de distribución a la mitad oeste de Vizcaya y al noreste de Burgos.

SF. HELICINAE

61. **Theba pisana** (Müller, 1774)

Encontrada exclusivamente en la duna (punto 1) y sus alrededores con marcado incremento en el número de individuos en tiempo fresco.

Típica de lugares secos expuestos, generalmente cerca del mar y muy frecuente en dunas, playas y acantilados. En el tiempo seco, se localiza fuera de los tallos de las plantas. Es uno de los Pulmonados más xerófilos capaz de segregar un epifragma muy espeso. Prefiere suelos haloideos tanto en costa como en el interior.

Especie de origen magrebiano bien adaptada a medios ácidos de las costas mediterráneas.

DISTRIBUCION: Especie típicamente mediterránea que asciende por el litoral sin alejarse de la costa y no sobrepasando los 500 m. de altitud (GERMAIN, 1930; KERNEY y CAMERON, 1979). Desde Cádiz hasta el sur de Inglaterra (HAAS, 1929), ampliamente citada por todo el litoral español, atlántico y mediterráneo.

62. **Cepaea (Cepaea) nemoralis** (Linné, 1758)

Especie ubicua encontrada en casi todos los medios muestreados sin que sus abundancias sean demasiado marcadas (puntos 1, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 14, 15 y 18).

Ocupa una amplia variedad de lugares, desde bosques, setos y tierras bajas de cultivo hasta zonas rocosas de montaña y grietas llegando hasta los 1.500 m. en Pirineos (GERMAIN, 1930) observándose un aumento de la talla con la altitud (RAMOS, 1979).

DISTRIBUCION: Oeste europea (KERNEY y CAMERON, 1979).

Según las citas existentes parece extenderse por toda la Península Ibérica a excepción de Andalucía y Murcia. Su presencia se deja notar en el norte y oeste por su carácter más húmedo (PRIETO, 1980).

63. **Helix (Cornu) aspersa** (Müller, 1774)

Aún tratándose de una de las especies más extendidas, no hemos encontrado más que 35 ejemplares repartidos en los puntos 1, 4, 6, 8, 9, 10, 15 y 19.

Especie con un amplio rango de habitats: dunas, bosques, setos, lugares rocosos, bordes de caminos, grietas y agujeros, viejos muros, con preferencia por los lugares húmedos y no expuestos al sol, asociada al hombre en jardines y parques y con preferencia por suelos blandos. En regiones calcáreas los animales hacen hoyos donde esconderse por lo que se hace difícil su localización.

La distribución de esta especie parece estar determinada por la temperatura y por su predilección por lugares cultivados.

DISTRIBUCION: Europa occidental y meridional, Países Bajos en provincias litorales, Francia e Inglaterra e introducida en Africa (ADAM, 1960; KERNEY y CAMERON, 1979).

Ampliamente citada en toda la Península es muy abundante en el País Vasco y Navarra observándose la disminución del número de individuos por encima de los 800-900 m. (PRIETO, 1980).

ASPECTOS BIOGEOGRAFICOS

Entre el conjunto de especies encontradas podemos distinguir claramente elementos pertenecientes a tres faunas diferentes:

— FAUNA ATLANTICO-LUSITANICA: (GERMAIN, 1930; CASTILLEJO, 1982) que comprende las costas atlántica y cantábrica de España y Portugal, suroeste y oeste de Francia y sur de Inglaterra e Irlanda. Dentro de las especies representativas de esta fauna tenemos **Arion lusitanicus** y **Elona quimperiana** como especies con representación en el área lusitánica europea, **Oestophora silvae, Oestophorella buvinieri, Trissexodon constrictus** y **Cryptazeca vasconica** como endemismos de la Península Ibérica o norte de España. **Trissexodon constrictus** está restringida a Pirineos atlánticos y norte del País Vasco siendo su límite occidental el río Nervión pudiendo bien tratarse de una sustitución ecológica de **Oestophorella buvinieri** localizada más hacia el oeste en habitats similares (PRIETO, 1980).

— FAUNA SEPTENTRIONAL: de origen diverso y ampliamente representada en el área de estudio. Constituida por especies higrófilas y mesófilas podemos diferenciar los siguientes elementos:

— Elementos Paleárticos: **Deroceras agreste, Lauria cylindracea, Acanthinula aculeata** y **Vitrea crystallina**.

— Elementos Europeos: **Vallonia pulchella, Deroceras reticulatum, Oxychilus cellarius, Aegopinella pura, Trichia hispida, Carychium tridentatum** y **Monacha cantiana**.

— Elementos Oeste y Centro Europeos: **Arion ater, Discus rotundatus, Helicella itala, Cepaea nemoralis, Vitrea contracta, Ena obscura, Arion intermedius**.

— Elementos Oeste Europeos y Alpinos: **Cochlostoma obscurum**.

— Elementos Pirenaicos y de Montes Cántabros: **Semilimax pyrenaicus, Candidula arganica, Chondrina kobelti, Retinella incerta, Acicula cryptomena, Abida bigerrensis** y **Abida polyodon**.

— Elementos Oeste Europeos: **Acicula fusca, Azeca goodalli, Balea perversa** y **Macrogastra rolphii**.

— Elementos Holárticos: **Cochlicopa lubrica, Vertigo pygmaea, Pupilla muscorum, Punctum pygmaeum, Vitrina pellucida, Nesovitrea hammonis, Milax gagates** y **Euconulus fulvus**.

— Elementos Sur y Oeste Europeos: **Truncatellina cylindrica, Hygromia limbata**.

— Elementos Occidentales: **Oxychilus helveticus, Aegopinella nitidula, Clausilia bidentata, Arion hortensis, Deroceras panormitanum** y **Arion subfuscus**.

— Elementos Sureste Europeos y Alpinos: **Vitrea subrimata**.

— Elementos Ibéricos: **Helicella ordunensis**.

— FAUNA MERIDIONAL: La menos representada en el área de estudio y constituida por: **Theba pisana, Pomatias elegans, Cecilioides acicula, Cochlicella acuta, Helix aspersa, Rumina decollata, Cochlicella barbara** y **Pyramidula rupestris**.

Al analizar el conjunto de especies encontramos que el componente más importante es el septentrional con el 78,12% del total de especies. A éste le sigue el componente meridional con el 12,51% y por último el atlántico-lusitano con el 9,37%. La mayor proporción de elementos meridionales que atlánticos, aunque ésta no sea muy superior, se explica por las características antes mencionadas del área de estudio, encontrándose pequeñas zonas microclimáticas dentro de algunos puntos (como ejemplo la duna) que soportan poblaciones abundantes y estables. Además, la gran riqueza de tramos calcáreos con abundantes grietas, oquedades, etc, crean un microclima adecuado para las especies típicamente meridionales y cálidas en determinadas orientaciones.

TABLA 1. Distribución de las especies según las diferentes asociaciones malacológicas y área de distribución.

	HIGROFILA	XEROFILA	SILVATICA	SEPTENTRIONAL	MERIDIONAL	ATLANTICA
Cochlostoma obscurum		X		X		
Pomatias elegans		X			X	
Acicula fusca			X	X		
Acicula cryptomena	X			X		
Carychium tridentatum	X			X		
6zeca goodalli	X			X		
Cochlicopa lubrica	X			X		
Pyramidula rupestris		X			X	
Vertigo pygmaea	X			X		
Truncatellina cylindrica		X		X		
Abida bigerrensis		X		X		
Abida polyodon		X		X		
Chondrina kobelti		X		X		
Pupilla muscorum		X		X		
Lauria cylindracea	X			X		
Vallonia costala		X		X		
Vallonia pulchella	X			X		
Acanthinula aculeata			X	X		
Ena obscura			X	X		
Punctum pygmaeum	X			X		
Discus rotundatus	X	X		X		
Arion ater	X		X	X		
Arion lusitanicus	X					X
Arion subfuscus	X			X		
Arion hortensis	X			X		
Arion intermedius	X		X	X		
Vitrina pellucida	X		X	X		
Semilimax pyrenaicus	X			X		
Vitrea subrimata			X	X		
Vitrea crystallina	X			X		
Vitrea contracta		X		X		
Aegopinella pura	X			X		
Aegopinella nitidula	X			X		
Retinella incerta	X			X		
Nesovitrea hammonis	X			X		

TABLA 1.

	HIGROFILA	XEROFILA	SILVATICA	SEPTENTRIONAL	MERIDIONAL	ATLANTICA
Oxychilus helveticus	X			X		
Oxychilus cellarius	X		X	X		
Milax gagates	X				X	
Deroceras panormitanum	X			X		
Deroceras agreste	X			X		
Deroceras reticulatum	X			X		
Euconulus fulvus			X	X		
Cecilioides acicula		X			X	
Cryptazeca vasconica	X					X
Rumina decollata		X			X	
Macrogastra rolphii		X		X		
Clausilia bidentata	X			X		
Balea perversa		X		X		
Elona quimperiana	X		X			X
Candidula arganiuca		X		X		
Helicella itala		X		X		
Helicella ordunensis		X		X		
Cochlicella acuta		X			X	
Cochlicella barbara		X			X	
Monacha cantiana	X			X		
Hygromia limbata	X			X		
Trichia hispida	X			X		
Trissexodon constrictus	X					X
Oestophorella buvinnieri	X		X			X
Oestophora silvae	X		X			X
Theba pisana		X			X	
Cepaea nemoralis	X		X	X		
Helix aspersa	X				X	

ASOCIACIONES MALACOLOGICAS

Basándonos en la existencia de una cierta concordancia entre la vegetación y la distribución de los moluscos terrestres y según las observaciones hechas por GERMANI (1930) al respecto, en nuestra zona de estudio podemos diferenciar las siguientes asociaciones malacológicas:

1. HIGROFILA: a la que pertenecen los moluscos de lugares húmedos, frescos y sombríos, más o menos cubiertos, hallándose principalmente bajo la hojarasca, humus y musgo así como entre las raíces de las plantas. Si bien GERMAIN (1930) no la considera como la asociación más rica en cuanto al número de especies, dadas las características climáticas y ecológicas de nuestro área podemos decir a la vista de los resultados que es la que mayor número de especies presenta (40 de un total de 64) representando un 62,5% del total de especies encontradas.

Dentro de esta asociación es necesario diferenciar una serie de agrupaciones correspondientes a habitats particulares que son:

1.1. Moluscos Higrófilos en alto grado: cercanos a cursos de agua y prados muy encharcados. Las especies que hemos encontrado pertenecientes a este grupo son: **Vitrea crystallina, Punctum pygmaeum, Trichia hispida, Vertigo pygmaea** y **Azeca goodalli**.

1.2. Moluscos de zonas muy húmedas pero no encharcadas: está constituida por especies que se acomodan en un medio muy húmedo y que no soportan materiales en putrefacción. A esta agrupación pertenecen: **Cepaea nemoralis, Discus rotundatus** y **Carychium tridentatum**.

1.3. Moluscos de prados frescos no encharcados con un tapiz de gramíneas importante. Se trata de un medio mesófilo en general pobre. Aquí encontramos: **Arion hortensis, Oxychilus cellarius, Nesovitrea hammonis, Vitrea crystallina, Vitrina pellucida, Cochlicopa lubrica, Vertigo pygmaea** y **Deroceras agreste.**

2. XEROFILA: constituida por moluscos típicos de zonas expuestas como taludes, roqueados y en zonas desprovistas de vegetación. Forman colonias ricas tanto en número de individuos como de especies pudiendo distinguir las siguientes: **Vallonia costata, Pomatias elegans, Theba pisana, Cochlicella barbara, Cochlicella acuta, Pyramidula rupestris, Cecilioides acicula, Rumina decollata, Helicella itala, Helicella ordunensis** y **Candidula arganica**.

Las especies xerófilas de concha sólida se encuentran en poblaciones numerosas en rocas expuestas al sol: **Balea perversa, Cochlostoma obscurum, Abida bigerrensis, Abida polyodon, Chondrina kobelti, Pupilla muscorum** y **Truncatellina cylindrica**.

Las dunas litorales constituyen un medio donde el mosaico microclimático influye directamente sobre el poblamiento estando caracterizada por especies relativamente xerobias entre las que podemos citar: **Cochlicella acuta, Cochlicella barbara** y **Theba pisana**, las especies más típicas de este medio.

La alta proporción de especies xerófilas encontradas (31,25%) se explica por la gran abundancia de sustratos calizos

porosos que producen en su gran mayoría habitats xerófilos bastantes caldeados.

3. SILVATICA: con especies de bosque donde se encuentran principalmente al pie de árboles y bajo la hojarasca, troncos y musgo. Las especies pertenecientes a esta asociación son: **Vitrina pellucida, Oxychilus cellarius, Discus rotundatus, Cepaea nemoralis, Ena obscura, Arion ater, Euconulus fulvus, Trichia hispida, Acanthinula aculeata, Acicula fusca** y **Elona quimperiana**, si bien pueden aparecer en otras asociaciones son bastante importantes en bosque.

Refiriéndonos a las coníferas diremos que aunque presentan una fauna similar, cuando al subsuelo está desarrollado, ésta puede desaparecer totalmente en el caso contrario como ocurre en los puntos 3 y 10.

Otro hecho comprobado es que las zonas más ricas son los bordes de dichos bosques y no su interior. Del mismo todo, bosques muy cerrados y profundos donde la frescura permanece casi constante y el sol penetra difícilmente, son poco ricos como se puede comprobar en los resultados obtenidos en el punto 11 (bosque mixto del Valle de Carranza).

Esta asociación está representada por el 25% del total deespecies encontradas.

Las proporciones anteriormente expresadas eran esperables dadas las características tanto climáticas como de sustrato vegetal de los tres itinerarios elegidos.

BIBLIOGRAFIA

ADAM, W. (1960).; *Faune de Belgique. Mollusques terrestres et dulcicoles.* Inst. R. Scienc. Nat., Belgique, 403 pp., Bruxelles.

ALONSO, M.R. (1975).; Moluscos terrestres y dulceacuícolas de la Depresión de Granada (España) y sus alrededores. *Cuad. Cien. Biol., Granada, 4* (2): 125-157.

ALTENA, C.O. Van REGTEREN (1950). The Limacidae of the Canary Islands. *Zool. Verhlleiden 11:* 1-34.

ALTIMIRA, C. (1969). Moluscos terrestres y de agua dulce en la provincia de Lugo (Galicia) y Asturias. *Publ. Inst. Biol. Apl. Barcelona, 46:* 107-113.

ALTIMIRA, C. y BALCELLS, R. (1971). Formas malacológicas del Alto Aragón Occidental obtenidas entre agosto de 1970 y junio de 1971. *Pirineo, 104:* 15-81.

ALTONAGA, K. (1984a). Nuevos datos sobre la familia Vitrinidae (Pulmonata: Stylommatophora) en la Península Ibérica. *V Congr. Nac. Malac.,* 6-9 sept., *Vigo.*

ALTONAGA, K. (1984b). Sobre algunos Zonítidos cavernícolas de Vizcaya y Cantabria. *II Simp. Reg. Espeleología, Burgos.*

ALTONAGA, K., ANGULO, E., GOMEZ, B. y PRIETO, C.E. (1980).- Irurtzungo Inguruetan aurkitutako Barraskiloen Zerrenda. *Udako Euskal Univ., Irurtzun Projectua:* 161-164.

ALTONAGA, K. eta GOMEZ, B. (1981). Arbaiungo Arbilan (Nafarroa) Bilduriko Moluskuak. *El Huyar,* 419-424.

ALVAREZ SANCHEZ, J. (1956). Las biocenosis costeras de Gasterópodos terrestres del litoral de Santander. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Secc. Biol.), 54* (1-2-3-4): 33-34.

ANADON, N. y ANADON, E. (1978). Estudio sobre los efectos del aislamiento en poblaciones de Gasterópodos terrestres asturianos. *Supl. Ciene. Biol. I.D.E.A., 23*: 121-142.

ANGULO, E. y MARTIN, R. (1985). Nuevos datos sobre la distribución geográfica de *Pomatias elegans* (Müller, 1774) (Gastropoda, Prosobranchia) en la Península Ibérica. *Cuad. Inv. Biol. (Bilbao), 8:* 51-56.

ANGULO, E. y PRIETO, C. (en prensa). The geographical distribution of *Rumina decollata* (Linné, 1758) (Pulmonata, Subulinae) in the Iberian Peninsula, *HELDIA.*

ANGULO, E. y RALLO, A. (1979). Notas sobre la malacofauna terrestre del N. de la Península. *IV Bienal r. Soc. Esp. Hist. Nat., Valencia.*

BECH, M. y FERNANDEZ, G. (1982). Notas malacológicas acerca de algunos moluscos terrestres y de agua dulce recogidos en la provincia de Burgos y la Rioja. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Biol.), 80* (3-4): 219-223.

CAMERON, R.A.D. y REDFEN, M. (1976). *British land snails.* Lin. Soc. Long., 64 pp., Acedemic Press, London.

CASTILLEJO, J. (1982). Los moluscos terrestres de Galicia (Subclase Pulmonata). Resumen Tesis Doctoral. Universidad de Santiago.

CHEVALIER, H. (1981). Taxonomie des "Limaces rouges" (genre *Arion,* sousgenre *Arion* s.s., Mollusca, Pulmonata). *Haliotis, 11:* 87-99.

FERNANDEZ, G. (1982). Contribución al conocimiento de la fauna melacológica de la subcomarca del Llucanés (provincia de Barcelona). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Biol.), 80:* (3-%): 233-247.

FORCART, L. (1959). Taxionomische revision paläarktischer Zonitinae II. Anatomischuntersuchte arten des genus *Aegopinella* LINDHOLM. *Arch. Moll., 88* (1/3): 7-34.

FORCART, L. (1960). Taxionomische revision paläarktischer Zonitinae III-V. *Arc. Moll., 89* (1/3): 1-22.

GERMAIN, L. (1911). Bioespeologica. XVIII. Molusques (première série). *Arch. Zool. Exp. et Gen., 5ª Série, 6:* 229-256.

GERMAIN, L. (1913). *Mollusques de la France et des régions voisines. 2. Gastéropodes pulmonés et prosobranches terrestres et fluviatiles.* Encyclop. Scienc., Paris. 374 pp.

GERMAIN, L. (1930). *Mollusques terrestres et fluviatiles. Faune de France.* Tomo 1-2: 897 pp., Paris.

GITTENBERGER, E. (1979). On *Elona* (Pulmonata, Elonidae, Fam. Nov.) *ZProc. Sixth. Europ. Malac. Congr., 18*: 139-145.

GITTENBERGER, E. (1980).- Three notes on Iberian terrestrial gastropods. *Zool. Meded., 55* (17): 201-213.

GITTENBERGER, E. (1983).- On Iberian Cochlicopidae and the genus *Cryptazeca* (Gastropoda, Pulmonata). *Zool. Meded., 57* (23): 301-320.

GITTENBERGER, E., MENKHORST, H.P.M.G. y RAVEN, J.G.M. (1980). New data on four European terrestrial gastropods. *Basteria 44:* 11-16.

GIUSTI, F. (1976). I molluschi terrestri, samatri e di acqua dolce dell'Elba Giannutri e Scoglia Minori dell'Arcipelago Toscano. *Lav. Soc. Italiana Biol., 5:* 99-355.

GOMEZ, B.J. (1981). La Familia Chondrinidae en el País Vasco y provincias adyacentes. Tesis de Licenciatura, U.P.V./E.H.U., Fac. Cienc. 99 p.

GOMEZ, B.J., ALTONAGA, K. y ANGULO, E. (1982). Sobre la distribución geográfica de *Pyramidula, Discus y Euconulus* (Pulmonata, Stylommatophora) en el norte de la Península Ibérica. *IV Congr. Nac. Malac., Gijón.*

GOMEZ, B.J. y ANGULO, E. (1981). El género Chondrina (Gastropoda, Pulmonata, Chondrinidae) en el País Vasco y regiones limítrofes. *Resumen III Congr. Nac. Malac., Cartagena.*

GOMEZ, B.J., ANGULO, E. PRIETO, C.E. (1981). Nota sobre algunos limacos (Arionidae, Limacidae, Milacidae) recogidos en los alrededores de Bilbao. *Cuad. Inv. Biol., CIB, 1:* 21-25.

GOMEZ, B.J. y PRIETO, C.E. (1981). Los géneros *Abida, Granaria y Granopupa* (Gastropoda, Chondrinidae) en el País Vasco y provincias limítrofes. *Cuad. Inv. Biol. CIB, 2:* 49-61.

GOMEZ TEJEDOR, J. (1971). *Geología Agraria de Vizcaya.* Ed. Caja Ahorros Vizcaina, Bilbao, 79 pp.

GRANGER, A. (1897). Catalogue des mollusques terrestres, des eaux

duce et des eaux observés dans le départ de la Charente Inferieur de La Gironde, des Landes et des Basses Pyrénées. *Actes Soc. Linn., Bordeaux, 52:* 237-271.

HAAS, F. (1929). Beitrag zur kenntniss der Molluskenfauna der spanischen provinzen Huesca, Zaragoza, Logroño und Guipúzcoa. Memoria de la Real Soc. Hist. Nat., tomo XV.

HAAS, F. (1935). Zur Molluskenfauna der Picos de Europa (Asturien: Spanien). *Seuckenbergiana, 17* (5/6): 241-243.

HIDALGO, J.G. (1875). *Catálogo iconográfico descriptivo de los moluscos terrestres de España, Portugal y Baleares.* Parte I; 224 pp., Parte III: 20 pp. Madrid.

I.G.M.E. (1975). Mapa geológico de España. Algorta. E: 50.000. 37: 21-4. Instituto Geológico y Minero de España.

I.G.M.E. (1975).- Mapa geológico de España. Valmaseda. E: 50.000. 60: 20-5. Instituto Geológico y Minero de España.

I.G.M.E. (1975). Mapa geológico de España. Orduña. E: 50.000. 111: 21-7. Instituto Geológico y Minero de España.

KERNEY, M.P. (1968). Britain's fauna of land Mollusca and its relation to the Post-Glacial thermal optimum. *Symp. Zool. Soc. Lon., 22:* 273-291.

KERNEY, M.P. (1974). Mapping non-marine Mollusca in Southern Scotland, 1973. *Jour. Conch., Lond., 28:* 225-231.

KERNEY, M.P. y CAMERON, R.A.D. (1979). *Guide to the land snails of Britain and North-West-Europe.* Collins, Ed. London. 288 pp.

KERNEY, M.P., CAMERON, R.A.D. y JUNGBLUTH, J.H. (1983). *Die landschnecken Nord und Mitteleuropas.* Paul Parey Ed., Hamburg y Berlin. 284 pp.

KOBELT, W. (1898-1905). Die Familie der Heliceen. Mart. e Chemnitz, Conch. Cab., 1, pp. 861-1225, Tav. 229-299.

LARRAZ, M. (1982). Contribución al conocimiento de la fauna de moluscos terrestres y dulceacuicolas de Navarra. Tesis Doctoral. Universidad de Navarra.

LARRAZ, M. y CAMPOY, A. (1980). Estudio faunístico del Macizo de Quinta Real. II. Moluscos (Mollusca). Ed. EUNSA., Pamplona.

LARRAZ, M. y JORDANA, R. (1984). Moluscos terrestres de Navarra (Mollusca: Gastropoda) y descripción de *Xeroplexa blancae* n. sp. (Familia Helicidae). *Ed. EUNSA. Publ. Biol., Serie Zoológica, 11:* 11-65.

LIKHAREV, I.M. e RAMMEL MEIER, E.S. (1952). *Terrestrial Mollusks of the fauna of the U.R.S.S.* Acad. Sc. U.R.S.S., Zool. Inst., 43: 574 p..

MALUQUER, J., BOFILL, A. y HAAS, F. (1919). Mollusques recollits en Asturias. *Inst. Cat. D'Hist. Nat., Barcelona,* pp: 25-34.

MANGA, M.Y. (1976). Los Helicidae (Gastropoda, Pulmonata) de la Provincia de León. Tesis Doctoral. Fac. Biol. León.

MARCUZZI, G. y BIONDI, S. (1980). Contributo alla conoscenza della fauna dei Pirinei Occidentali. *Bull. Cent. Etud. Rech. Sci., Biarritz; 13:* 23-44.

MARTIN, R. (1985). Los limacos (Molluscas, Gastropoda: Agriolomacidae, Limacidae, Milacidae, Arionidae, Testacellidae) del País Vasco y zonas adyacentes. Tesis de Licenciatura. U.P.V./E.H.U.

MARTIN, R. y ANGULO, E. (1986). The Family Milacidae (Mollusca, Gastropoda) in the Basque Country and surrounding areas. *CIB (BILBAO), 9:* 127-136.

MERMET, C. (1843). *Histoire des Mollusques terrestres et fluviatiles vivants dans les Pyrénées Occidentales.* Imp. Veronesse, Pau, 96 pp.

NANSOUTY, C. (1872).- Catalogue des mollusques terrestres et fluviatiles des trois départements des Basses Pyrénées, des Hautes Pyrénées et des Landes. *Buil. Soc. Hist. Nat. TOULOUSE:* 76-82.

OJEA, M. y ANADON, N. (1983). Estudio faunistico de los Gasterópodos de las vertientes Sur y Oeste del Monte Naranco (Oviedo, Asturias). *Bol. Ciec. Nat. I.D.E.A., 32:* 69-90.

OJEA, M., RALLO, A. e ITURRONDOBEITIA, J.C. (1985). Resultados preliminares sobre estudios de comunidades de Moluscos en varios ecosistemas del País Vasco. *VII Bienal R. Soc. Esp. Hist. Nat., Barcelona.*

ORTIZ DE ZARATE, A. (1943). Observaciones anatómicas y posición sistemática de varios Helícidos españoles. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 41:* 61-83.

ORTIZ DE ZARATE, A. (1962). Género *Oestophora. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 60:* 83-86 y 91-93.

ORTIZ DE ZARATE LOPEZ, A. y ORTIZ DE ZARATE ROCANDIO, A. (1949). Contribución al conomiento de la distribución de los moluscos terrestres en la Provincias Vascongadas y norte de Navarra. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 47:* 397-432.

PAUL, C.R.C. (1975). The ecology of mollusca in Ancient Woodland. I The fauna of Hayley Wood, Cambrigeshire. *Jour. Conch., 28:* 301-327.

PRIETO, C.E. (1980). Los Helíceos del País Vasco. Recopilación bibliográfica y nuevos datos faunísticos. Tesis de Licenciatura. U.P.V./E.H.U.

PRIETO, C.E., ANGULO, E. y GOMEZ, B.J. (1980). Sobre *Elona quimperiana. Ixiltasun Izkutak (Bilbao), 10:* 13-18.

PRIETO, C.E., GOMEZ, B.J. y ANGULO, E. (1980). Los Helicigoninae, Helicodontinae y Monachinae (Gastropoda, Pulmonata, Helicidae) del País Vasco y regiones vecinas. Resumen *II Congr. Nac. Mala., Barcelona.*

PRIETO, C.E., GOMEZ, B.J. y ANGULO, E. (1981) 1: La subfamilia Helicinae (Gastropoda, Pulmonata, Helicidae) en el País Vasco y provincias vecinas. *Cuad. Biol. (CIB), 1:* 51-61.

PRIETO, C.E., MARTIN, R., GOMEZ, B.J. y LARRAZ, M. (en prensa). Nuevos datos sobre *Acanthinula* Beck, 1845, *Planogyra* Morse, 1864 y *Acicula Hartmann, 1821 (Mollusca, Gastropoda) en la Península Ibérica. Iberus.*

QUICK, H. (1960). British slugs (Pulmonata: Testacellidae, Arionidae Limacidae). *Bull. British Mus. Zool, 6* (3): 106-226.

RAINER, M. (1967). Chrosmosomenuntersuchungen an Gasstropoden (Stylommatophora). *Malacologia, 5* (3): 341-373.

RAMOS, M.A. (1979). Estudio del tamaño de la concha de *Cepaea nemoralis* (L.) en tres valles del Pirineo español. *L. Cong. Nac. Malac. Madrid.*

RAVEN, J.G.M. (1984). Notes on Spanish non-marine molluscs: II: New data on the distribution of some species. *Basteria, 48* (1-3): 17-21.

RAVEN, J.G.M. (1986). Notes on spanish non-marine molluscs. 3. Chondrinidae from the Cantabrian mountains (Gastropoda, Pulmonata). *Zool Med. 60* (2): 27-37.

RIEDEL, A. (1970). Beitrag zur kenntnis der Zonitidae (Gastropoda) der französischen Pyrenäen. *Fragm. Faun. Warszawa,* 15 (21): 379-399.

RIEDEL, A. (1972). Zur kenntnis der Zonitidae (Gastropoda) Spaniens. *Ann. Zool., Tom XXIX, 5:* 115-145.

SACCHI, C.F. y VIOLANI, C. (1977). Richerche ecologique sulla Helicide dunicola della ria de Vigo (Spagna) (Gastropoda, Pulmonata). *Natura Milano, 68* (3-4): 253-284.

UMINSKI, T. (1975). Life cycles in some Vitrinidae (Mollusca: Gastropoda). *Ann. Zool.*, (Pol. Akad. Nauk. Inst. Zool.), *33:* 17-33.

URZAINKI, M.J. (1977). Apuntes para una climatología del País Vasco. J.M. de Barandiarán et al. Cultura Vasca 1. Ed. Erein S.A., San Sebastián. 411 pp.

ZILCH, A. (1973(. Die typen und typoide des natur-Museums Senckenberg. 51: Mollusca: Achatinacea (2): Ferussaciidae, Subulinidae. *Arch. Moll., 103* (1-3): 99-152.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya
Nº XVI, 1987

GASTEROPODOS EDAFICOS EN VARIOS ECOSISTEMAS DEL PAIS VASCO. ABUNDANCIA, DIVERSIDAD Y MOTOMURA

Por M. Ojea
A. Rallo
J.C. Iturrondobeitia (*)

RESUMEN

Se hace un estudio cuantitativo de la fauna malacológica de 19 ecosistemas del País Vasco por medio de la Diversidad específica, estimada según el índice de Shannon-Weaver, Equitabilidad y constante de Motomura. Del mismo modo se dan datos de abundancias en cada uno de los medios muestreados así como sus variaciones estacionales.

SUMMARY

A quantitative study of the malacological fauna of 19 ecosystems of the Basque Country has been carried out on the basis of the species diversity, estimated by the Shannon-Weaver index, the equitability and constant of Motomura. Abundance data in such sampled habitat and the stational variations were also studied.

LABURPENA

Euskal Herriko 19 ekosistemaren fauna malakologikoen ikerketa kuantitatibo bat egiten da, Shannon-Weaver aniztasuna, ekitabilitatea eta Motomuraren konstantea ematen direlarik. Era berean, ingurune laginduaren espeziaren kopuruak eta urtean zehar izaten diren datuaren aldaketak ematen dira ere bai.

* Fac. de Ciencias. Dpto. Biología (Zoología). Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 BILBAO.

INTRODUCCION

En un trabajo previo (OJEA, RALLO e ITURRONDOBEITIA, en prensa) hemos expuesto los resultados del estudio malacofaunístico de los itinerarios marcados para la Provincia de Vizcaya dentro del Proyecto subvencionado por la C.A.I.C.Y.T. (nº 1595-82) que tiene por objeto estudiar parte de la fauna edáfica de Vizcaya en relación con la vegetación.

En el presente trabajo damos los datos de abundancias según la distribución por habitats y ecosistemas muestreados así como los datos de Diversidad, Equitabilidad y constante de Motomura para cada punto.

AREA DE MUESTREO

El área de muestreo comprende 19 puntos correspondientes a las siguientes coordenadas U.T.M.:

— ITINERARIO DE COSTA: 1. DUNA: 30TWPO48084; 2. EUCALIPTAL: 30TWPO94090; 3. PINAR: 30TWPO94090; 4. PRADO: 30TWPO92088; 5. ENCINAR: 30TWPO92088; 6. BOSQUE MIXTO: 30TWPO48033; 7. ROBLEDAL: 30TWPO48033.

— ITINERARIO DE VALLE: 8. PRADO: 30TVN725852; 9. ROBLEDAL: 30TVN724851; 10. PINAR: 30TVN718864; 11. BOSQUE MIXTO: 30TVN762878; 12. EUCALIPTAL: 30TVN780880.

— ITINERARIO DE MONTAÑA: 13. HAYEDO: 30TWN019550; 14. PREBREZAL: 30TWN001559; 15. PRADO: 30TVN986580; 16. ROBLEDAL: 30TWN001578; 17. PINAR: 30TWN004568; 18. PRADO: 30TVN998586; 19. ENCINAR: 30TVN986582.

CLIMATOLOGIA

Con un clima propio de la Europa atlántica en su tramo meridional y con grandes similitudes con el clima mediterráneo septentrional en su extremo occidental, Vizcaya se coloca dentro de los climas templados si bien no forma una región homogénea por su localización en la franja de transición de los climas oceánico y mediterráneo.

MATERIAL Y METODOS

Los muestreos seguidos en los 19 ecosistemas han sido:

— CUANTITATIVOS: muestras de 60 x 60 cm. de superficie y 2 cm. de profundidad recogiéndose tanto el suelo como la hojarasca.

— CUALITATIVOS: material recogido en sustratos accidentados que no permitían el muestreo de una superficie determinada.

La determinación de las especies se ha basado tanto en los caracteres conquiológicos como del aparato genital, rádula y mandíbula siguiendo la metodología habitual.

Con los datos obtenidos se procedió al tratamiento de los datos con el cálculo de la Diversidad específica (Hs) siguiendo la teoría de la información de Shannon-Weaver (CANCELA DA FONSECA, 1969); igualmente se ha obtenido este parámetro a nivel específico y se ha tomado como medida de la valencia ecológica (V.E.). Se calculó también la constante de Motomura (DAGET, 1976) con ajuste de los individuos al 95%.

RESULTADOS

Se han identificado un total de 64 especies pertenecientes a 23 familias.

Las familias mejor representadas en cuanto al número de especies se refiere han sido, en orden decreciente, Helicidae (14 especies), Zonitidae (9 especies), Arionidae (5 especies) y Valloniidae (5 especies).

Los Helicidos, muy abundantes y ampliamente distribuidos, tienen referido al número de individuos encontrados, su mejor representación en la subfamilia Helicellinae compuesta por especies xerófilas que encuentran en la zona calcárea de Orduña un habitat adecuado a sus exigencias.

La familia Zonitidae, compuesta principalmente por especies higrófilas y silváticas, encuentra en el área de estudio las condiciones favorables debido a la existencia de zonas húmedas y sombrías de las que son amantes.

La familia Arionidae, característica de Europa occidental, está igualmente bien representada si bien el número de individuos no es muy elevado.

Vallonia costata Müller, 1774 es la especie que mejor representa a la familia Valloniidae y que ha sido hallada principalmente en la zona costera.

El resto de las familias aunque no destaquen por el número de especies por las que se encuentran representados, algunas sí lo hacen en cuanto el número de individuos (Tabla I).

Analizando el número de individuos de cada familia apreciamos que la familia Helicidae sigue siendo la más abundante con un total de 2.080 individuos recogidos. Esta alta abundancia es muy notoria en la zona alta de Orduña donde se encuentra el tramo calcáreo y que posee una climatología ideal. Esta proporción de individuos es bastante superior a la aquí expresada ya que fue prácticamente imposible recoger todos los ejemplares que allí se encontraban (en muestra cualitativa).

La familia Vertiginidae, representada por dos especies, es la segunda en importante numérica. Concretamente **Truncatellina cylindrica** (Férussac, 1807) con 662 ejemplares marca las diferencias. Encontrada en la Cueva de Venta Laperra (593 ej.) nos muestra el carácter estrictamente xerófilo de la misma.

Dentro de los Pupillidae, **Lauria cylindracea** (Da Costa, 1778) destaca por su elevada presencia en duna (291 ej.). Si bien éste no es su habitat característico, la proporción de calcio existente en dicho punto puede ser la causa de la alta abundancia.

Los Zonitidos se encuentran bien representados tanto en el número de especies como en el de individuos (451 ej.) destacando **Vitrea contracta** (Westerlund, 1871) con 146 ej. bien repartidos en los diferentes medios pero siendo característica de los tramos calcáreos de montaña y valle, a diferencia de **Aegopinella pura** (Alder, 1830), **Oxychilus cellarius** (Müller, 1774) y **Vitrea crystallina** (Müller, 1774) de las que sólo hemos encontrado 1, 1 y 4 ejemplares respectivamente.

Las familias Aciculidae (361 ej.), Endodontidae (329 ej.) y Clausilidae (264 ej.) están representadas en los tres itinerarios. Podemos destacar en la primera la presencia de **Acicula cryptomena** (Folin y Bérillon, 1877) exclusivamente en montaña mientras que **Acicula fusca** (Montagu, 1803) se encuentra repartida en casi todos los ecosistemas. Las dos especies pertenecientes a la familia Endodontidae tienen una amplia distribución predominando en bosques mixtos y apareciendo incluso en eucaliptal y algunos individuos en pinar.

TABLA I : Datos de abundancias por familias.

FAMILIA	N. Sp.	ABUNDANCIA*	N.º INDV. Totales por familia
CYCHLOPHORIDAE	1	52	52
POMATIIDAE	1	733	733
ACICULIDAE	2	236	
		125	361
ELLOBIIDAE	1	103	103
COCHLICOPIDAE	2	96	
		35	131
PYRAMIDULIDAE	1	73	73
VERTIGINIDAE	2		
Truncatelininae	1	662	
Vertigininae	1	84	746
PUPILLIDAE	2	118	
		397	515
VALLONIDAE	5		
Valloninae	3	273	
		6	
		1	
Acanthinulinae	2	39	
		1	323
ENIDAE	1	3	3
ENDODONTIDAE	2	204	
		125	329
ARIONIDAE	5	8	
		36	
		9	
		3	
		1	57
VITRINIDAE	2	6	
		3	9
ZONITIDAE	9		
Zonitinae		29	
		4	
		146	
		1	
		97	
		111	
		56	
		12	
		1	
MILACIDAE	1	1	1
AGRIOLIMACIDAE	3	1	
		5	
		19	25

FAMILIA	N. Sp.	ABUNDANCIA*	N.º INDV. Totales por familia
EUCONULIDAE	1	60	60
FERUSSACIIDAE	2	78	
		23	101
SUBULINIDAE	1	3	3
CLAUSILIDAE	3		
Clausilinae	2	21	
		242	
Baleinae	1	1	264
ELONIDAE	1	11	11
CHONDRINIDAE	2	2	
		1	3
HELICIDAE	14		
Helicellinae	3	1	
		861	
		532	
Cochlicellinae	2	282	
		136	
Hygromiinae	2	27	
		8	
Helicondontinae	3	14	
		3	
		14	
Helicinae	3	87	
		44	
		45	
Monachinae	1	26	2.080

*número de individuos/muestras cualitativas + cuantitativas.

Por último los Clausilidos destacando la gran cantidad de ejemplares aparecidos en la duna de Plencia (punto 1) de la especie **Clausilia bidentata** (Ström, 1765) (97 ej.), habitat no común para ella.

Dentro de los Gasterópodos Prosobranquios encontramos igualmente necesario destacar la familia Pomatiidae con una única especie, **Pomatias elegans** (Müller, 1774) que constituye la segunda especie en importancia numérica hallándose con preferencia en el robledal montano (punto 16, 184 ej.) y en la duna (punto 1, 157 ej.).

El resto de las familias se encuentran distribuidas por las diferentes zonas con abundancias menores marcando la escasa presencia de las especies pertenecientes a las familias Chondrinidae, Milacidae, Vitrinidae y Subulinae (3, 1, 9 y 3 ejemplares respectivamente).

Si analizamos los datos según medios muestreados e itinerarios (Fig. 1) vemos que si bien el número de especies no difiere mucho en las tres zonas (45 sp. en costa, 39 sp. en valle y 45 sp. en montaña) el número de individuos sí lo hace. Constatamos una mayor riqueza en la zona de montaña (2.353 ej.) seguida de la región costera (2.028 ej.). En el valle el número total de individuos recogidos no llega a 500 (440 ej.). Podría explicarse debido a las condiciones reinantes en cada punto: los ecosistemas de montaña y costa están menos explotados conservándose mejor su fauna básica mientras que en los de valle, zona eminentemente agrícola y ganadera constituida por zonas muy estresadas en general, los suelos no ofrecen condiciones ideales de establecimiento de poblaciones importantes.

Los medios que han resultado más ricos tanto en el número de especies como en el de individuos han sido: Duna (punto 1, 1.299 ej., 22 sp.), Bosque mixto (punto 6, 339 ej., 30 sp.), Prebrezal (punto 14, 938 ej., 21 sp.), Prado (punto 15, 339 ej., 26 sp), Robledal (punto 16, 564 ej., 32 sp.) y Prado (punto 18, 233 ej., 14 sp.). El resto se mantiene a unos niveles similares con la excepción del punto 3 (pinar) con un máximo de 4 ejemplares pertenecientes a una misma especie aunque bien pudiera tratarse de un paso fortuito ya que dicha especie no es típica de

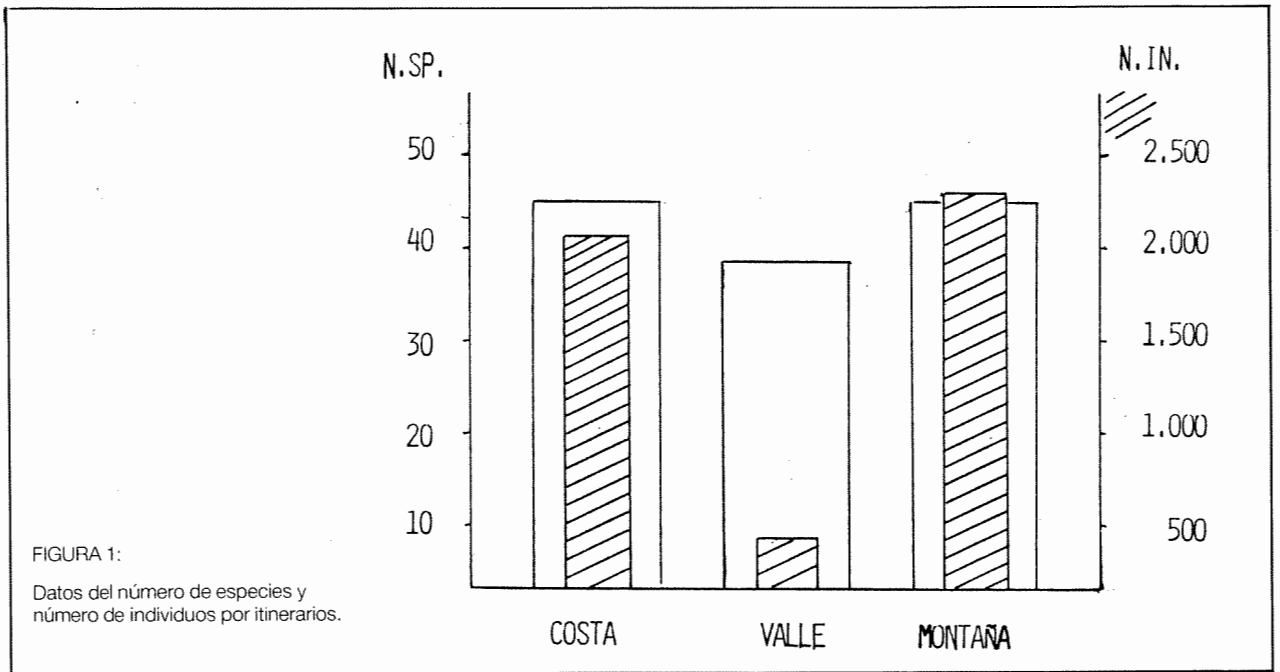


FIGURA 1:

Datos del número de especies y número de individuos por itinerarios.

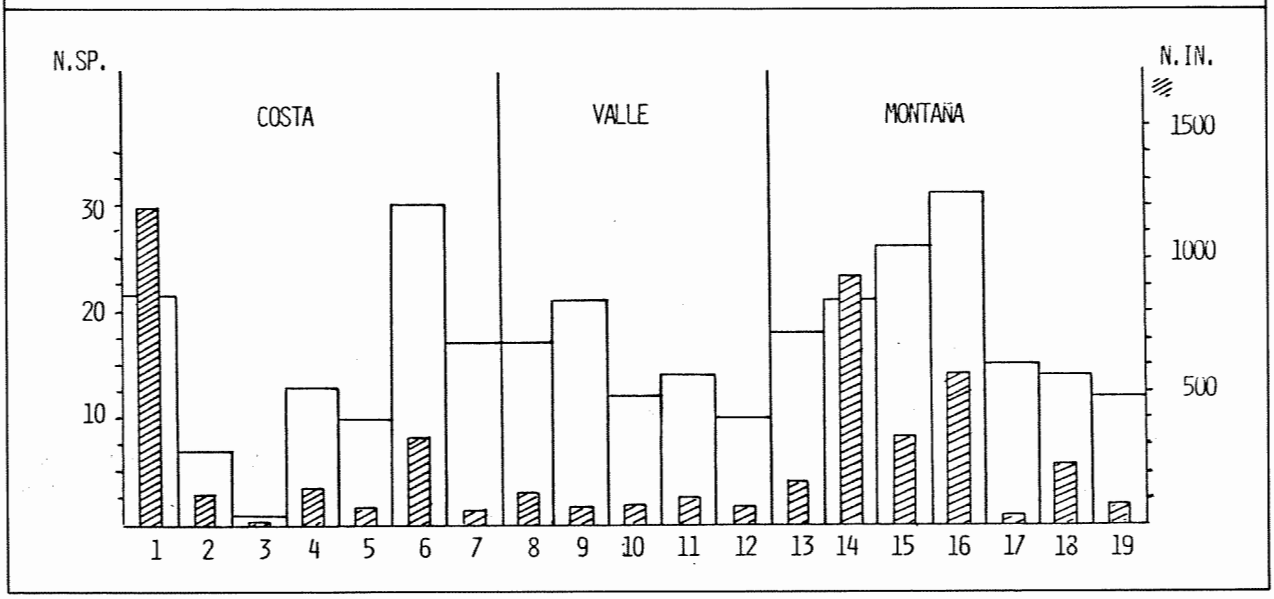


FIGURA 22: Abundancias globales en el número de especies y número de individuos por ecosistemas e itinerarios.

coníferas (**Discus rotundatus**) (Fig. 22).

El valle, como ya se ha comentado muy estresado y con una gran alteración debida principalmente al hombre, mantiene valores más o menos similares desde un número máximo de individuos de 122 encontrados en el punto 8 (prado) y un número máximo de especies de 22 halladas en el punto 9 (robledal).

Respecto a las diferencias estacionales (Fig. 2) si bien las épocas favorables teóricamente son primavera y otoño, nosotros hemos encontrado variaciones hasta cierto punto apreciables en costa y montaña. En el valle, el número de individuos no sufre alteraciones importantes siendo la época en que mayor número de especies fueron recogidas el invierno.

En la costa, siempre con un número de especies por encima de 20, encuentra su mayor abundancia en primavera correspondiendo con una época de lluvias. El invierno, sin embargo, fue muestreado coincidiendo con las nevadas por lo que se podrían explicar en este sentido la falta de ejemplares.

En el área de montaña, ese incremento tan notable en el número de individuos en invierno se debe a la gran cantidad de ejemplares recogidos en dos puntos concretos: 14 y 15. En el

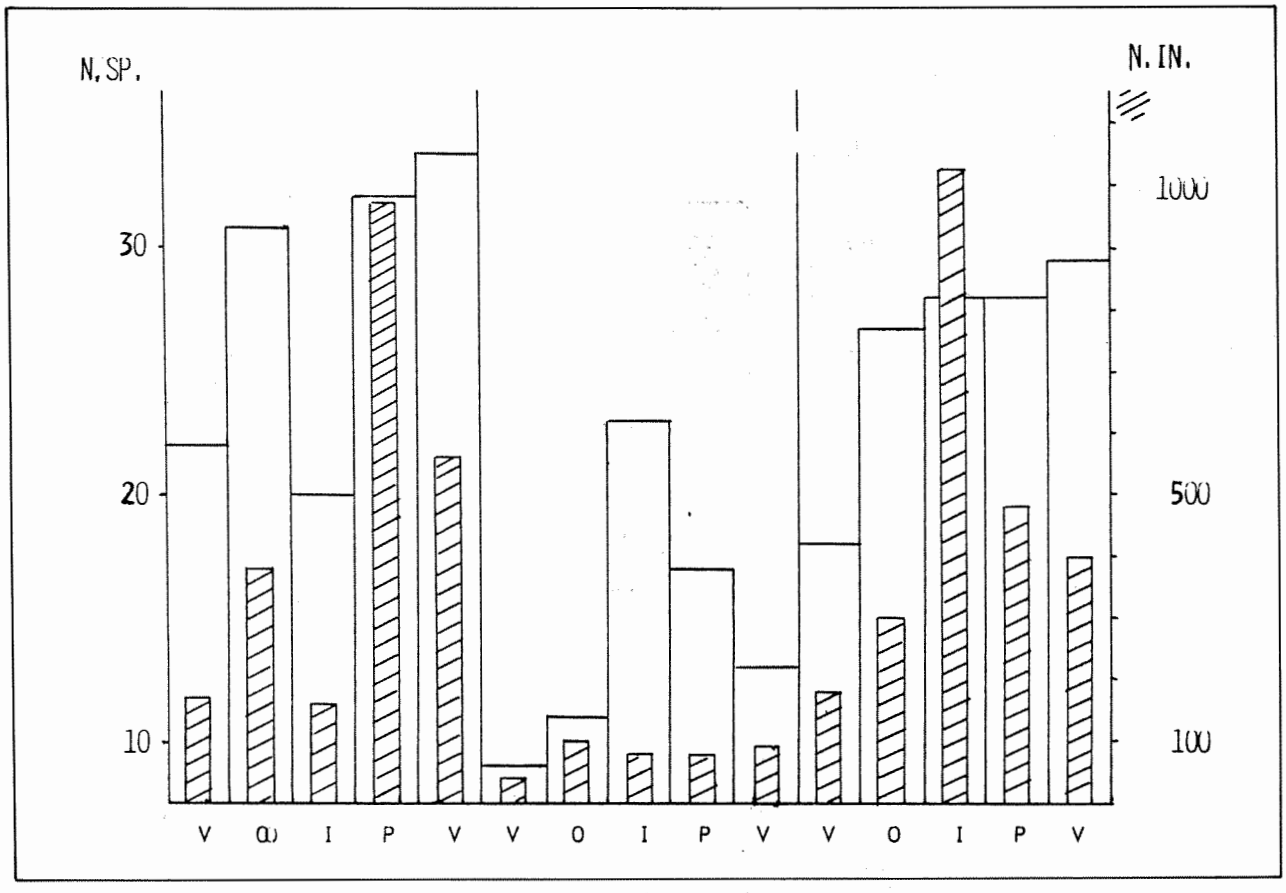


FIGURA 2: Variación estacional en el número de especies y número de individuos según itinerarios y épocas.

primero, las grietas y piedras ofrecen a la fauna de gasterópodos un habitat perfecto protegido de las fuertes lluvias, nieve y heladas. En el punto 15 se recogió la muestra bajo un seto, muy protegido y orientado al sureste minimizándose los efectos climatológicos y manteniendo la humedad necesaria en la tierra.

Analizando cada uno de los medios (Figs.3–21) en las diferentes épocas, en los puntos correspondientes al itinerario costero, los máximos valores se alcanzan en primavera (puntos 1, 3, 5 y 6) o en otoño (puntos 2, 4 y 7) destacando siempre los resultados obtenidos en la duna (punto 1).

En el valle ocurre algo similar con los puntos 8, 9 y 12 mientras que en los puntos 10 y 11 los máximos se alcanzan en los dos veranos muestreados.

Acabando con la montaña, debemos destacar los valores obtenidos en la época de invierno en los puntos 14, 15 y 19. De este último punto sólo conocemos la trayectoria habida en tres épocas por haberse incorporado posteriormente al estudio.

Los puntos 13, 16 y 17 aumentan considerablemente el número de individuos en primavera mientras que el prado 18 lo hace en otoño y segundo verano.

A la vista de los resultados no podemos decir que los moluscos presenten en nuestra zona una distribución estacional clara sino que depende de las características de temperatura y humedad de cada momento y de la explotación del sustrato.

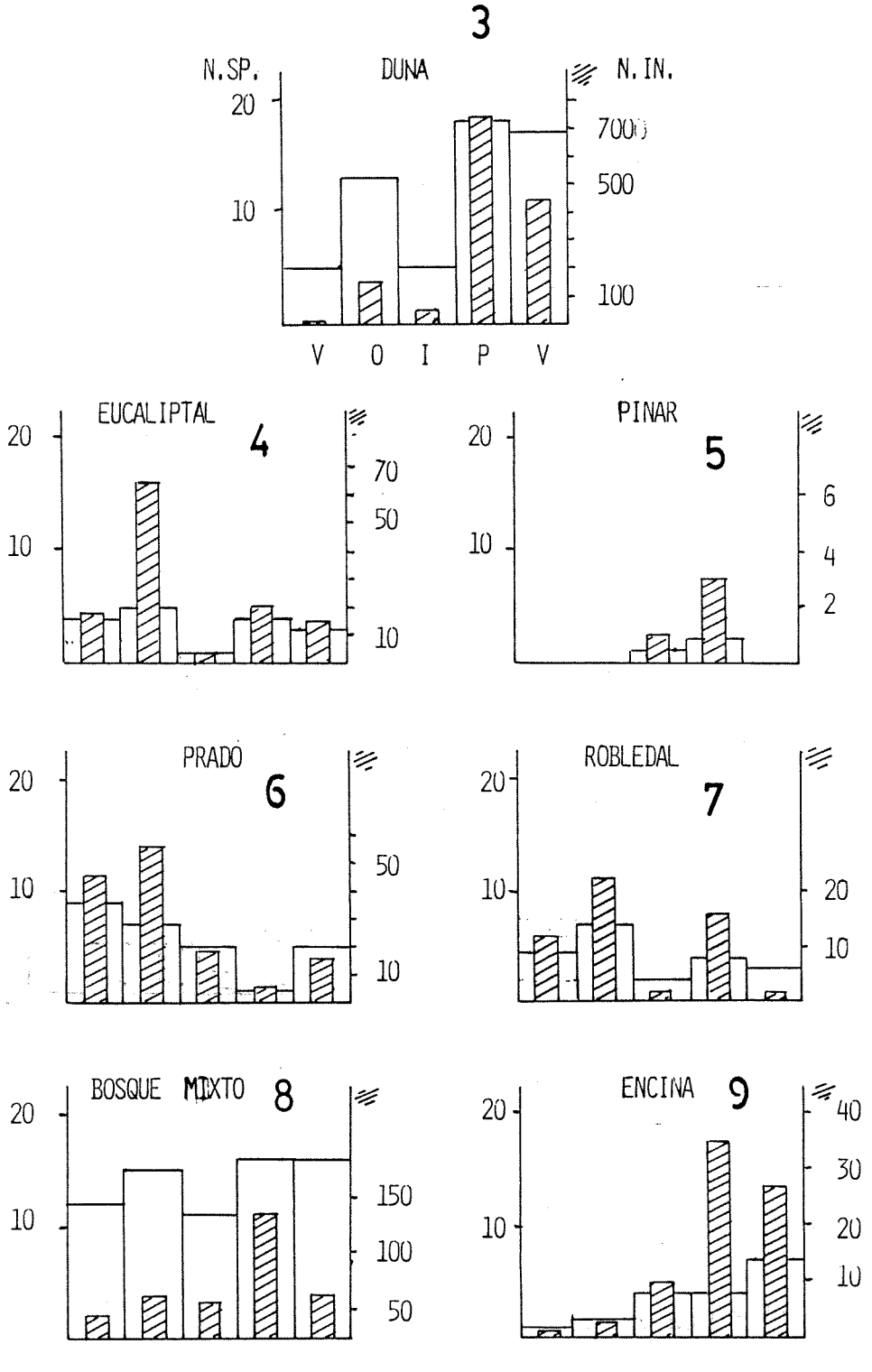
ESTUDIO DE LA DIVERSIDAD

Los valores globales obtenidos de la Diversidad específica así como los de Equitabilidad y constante de Motomura están recogidos en la Tabla II. En ella y dentro de los resultados esperables podemos observar que hay una diversidad bastante alta, desde 1,69 a 3,63 con la única excepción del punto 3 (Pinar de Plencia) en que no supera el valor de 1 (0,72).

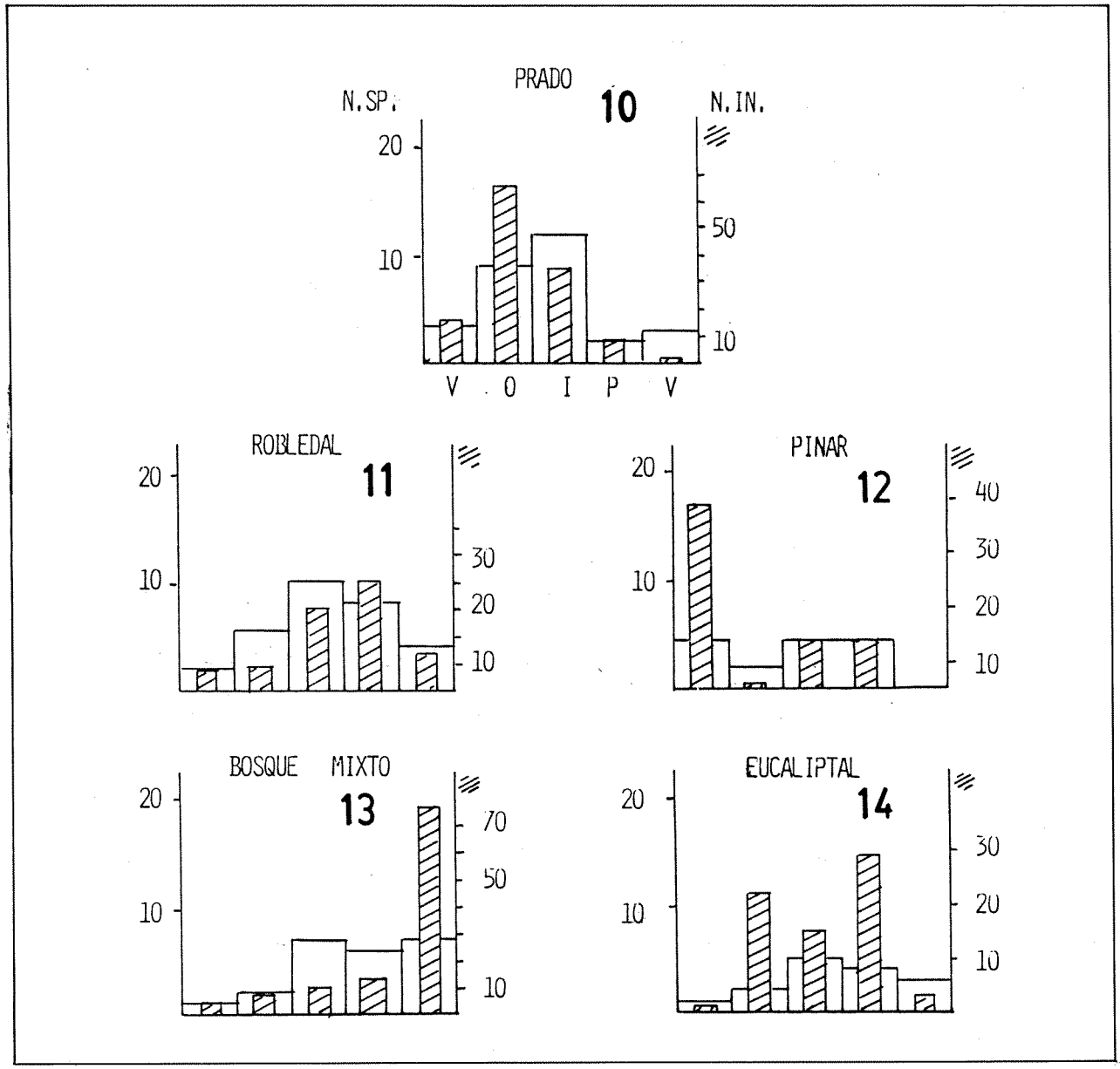
Los máximos valores se obtienen en bosques: punto 16 (H= 3,63, Equ.= 0,74, KM= 0,85) y 17 (H= 3,59, Equ.= 0,94, KM= 0,88) localizados sobre sustrato de arcilla y yeso, con una elevada concentración en calcio (26,77 Meq./100 gr. y 28,85 Meq./100 gr. respectivamente) correspondiéndose con valores de pH igual a 7 y 7,7. El bosque mixto de Carranza (punto 11) presenta en contraposición valores muy bajos (H= 1,96, Equ.= 0,59, KM= 0,41) explicable por las características intrínsecas del mismo: bosque cerrado y profundo.

Los prados mantienen valores medios altos en general desde 2,07 a 3,32 viéndose una relación positiva con el pH y la concentración de calcio (1,57-2,43) haciendo la salvedad del punto 10 (pinar de Carranza) en el que ambos factores alcanzan valores superiores (pH= 6,68, concentración de calcio= 15,34).

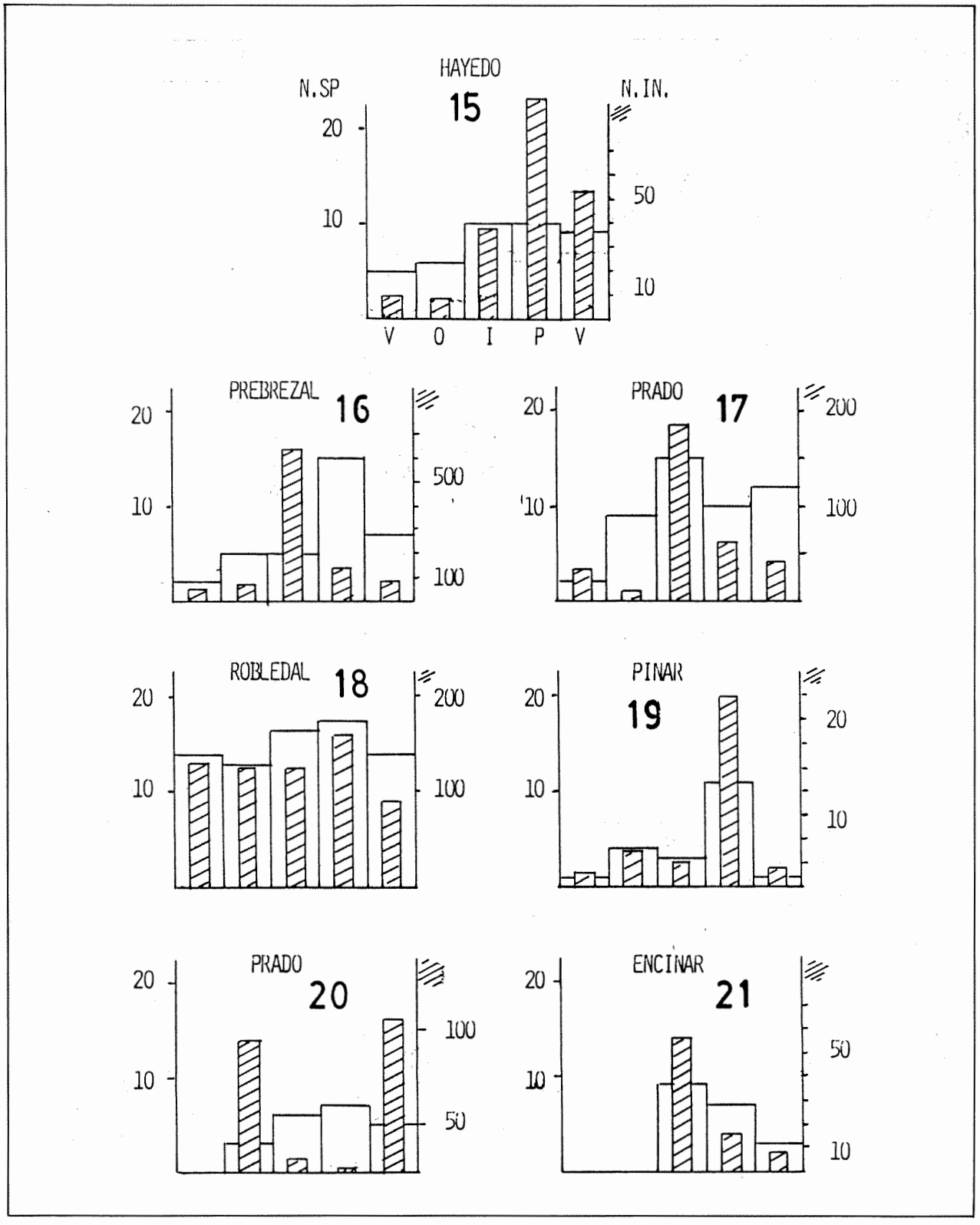
Por último los encinares (puntos 5 y 19) presentan valores intermedios en el índice de diversidad (2,47 en el punto 5 y 2,14



FIGURAS 3-9: Variación estacional en el número de especies y número de individuos en el itinerario de COSTA y en cada uno de los ecosistemas muestreados.



FIGURAS 10-14: Variación estacional en el número de especies y número de individuos en el itinerario de VALLE y en cada uno de los ecosistemas muestreados.



FIGURAS 15-21: Variación estacional en el número de especies y número de individuos en el itinerario de MONTAÑA y en cada uno de los ecosistemas muestreados.

TABLA II: Valores globales del índice de Diversidad, Equitabilidad y constante de Motomura.

MEDIO	N. Sp	N. Ind.	Hs.	Hm.	Equi.	K.Mt.
DU-1	21	878	3.26	4.39	0.74	0.84
EU-2	8	101	2.18	3.00	0.73	0.51
PI-3	2	5	0.72	1.00	0.72	0.25
PR-4	18	152	3.05	4.17	0.73	0.74
EN-5	11	80	2.47	3.46	0.71	0.61
BM-6	31	307	3.29	4.95	0.66	0.84
RO-7	14	31	3.51	3.81	0.92	0.86
PR-8	12	105	2.73	3.58	0.76	0.69
RO-9	15	49	3.51	3.91	0.90	0.82
PI-10	8	44	1.86	3.00	0.62	0.50
BM-11	10	97	1.96	3.32	0.59	0.41
EU-12	4	11	1.69	2.00	0.84	0.58
HA-13	15	43	3.31	3.91	0.85	0.82
PR-14	16	185	2.07	4.00	0.52	0.65
PR-15	26	240	3.32	4.70	0.71	0.78
RO-16	30	450	3.63	4.91	0.74	0.85
PI-17	14	28	3.59	3.81	0.94	0.88
PR-18	15	346	2.86	3.91	0.73	0.66
EN-19	6	13	2.14	2.58	0.83	0.70

TABLA III: Valores de Diversidad, Equitabilidad y Motomura, número de individuos y número de especies ordenados por ecosistemas y sus correspondientes sustratos.

	SUSTRATO	Hs.	Hm.	Equ.	K.Mot	N.sp.	N.In.
PRADO 4	Caliza y argololita	3.05	4.17	0.73	0.74	18	152
PRADO 8	Margas y caliza arc.	2.73	3.58	0.76	0.69	12	105
PRADO 14	Calcarenita, calizas	2.07	4.00	0.52	0.65	16	185
PRADO 15	Coluvial Cuaterna.	3.32	4.70	0.71	0.78	26	240
PRADO 18	Coluvial Cuaterna.	2.86	3.91	0.73	0.66	15	346
BOSQUE MIXTO 6	Tramo Calcáreo	3.29	4.95	0.66	0.84	31	307
BOSQUE MIXTO 11	Arcillas, Arenas	1.96	3.32	0.59	0.41	10	97
BOSQUE MIXTO 17 con Pino	Arcilla y yeso	3.59	3.31	0.94	0.88	14	28
EUCALIPTO 2	Caliza y Argololita	2.18	3.00	0.73	0.51	8	101
EUCALIPTO 12	Arenisca, Arcilla	1.69	2.00	0.84	0.58	4	11
ENCINA 5	Caliza y argololita	2.47	3.46	0.71	0.61	11	80
ENCINA 19	Margas, Caliza arc.	2.14	2.58	0.83	0.70	6	13
ROBLE 7	Tramo calcáreo	3.51	3.81	0.92	0.86	14	31
ROBLE 9	Margas, Caliza arc.	3.51	3.91	0.90	0.82	15	49
ROBLE 16	Arcilla y yeso	3.63	4.91	0.74	0.85	30	450
HAYA 13	Caliza, Calcarenita	3.31	3.91	0.85	0.82	15	43
PINO 3	Caliza, Argololita	0.72	1.00	0.72	0.25	2	5
PINO 10	Margas, Caliza arc.	1.86	3.00	0.62	0.50	8	44
DUNA 1	Cuaternario	3.26	4.39	0.74	0.84	21	878

TABLA IV: Valores de la valencia ecológica, presencia (% sobre el numero total de muestras) y abundancia (número de individuos) de algunas especies características.

	PRESENCIA*	N. INDIVIDUOS.	V. Ecol.
Acícula fusca	57.89	276	2.36
Punctum pygmaeum	73.68	107	2.69
Discus rotundatus	63.15	99	2.69
Vitrea subrimata	52.63	28	2.95
Vitrea contracta	73.68	119	2.88
Nesovitrea hammonis	63.15	96	2.35
Aegopinella nitidula	57.89	75	3.05
Lauria cylindracea	0.10	261	0.04
Helicella itala	0.30	220	1.74
Pomatias elegans	0.30	295	1.93
Pupila muscorum	0.25	117	0.87
Vallonia costata	0.40	245	0.99

*Número de muestras en que aparece/número total de muestras.

en el punto 19). Este resultado posiblemente quedaría modificado si el punto 19 hubiera sido muestreado en todas las épocas ya que por su localización y sustrato base, las comunidades de gasterópodos encontrarían en él un lugar idóneo de asentamiento, hecho que no hemos podido comprobar.

Respecto a la valencia ecológica, sus valores se hallan reflejados en la Tabla IV. En ella se encuentran representadas las especies más frecuentes y/o más abundantes y aquellas que aparecen en un número limitado de ecosistemas pero con elevada abundancia en alguno de ellos. Comentar que la especie con mayor valencia ecológica es **Aegopinella nitidula** (Draparnaud, 1805) con 75 ejemplares distribuidos en 14 de los 19 medios muestreados con la excepción de los pinares (puntos 3 y 10) y lugares estresados (puntos 8 y 14). Igualmente importantes son **Vitrea subrimata** (Reinhardt, 1871) especie que aparece principalmente en bosque, **Vitrea contracta** (Westerlund, 1871) europea presente en 13 ecosistemas frecuentando prados y bosques caducifolios y **Punctum pygmaeum** (Draparnaud, 1801) y **Discus rotundatus** (Müller, 1774) especies ampliamente distribuidas apareciendo en 14 medios.

Vallonia costata (Müller, 1774) con 245 ejemplares y **Lauria cylindracea** (da Costa, 1778) con 295 ejemplares presentan valores muy bajos de la valencia ecológica debido a que si bien aparecen distribuidas en los diferentes ecosistemas, en alguno o algunos de ellos presentan abundancias muy notables lo que hace que disminuya el valor del índice de Diversidad y como consecuencia el valor de la valencia ecológica.

A pesar de que como cabría esperar las especies con alta valencia ecológica presenten distribución cosmopolita y las de valencia ecológica baja fueran estenoicas, en este caso y siguiendo la bibliografía, no se observa una separación de este tipo.

BIBLIOGRAFIA

BROWER (J.) y ZAR (J.H.), 1977.- *Field and laboratory methods for general ecology.* WM. E. Brown Company Publishers, Dubuque, Iowa, 194 pp.

CANCELA DA FONSECA (J.P.), 1969.- L'Outil Statistique en Biologie du sol. V. Indices de Diversité Spécifique. *Rev. Ecol. Biol. du Sol, 6* (1): 1-30.

DAGET (J.), 1976.- *Les modelles mathematiques en écologie.* Ed. Mason, Paris, 172 pp.

FRETTER (V.) y PEAKE (J.), 1978.- *Pulmonates 2A. Systematics, Evolution and Ecology.* Academic Press, London, 540 pp. I.G.M.E., 1975.- *Mapa Geológico de España.* 37: 21-4 ALGORTA, 60: 20-5 VALMASEDA, 111: 21-7 ORDUÑA. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

KERNEY (M.P.) y CAMERON (R.S.D.), 1979.- *Guide to the land snails of Britain and North-West Europe.* Ed. Collins. London, 288 pp., 649 fig., 39 map.

LANDE (G.) y WILLIAMS (W.), 1967.- A general theory of classification sorting strategies. I. Herarchical sistems. *Comp. 1, 9:* 373-380.

OJEA (M.), RALLO (A.) e ITURRONDOBEITIA (J.C.), 1985.- Resultados preliminares sobre estudios de comunidades de moluscos en varios ecosistemas del Pais Vasco. *VII Bienal Real Soc. Española Hist. Nat.*, Barcelona.

OJEA (M.), RALLO (A.) e ITURRONDOBEITIA (J.C.) (en prensa).- Estudio de comunidades de moluscos en varios ecosistemas del PaísVasco. *Kobie* nº 16.

SOKAL (R.R.) y ROHLF (F.J.), 1979.- *Biometría.* Ed. Blume. 832 pp.

URZAINKI (M.J.), 1977.- *Apuntes para una climatología del País Vasco.* J.M. de Barandiarán et al. Cultura Vasca 1. Ed. Erein S.A. San Sebastián, 411 pp.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya
Nº XVI, 1987

TIPOLOGIA DE LAS COMUNIDADES DE VERTEBRADOS (PECES Y ANFIBIOS) DE LA RED HIDROGRAFICA DE VIZCAYA. I. ASOCIACIONES ENTRE ESPECIES Y DISTRIBUCION DE LAS CUENCAS FLUVIALES

Por Luis Docampo y Ana Rallo (1)

RESUMEN

Se han muestreado mediante pesca eléctrica 61 estaciones pertenecientes a 30 ríos de la Red Hidrográfica de Vizcaya durante la primavera de 1985 y 81 estaciones ubicadas en 32 ríos en otoño del mismo año. Aplicando el índice de Jaccard se determinan las asociaciones entre las especies de batracios y peces, y se clasifican las zonas en las que se cumplen estas asociaciones: 1) Zona de fuentes (crenon), caracterizado por la presencia de rana bermeja y de salamandra maculosa. 2) Zona de trucha con el fóxino, la anguila, la locha de roca y en algunos casos con el sapo común o la rana verde. 3) Zona de barbo, cuyas dos especies más representativas son el barbo y la loina. 4) Zona baja, habitada por el espinoso, la carpa y el carpín. 5) Zona de transición, que se da en las cuencas naturales con influencia del mar. Está caracterizada por la presencia de la platija y de los mubles. Al mismo tiempo se da el valor de la temperatura media de cada zona y la salinidad en la "zona de transición".

Mediante la utilización del índice de Horn, se ha obtenido una distribución de las cuencas que se adapta a la zonación citada anteriormente. Diferenciándose 3 grupos: cuencas costeras, cuencas de interior y cuencas sometidas a impactos aloctonos.

SUMMARY

A total of 61 points belonging to 31 rivers, sampled during spring of 1985 and 81 points located along 32 rivers, sampled during autumn of the same year, were studied in the hydrographic network of Vizcaya by means of electric-fishing. Jaccard index was applied in order to establish the associations between the species of batrachians and fishes and the zones corresponding to these associations. 5 main zones were obtained: 1) Crenon, characterized by the presence of grass frog and fire salamander. 2) Trout zone, inhabited by trout, minnow, eel, stone loach, commond toad and marsh frog. 3) Barbel zone, inhabited by barbel and south westeuropean nose. 4) Lower zone, where carp, goldfish and three-spined stickleback can be found. 5) Transition zone, characterized by flounder and thick-lipped mullet. Temperature of each zone and transition zone salinity are studied.

The distribution of different basins was verified using Horn index, resulting three main groups: Coastal basins, Inland basins and Basins submited to aloctone impacts, where the carp, the goldfish, the black-bass and the tench are introduced species. The three-spined sticklebak has the highest abundances in these ba sins.

* Dpto. de Biología (Zoología). Facultad de Ciencias Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 BILBAO.

LABURPENA

Arrantzu elektrikoaren bidez. Bizkaiko sare hidrografikoko 30 ibaietako 61 lagintoki lagindu dira 1985eko udaberrian, eta 32 ibaitan kokaturiko 81 lagintoki urte bereko udazkenean. Jaccard-en kidetasun-indizea aplikatuz anfibio eta arrainer arteko asoziazioak zehaztu dira eta asoziazioa horiek betetzen dituzten zonak sailkatu dira: 1) Iturrien aldea (krenona), baso-igel gorri eta arrubioaren presentziaz berizitua. 2) Amuarrainaren aldea, ezkailu, aingira, zarbu eta, zenbait kasutan, apo eta ur-igelarekin. 3) Basboaren aldea, barbo eta loinarekin. 4) Behe-aldea, arrain hiruarantza, karpa eta urre-arraina bizi direlarik. 5) Trantsizio-aldea, zeina itsasoaren eraginpeko arroetan gertatzen bait da. Platuxa eta korrokoiez berezitua da.

Horn indizearen erabileraz, arroen banaketa lortu da, gorago aipaturiko zonaziari egokitua. 3 talde desberdin-du da: kostaldeko arroak, basne-aldekoak eta inpaktu aloktonoen menpeko arroak.

INTRODUCCION

El presente trabajo forma parte del proyecto "**Caracterización Biológica de la Red Hidrográfica de Vizcaya"** , patrocinado por la Excma. Diputación Foral de Vizcaya y que está siendo realizado en los laboratorios de zoología y ecología de la Universidad del País Vasco.

Hasta la fecha no ha sido realizado un estudio de este carácter en los ríos vizcaínos. A este respecto como trabajos de índole general de distribución geográfica de anfibios y peces en el País Vasco destacan los de BEA (1978, 1980, 1981); SALAZAR (1983) y los de ALVAREZ **et al**. (1985). Entre otros estudios más específicos realizados en ríos españoles y en ríos franceses están los de GARCIA DE JALON y GONZALEZ DEL TAMAGO (1983) y los de VERNAUX y LEYNAUD (1974). En éstos se establece la caracterización de las cuencas fluviales a partir de la información obtenida solamente con comunidades ícticas. Dicha caracterización consiste en la estructuración de la cuenca siguiendo el modelo propuesto por ILLIES y BOTOSANEU (1963); en el cual se distinguen tres grandes tramos: el crenon, el rhitrhon y el potamon. Los estudios recientes, anteriormente citados, afinan más la clasificación con subdivisiones epi-metahipo en las dos últimas grandes zonas. Cada una de estas zonas o subzonas tiene asignado un biocenotipo peculiar (ictiofauna y fauna de macroinvertebrados bénticos) enmarcado en un entorno abiótico también caracterizado (altitud, anchura del cauce, pendiente, perfil, sustrato, caudal, naturaleza geológica, temperatura, oxígeno, etc.).

Nosotros planteamos aquí, por una parte, un estudio de las asociaciones entre especies de peces y de anfibios para toda la red fluvial de Vizcaya, discriminando las zonas en las que se cumplen estas asociaciones y por otra, las agrupaciones de las cuencas de acuerdo a su distribución geográfica y a las abundancias de las diferentes especies.

AREA DE MUESTREO

El área de estudios está integrada por toda la red fluvial de Vizcaya, repartiéndose el trabajo de la siguiente forma:

– Primavera de 1985. Se muestrearon 61 estaciones y 30 ríos ubicados en 19 cuencas. Estas cuencas son: Carranza, Aguera, Mercadillo, Cadagua, Nervión, Ibaizabal, Galindo, Gobelas, Udondo, Butrón, Asua, Andakas, Estepona, Sollube, Oka, Laga, Ea, Lea y Artibai.

– Otoño de 1985. Se estudiaron 81 estaciones (la mayoría muestreadas en primavera), 32 ríos y 15 cuencas, las cuales son: Aguera, Mercadillo, Cadagua, Nervión, Ibaizabal, Galindo, Gobelas, Udondo, Butrón, Andrakas, Oka, Ea, Lea, Artibai y Ego.

La naturaleza geológica del terreno es calcárea en todas las cuencas, exceptuando la cuenca del Mercadillo y valle de Carranza, donde predominan algunas zonas silíceas que es predominantemente silícea. La situación y las características tipológicas de las estaciones de muestreo están expresadas en las tablas I y II, y las características físicas de las cuencas se indican en la tabla III.

MATERIAL Y METODOS

En el muestreo se empleó un equipo de pesca eléctrica constituido por un grupo electrógeno con el que se obtenía una f.e.m. de 220-280 voltios y una intensidad de corriente continua que variaba de 0,5 a 3 amperios, dependiendo de la conductividad del agua. Esta osciló de 171 (CE-1)-3.457 μ S/cm (N-3) en primavera a 160 (AG-1)-2.920 μ S/cm (N-3) en otoño. En cada estación se hizo un recorrido de 20 a 100 m., realizándose de 2 a 3 pasadas. En las estaciones con gran velocidad de corriente se colocaron trasmallos aguas abajo.

Las asociaciones entre especies se han determinado mediante la aplicación del índice de afinidad de Jaccard (MARGALEF, 1974) a las estaciones, en las dos campañas de muestreo. Para el estudio de la distribución geográfica de las cuencas se ha utilizado el índice de Horn (BROWER y ZAR, 1977), el cual tiene en cuenta (además del inventario de ausencias y presencias) las abundancias de las especies en las distintas cuencas. Solamente se ha utilizado para los datos de primavera, pues en esta época se estudiaron todas las cuencas, excepto la del Ego. Este método ya ha sido empleado por otros autores con otros grupos taxonómicos, para determinar asociaciones entre ecosistemas terrestres (SALOÑA y ITURRONDOBEITIA, 1986).

Se han elegido dos factores físico-químicos con el fin de caracterizar someramente las diferentes zonas establecidas. Estos factores son la temperatura, medida in situ durante las dos campañas mediante un termómetro clásico, y la salinidad de las aguas en aquellas cuencas que presentan "zona de transición" a la ría, medida solamente en otoño. La salinidad fue determinada mediante el método argentométrico (AFHA-AWWA-WPCF, 1975). Para comprobar si existen diferencias significativas entre las medidas de temperatura de las distintas zonas se ha utilizado el test de la t de Student (PARKER, 1981).

RESULTADOS Y DISCUSION

Las especies identificadas en las dos campañas son las siguientes:

- **Phoxinus phoxinus**
- **Salmo trutta fario**
- **Salmo gairdneri**
- **Anguilla anguilla**
- **Noemacheilus barbatulus**
- **Chondrosstoma toxostoma toxostoma**
- **Barbus bocagei**
- **Platichthys flesus**
- **Chelon labrosus**
- **Liza ramada**
- **Carassius auratus gibelio**
- **Carassius auratus auratus**
- **Gasterosteus aculeatus leiurus**
- **Tinca tinca**
- **Micropterus salmoides**
- **Cobitis calderoni**
- **Rana perezi**
- **Rana temporaria temporaria**
- **Alytes obstetricans obstetricans**
- **Bufo bufo spinosus**
- **Triturus helveticus helveticus**
- **Triturus alpestris cyreni**
- **Salamandra salamandra fastuosa**

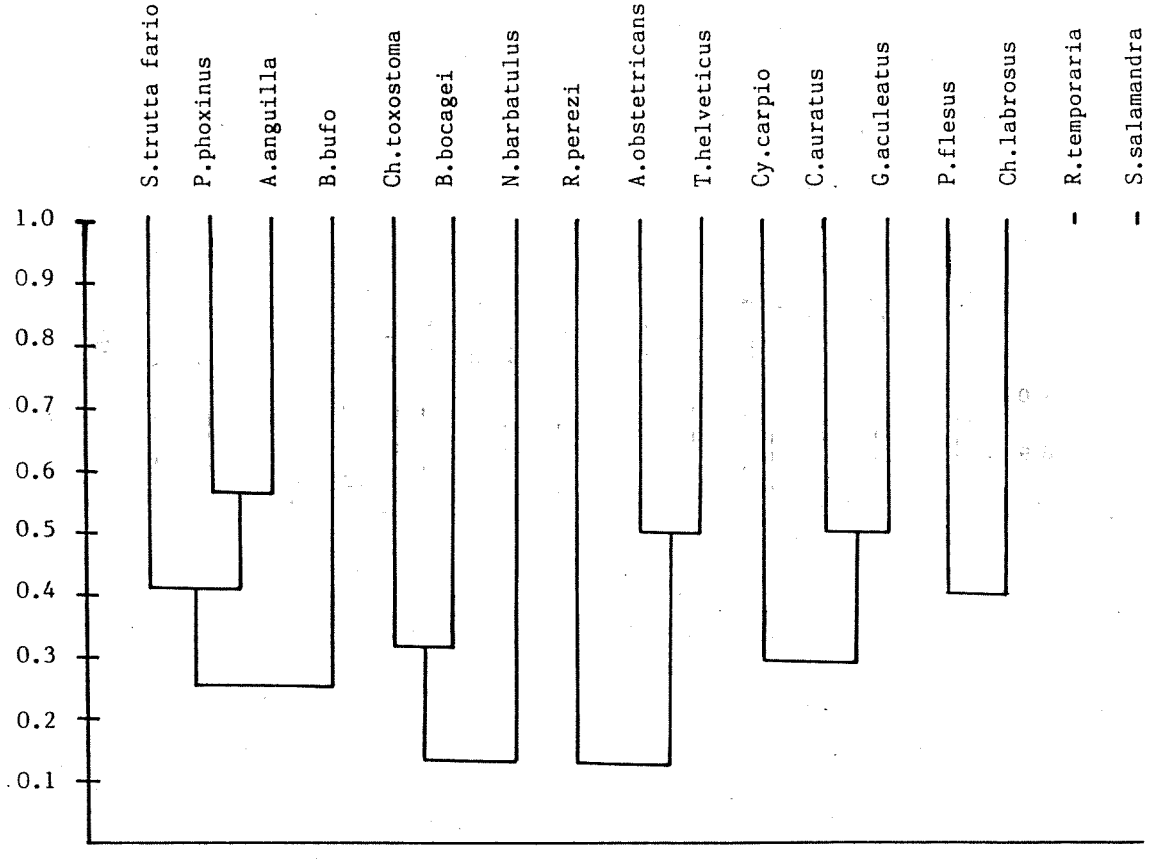


Fig. 1: Dendograma de afinidad entre especies de anfibios y de peces, realizado con los datos obtenidos durante la campaña de muestreo de primavera de 1985. Aplicación del índice.

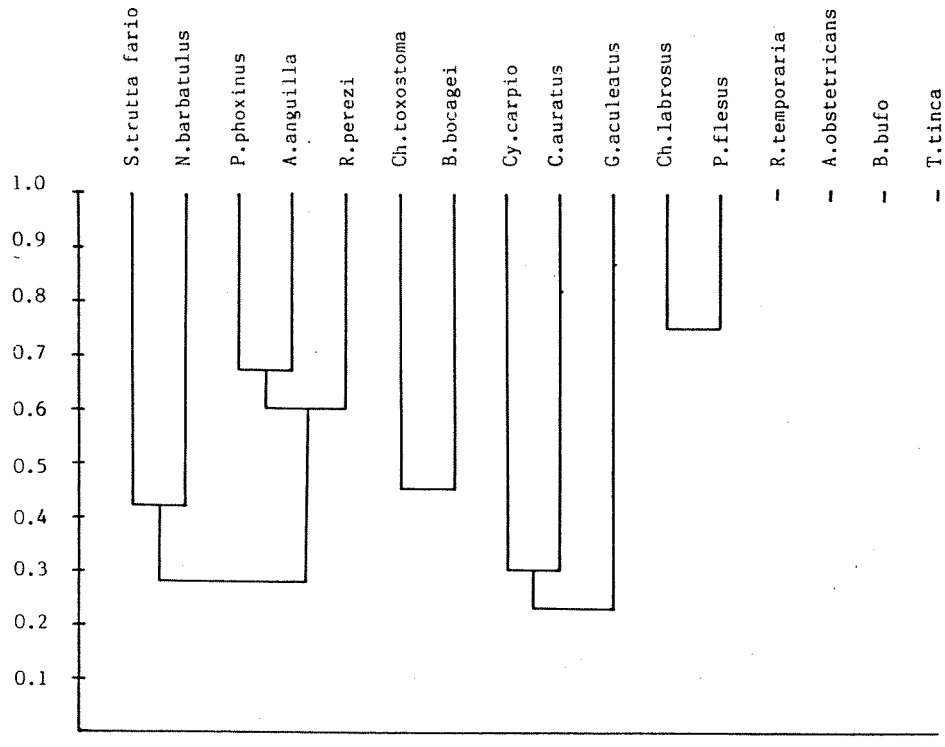


Fig. 2: Dendograma de afinidad entre especies. Campaña de otoño de 1985. Indice de Jaccard.

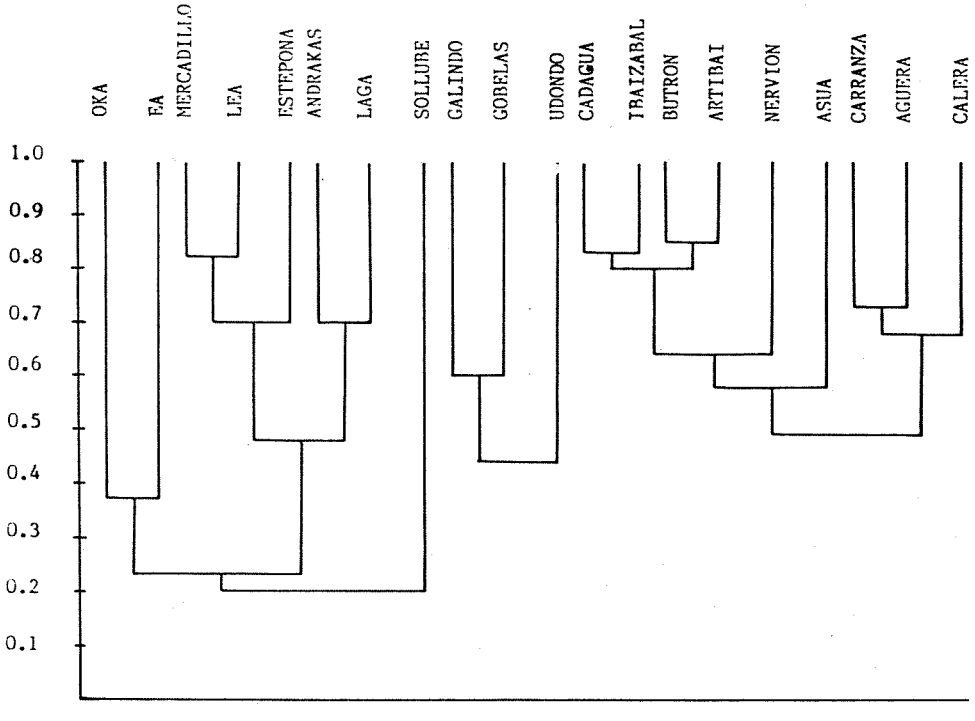


Fig. 3: Dendograma de similitud entre cuencas, realizado con los datos de abundancias de las especies en las distintas cuencas. Campaña de primavera. Aplicación del índice de Horn.

A partir de los dendogramas de las figs. 1 y 2 se obtienen las siguientes asociaciones:

1) TRUCHA COMUN - LOCHA DE ROCA - (FOXINO - ANGUILA) - SAPO COMUN / RANA VERDE COMUN. La agrupación de trucha común con la anguila y el foxino se mantiene constante en las dos campañas de muestreo; en primavera han aparecido juntas en el 28% de las estaciones y en el otoño en el 33,33%. Estas especies tienden a la coexistencia en aquellas estaciones que se encuentran en estado natural, de ahí que la trucha desaparezca en los tramos sometidos a impactos, ya que es una especie más estenoica que las otras dos. Sin embargo, la trucha suele ocupar los puntos más altos y de mayor pendiente, donde constituye poblaciones únicas con densidades muy altas (CA-1, IA-3 y EGO-1). Las zonas en las que se mantiene esta asociación son: AG-1, AG-2, AG-3, MG-1, MG-2, M-1, MGa-2, CA-3, B-2, B-3, B-4, BR-1, BB-1, BAt-1, BL-2 ES-1, O-1, O-2, O-3, OG-1, OG-2, OG-3, OB-1, OH-1, E-1, L-1, L-2, L-3, L-4, L-5, A-1, A-2, A-3 y EGO-2.

La locha de roca coexiste con la trucha en estaciones con buena calidad de agua, pero sus mayores efectivos poblacionales han sido observados en aguas sometidas a contaminación orgánica, donde suele haber gran desarrollo de algas filamentosas. Es el caso de las estaciones CA-4, con una densidad de 67 individuos/100 m^2, IAI-1 con 24 ind./100 m^2, IA-5 con 158 ind./100m^2 y EGO-2 con 161 ind./100m^2 (campaña de otoño). Este hecho ha sido también constatado por otros autores (VERNAUX, 1978). Debido precisamente a que es una especie tolerante a la polución orgánica, en primavera ha aparecido en varios puntos con el barbo y la madrilla (especies éstas que suelen habitar en aguas eutrófilas), mientras que en otoño el mayor número de citas se ha dado acompañando a la trucha, ya que las dos especies están bastante ligadas a un sustrato de grava. Además en esta época se han determinado condiciones más extremas de contaminación, lo cual se ha podido comprobar en los valores de alcalinidad más altos. Por el contrario, las poblaciones de locha han disminuido o desaparecido en sitios con vertidos industriales, donde el pH estaba por encima de 8. El valor bajo de afinidad que se da con la locha en ambas campañas se debe a que su frecuencia de aparición es también baja (DOCAMPO y RALLO, 1986). Falta en las cuencas noroccidentales (ríos Carranza, Calera y Aguera) y en las de ubicación costera: Mercadillo, Galindo, Gobelas, Asua, Andrakas, Estepona, Artigas, Sollube, Laga y Ea.

Bufo bufo es una especie estenoica que ocupa aguas limpias o con una grado de eutrofización medio, ubicándose en las facies lentica, donde lleva a cabo la reproducción durante la primavera. En otoño no aparece asociado a este grupo ya que a lo largo del verano pasa a ocupar el medio terrestre (las poblaciones larvarias completan la metamorfosis en este período). En otoño el sapo común es sustituido por la **Rana perezi**, que se agrupa con la anguila y el foxino con una afinidad superior al 60%, lo cual va acompañado de una duplicación en su número de citas de primavera a otoño.

La agrupación de estas 6 especies (trucha, foxino, anguila, locha, sapo común y rana verde) caracteriza unos tramos de los ríos que reciben el nombre de **zona de salmonidos** y a la que nosotros preferimos denominar **zona de trucha** , que equivaldría al epi y metarhithrom de grandes ríos españoles (Duero) o europeos (Doubs), pero que en nuestra área se solapa con los tramos medios, debido a un problema espacial: ríos que nacen a poca altitud, la pendiente suele ser muy pronunciada y su recorrido muy corto, lo cual trae consigo una colonización más amplia de las especies a lo largo del eje longitudinal de las cuencas y en consecuencia se produce el citado solapamiento. La temperatura media de esta zona en primavera ha sido de 11,55 $\pm$ 1,78°C (n = 36), esta temperatura es ideal para el desarrollo del ciclo biológico de la trucha coún, cuyo óptimo está situado de 10 a 15°C (BLANCO, 1984).

2) BARBO COMUN - LOINA. En primavera estas dos especies han aparecido juntas en el 8% de las estaciones; solamente en 3 estaciones donde se ha encontrado barbo no había loina. En otoño sucede algo parecido, ambas especies habitan en el 17,28% de los puntos de muestreo y únicamente en 2 se ha encontrado al barbo sin la loina. El barbo y la madrilla caracterizan un tramo medio conocido como la **zona de barbo** (en este caso habría que designarla como **zona de loina**, por ser ésta mucho más abundante), que coincide con los sitios de mayor aferencia de vertidos orgánicos y en algunos casos industriales. Esta zona es comparable al epipotamon de los ríos grandes, anteriormente señalados.

Barbo y loina son muy resistentes a la eutrofización, pero no toleran la polución química-industrial: los mayores efectivos poblacionales de ambas especies se han observado en la estación NA-3, de 133 ind./100 m^2 y de 46 ind./100 m^2, respectivamente (campaña de otoño). Las estaciones que corresponden a esta agrupación son: CAH-2, CAH-3, CA-4, CA-5, N-4, NA-2, NA-3, NA-4, O-2, O-3, OG-2, OG-3, OB-2, A-4 y A-5. El barbo falta en los ríos Calera, Carranza, Aguera, Mercadillo, Ibaizabal, Gobelas, Asua, Butrón, Andrakas, Estepona, Laga, Sollube, Artigas y Lea. Esta ausencia se debe a problemas de colonización (endemismo ibérico muy abundante en zonas mediterráneas) y de polución.

La temperatura media obtenida para esta zona en primavera es de 11,87 $\pm$ n 1,56 (n = 9) y en otoño, de 19,4 $\pm$ 3,65 (n = 17). Se puede apreciar que esta temperatura media en primavera es similar a la que se da en la zona de trucha, sin embargo, en otoño hay una diferencia de casi 8°C (en la tabla IV se indican las pruebas de significación de diferencias entre las medias de temperaturas).

3) ESPINOSO - CARPA - CARPIN. Estas tres especies habitan en las **zonas bajas** (equivalentes al metapotamon), donde soportan altos grados de eutrofización y contaminación. La carpa y el carpín son especies aloctonas (DOCAMPO y RALLO, 1987), por lo que en condiciones naturales esta zona estaría ocupada únicamente por el espino (especie de origen marino), el cual ha desaparecido junto con la platija y el muble de muchos ríos, debido a la sobrecarga de la polución industrial. Las estaciones en las que se da esta asociación son GA-2 y GB-2. El espinoso habita también de forma aislada en UD-1. La temperatura de estas estaciones en otoño ha oscilado entre 14 y 17°C.

4) PLATIJA -MUBLES. Especies talasotocas que habitan en las cuencas que se encuentran en condiciones muy naturales (Mercadillo, Oka y Artibai); en cuyas desembocaduras no existen presas que impiden el acceso de los peces ana y catadromos (Butrón) y que no están sometidas a fuertes vertidos a lo largo de toda la ría. **P.flesus, Ch.labrosus** y **L.ramada** ocupan un tramo al que nosotros denominamos **zona de transición** del río propiamente dicho (aguas oligohalinas) a la ría (aguas mesohalinas). Las estaciones correspondientes a esta zona son: M-2, M-3, O-3, C-4, y A-5. La salinidad de estas estaciones está por encima de la del resto de las otras pertenecientes a las mismas cuencas (tabla V). Estos puntos constituyen auténticos ecotonos, sometidos a la influencia de las mareas, observándose un efecto borde caracterizado por un aumento de la diversidad especifica en las taxocenosis de batracios y de peces (este apartado es tratado en otros trabajos que están en preparación). Otros peces que acompañan a la platija y a los muebles son el barbo, la loina, el foxino, la anguila; también el sapo común y la rana verde (se vuelve a manifestar el ya citado solapamiento de zonas). En la estación A-5 y en la O-3 fue capturada la **Natrix maura**. Es de destacar que en esta zona de transición la anguila es especie dominante, alcanzando densidades muy altas, en estado de individuos jóvenes. En primavera se ha obtenido una temperatura media de 11,60 $\pm$ 1,24°C (n = 5) y en otoño de 16,60 $\pm$ 2,07°C (n = 5).

5) TRITON PALMEADO - SAPO PARTERO. Utilizan las mismas áreas para la puesta de huevos (**A.obstetricans**) y para la re-

producción (parada nupcial. **T.helveticus**). Por regla general, estos dos batracios son especies bastante simpátricas, tanto en los sistemas fluviales como en los leníticos (charcas, estanques, presas) y tienen un ciclo anual parecido, coincidiendo sus épocas reproductoras en primavera y otoño, y ocupando el medio terrestre en verano. Las estaciones en las que se ha dado esta agrupación son IE-3, AS-1, ASU-1, G-1 y AU-1. Hay que señalar que el **A.obstetricans** es una especie más ubiquista que el tritón y llega a ocupar medios fuertemente polucionados (IE-2).

6) SALAMANDRA MACULOSA -RANA BERMEJA. Son dos especies que aparecen aisladas en los dendogramas, porque su frecuencia de aparición ha sido muy baja. Ocupan sitios muy altos, los cuales corresponden a la **zona de fuentes fluviales**, donde no suele llegar ni la trucha, debido a la presencia de cascadas muy pronunciadas. Hemos podido comprobar que existen pocos sitios en Vizcaya que correspondan a zonas de fuentes (crenon), dentro del catálogo de estaciones estudiado. Las estaciones de crenon en las que se han encontrado salamandra o rana bermeja son N-1 (900 m de altitud), GAc-1 (600 m) y AG-1d (500 m). Hay que señalar que la estación N-1 del río Nervión presenta fluctuaciones de flujo a lo largo del año, permaneciéndo seca desde finales de la primavera hasta el comienzo del deshielo que tiene lugar a finales del invierno. Realmente lo que sucede es que al ser el sustrato geológico de naturaleza karstica, el agua se filtra para reaparecer en la estación N-2, en la localidad de Délica.

En el dendrograma de la fig. 3 se obtiene una distribución de las cuencas muy relacionada con la zonación anteriormente establecida:

— A) CUENCAS DE LA VERTIENTE CANTABRICA. Mercadillo, Oka, Lea, Andrakas, Estepona, Laga y Ea. Caracterizadas por la influencia natural del mar, con comunidades ícticas integradas por la trucha, el foxino y la anguila como especies dominantes. La platija y los mubles acompañan a aquéllas en sus tramos más bajos.

— B) CUENCAS DE INTERIOR o de transición a la vertiente mediterránea, marcada por la influencia del Ebro en Alava. Cadagua, Nervión, Ibaizabal, Butrón, Artibai, Asua, Aguera, Carranza y Calera. Las especies más destacables son el barbo, la loina y la locha de roca, no dándose las tres especies al mismo tiempo en todas las cuencas.

— C) CUENCAS SOMETIDAS A IMPACTOS ALOCTONOS. Galindo, Gobelas y Udondo. La especie dominante en estas cuencas es el espinoso, que ha quedado aislado por la contaminación en sus cursos bajos. Este área constituye la zona más densamente poblada del Gran Bilbao; lo cual ha influido en la presencia de varias especies aloctonas: carpa, carpín, blackbass y tenca. Al mismo tiempo es una de las zonas más contaminadas de la red fluvial de Vizcaya, principalmente por polución orgánica.

TABLA I

CUENCA	RIO	ESTACION	UTM	H (m)	P (%)	A (m)
ASON	CALERA	CAL-1[a]	30TVN650835	0	4	2.3
ASON	CALERA	CAL-1	30TVN650835	315	4	9.4
CARRANZA	LAS ESCALERAS	CE-1	30TVN741834	300	8	4.1
CARRANZA	LAS ESCALERAS	CE-1	30TVN741834	300	8	4.7
CARRANZA	LAS ESCALERAS	CE-2	30TVN713855	180	4	3.4
CARRANZA	ARGAÑEDA	CAr-1	30TVN713855	260	2	3.1
CARRANZA	CARRANZA	C-1	30TVN699885	140	2	18.4
CARRANZA	CARRANZA	C-2	30TVN699885	140	2	0.0
AGUERA	AGUERA	AG-1	30TWN782867	220	4	7.4
AGUERA	AGUERA	AG-1d	30TVN792937	220	4	0.0
AGUERA	AGUERA	AG-2	30TVN793908	140	1	5.1
AGUERA	AGUERA	AG-3	30TVN792937	120	1	15.3
MERCADILLO	GOLITZA	MG-1	30TVN823873	220	2	3.5
MERCADILLO	GOLITZA	Mg-2	30TVN871902	100	2	6.6
MERCADILLO	GALDAMES	MGa-2	30TVN903912	70	2	6.6
MERCADILLO	MERCADILLO	M-2	30TVN903957	10	1	16.0
MERCADILLO	MERCADILLO	M-3	30TVN903957	10	1	13.0
CADAGUA	CADAGUA	CA-1	30TVN719698	380	2	30.0
CADAGUA	CADAGUA	CA-3f	30TVN834812	160	1	30.0
CADAGUA	CADAGUA	CA-4	30TVN857836	120	1	12.1
CADAGUA	CADAGUA	CA-5	30TVN892845	100	1	27.0

CUENCA	RIO	ESTACION	UTM	H (m)	P (%)	A (m)
CADAGUA	CADAGUA	CA-6	30TVN926842	80	1	13.0
CADAGUA	HERRERIAS	CAH-1	30TVN879677	340	2	12.0
CADAGUA	HERRERIAS	CAH-2	30TVN915775	120	1	11.0
CADAGUA	HERRERIAS	CAH-3	30TVN963825	80	1	18.8
CADAGUA	HERRERIAS	CA-7	30TVN982858	60	1	0.0
GALINDO	GALINDO	GA-1	30TVN984897	80	10	5.8
GALINDO	GALINDO	GA-1g	30TVN984897	80	10	3.5
GALINDO	GALINDO	GA-2	30TWN007921	20	1	5.0
NERVION-IBAIZABAL	MENDABIDE	NAm-1	30TWN1667	999	-1	1.5
NERVION-IBAIZABAL	NERVION	N-1	30TWN016540	800	1	0.0
NERVION-IBAIZABAL	NERVION	N-2	30TWN007579	300	1	6.6
NERVION-IBAIZABAL	NERVION	N-4	30TWN999713	180	1	31.0
NERVION-IBAIZABAL	NERVION	N-5	30TWN050781	120	1	63.5
NERVION-IBAIZABAL	ALTUBE	NA-1	30TWN078623	340	2	14.9
NERVION-IBAIZABAL	ALTUBE	NA-2	30TWN064695	320	1	5.3
NERVION-IBAIZABAL	ALTUBE	NA-3	30TWN074738	160	1	11.0
NERVION-IBAIZABAL	ALTUBE	NA-4	30TWN051764	120	1	11.0
NERVION-IBAIZABAL	IBAIZABAL	I-2	30TWN316802	140	1	14.0
NERVION-IBAIZABAL	IBAIZABAL	I-4	30TWN264817	100	1	7.7
NERVION-IBAIZABAL	IBAIZABAL	I-6	30TWN173845	60	1	0.0
NERVION-IBAIZABAL	ELORRIO	IE-1	30TWN382748	200	1	4.6
NERVION-IBAIZABAL	ELORRIO	IE-2	30TWN364757	180	1	3.1
NERVION-IBAIZABAL	ELORRIO	IE-3	30TWN316784	140	1	9.7
NERVION-IBAIZABAL	INDUSI	IAI-1	30TWN209761	140	2	6.8
NERVION-IBAIZABAL	INDUSI	IAI-3	30TWN185786	100	1	15.8
NERVION-IBAIZABAL	ARRATIA	IA-1	30TWN208692	240	2	6.0
NERVION-IBAIZABAL	ARRATIA	IA-3	30TWN204713	180	2	8.7
NERVION-IBAIZABAL	ARRATIA	IA-5	30TWN171779	100	1	8.3
ASUA	ASUA	AS-1	30TWN145911	60	2	1.1
ASUA	ASUA	AS-2	30TWN122921	60	1	4.0
ASUA	ASUA	AS-3	30TWN072932	20	1	5.5
ASUA	ASUA	ASU-1	30TWN099956	80	2	4.0

Tabla 1: Características de las estaciones de muestreo. H, altitud. P, pendiente. A, anchura de la estación.

TABLA II

CUENCA	RIO	ESTACION	UTM	H (m)	P (%)	A (m)
UDONDO	UDONDO	UD-1	30TWN031966	40	1	0.0
GOBELAS	GOBELAS	G-1	30TWP013038	40	2	1.8
GOBELAS	MUÑARREKOLANDA	GM-1	30TVP023032	60	4	1.0

TABLA II

CUENCA	RIO	ESTACION	UTM	H (m)	P (%)	A (m)
GOBELAS	GOBELAS	G-2	30TWP003026	40	1	0.0
GOBELAS	BOLUE	GB-1	30TWN038989	40	2	2.2
GOBELAS	BOLUE	GB-2	30TWN018994	20	1	3.0
GOBELAS	GOBELAS	G-3	30TWN001998	20	1	4.4
BUTRON	BUTRON	B-2	30TWN201971	80	1	5.5
BUTRON	RIGOITIA	BR-1	30TWN226964	240	2	1.0
BUTRON	RIGOITIA	BR-2	30TWN205981	100	1	5.0
BUTRON	BUTRON	B-3	30TWN173974	60	1	8.6
BUTRON	BUTRON	B-4	30TWN134999	30	0	11.0
BUTRON	ATXISPE	BAt-1	30TWN169938	80	1	1.3
BUTRON	BOLINTXU	BB-1	30TWN148968	40	1	2.9
BUTRON	SOLLUBE	BS-1	30TWP170003	100	2	1.5
BUTRON	TALLERI	BT-1	30TWP161024	80	2	3.2
BUTRON	LARRAURI	BL-2	30TWN150993	30	1	3.7
BUTRON	BUTRON	B-5	30TWP108019	20	1	0.0
BUTRON	BUTRON	B-6	30TWP094023	20	1	0.0
BUTRON	BUTRON	B-7	30TWP072023	10	1	0.0
ANDRAKAS	ANDRAKAS	AN-1	30TWP078081	50	2	6.6
ESTEPONA	ESTEPONA	ES-1	30TWP151065	20	4	8.8
ESTEPONA	BARRANCO DEL IN	ESI-1	30TWP184034	310	8	2.7
ARTIGAS	ARTIGAS	AR-1	30TWP218054	60	2	0.6
BUSTURIA	SOLLUBE	SO-1	30TWP231028	60	3	4.5
OCA	OCA	O-1	30TWN253898	80	8	4.0
OCA	OCA	O-2	30TWN256911	20	1	7.6
OCA	BERRAKONDO	OB-1	30TWN275913	60	2	4.5
OCA	BERRAKONDO	OB-2	30TWN270941	10	1	3.8
OCA	OCA	O-3	30TWN262948	10	1	6.0
OCA	OCA	O-4	30TWN262948	10	1	7.6
OCA	TXARETA	OT-1	30TWN233928	80	5	2.0
OCA	GOLAKO	OG-1	30TWN29892	200	4	4.0
OCA	GOLAKO	OG-2	30TWN287957	20	1	3.5
OCA	GOLAKO	OG-3	30TWN275968	10	1	6.7
OCA	HUARCA	OH-1	30TWN294970	80	3	5.2
LAGA	LAGA	LAg-1	30TWP205027	140	4	2.0
LAGA	LAGA	LAg-1	30TWP288054	30	2	3.0
EA	EA	E-1	30TWP338027	20	1	4.4
LEA	LEA	L-1	30TWN337898	210	2	3.0
LEA	LEA	L-2	30TWN337931	100	2	3.5
LEA	LEA	L-3	30TWN372951	60	1	11.0
LEA	LEA	L-4	30TWN376979	20	1	9.5
LEA	LEA	L-5	30TWN403993	20	1	10.2
ARTIBAI	ARTIBAI	A-1	30TWN379869	200	4	2.5
ARTIBAI	ARTIBAI	A-2	30TWN386887	140	2	5.0

TABLA II

CUENCA	RIO	ESTACION	UTM	H (m)	P (%)	A (m)
ARTIBAI	ARTIBAI	A-3	30TWN402907	80	1	4.7
ARTIBAI	ARTIBAI	A-4	30TWN413932	60	1	14.0
ARTIBAI	ARTIBAI	A-5	30TWN443967	20	1	11.0
ARTIBAI	URCO	AU-1	30TWN4148	160	3	4.0
EGO	EGO	EGO-1	30TWN403803	200	3	2.7
EGO	EGO	EGO-2	30TWN411811	160	2	4.6

Tabla 2: Características de las estaciones de muestreo. H, altitud, P, pendiente. A, anchura de la estación.

TABLA III

CUENCA	AREA ($Km.^2$)	E	D.D	L.e (Km.)
CALERA	23.12	0.36	0.77	x
CARRANZA	121.63	0.82	0.62	15
AGUERA	65.50	0.79	0.67	8
MERCADILLO	134.86	0.65	0.56	25
CADAGUA	563.49	0.65	0.57	55
NERVION	535.51	0.72	0.61	55
IBAIZABAL	416.24	0.92	0.64	40
GALINDO	67.23	0.88	0.47	15
GOBELAS	45.00	0.84	0.82	10
ASUA	74.29	0.70	0.91	15
BUTRON	175.15	0.66	0.86	30
ANDRAKAS	19.15	1.16	0.31	6
ESTEPONA	35.61	1.06	0.36	9
SOLLUBE	33.27	0.87	0.42	6
OKA	132.00	0.87	0.99	15
LAGA	35.61	0.69	0.43	7
EA	25.69	1.42	0.31	6
LEA	81.18	0.62	0.76	25
ARTIBAI	106.33	0.66	0.66	20
EGO	25.72	0.95	0.81	5

Tabla 3: Características físicas de las cuencas que componen la red hidrográfica de Vizcaya. E, radio de elongación de la cuenca = anchura/longitud. D.D, densidad de drenaje = longitud/área. Le, longitud del río principal.

TABLA IV

ZONAS	t (g.l) PRIMAVERA	t (g.l) OTOÑO	p PRIMAVERA	p OTOÑO
Zona de trucha Zona de barbo	0.49 (25)	7.63 (51)	> 0.1 No Sig.	< 0.001 Sig.
Zona de trucha Zona de espinoso	x	0.16 (37)	X	> 0.1 No Sig.
Zona de trucha Zona de transición	0.071 (21)	1.16 (39)	> 0.1 No Sig.	> 0.1 No Sig.
Zona de barbo Zona de espinoso	X	13.16 (18)	X	< 0.001 Sig.
Zona de barbo Zona de transición	0.36 (12)	11.00 (20)	> 0.1 No Sig.	< 0.001 Sig.

Tabla 4: Valores de cloruros (Cl ‰) y de salinidad (S ‰) en las estaciones que constituyen la zona de platija y mubles ("zona detransición").

TABLA V

ESTACIONES	Cl‰	S ‰
M-2	20.59	0.067
M-3	607.40	1.120
O-3	77.74	0.170
O-4	71.00	0.150
A-5	50.76	0.120
MG-1	28.00	0.080
MG-2	13.50	0.054
MGa-2	17.75	0.062
M-1	20.94	0.067
O-1	17.75	0.062
0-2	19.52	0.065
OB-2	20.94	0.068
OG-2	20.94	0.067
OG-3	15.97	0.060
A-1	15.97	0.059

Tabla 5: Diferencia entre las medias de temperatura de las diferentes zonas establecidas. En otoño se observ an unas diferencias mucho más marcadas. t, test de Student. g.1, grados de libertad. p, probabilidad de significación.

BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ, J.; BEA, A.; FAUS, J.M.; CASTIEN, E. y MENDIOLA, I.; 1985. *Atlas de los vertebrados continentales de Alava, Vizcaya y Guipúzcoa.* Ed. Departamento de Política Territorial y Transportes del Gobierno Vasco. Vitoria. 366 p.p.

APHA-AWWA-WPCF.; *Standar methods for the examination of water and wastewater.* Ed. American Public Health Association. Washington. 1193 p.p.

BEA, A.; 1978. Introducción a la herpetofauna del País Vasco. I. Estribaciones de la Sierra de Aralar (Gaztelu, Guipúzcoa). Munibe, 30: 239-243.

BEA, A.; 1980. Introducción a la herpetofauna del País Vasco. II. Datos bioclimáticos. Munibe, 32 (3/4): 283-296.

BEA, A.; 1981. Herpetofauna de Guipúzcoa y relaciones con la climatología. Munibe, 33 (1-1): 115-154.

BLANCO, M.C.; 1984. *La trucha. Cría industrial.* Ed. Mundi-Prensa. Madrid. 228 p.p.

BROWER, J. y ZAR, J.H.; 1977. *Field and laboratory methods for general ecology.* Ed. WM.C. Brown company publishers. Dubuque, Iowa. 194 p.p.

DOCAMPO, L. y RALLO, A.; 1987. Distribución de abundancias de los vertebrados acuáticos de la Red Hidrográfica de Vizcaya. Actas del IV Congreso español de limnología. En prensa.

GARCIA DE JALON, D. y GONZALEZ DEL TANAGO, M.; 1983. Estudio biotipológico de las comunidades piscícolas de la cuenca del Duero. Bol. Est. Centr. Ecol., 12 (24): 57-66.

ILLIES, J. y BOTOSANEAU, L.; 1963. Problèmes et méthodes de la classification et de la zonation des eaux courantes considerées surtout du point de vue faunistique. Mitt. int. Verein, theor. angew. Limnol., 12: 1-57.

MARGALEF, R.; 1974. *Ecología.* Ed. Omega. Barcelona. 951 p.p.

PARKER, R.E.; 1981. *Estadística para biólogos.* Ed. Omega. Barcelona. 136 p.p.

SALAZAR, V.; 1983. *Peces y ríos de Alava.* Ed. Diputación Foral de Alava. Vitoria. 134 p.p.

SALOÑA, M. y ITURRONDOBEITIA, J.C.; 1986. Estudio comparado de diecinueve ecosistemas del País Vasco en base a sus comunidades de oribatidos edáficos (Acarida, Oribatei). Actas de las VIII jornadas de la Asoc. Espa. Entomol. 1: 111-120.

VERNAUX, J. y LEYNAUD, G.; 1974. *Introducción á la définition d'objectifs et de critéres de la qualité des eaux courantes.* Ed. Trav. Div. Qual. Eaux, P. Pisc. C.T.G.R.E.F., Paris. 28 p.p.

VERNAUX, J.; 1979. Fundamentos biológicos y ecológicos del estudio de la calidad de las aguas continentales. Principales métodos biológicos. In: "*La contaminación de las aguas continentales*". Obra presentada por P. Pesson. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. 335 p.p.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya
Nº XVI, 1987

TIPOLOGIA DE LAS COMUNIDADES DE VERTEBRADOS (PECES Y ANFIBIOS) DE LA RED FLUVIAL DE VIZCAYA. II. ZONACION DE CUENCAS, ESTRUCTURA TROFICA DE LAS ESTACIONES Y CORRELACIONES DE LAS ESPECIES CON LA ALTITUD, PENDIENTE Y TEMPERATURA

Luis Docampo y Ana Rallo (1)

RESUMEN

Este trabajo es una continuación de la zonación general determinada en la parte I. Aquí, se analiza de forma independiente, la zonación longitudinal de cada cuenca fluvial de Vizcaya, mediante el empleo del análisis factorial de correspondencias. Se hace un estudio de las estructuras tróficas dentro de la herpeto y de la ictiofauna, en cada estación muestreada. Por último, se determina la correlación de las abundancias de las especies con la altitud, pendiente y temperatura.

En analogía con la teoría del River Continuum Concept se propone un modelo de zonación: los depredadores predominan en las cabeceras. Los omnívoros A (barbo, madrilla, carpa y carpín) dominan en las zonas media y baja. En la zona de transición a la ría vuelven a predominar los depredadores y aparecen los omnívoros filtradores (mugílidos).

SUMMARY

This work is a continuation of the genral zonation determined in parte I. Here, the zonation of each fluvial basin of Vizcaya is analyzed by correspondence factorial analysis. Trophic structures in the communities of fishes and batrachians are studied for each sampling point. Finally, the correlations of the especies abundances with the altitude, slope and temperature are determined.

In concordance with the river continuum concept, a zonation pattern is established: the depredatores predominate in trout zone. The A omnivorous (barbel, southwesteuropean nose, carp and goldfish) dominate in meanland and lowland zones. The filtering omnivorous (murgilidae) appear in the transition zone to the estuary where the predatores turn to dominate again.

LABURPENA

Lan han lehen zatian determinaturiko zonazio orokorraren jarraipena da. Hemen, Bizkaiko abai-arro bakoitzeko zonazioa aztertu Lagin-toki bakoitzeko herpeto eta iktiofaunaren egitura trofikoen ikaiketa burutu da. Azkenik, altitude, malda eta tenperaturarekiko espezieen ugaritasunen korrelazioa zehaztu da.

River continuum concept teoriaren analogiaz, zonazio-eredu bat proposatu da, bertan, goi-aldeetan harrapakariak eta erdialdean A omniboroak gailendu direlarik eta itsasadarreranzko trantsizio-zonan omniboro iragazleen (mugelidoen) agerpena eta berriro horrapakarien nagusigoa gertaturik.

INTRODUCCION

Las primeras investigaciones realizadas en Europa con el fin de plantear modelos de ríos, de acuerdo a la zonación piscícola, fueron las de CARPENTER (1928), quien estableció 5 grupos para una cuenca: 1) arroyos de cabecera, 2) zona de trucha, 3) zona de foxino, 4) curso alto y 4) curso bajo. HUET (1949, 1954) determina 4 zonas según la especie dominante: 1) zona de trucha (**Salmo trutta fario**), 2) zona de timalo (**Thymallus thymallus**), 3) zona de barbo (**Barbus barbus**) y 4) zona de brema (**Abramis brama**). Además plantea la relación existente entre cada una de estas zonas con la pendiente, la distancia al origen y la sección del valle por donde atraviesa el río. En Norteamérica destacan los trabajos de BURTON y ODUM (1945) y de FUNK y CAMPBELL (1953), los cuales determinaron que la temperatura, la anchura del cauce y la pendiente eran los factores más importantes que condicionaban la distribución de las especies de peces. En otras partes del mundo estudios sobre el mismo tema fueron abordados por LASTOCHKIN (1943), MARLIER (1953), KLEEREKOPER (1955) Y ALLEN (1956).

Una zonación ecológica más completa en la que se presentan las asociaciones de la ictiofauna con las comunidades de macroinvertebrados bentícos fue propuesta por ILLIES y BOTOSANEAU (1963).

VERNAUX (1973) propone la estructura biológica de un sistema teórico de agua corriente, así como los métodos bioestadísticos empleados en el análisis tipológico. GARCIA DE GALON **et al.,** (1982, 1983) presentan una aplicación de este modelo a la cuenca del río Duero; determinando además las relaciones de las especies con los parámetros físico-químicos de las aguas.

La última teoría más innovadora sobre la estructuración del ecosistema fluvial es el River Continuum Concept (VANNOT **et al.,** 1980), que estudia la estructura trófica del río a lo largo de su recorrido, considerando a éste como una vía heterotrófica en integración con los ecosistemas terrestres a los que drena (aportes de material aloctono) y en el que consecuentemente tiene lugar un flujo continuo de energía, que constituye un ciclo unidireccional con posiciones de organización muy orientada (sucesiones de la estructura trófica).

CUMMINS **et al**., (1984) describen los factores abióticos que influyen en los diferentes modelos de estructuración y de funcionamiento de los sistemas loticos, hasta la fecha propuestos. En este sentido nuestro interés recae en las teorías de la zonación longitudinal y en el River Continuum Concept. Para ello hacemos primeramente un estudio de la zonación en las principales cuencas hidrográficas que se encuentran en condiciones naturales y en otras dos que están sometidas a fuertes vertidos industriales (influencia de la contaminación). En segundo lugar se presentan las estructuras tróficas de las comunidades de peces y anfibios en cada estación, y por último se calculan las correlaciones de las especies con la altitud, pendiente y temperatura.

MATERIAL Y METODOS

El área de estudio, las características de las estaciones y de las cuencas, los materiales y métodos empleados en los muestreos de campo y las especies identificadas están expuestas en la primera parte de este trabajo.

En el estudio de la zonación de cuencas se ha empleado el análisis factorial de correspondencias (A.F.C), utilizando para ello las abundancias relativas de las especies de peces en cada estación. El cálculo de la productividad piscícola teórica en cada una de las estaciones en que se ha encontrado trucha común se ha realizado mediante la ecuación $P = K \times B \times L$ (LEGER **et al**., 1970); donde L es la anchura del cauce, K es el coeficiente de productividad (tabulado) y B es la capacidad biogénica del medio, que tiene valores de I a X. Para la determinación de B se ha utilizado la clasificación de WURTZ (1961) sobre los ecosistemas dulceacuícolas de las zonas templadas.

La estructura trófica en cada estación de muestreo se ha determinado a partir de las abundancias relativas de biomasa de las especies icticas y herpéticas, y teniendo en cuenta el carácter trófico de las mismas, habiéndose conocido éste por datos propios de contenidos estomacales (en preparación) y por datos extraídos de la bibliografía.

Se ha calculado la correlación de Pearson (SOKAL y RHOLF, 1979) entre las abundancias de las especies con la altitud, pendiente y temperatura de las estaciones.

En las figs. 9 y 10 para establecer los límites de confianza del 95% se ha utilizado el estadístico "d" (desviada normal standarizada) en muestras grandes ($n > 30$) y el estadístico t de Student para muestras pequeñas (PARKER, 1981).

RESULTADOS

1) Zonación de cuencas y estructuras tróficas de las estaciones

Para determinar la estructura trófica de las estaciones se han establecido los siguientes niveles tróficos:

a) Depredadores. Integrado por especies que se alimentan de larvas de invertebrados bentícos, de deriva y aloctonos, de huevos, larvas, juveniles y adultos de peces y anfibios. Destacan la trucha común, la anguila, el foxino, la locha de roca, la rana verde, el sapo común, el sapo partero, la rana bermeja, el tritón palmeado y la salamandra común.

b) Omnívoros A. Especies ramoneadoras de algas y del sustrato béntico, que digieren gran cantidad de materia vegetal y de invertebrados contenidos en aquél. En algunas especies, los adultos incluyen un mayor porcentaje de macroinvertebrados en su dieta. Este grupo lo forman la loina, el barbo, la carpa de espejos y el carpín dorado.

c) Omnívoros B. Animales bastante eclécticos, ramoneadores de algas ("musgos"), ingieren arena fina, limos y detritus, materiales estos que en los peces son filtrados por las branquispinas y los huesos faríngeos. Principalmente comen algas cloroficeas, diatomeas y restos vegetales (los contenidos estomacales fijados en etanol al 70% muestran la clorofila disuelta en éste, separada de la materia particulada). La alimentación accidental la componen restos cárnicos , ostrácodos, cladóceros, copépodos, moluscos y semillas. Este grupo está constituido por la familia Mugilidae, con dos especies en nuestra provincia: **Chelon labrosus** y **Liza ramada**. También deben ser incluidas todas las larvas de anuros.

Las pruebas de significación de los análisis factoriales de correspondencias se encuentran expresadas en la tabla 1.

— Aguera (fig. 1-a). En esta cuenca se observa una distribución lineal de las especies, con solapamiento entre estaciones: **S.t.fario** (AG-1), **Ch.toxostoma** (AG-2) y **P.phoxinus** (AG-3). Las tres estaciones corresponden a la zona de trucha (parte primera de este trabajo). Se observa pues una linealidad en las comunidades ícticas con tendencia a desaparecer la trucha, y la existencia de una zona de loina que sería muy corta e interferiría con la zona de transición a la ría (no fue estudiado el tramo de cuenca correspondiente a la provincia de Santander). Se ha corroborado que este río sigue también una linealidad gradual en las características físico-químicas del agua (BIKUÑA **et al**., 1987), verificándose un gradiente positivo en la mineralización, desde AG-1 a AG-2.

En la estación AG-2 hay un aumento de la biomasa de omnívoros A, representados por la madrilla (tabla 2). Esta situación es coincidente con la presencia de vertidos orgánicos proce-

dentes de los desagües de Villaverde de Trucíos. La P teórica (fig. 6) es máxima en AG-1 (cabecera) y en AG-3 (parte media) y según la teoría del River Continuum en estas estaciones la relación producción/respiración (P'/R) sería menor que 1. Hay una correspondencia con la presencia de trucha común en dichas estaciones: los individuos jóvenes de trucha tienen un metabolismo basal mucho mayor que el de los adultos, aumentando el coeficiente alométrico basal cuando disminuye la temperatura (ROBERTS, 1981) y es sabido que las mayores abundancias de ejemplares inmaduros se dan en las cabeceras fluviales (algunas son utilizadas como vedados de pesca por SEFOCONA).

— Mercadillo (fig 1-b). Al ser una cuenca pequeña de gran influencia marina existe una solapación entre estaciones muy marcada, con interferencias de especies. La anguila se ha encontrado en las 6 estaciones fijadas y el foxino muy abundante en las cabeceras está poco presente en la M-2, pero aumenta sus efectivos en la M-3. En el A.F.C se separan ligeramente las estaciones M-2 y M-3 por la presencia de platifa y de muble. El Mercadillo es un río principalmente truchero, en el que se nota un aumento de la productividad teórica a lo largo de su recorrido. En la MG-1 P, es muy baja por la existencia de los vertidos urbanos del municipio de Arcentales.

En la estructura trófila de las estaciones (tabla 3) se puede observar que predominan los depredadores (trucha, anguila, foxino y platija) en toda la cuenca, con la presencia de omnívoros A y B en las estaciones M-1, M-2 y M-3, sitios en los que desaparece la trucha.

— Cadagua (fig. 2-a). Esta cuenca es la más grande de Vizcaya, presentando toda la parte inferior totalmente polucionada (papelera de Aranguren, metalúrgicas de Valmaseda, Zalla y Alonsótegui y las químicas de Güeñes y Alonsótegui), lo cual nos hace suponer que en condiciones naturales se daría una zonación muy bien definida. En la actualidad pensamos que es biológicamente recuperable hasta la estación CA-6 si se ejerciese control sobre la industria papelera de Aranguren. En el A.F.C. las estaciones estudiadas se nos agrupan de la siguiente forma:

a) CA-1. Zona de trucha. Habitada exclusivamente por esta especie.

b) CA-3, CA-4 y CA-5. Estas tres estaciones representan un solapamiento entre la zona de trucha (CA-3) y la zona de barbo (CA-4 y CA-5), dándose en esta última una densidad muy alta de foxino y de locha de roca, debido a que son sitios sometidos a vertidos estacionales (en CA-4 se encontraron en otoño poblaciones patológicas de piscardo y de madrilla).

c) CAH-1, CAH-2 y CAH-3. Estas tres estaciones del río Herrerías se separan de las anteriores, las cuales están concentradas en torno al origen de coordenadas. En la parte inferior de los ejes se sitúan el barbo y la loina, especies dominantes en CAH-2 y CAH-3, donde la eutrofización es acusada (pH de 7,8 a 8,5 y contenido en materia orgánica disuelta de 3,4 a 5,2 mg/1 O_2). CAH-1 es una estación habitada por trucha y piscardo, situada encima de una cascada de 10 m de altura. El único sitio en el que se ha encontrado anguila en toda la cuenca del Cadagua ha sido precisamente la estación CAH-3, donde la población es principalmente sedentaria (en primavera el 50% de los individuos encontrados superaba los 50 cm de longitud total y en otoño el 70%).

En cuanto a la estuctura trófica de las estaciones (tabla 4), vuelve a cumplirse que en las cabeceras (zona de trucha) habitan solamente los depredadores; apareciendo y dominando los omnívoros A en la zona de barbo (CAH-2), para volver a predominar los predatores en zonas más bajas (CA-5 y CAH-3). La cuenca del Cadagua presenta además la P más alta de toda Vizcaya (fig. 6), siendo máxima en la cabecera (CA-1).

— Butrón (fig. 2-b). Es la cuenca donde existe mayor solapamiento entre estaciones. Este solapamiento se debe a las características geomorficas de aquélla. El eje principal tiene su nacimiento a una altitud de 200 m (B-1), donde el cauce es muy estrecho y permanece seco gran parte del año. Después el río atraviesa puntos con una pendiente del 1%, ello posibilita el que la anguila, la loina y la trucha se distribuyan en todo su recorrido, desde B-2 a B-7. En el A.F.C. se separa ligeramente la estación B-2 con la **S.t.fario**, concentrándose el resto de las estaciones en torno al origen. Por la estructura trófica (tabla 5), en las estaciones de mayor altitud y en las más bajas dominan los depredadores, mientras que en las de situación media destacan los omnívoros A (B-3 y B-4). La P es máxima en B-2 (fig. 7), donde hay asentada una zona de velado de pesca.

— Oka (fig. 3-a). Cuenca de influencia marina pero con una diversidad piscícola muy alta, manifestándose una verticalidad de las estaciones más acusada que en las cuencas anteriormente tratadas. No obstante, la influencia de la anguila tiende a concentrar algunos puntos sobre el origen (OG-1 y O-4).

Las estaciones O-1, OG-1 y OH-1 están constituidas principalmente por especies predatoras (tabla 6) y forman parte de la zona de trucha. En el curso medio o zona de barbo/loina dominan los omnívoros A (O-2, O-3, OG-2 y OG-3) y en la zona de transición (O-3 y O-4) vuelven a destacar los depredadores (anguila y platija). Cabe destacar que en la estación O-3 hay una inversión de la estructura trófica de primavera a otoño, debido a las migraciones curso arriba que efectúan los barbos y las loinas durante el verano y el otoño. La P es muy fluctuante a lo largo del río (fig. 8) y sus valores máximos corresponden al río Golako, que es donde mayor densidad de trucha (OG-1), de barbo y de madrilla se ha encontrado.

— Artibai (fig. 3-b). Cuenca también de influencia marina donde la presencia de anguila hace que algunas estaciones se concentren en el origen del A.F.C. (A-4 y A-5), mientras que el foxino, la trucha y la locha tienden a separar otras estaciones sobre el eje II (estaciones de cabecera A-1, A-2 y AU-1). La estación A-3 se separa en la parte inferior de dicho eje; en ella habitan las tres especies típicas de cabecera: piscardo, anguila y locha, con una dominancia muy acusada de la primera especie. La zona de transición a la ría se da en la estación A-5, la cual tiene una estructura trófica muy diversificada con dominancia de los depredadores (tabla 7). En las estaciones A-1, A-2, A-3 y AU-1 solamente habitan especies pertenecientes a dicho nivel trófico.

En A-4 destacan los omnívoros A, representados principalmente por barbos de gran tamaño.

— Lea (fig. 4). Es la cuenca de Vizcaya constituida por una red con aguas de la más alta calidad. Sin embargo, su diversidad piscícola es muy baja: en todas las estaciones estudiadas, desde la L-1 a la L-5, solamente se encuentran especies predatoras (trucha, anguila, foxino y locha). Debido a la buena calidad del agua y al asentamiento del eje principal sobre pendientes que oscilan del 1% al 2%, la trucha (especie que marca los puntos más altos) puede colonizar toda la red, llegando hasta la zona de transición a la ría, situada aguas abajo de la estación L-5. La abundancia de la anguila (poblaciones migratorias) provoca la concentración de las estaciones L-2, L-4 y L-5 sobre el origen del A.F.C. Se separan la L-1 con la trucha y la L-3 como zona media, pero sin la presencia de la madrilla o del barbo.

Sabemos de los intentos de penetración que realiza el **Salmo salar** en esta cuenca, sin embargo, desde hace una década no se ha observado un asentamiento reproductor (DOCAMPO y RALLO, 1987). La capacidad biogénica de sus ríos es muy alta y la productividad teórica es máxima en las zonas bajas, que suelen estar habitadas por pocos ejemplares de trucha de gran tamaño (territorialidad): en L-4 fue capturado un individuo (macho) de 40 cm de longitud total y de 600 gr de peso.

El análisis faunístico de correspondencias en las cuencas del Nervión y del Ibaizabal muestra la influencia de la contaminación orgánica e industrial en la estructura de las comunidades piscícolas y en consecuencia en la zonación. En el Nervión (fig. 5-a), se separa el río Altube con la loina y la locha por un lado y las dos estaciones del eje principal, N-4 y N-5, con el foxino y el barbo, por otro. La trucha es una especie muy escasa y puntual,

habiendo aparecido solamente en NT-1 y en NA-1 con pocos efectivos poblacionales. La anguila está casi extinguida del Nervión: se capturó un solo ejemplar sedentario en N-4, de 900 cm de longitud total y 2.000 gr de peso. El Nervión es, pues, un río principalmente ciprínicola, y su tributario el Altube representa un verdadero refugio para las poblaciones de loina, barbo, foxino y locha; dándose valores de P muy por debajo de los que podria alcanzar (fig. 7). Cabe destacar que los vertidos estivales están diezmando drásticamente las poblaciones de las citadas especies: durante el otoño en la estación N-4 se detectaron todos los ejemplares de peces enfermos (a excepción de la anguila) además se contabilizaron 32 barbos y 1 loina muertos, en 14 m de recorrido.

En algunas estaciones (tabla 8) como en la NA-4 y N-5, la estructura trófica está alterada. En condiciones naturales estas estaciones estarían dominadas por el barbo y la madrilla, sin embargo, son la locha y el piscardo quienes mantienen respectivamente, los efectivos más altos.

En el Ibaizabal se da la situación contraria al Nervión (fig. 5-b). Al poseer un mayor número de tributarios de cabecera (destacan el Arratia y el Indusi), la trucha y especies afines (locha y foxino) se han refugiado en ellos. Unicamente la estación IA-5 mantiene una población de madrilla (el barbo y la anguila son especies extinguidas en toda la cuenca). El nivel trófico predominante es el de los predatores de fauna bentíca (tabla 9). La estación IE-3, contaminada orgánicamente con los vertidos del municipio de Elorrio, presenta el nivel de los omnívoros B, integrado por la alta biomasa de larvas de **A.obstetricans** (primavera).

Vemos, pues, que la contaminación en sus diversos grados provoca un cambio drástico en la estructuración de las redes fluviales; generalmente desaparecen la zona de barbo y la zona de transición a la ría.

2) Correlaciones de las especies con la altitud, la pendiente y la temperatura de las estaciones

A partir del análisis de correlaciones hemos podido comprobar que solamente dos especies presentan abundancias relacionadas con la altitud y con la pendiente de las estaciones muestreadas. La trucha está correlacionada positivamente con la pendiente (tabla 11), de tal manera que las poblaciones de mayor densidad, normalmente constituidas por individuos jóvenes e inmaduros, se dan en los sitios de mayor pendiente y no en los de mayor altitud. Los ejemplares más grandes, con un peso superior a 500 gr han aparecido de forma aislada en estaciones con pendiente del 1% (CA-4, CA-5, OG-3 y L-4). Después de varios ajustes la ecuación que proponemos para expresar la variación de la abundancia de trucha en función de la pendiente, es del tipo $y = 3{,}16\ x$. Por el contrario, la anguila está relacionada con la altitud (tabla 10), ocupando los mayores efectivos poblacionales las zonas bajas (zona de transición).

Ninguna especie está correlacionada con la temperatura de las estaciones ($p > 0{,}1$), debido a que no existen diferencias significativas de temperatura, para una misma época del año y dentro de una misma cuenca, ya que por otro lado, las diferencias de altitud no son tan acusadas en la mayoría de los puntos de muestreo establecidos para el estudio de los macroinvertebrados bentícos (desde 10 m en M-2 hasta 380 m en CA-1). Para el estudio de otros vertebrados continentales se fijaron estaciones a 600 m (Galindo), 800 m (Orduña. Cascada del Nervión) y a 1.000 m (Gorbea). En las figs. 9 y 10 podemos observar una distribución vertical de las especies, que se corresponde con las zonas establecidas en la primera parte de este trabajo. En dichas figuras se comprueba que las especies que tienen una media altitudinal comprendida entre los 50 m y 200 m, presentan un rango de colonización mucho más amplio (distancia entre el valor máximo y el valor mínimo de altitud), de ahí la interferencia que se da entre muchas estaciones situadas por debajo de los 300 m. Análogamente podemos comparar el curso de un rio con la curva determinada por las medias altitudinales de las especies, deduciendo que los ríos vizcainos nacen con gran pendiente, tienen un recorrido muy corto entre los 300 m y 10 m de altitud, y una desembocadura drástica, donde las rías son especialmente pequeñas, influyendo mucho en la tipología de los mismos.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

A partir de la zonación longitudinal de las cuencas, de las estructuras tróficas de las estaciones y de los estudios de correlación de las especies con la altitud, la pendiente y la temperatura, nosotros concluimos diciendo que los ríos de Vizcaya siguen el modelo del River Continuum Concept, con la particularidad de drenar cuencas con poca capacidad espacial, lo cual trae consigo el solapamiento entre estaciones (zonas). Las cuencas fluviales de Vizcaya (condiciones naturales) se ajustan pues a un modelo general del siguiente tipo (fig. 11):

1) Crenon y Zona de Trucha (estaciones con una pendiente entre el 2% y el 11%, y una altitud superior a los 200 m). Estas dos zonas estarían caracterizadas por una vía heterotrófica, con dominancia de los grupos fragmentadores y colectores entre los macroinvertebrados bentícos. Estudios recientes en este campo han sido realizados por BOSCO y POZO (1986) en una estación de cabecera del río Galindo, que coincide con la GAc-1 nuestra, donde el autor comprobó este fenómeno.

El gran aporte de material aloctono trae consigo una producción primaria mucho menor que la respiración ($P'/R < 1$), siendo más abundantes los organismos que aprovechan la energía alóctona (producción secundaria) que los propios organismos autobrófos del tramo lo cual permite la sustentación de una estructura trófica de vertebrados en la que predominan los depredadores (turón, nutria, musgaños, mirlo acuático, lavandera cascadeña, tritón alpino, salamandra común, rana bermeja, trucha, anguila, locha de roca y foxino). La productividad piscícola teórica en la zona de trucha es alta.

2) Zona de Barbo y Zona baja (estaciones con una pendiente entre el 2% y el 1%, y una altitud que oscila de 200 m a 50 m). Donde el sistema es autotrófo con dominancia de los grupos colectores ($P'/R > 1$), lo cual coincide con el predominio de los omnívoros A (barbo, loina, carpa y carpín) y con una productividad teórica baja, ya que son los sitios más afectados por la contaminación.

3) Zona de transición (pendiente $\leq$ 1% y altitud $\leq$ 50 m). Donde el sistema vuelve a ser heterotrófico ($P'/R < 1$), dándose una estructura trófica en los vertebrados muy diversificada: habitan omnívoros A; aparecen los omnívoros B y otra vez vuelven a dominar los depredadores (**Natrix maura**, anguila y platija). La P en esta zona dentro de cuencas que están en condiciones naturales o seminaturales, es también alta.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración del Dr. Juan Carlos Iturrondobeitia por sus consejos en el tratamiento bioestadístico y al Dr. Jesús Pozo por todas las disertaciones sobre ecología con el mantenidas.

TABLA I

CUENCA	V II (%)	V III (%)	X^2	g.1	p
AGUERA	84.98	99.99	106	6	< 0.001
MERCADILLO	54.50	82.70	529	25	< 0.001
CADAGUA	53.54	88.74	996	30	> 0.001
BUTRON	83.10	95.00	586	35	> 0.001
OKA	44.83	76.13	982	48	> 0.001
LEA	64.00	99.59	351	12	> 0.001
ARTIBAI	85.31	93.00	545	30	> 0.001
NERVION	54.92	82.83	476	20	> 0.001
IBAIZABAL	73.50	98.90	661	15	> 0.001

Tabla 1: Pruebas de significación de los análisis factoriales de correspondencias realizados para cada cuenca estudiada. VII, porcentaje de varianza acumuladapor el eje II. V III, varianza acumulada por el eje III. X, chi cuadrado de Pearson. g.1, grados de libertad, p, probabilidad de significación.

TABLA II

ESTACION	NIVELES TROFICOS	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
	Depredadores	100.00	100.00
AG-1	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros A	0.00	0.0
	Depredadores	x	46.57
AG-2	Omnívoros A	x	53.42
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	96.86	x
AG-3	Omnívoros A	3.13	x
	Omnívoros B	0.00	x

Tabla 2: Estructura trófica de las estaciones del río Aguera en primavera y otoño de 1985. AB (%), abundancia relativa de biomasa de cada nivel trófico.

TABLA III

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
	Depredadores	100.00	100.00
MG-1	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros A	0.00	0.00
	Depredadores	100.00	100.00
MG-2	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros B	0.00	0.00

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
	Depredadores	x	91.00
MGa-2	Omnívoros A	x	0.00
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	97.69	87.17
M-2	Omnívoros A	0.30	0.00
	Omnívoros B	2.00	12.82
	Depredadores	99.00	x
M-3	Omnívoros A	1.00	x
	Omnívoros B	0.00	x

Tabla 3: Estructura trófica de las principales estaciones del Mercadillo. AB (%), abundancia relativa de biomasa de cada nivel trófico.

TABLA IV

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
	Depredadores	100.00	x
CA-1	Omnívoros A	0.00	x
	Omnívoros B	0.00	x
	Depredadores	100.00	100.00
CA-3	Omnívoros A	0.00	x
	Omnívoros B	0.00	x
	Depredadores	x	64.94
CA-4	Omnívoros A	x	35.00
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	62.50	x
CA-5	Omnívoros A	37.49	x
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	100.00	100.00
CAH-1	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	x	23.37
CAH-2	Omnívoros A	x	76.60
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	85.82	86.79
CAH-3	Omnívoros A	14.17	13.20
	Omnívoros	0.00	0.00

Tabla 4: Estructura trófica de las estaciones de la cuenca del Cadagua. AB (%), abundancia relativa de biomasa de cada nivel trófico.

TABLA V

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
	Depredadores	100.00	100.00
BR-2	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	99.68	100.00
BR-2	Omnívoros A	0.31	0.00
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	x	57.67
B-3	Omnívoros A	x	42.32
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	43.35	99.71
B-4	Omnívoros A	56.64	0.28
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	x	100.00
B-6	Omnívoros A	x	0.00
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	x	79.88
BB-1	Omnívoros A	x	20.11
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	x	0.00
BT-1	Omnívoros A	x	0.00
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	x	85.34
BL-2	Omnívoros A	x	14.65
	Omnívoros B	x	0.00

Tabla 5: Estructura trófica de las estaciones del Butrón. AB (%), abundancia relativa de biomasa de cada nivel trófico.

TABLA VI

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
	Depredadores	x	64.32
O-1	Omnívoros A	x	35.67
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	14.00	45.44
0-2	Omnívoros A	85.97	54.55
	Omnívoros B	0.00	6.35
	Depredadores	5.26	88.40
0-3	Omnívoros A	94.73	5.24
	Omnívoros B	0.00	6.35

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
	Depredadores	73.89	100.00
0-4	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros B	26.10	0.00
	Depredadores	100.00	100.00
OG-1	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	x	7.91
OG-2	Omnívoros A	x	92.00
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	20.42	3.56
OG-3	Omnívoros A	79.57	96.43
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	x	100.00
OH-1	Omnívoros A	x	0.00
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	x	68.54
OB-2	Omnívoros A	x	31.45
	Omnívoros B	x	0.00

Tabla 6: Estructura trófica de las estaciones de la cuenca del Oka. AB (%), abundancia relativa de biomasa de cada nivel trófico.

TABLA VII

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
	Depredadores	x	100.00
A-1	Omnívoros A	x	0.00
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	100.00	100.00
A-2	Omnívoros A	x	0.00
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	x	100.00
A-3	Omnívoros A	x	0.00
	Omnívoros B	x	0.00
	Depredadores	53.00	35.00
A-4	Omnívoros A	47.00	65.00
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	67.78	94.00
A-5	Omnívoros A	32.21	5.26
	Omnívoros B	0.00	0.75

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
AU-1	Depredadores	100.00	x
	Omnívoros A	0.00	x
	Omnívoros B	0.00	x

Tabla 7: Estructura trófica de las estaciones del Artibai. AB (%), abundancia relativa de biomasa de cada nivel trófico.

TABLA VIII

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
NA-1	Depredadores	100.00	100.00
	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros B	0.00	0.00
NA-3	Depredadores	x	8.17
	Omnívoros A	x	91.82
	Omnívoros B	x	0.00
NA-4	Depredadores	x	91.21
	Omnívoros A	x	8.78
	Omnívoros B	x	0.00
N-4	Depredadores	x	36.10
	Omnívoros A	x	0.00
	Omnívoros B	x	0.00
N-5	Depredadores	x	73.40
	Omnívoros A	x	26.59
	Omnívoros B	x	0.00

Las estaciones N-6 y N-7 carecen de estrictira trófica por estar completamente polucionadas.

Tabla 8: Estructura trófica de las estaciones de la cuenca del Nervión. AB (%), abundancia relativa de biomasa de cada nivel trófico.

TABLA IX

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
IA-1	Depredadores	100.00	100.00
	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros B	0.00	0.00
IA-3	Depredadores	100.00	x
	Omnívoros A	0.00	x
	Omnívoros B	0.00	x

ESTACION	NIVEL TROFICO	PRIMAVERA AB (%)	OTOÑO AB (%)
	Depredadores	30.71	69.90
IA-4	Omnívoros A	69.28	30.10
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	100.00	100.00
IAI-4	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	100.00	100.00
IAI-5	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	100.00	100.00
IE-1	Omnívoros A	0.00	0.00
	Omnívoros B	0.00	0.00
	Depredadores	4.59	x
IE-3	Omnívoros A	0.00	x
	Omnívoros B (+)	95.40	x

Las estaciones I-2, I-4, I-6 y IE-2 carecen de estructura trófica por estar completamente polucionadas.

Tabla 9: Estructura trófica de las estaciones del Ibaizabal. AB (%), abundancia relativa de biomasa de cada nivel trófico. (1), se capturaron 44 individuos adultos y 1.900 gr. en forma larvaria de sapo partero.

TABLA X

ESPECIE	r (g.l) PRIMAVERA	r (g.l) OTOÑO	p PRIMAVERA	p OTOÑO
S. trutta fario	0.34 (35)	0.13 (39)	> 0.1	> 0.1
Phoxinus phoxinus	0.00 (40)	0.18 (60)	> 0.1	> 0.1
Anguilla anguilla	0.36 (33)	0.37 (41)	< 0.05	< 0.02
N. barbatulus	0.00 (21)	0.00 (45)	> 0.1	> 0.1
Ch. toxostoma	0.00 (16)	0.00 (27)	> 0.1	> 0.1
Barbus bocagei	0.55 (6)	0.49 (18)	> 0.1	> 0.1
Rana perezi	(A)	0.35 (12)	x	> 0.1
Bufo bufo	0.18 (15)	(B)	> 0.1	x

La anguila mantiene correlación significativa con la altitud, siendo las ecuaciones de regresión:
PRIMAVERA. y = 19.825 - 0.0836 x OTOÑO. y = 18.527 - 0.094 x.

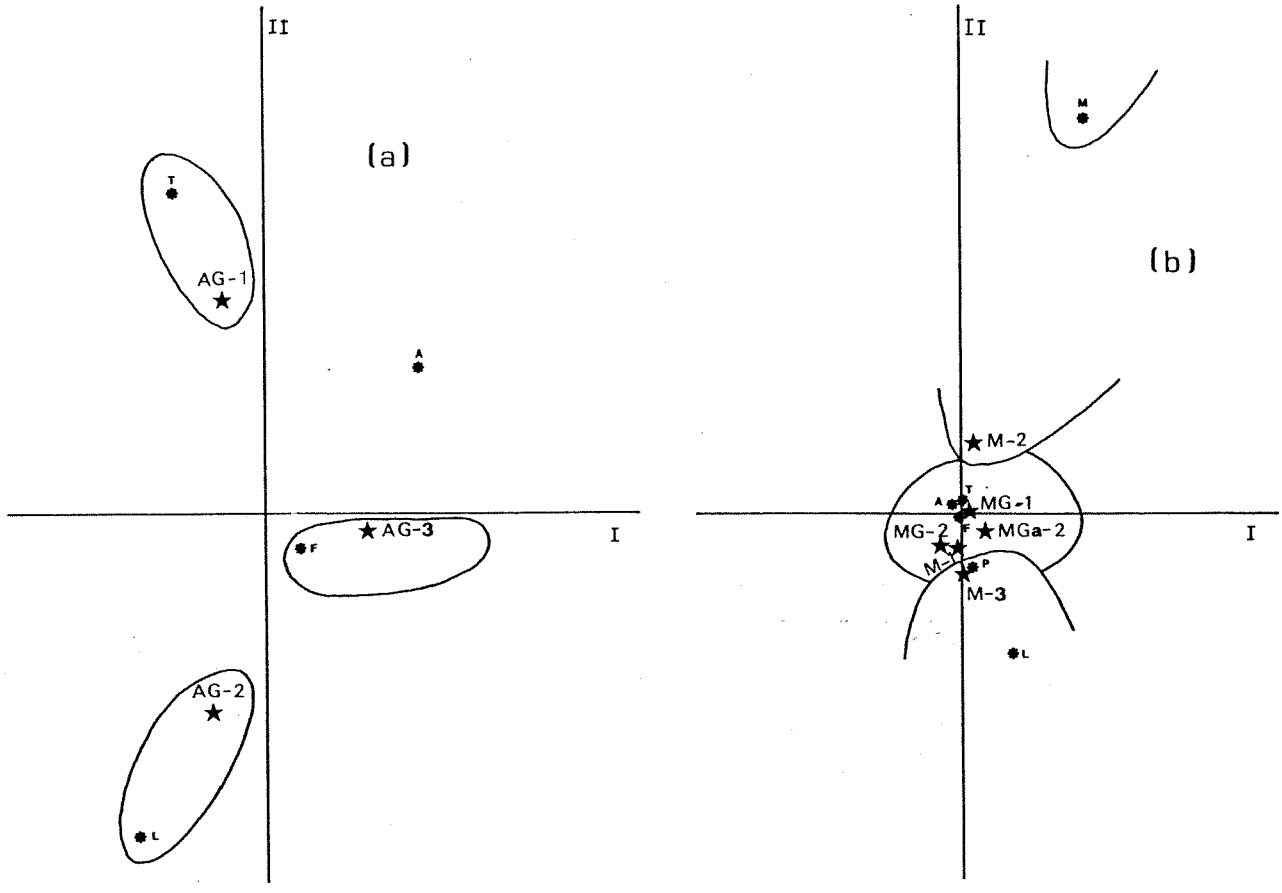
Tabla 10: Correlación de la altitud de las estaciones con las abundancias de las especies. r, coeficiente de correlación de Pearson. g.1, grados de libertad. p, probabilidad. (A), especie con actividad en primavera. (B), especies con actividad en verano y otoño.

TABLA XI

ESPECIE	r (g.l) PRIMAVERA	OTOÑO	p PRIMAVERA	OTOÑO
S. trutta fario	0.51 (35)	0.50 (39)	< 0.001	< 0.001
Phoxinus phoxinus	0.039 (40)	0.00 (60)	> 0.1	> 0.1
Anguilla anguilla	0.12 (33)	0.11 (41)	> 0.1	> 0.1
N. barbatulus	0.38 (9)	0.11 (22)	> 0.1	> 0.1
Ch. toxostoma	0.25 (16)	0.20 (27)	> 0.1	> 0.1
Barbus bocagei	x	0.24 (12)	> 0.1	> 0.1
Rana perezi	(A)	0.22 (12)		
Bufo bufo	0.18 (15)	(B)	> 0.1	

La trucha está correlacionada con la altitud. Las ecuaciones de regresión son:
PRIMAVERA. y = 0.36 + 2.29 x
OTOÑO. y = -0.46 + 4.28 x

Tabla 11: Correlación de las especies con la pendiente de las estaciones. Simbología similar a la de la tabla 10.



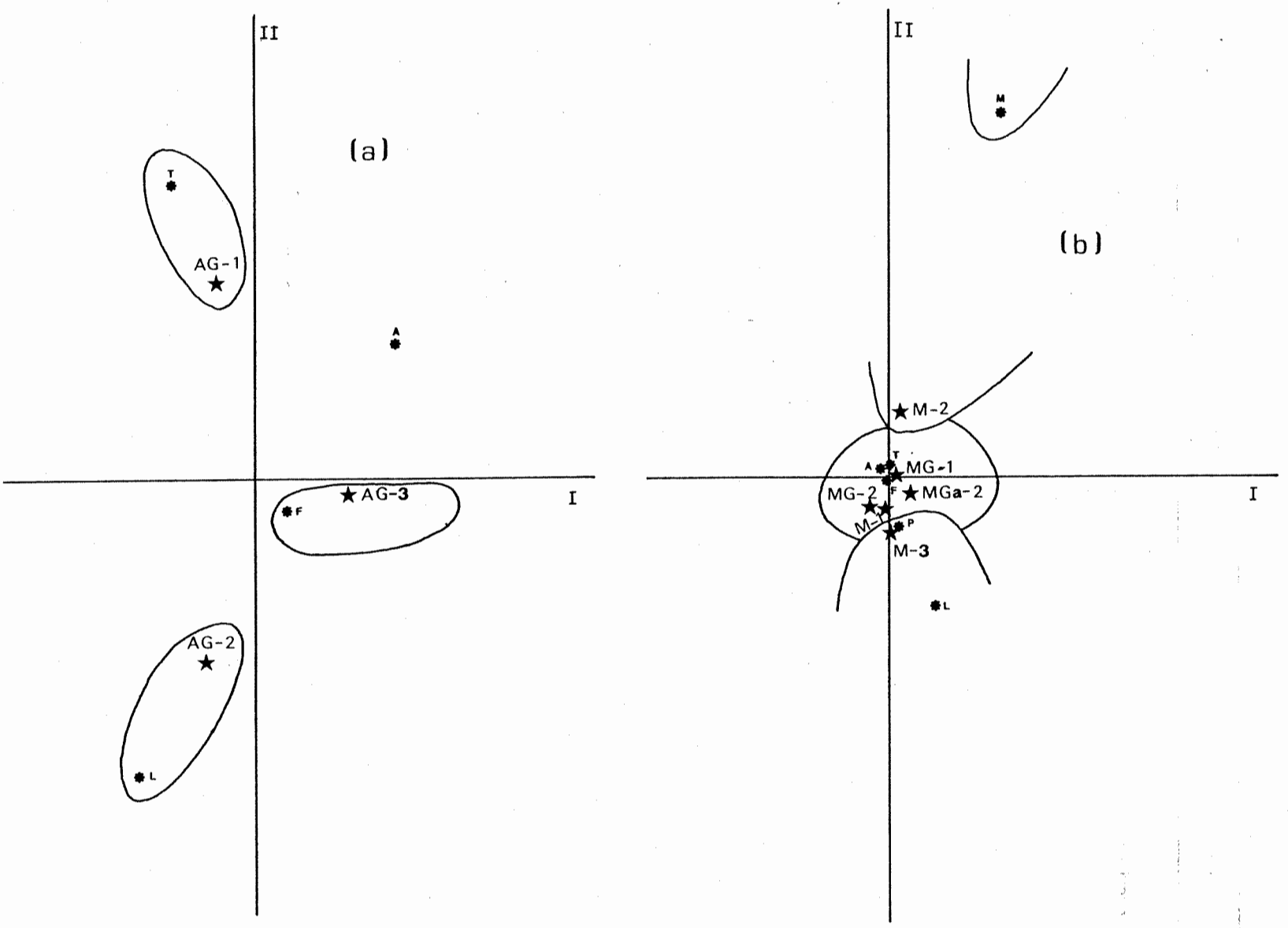


Fig. 1: Análisis factorial de correspondencias (A.F.C.). (a), cuenca del Aguera. (b), cuenca del Mercadillo. ✱ , estaciones de muestreo. ✱ . esíecoes piscícolas: T, trucha; F, piscardo; A, anguila; L, loina; P.platija; M, muble.

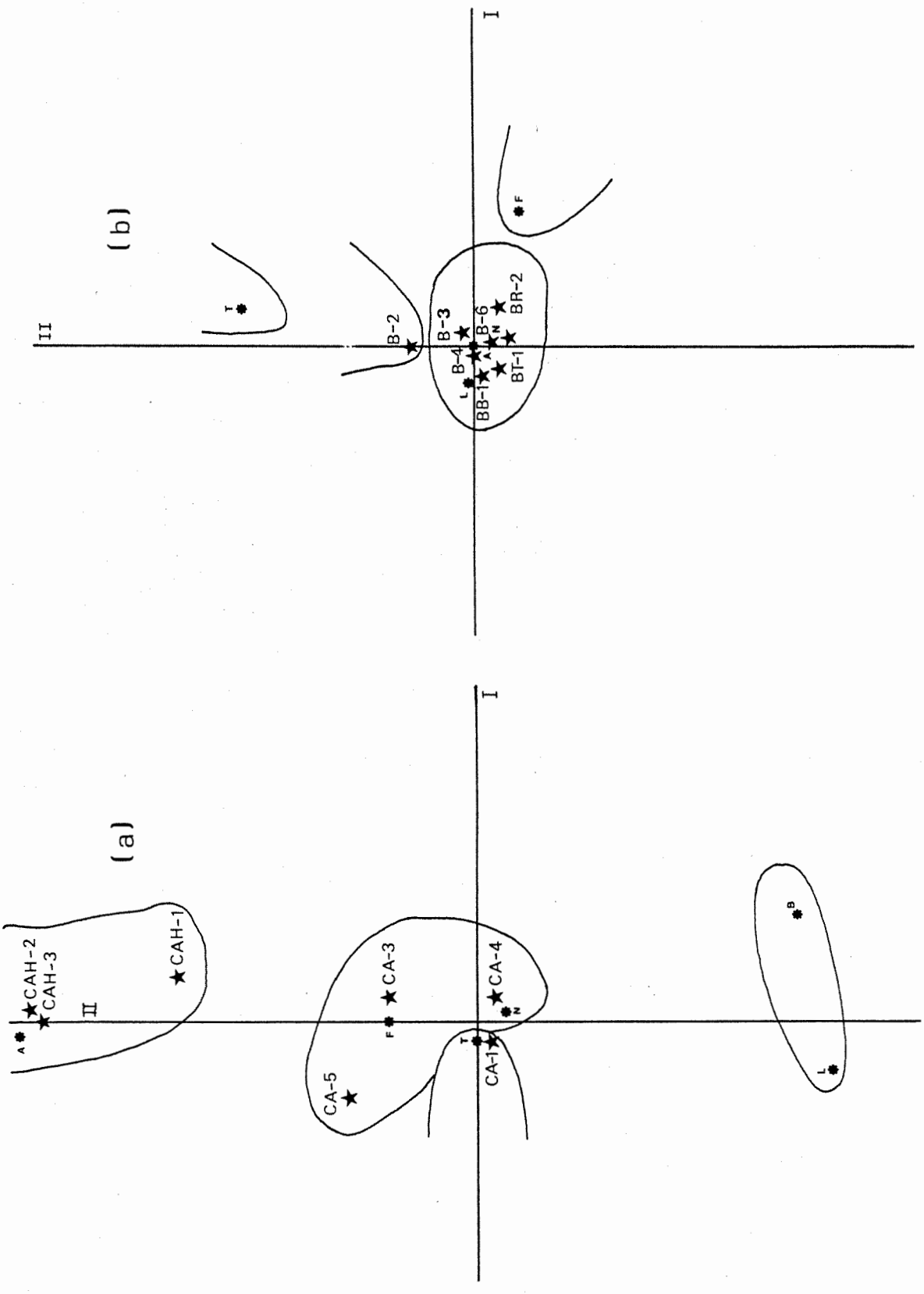


Fig. 2: A.F.C. (a), cuenca del Cadagua. (b), cuenca del Butrón. ★, estaciones. ✱, especies: T, trucha; F, piscardo; A, anguila; L, loina; N, locha de roca; B, barbo común.

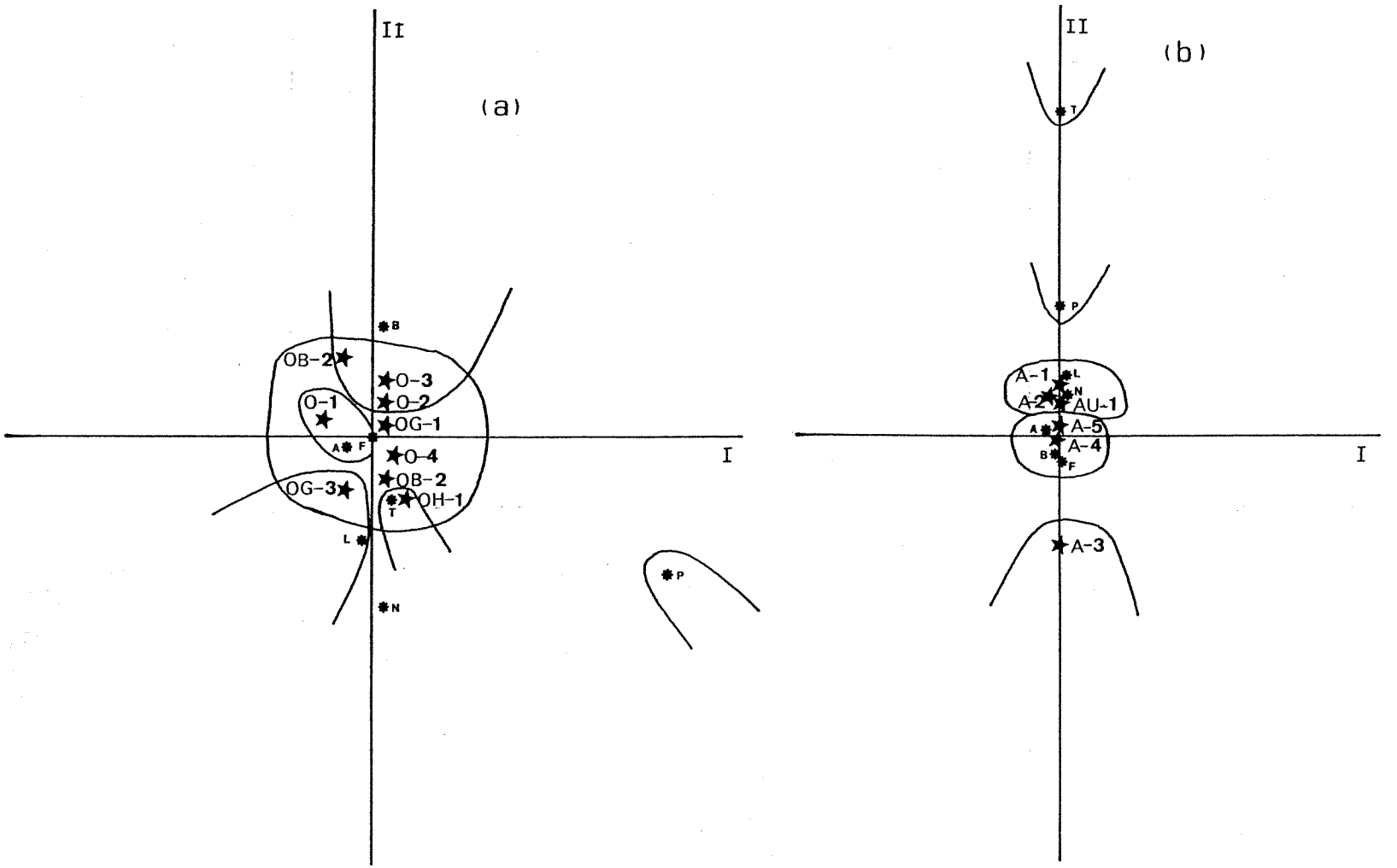


Fig. 3: A.F.B. (a), cuenca del Oka (b), cuenca del Artibai. ✶ , estaciones. ✱ , especies. La simbología de las especies se corresponde con la de la fig. 2.

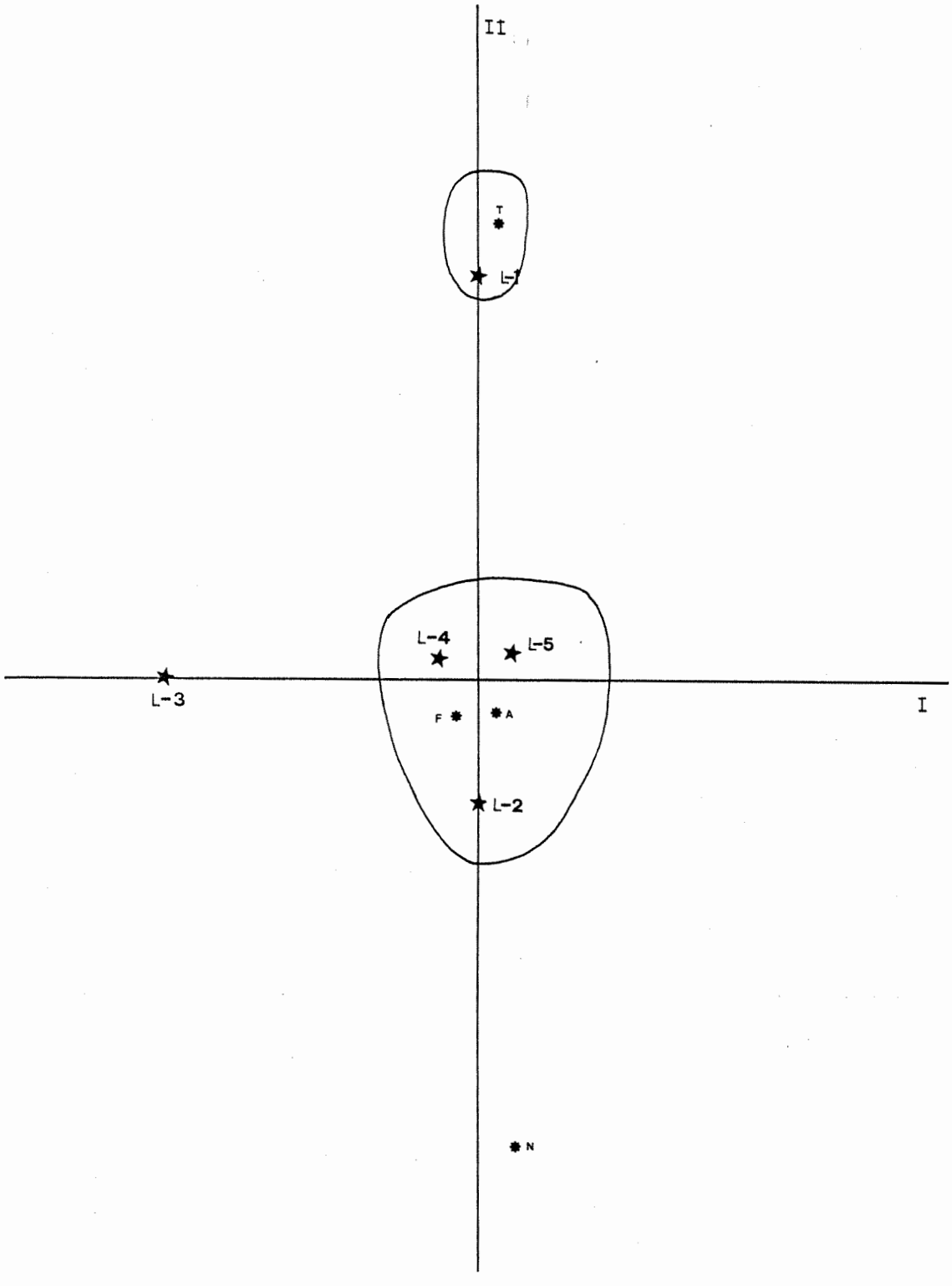


Fig. 4: A.F.C. de la cuenca del río Lea. ✶ , estaciones. ✱ , especies. La simbología de las especies se corresponde con la de la fig. 2.

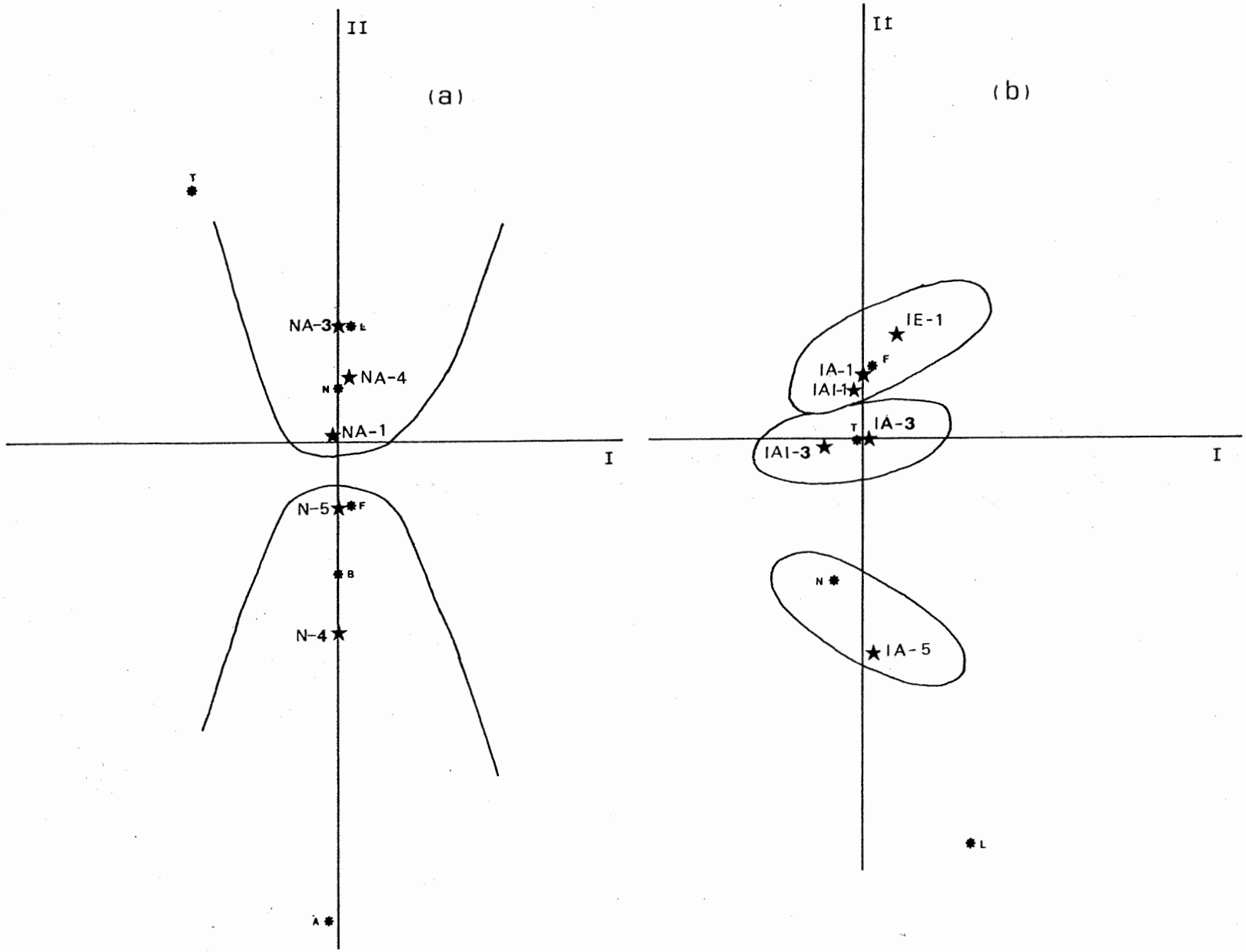


Fig. 5: A.F.C. (a) cuenca del Nervión. (b), cuenca del artibai. ✱ , estaciones. ✱ , especies. La simbología de las especies se corresponde con la de la fig. 2.

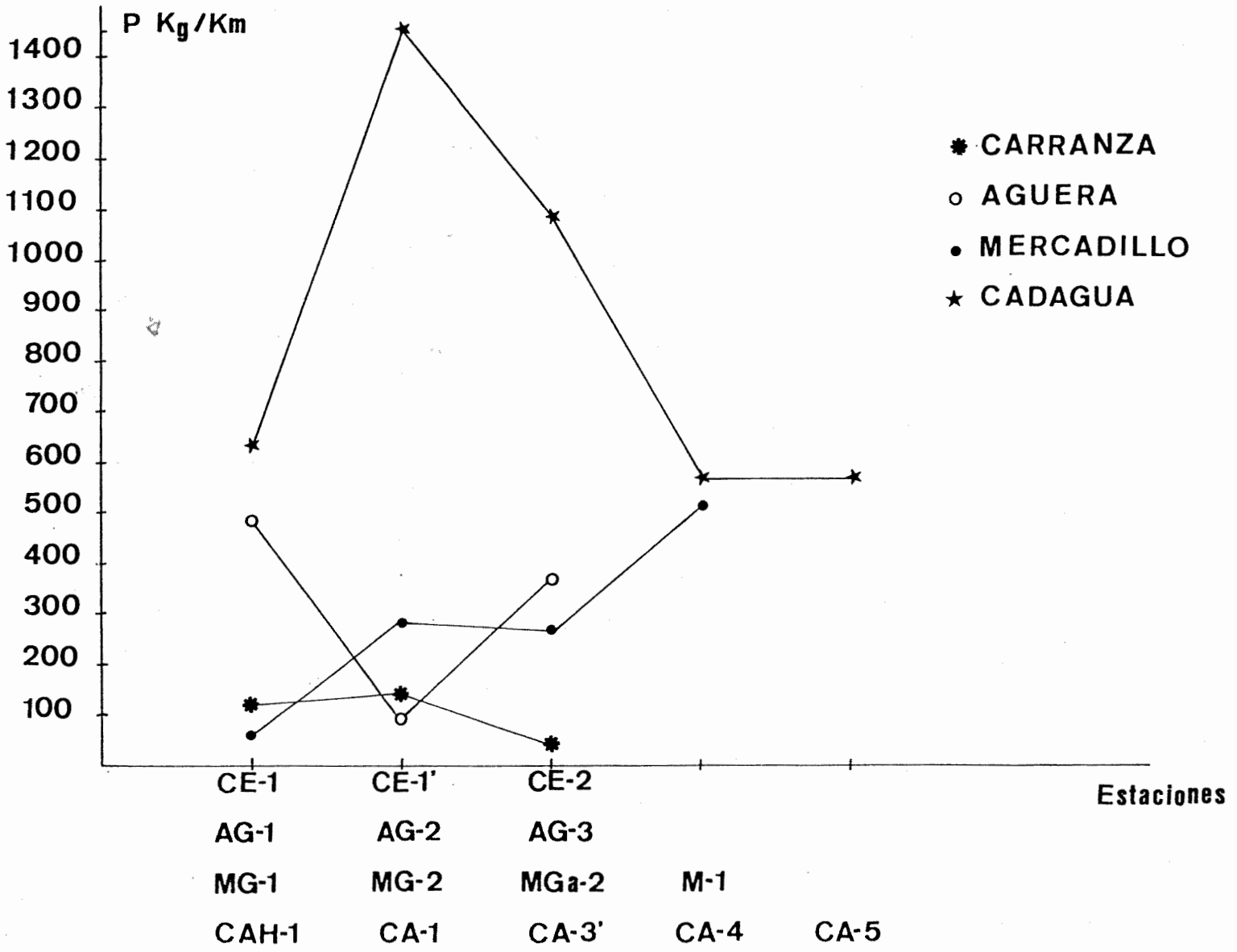


Fig. 6: Variación de la productividad piscícola teórica (P) en las estaciones de las cuencas Carranza, Aguera, Mercadillo y Cadagua. P ha sido calculada mediante la fórmula de LEGER, HUET y ARRIGNON (1970).

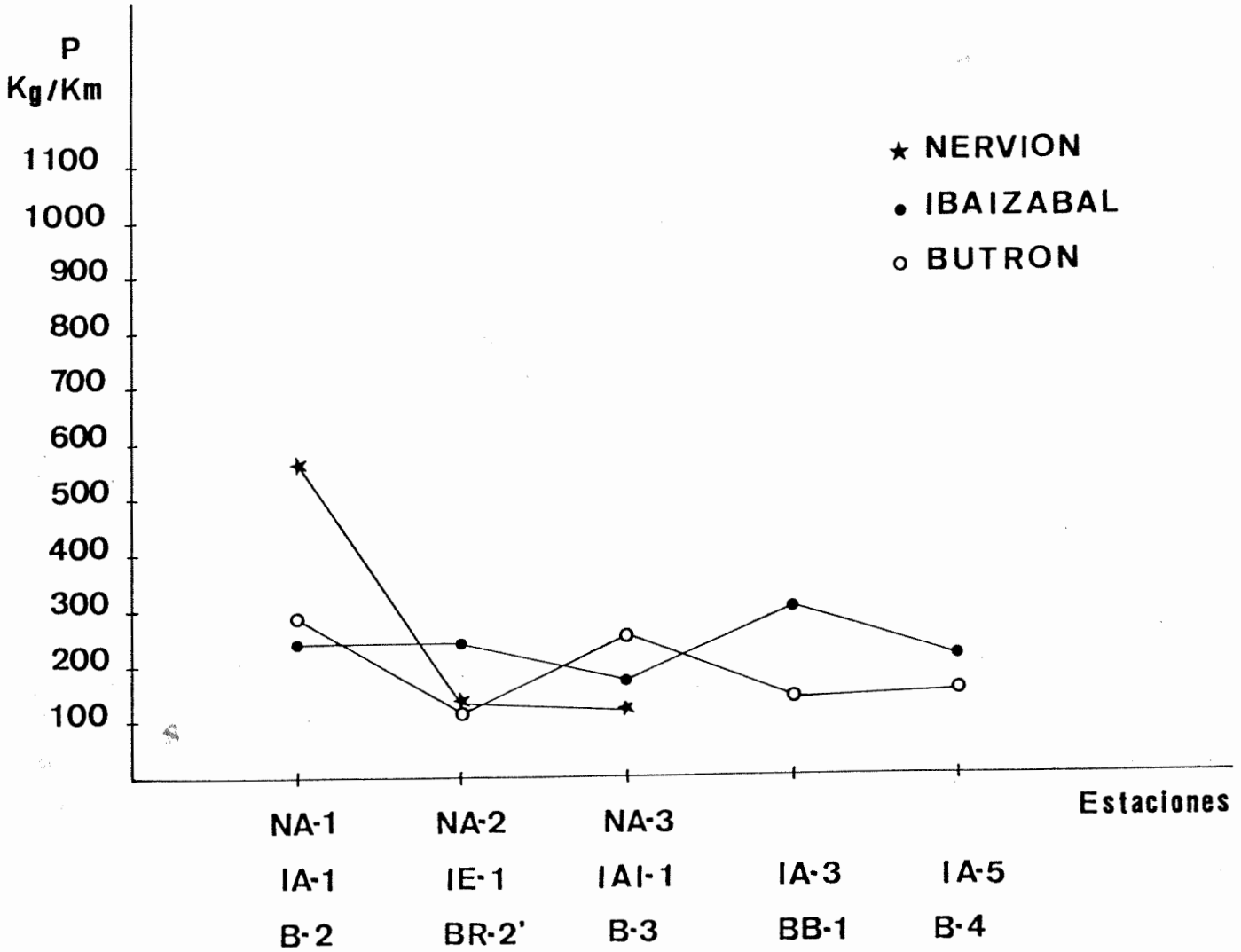


Fig. 7: Variación de la productividad piscícola teórica en las estaciones de las cuencas Nervión, Ibaizabal y Butrón.

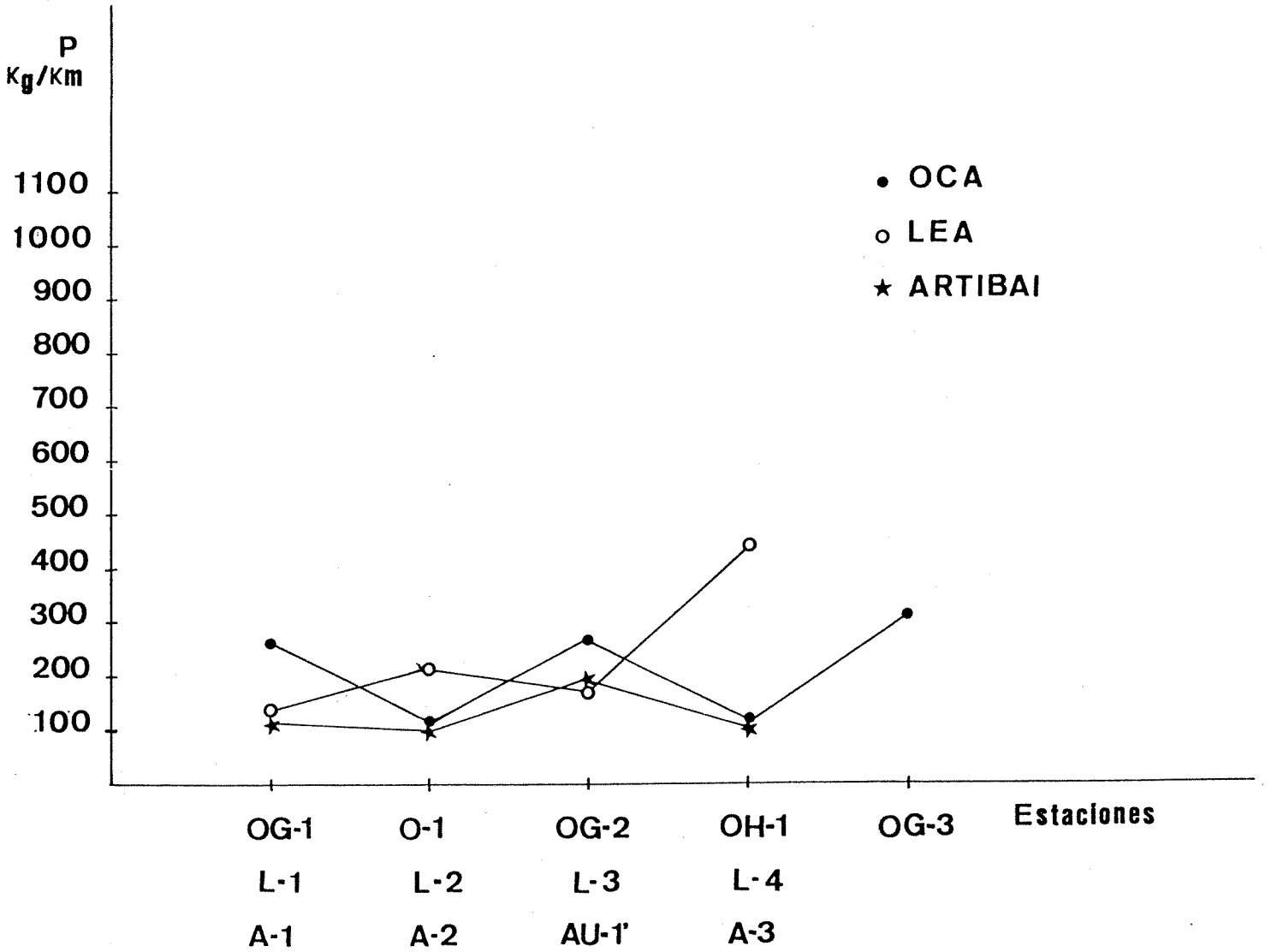


Fig. 8: Variación de las productividad piscícola teórica en las cuencas de Oka, Lea y Artibai.

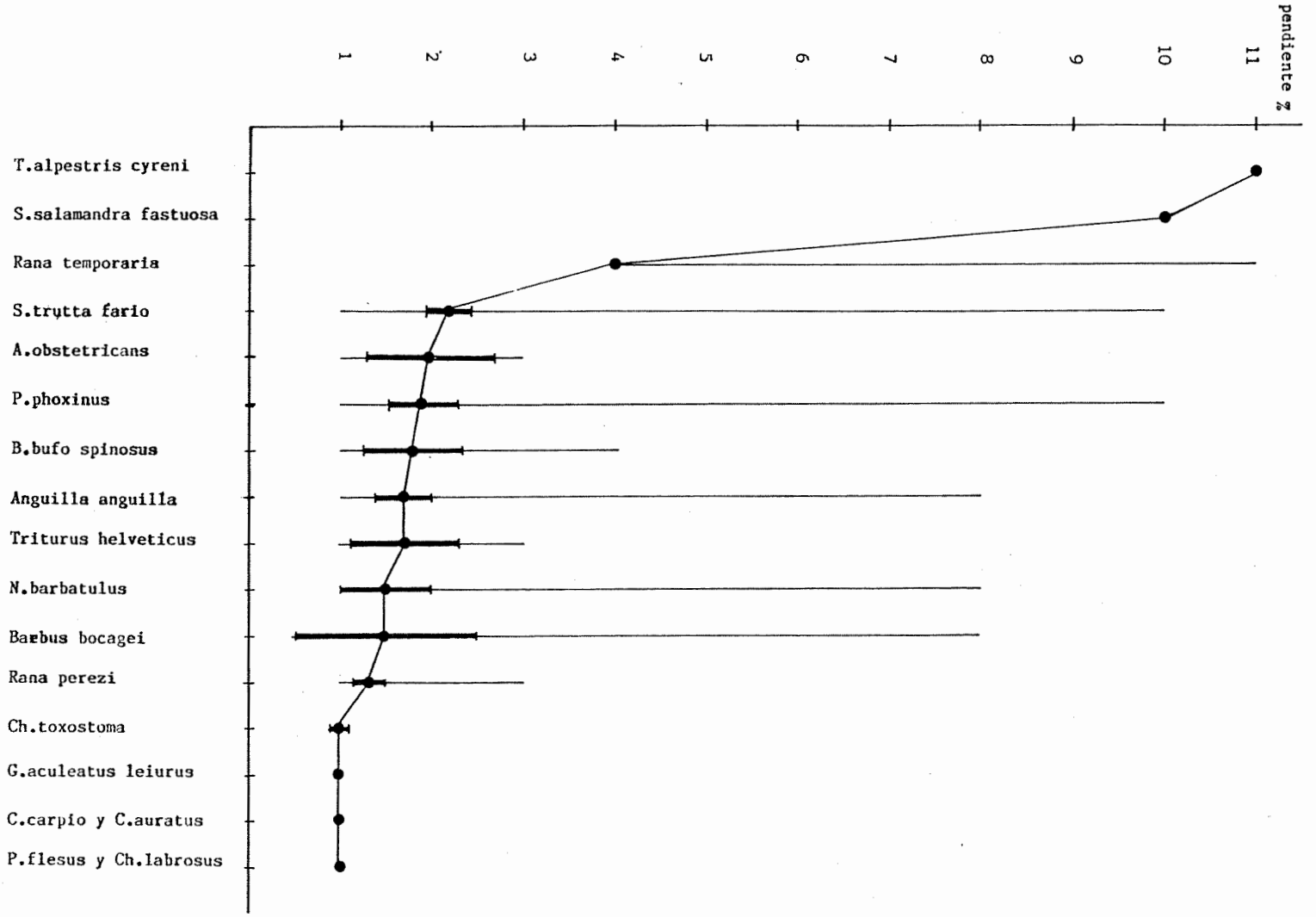


Fig. 9: Curva de distribución altitudinal de las especies de peces y de anfibios en la red fluvial de Vizcaya. Se representa la media mediante un punto grueso; el intervalo de confianza del 95% en trazo grueso y los valores máximo y mínimo (rango de variación) en trazo fino.

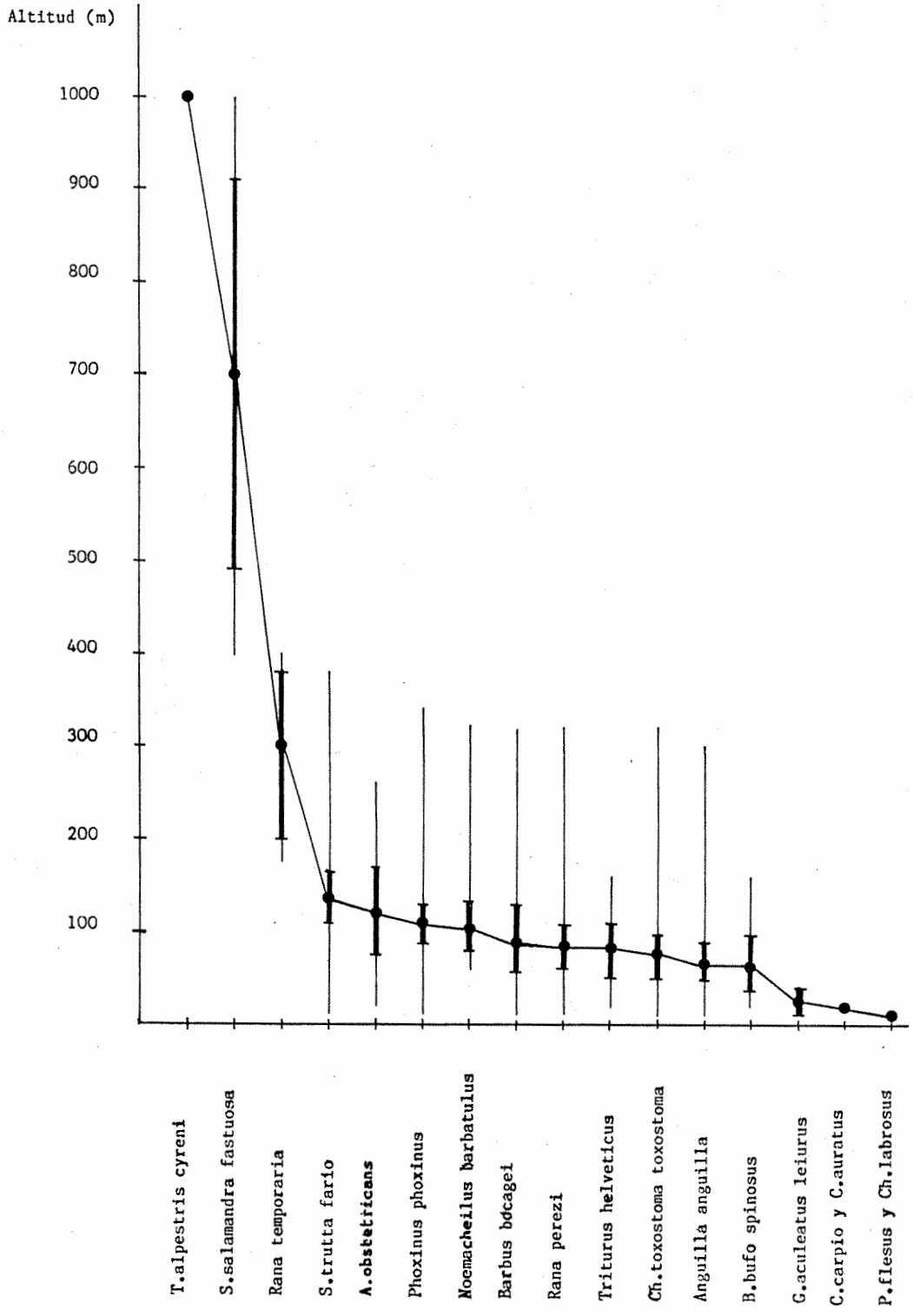


Fig. 10: Curva de la pendiente para la distribución de los peces y anfibios en la red hidrográfica de Vizcaya. Se representa la media (punto grueso), el intervalo de confianza del 95% (trazo grueso) y los valores máximo y mínimo (trazo fino).

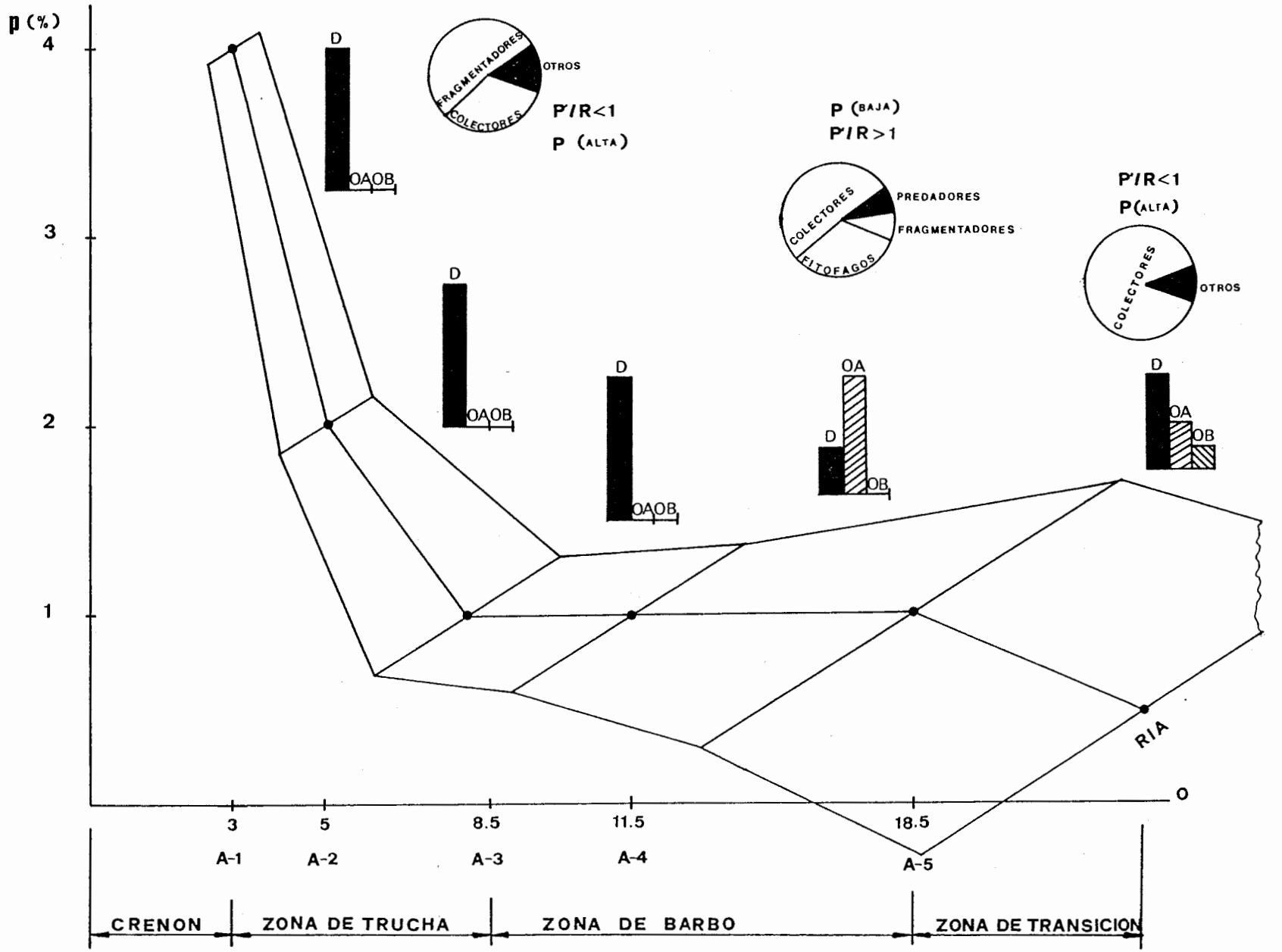


Fig. 11: Modelo tipológico de los ríos de Vizcaya. Se ha elegido para la representación el eje principal del Artibai. p (%), pendiente de la estación. O, distancia al origen en Km. D depredadores; OA, omnívoros A; OB, omnívoros filtradores. Además en cada estación se representa la anchura.

BIBLIOGRAFIA

ALLEN, K.R.; 1956. *The geography of New Zealand's freshwater fish. N.Z. Sci. Rev., 14: 3-9.*

BIKUÑA, B.; BASAGUREN, A.; CACHO, M. y ORIVE, E.; 1987. Características físico-químicas de las aguas de superficie de los principales ríos de Bizkaia. Actas del IV Congreso español de limnología. En prensa.

BOSCO, J.B. y POZO, J.; 1986. On the breakdown of four leaf litter species and associated fauna in a Basque Country forested stream. Hydrobiologia. En prensa.

BURTON, G.W. y ODUM, E.P.; 1945. The distribution of stream fish in the vicinity of Mountain Lake, Virginia. Ecology, 26: 182-194.

CARPENTER, K.E.; 1928. Life in Inland Waters. Ed. Sidgwick & Lackson. London. 267 p.p.

CUMMINS, K.W.; MINSHALL, G.W.; SEDELL, J.R.; CUSHING, C.E. y PETERSEN, R.C.; 1984. Stream ecosystem theory. Verh. Internat. Verein. Limnol., 22: 1818-1827.

DOCAMPO, L. y RALLO, A.; 1987. Distribución de las abundancias de los vertebrados acuáticos de la red hidrográfica de Vizcaya. Actas del IV Congreso español de limnología. En prensa.

FUNK, J.L. y CAMPBELL, R.S.; 1953. The population of larger fishes in Black River, Missouri. Uni. Mo. Stud., 26: 69-82.

GARCIA DE JALON, D. y LOPEZ, J.V.; 1982. Distribución geográfica y mesológica de las especies piscícolas de la cuenca del Duero en el verano de 1981. Actas del I Congreso español de limnología, 227-262.

GARCIA DE JALON, D. y GONZALEZ DEL TANAGO, M.; 1983. Estudio biotipológico de las comunidades piscícolas de la cuenca del Duero. Bol. Est. Centr. Ecol., 12 (24): 57-66.

HUET, M.; 1949. Aperçu des relations entre la pente et les populations des eaux courantes. Schweiz. Z. Hydrol., 11: 333-351.

HUET, M.; 1954. Biologie, profils en long et en travers des eaux courantes. Bull. fr. Piscic., 175: 41-53.

ILLIES, J. y BOTOSANEAU, L.; 1963. Problèmes et méthodes de la classification et de la zonation des eaux courantes considerées surtout du point de vue faunistique. Mitt. int. Verein, theor. angew. Limnol., 12: 1-57.

KLEEREKOPE, H.; 1955. Limnological observations in Norheastern Río Grande do Sul, Brazil. Arch. Hydrobiol., 50: 553-567.

LASTOSCHKIN, D.A.; 1943. A plain river sub-division into geomorphological and biological districts on the basis of its structural and biological unity. Dokl. Acad. Nauk. S.S.S.R., 41: 347-350.

LEGER, L.; HUET, M. y ARRIGNON, J.; 1970. La productividad piscícola. Bases ecológicas. In: "*Ecología y piscicultura de las aguas dulces*". Obra presentada por J. Arrignon. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. 335 p.p.

MARLIER, G.; 1953. Etude biogéographique du bassin de la Ruzizi, basée sur la distribution des poissons. Annls Soc. r. zool. Belg., 84: 175-224.

PARKER, M.; 1981. *Estadística para biólogos.* Ed. Omega, Barcelona. 136 p.p.

ROBERTS, J.R.; 1981. *Patología de los peces.* Ed. Mundi-Prensa. Madrid. 336 p.p.

SOKAL, R.R. y RHOLF, F.J.; 1979. *Biometría.* Ed. Blume. Barcelona. 832 p.p.

VANNOT, R.L.; MINSHALL, G.W.; CUMMINS, K.W.; SEDELL, J.R. y CUSHING, C.E/; 1980. The River Continuum Concept. Canadá J. Fish Aquat. Sci., 37: 130-137.

VERNAUX, J.; 1973. Cours d'eau de Franche-Comté. Recherches écologiques sur le réseau hydrographique du Doubs. Essai de biotypologie. Tesis no publicada. Bases ecológicas. In: "*Ecologie y piscicultura de las aguas dulces.* Obra presentada por J. ARRIGNON. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. 335 p.p.

WURTZ, A.; 1961. Cours élémentaire d'hydrobiologie animale. Bases ecológicas. In *Ecología y piscicultura de las aguas dulces.* Obra presentada por J. ARRIGNON. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. 335 p.p.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya
Nº XVI, 1987

ESTUDIO DE LAS POBLACIONES DE TRITON PALMEADO, *Triturus helveticus* (Razoumowsky, 1789), EN EL MACIZO DEL GORBEA Y EN LA ZONA MINERA DE LAS ENCARTACIONES (VIZCAYA). BIOMETRIA Y AUTOECOLOGIA.

Por: Luis Docampo
Carlos Alberto del Campo
Eugenio Rico (*)

RESUMEN

Se ha realizado un estudio comparativo entre dos poblaciones de tritón palmeado (**Triturus helveticus**) ubicadas en el macizo del Gorbea y en la zona minera de las Encartaciones, separadas linealmente entre sí por una distancia de 40 Km. El estudio consta de dos partes: primero, la biometría; para la cual se capturaron 20 individuos de la primera población (10 machos y 10 hembras) y 43 de la segunda (20 machos y 23 hembras) durante enero, febrero, marzo y abril de 1986; y segundo, la autoecología de la especie, estudiada en base al análisis biótico de los medios acuáticos que ocupa (estructura de la comunidad herpetológica, alimentación y competencia) y al análisis físico-químico de las aguas y del sedimento de dichos medios.

En el estudio biométrico se establece el dimorfismo sexual mediante pruebas de la t de Student y la X^2 de Pearson, las cuales arrojan valores muy significativos. La comparación de las dos poblaciones mediante la t de Student muestra claramente la existencia de una clina altitudinal.

Mediante el análisis ecológico de los medios acuáticos muestreados se establece que el tritón palmeado es una especie limnófila y ubiquista.

LABURPENA

Elkarren artean 40 Km.tako distantzian dauden Enkarterrietako meatze-zonan eta Gorbeako mazizoan kokaturiko unhandre palmeatuaren (**Triturus helveticus**) bi populazioen ikerketa konparatiboa egin da. Ikerketa, bi ataletan banatu da: lehenengoan, biometria zeinarentzat lehen populazioaren 20 ale hartu baitziren (10 har eta 10 eme) eta 43 bigarrenarenak (20 har eta 23 eme), 1986.eko urtarrila, otsaila, martxoa eta apirilean zehar, eta bigarrenik, espeziearen autoekologia hurrengo bi puntuetan oinarritu delarik: Espeziea kokatzen deneko ingurune akuatikoaren analisi biotikoa (komunitate herpetologikoaren egitura, eta elikadura eta konkurrenzia) eta bestetik, ingurure horien uraren eta sedimentuaren analisi fisikokimikoa.

Ikerketa biometrikoan, Student-en t eta Pearson-en X^2 direlakoen bidez, dimorfismo sexuala finkatu da, oso balore adierazagarriak azal daitezkeelarik.

Student-en t bidezko populazioen konparaketak, klina altitudinal baten existentzia adierazi du garbi. Laginduriko urunearen analisi ekologikoaren bidez, unhandre palmeatua espezie limno filoa eta kosmopolita dela finkatu da.

* Dpto. de Biología (Zoología). Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 BILBAO.

SUMMARY

A comparative study between two populations of **Triturus helveticus**, from Gorbea and Encartaciones each, has been realized. Both populations ar separated by 40 Km. The work presented two parts: (a) biometry: 10 males and 10 females of the Gorbea population and 20 males and 23 females of the Encartaciones population were captured from January to April (1986); and (b) autoecology; dealing with the biotic analysis of the aquatic environment which this species occupies (structure of the herpetological community, feeding and competence) and with the physic-chemical analysis of the water and sediments.

In basis of the biometry the sexual dismorfism is established by means of the Student's t and Pearson's X^2, which resulted highly significant.

The comparision between both populations by means of the Student's t shows the existence of a clear altitudinal cline.

From the ecological analysis of the aquatic environments that we have studied, it became established that the **Triturus helveticus** is a limnophilic and ubiquotous species.

INTRODUCCION

El tritón palmeado (**Triturus helveticus**) es una especie de salamándrido europeo, cuyo área de distribución se extiende desde el norte de la Península Ibérica hasta el noroeste y centro de Alemania, ocupando los siguientes países: Portugal, España, Francia, Bélgica, Holanda, Luxemburgo, Alemania y Gran Bretaña, faltando en la isla de Irlanda (ARNOLD y BURTON, 1978). Aunque dicho área se mantiene, la especie parece estar disminuyendo en cuanto al número de individuos y a los lugares de distribución (BALLASINA, 1984).

En la Península Ibérica se encuentra en el norte de Portugal, Galicia, Asturias, León, Santander, Burgos, Soria, Logroño, País Vasco, Navarra, Zaragoza, Huesca, Lérida, Tarragona, Barcelona y Gerona (SALVADOR, 1985), ocupando zonas desde el nivel del mar (ha sido encontrado en Noja-Santander-habitando charcas de aguas salobres) hasta por encima de los 2.000 m. (1.900 en los Picos de Urbión, 2.060 en los Pirineos españoles y 2.400 en los Pirineos franceses según citas de WOLTERSTORFF, MARTINEZ RICA y CLERGUEGAZEAU). En el País Vasco mantiene poblaciones fuertes y abundantes, siendo la especie de tritón más encontrada y conocida; sin embargo, las poblaciones del Sistema Ibérico y del Valle del Ebro están muy amenazadas, debido a la introducción de peces (principalmente salmónidos americanos) en sus ecosistemas acuáticos, y al rápido aumento de la contaminación, tanto por el uso de insecticidas y pesticidas, como por el de abonos y otros compuestos químicos tan usados en la agricultura moderna de la zona donde vive (GARCIA, 1985).

En España se han descrito varias variedades; sin embargo, la validez de algunas formas es muy discutible y la mayoría de los autores consideran solamente tres subespecies: **Triturus helveticus helveticus** (RAZOUMOWSKY, 1789), que ocupa la región Pirenaica y parte del Sistema Ibérico; **Triturus helveticus alonsoi** (SEOANE, 1884), que se encuentra en Galicia, Región Cantábrica, norte de Portugal y en el Sistema Ibérico (**T.h.sequeirai** es incluido en la sinonimia de esta subespecie, aunque haya sido utilizada por otros autores) y **Triturus helveticus punctillatus** (SCHMIDTLER, 1968), que es la forma más discutida, SALVADOR la incluye (1974) en la sinonimia de **T.h.alonsoi**, viviendo solamente en Pozo Negro (Sierra de la Demanda, Burgos), lago situado a 1.770 m. de altitud y con una profundidad máxima de 2 m.

Las poblaciones del País Vasco son consideradas intermedias entre **T.h.alonsoi** y **T.h.helveticus** (SALVADOR, 1974). Otros autores las consideran solamente de la subespecie **Triturus helveticus helveticus** (BEA, 1985).

La biometría de esta especie aún no ha sido estudiada en profundidad y en la bibliografía sólo se han encontrado referencias de índole general en los trabajos anteriormente indicados.

En este trabajo se pretende analizar las dimensiones, el tipo de crecimiento y el dimorfismo sexual de diversos parámetros estadísticos en dos poblaciones de tritón palmeado de la provincia de Vizcaya. Se estudia también la diferenciación entre ambas poblaciones y la descripción y relaciones mesológicas de la especie con las condiciones abióticas y bióticas en los dos tipos de ecosistemas.

AREA DE ESTUDIO

Los ejemplares objeto de este estudio proceden de dos poblaciones distintas: una del macizo del Gorbea, localizada a 1.000 m. de altitud en el arroyo Mendabide, que vierte sus aguas a la cuenca del Altube, cuyas coordenadas UTM son 30TWN1667. La otra se encuentra en charcas y estanques de la zona minera de las Encartaciones, en monte bajo, situados entre 100 y 350 m. de altitud, cubriéndose un área de 7 puntos de muestreo, cuyas características de ubicación están expresadas en la tabla 1.

La zona muestreada en el macizo del Gorbea está situada en la campa de Arraba, la cual forma una cubeta de descalcificación constituida por calizas arrecifales del cretácico inferior, y los estanques H1, H2, H3, H4, H5, H6 y H7 están ubicados en terrenos calcáreos del cretácico superior.

La vegetación en la campa de Arraba está constituida por un pastizal denso de **Festuca sp.** con turberas incipientes en torno al citado arroyo. El uso del suelo está dedicado principalmente al pastoreo intenso de ovejas y a rutas itinerarias, que son las más frecuentadas del Gorbea. Por otra parte, los usos del suelo en el monte bajo de la zona de las Encartaciones son más variados, destacando por orden de importancia: la explotación minera a base de pirita, goetita, calcopirita y calcitas; la superficie labrada que representa entre el 11% y el 20% de la superficie total; y la ganadería de vacuno, cabras y caballos. La cobertura vegetal de las charcas y estanques está compuesta por **Salix caprea** y **Salix alba,** que se disponen formando un cinturón periférico. **Tipha latifolia, Nasturtium oficinalis, Equisetum sp.** ocupan las aguas someras de las orillas, donde la profundidad es inferior a 1 m.. El alga filamentosa **Chara sp.** se extiende por toda la zona fótica del fondo cenagoso.

La temperatura media anual en la campa de Arraba es de 10 °C a 11 °C. Se carecen de datos sobre temperaturas en la zona minera, en cambio en la figura 1 se representa un diagrama de precipitaciones realizado con las medias mensuales del año 1985 de la estación publiométrica de Iberduero, situada en el municipio de Santurce. La precipitación media anual ha sido de 102,62 mm. (DS = 75,88).

TABLA I

Punto de muestreo	Nombre del estanque	Municipio	Coordenadas UTM	Altitud m.
H1	Charca de Granada	Ortuella	30TVN960945	100
H2	Charcas de Cadegal	Ortuella	30TVN954948	200
H3	Matamoros	Ortuella	30TVN950931	350
H4	Minas Carmen	Ortuella	30TVN947935	375
H5	Sol-Bomba-Isla	Ortuella	30TVN944941	240
H6	Redondo-Barga	Abanto y Ciérvana	30TVN943945	250
H7	Arana	Abanto y Ciérvana	30TVN939945	275

Fig. 1: Diagrama pluviométrico de la zona minera de las Encartaciones durante el año 1985.

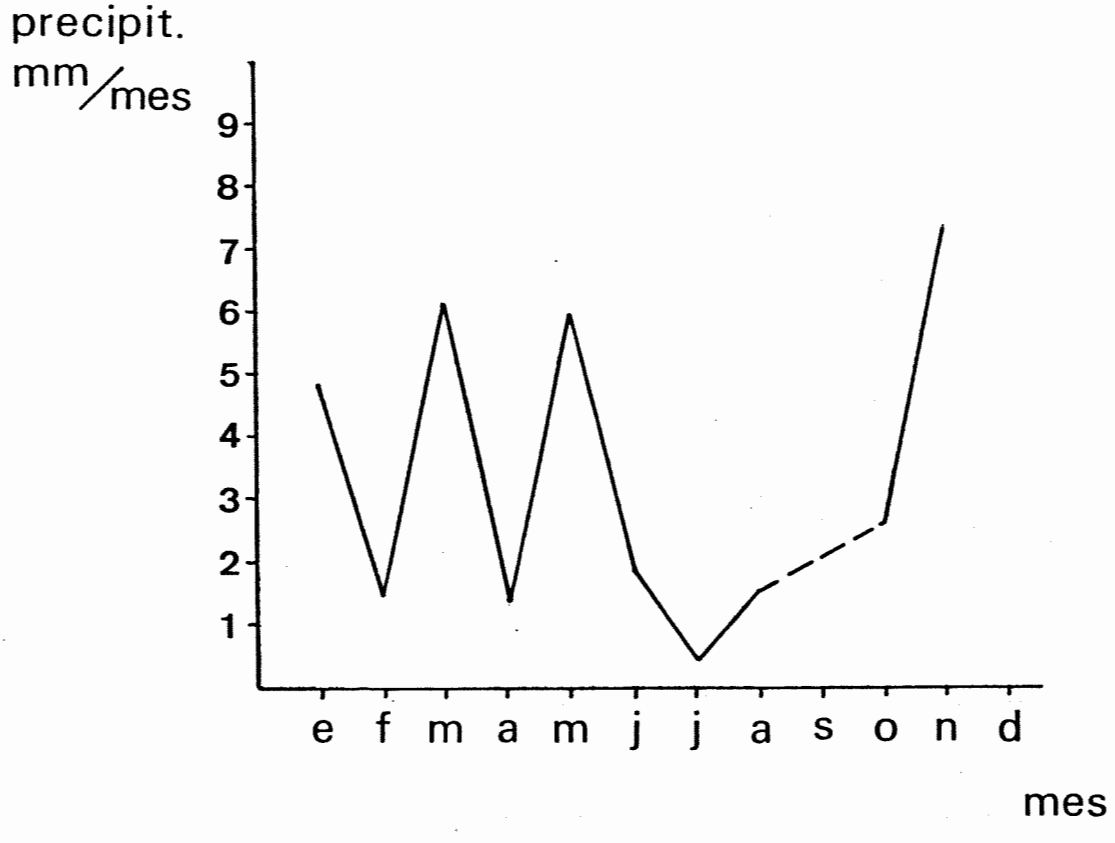


Tabla 1: Características de ubicación de los puntos de muestreo de la zona minera de las Encartaciones.

MATERIAL Y METODOS

Para el estudio biométrico de **Triturus helveticus** se capturaron ejemplares procedentes de dos poblaciones ubicadas a diferentes altitudes: la población A distribuida por las turberas de la campa de Arraba y el arroyo Mendabide y la población B en los estanques H1, H2, H3, H4, H5, H6 y H7 de la zona minera de las Encartaciones. La primera población fue muestreada en marzo de 1986, de la cual se recogieron 20 individuos (10 machos y 10 hembras) y la segunda durante enero y febrero del mismo año, habiéndose capturado 43 tritones (20 machos y 23 hembras).

En su captura se empleó una red de mano Kicker de una luz de 500 μm utilizada con frecuencia en los estudios limnológicos de sistemas fluviales. Los ejemplares fueron medidos en fresco, previamente anestesiados con XILOCAINA (Clorhidrato de Xilocaina) en dosis de 0,3 cc/individuo. De estos individuos colectados se tomaron las siguientes medidas: De la población A: longitud total (LT), longitud cabeza-tronco (LCU), longitud de la cola (LC), longitud de la cabeza (L), anchura de la cabeza (A), altura de la cabeza (H), longitud de la extremidad anterior (LEA), longitud de la extremidad posterior (LEP) y el peso del cuerpo (P). De la población B: LT, LCU, LC, LEA, LEP, P, peso de la gónada (pg) y la longitud de la gónada (lg). Estas medidas quedan expresadas en las figuras 2 y 3.

El estudio autoecológico de la especie se realizó en los estanques de la zona minera en base a la descripción biótica y a análisis físico-químicos del medio. Para ello se tomaron las medidas de superficie y capacidad de los sistemas leníticos, se analizó la comunidad herpetológica y se recogieron muestras de agua y de sedimento de los estanques durante agosto de 1985 y enero y febrero de 1986. Se realizaron las siguientes mediciones físico-químicas: temperatura del aire, temperatura del agua, humedad relativa del aire, conductividad del agua, pH, amoníaco, calcio, cloruros, dureza de carbonatos, dureza total del agua, materia orgánica disuelta (D.Q.O.) y la materia orgánica del sedimento. Los cinco primeros parámetros se tomaron "in situ", mientras que los otros fueron determinados en el laboratorio. En la tabla 2 se indican las técnicas de análisis de estos parámetros.

En el tratamiento matemático de los datos se utilizó el cálculo de correlaciones y regresiones mediante el programa BMDP6D (DIXON, 1975), la comparación de medias mediante la prueba t de Student y comparación de distribuciones mediante la X^2 de Pearson (SOKAL & ROHLF, 1969). Para lo cual se hizo uso del ordenador SANYO MBC-555 del laboratorio de Zoología de la Universidad del País Vasco.

TABLA II

Parámetro físico-químico	Unidades de medida	Técnica de análisis
Temperatura	C	Termómetro
Humedad	%	Psicrómetro
Conductividad	μS	Conductivímetro
pH	—	Peachímetro
Cloruros	mg/1	Valoración con $AgNO_3$ indicador $K_2 CrO_3$
Calcio	mg/l	Valoración con EDTA Indicador murexida
Dureza total	mg. $CaCC_3$/l	Volumetría con EDTA indicador ng. eriocromo
Dureza de carbonatos	mg. $CaCC_3$/l	Colorimetría
Materia orgánica del sedimento	%	Volumetría con sal de Mohr - $Cr_3 2 O_7 K_2$
Materia orgánica del agua	mg. 0_2	Volumetría con ácido oxálico - $KMnO_4$
Amoníaco	mg/l	Colorimetría
Nitratos	mg $N_2 O_5$/l	Colorimetría con Brucina

Tabla 2: Técnicas de análisis de los parámetros físico-químicos medidos en las aguas de los estanques de la zona minera.

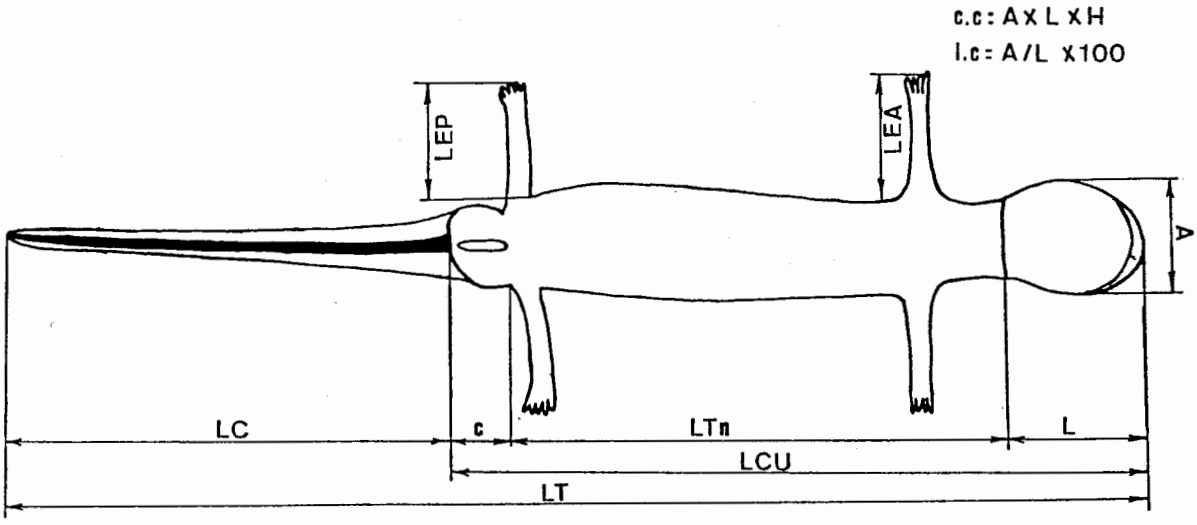


Fig. 2: Diagrama de las medidas tomadas para el estudio biométrico de **Triturus helveticus.**

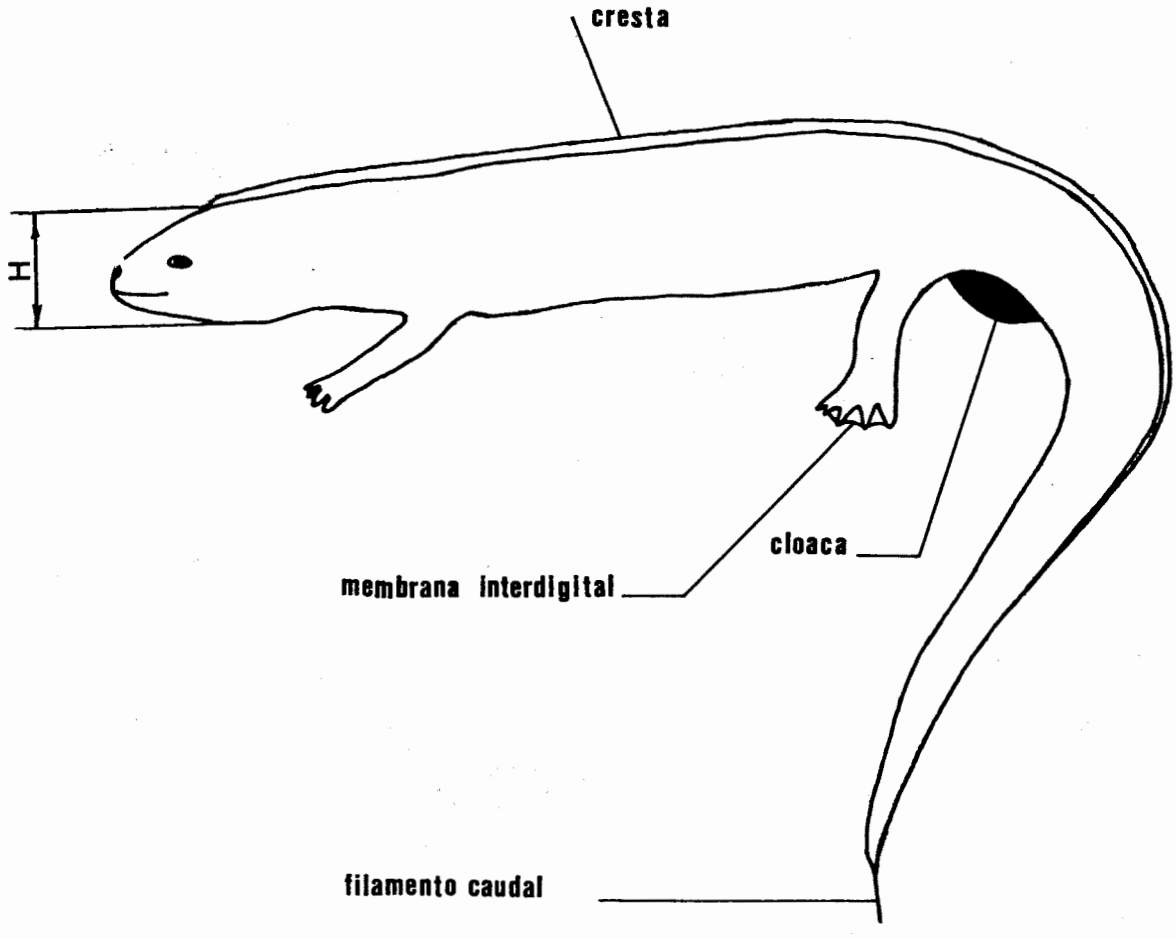


Fig. 3: Caracteres morfológicos de dimorfismo sexual del tritón palmeado.

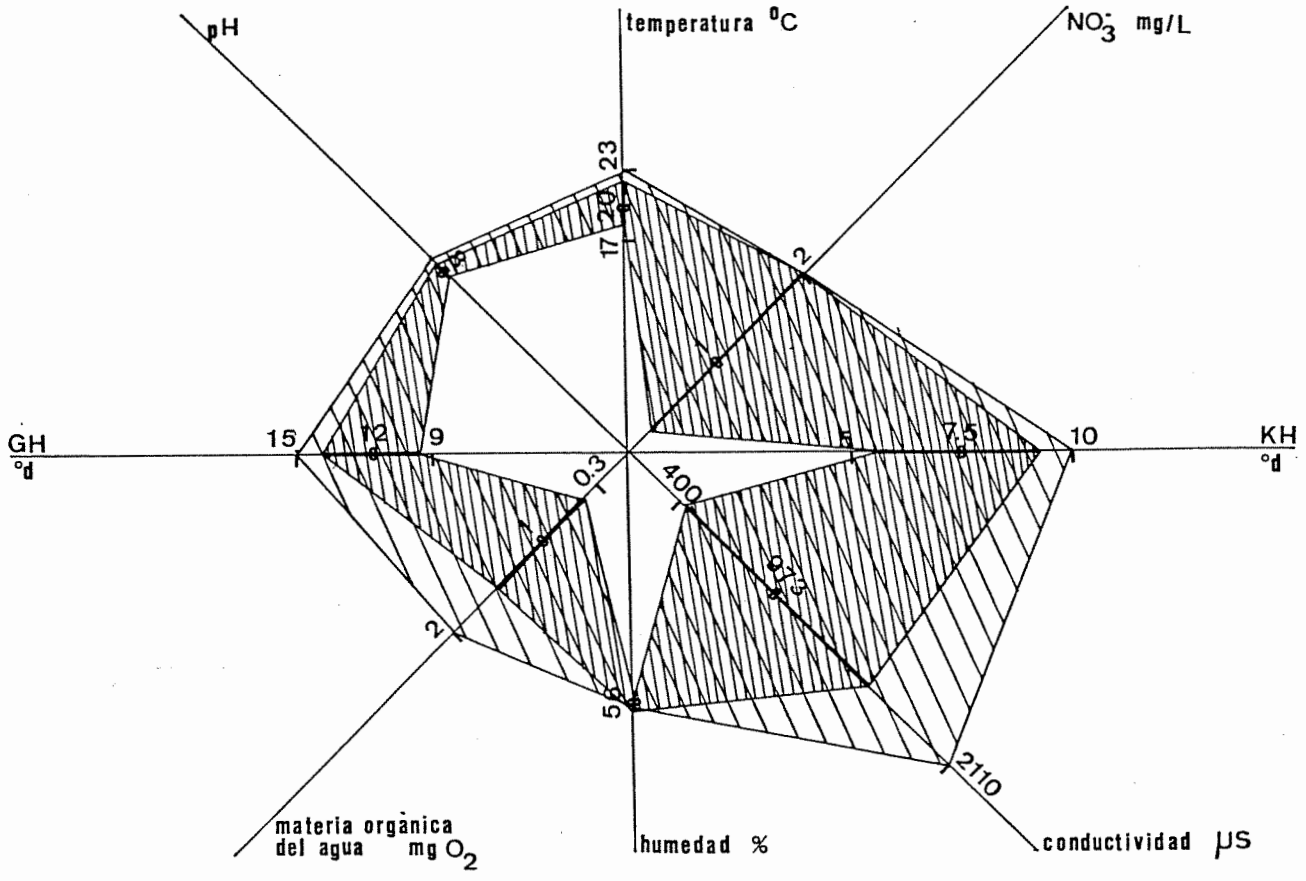


Fig. 4: Espectro ecológico del tritón palmeado según las condiciones mesológicas de las aguas de la zona minera de las Encartaciones. Valores medios, máximos, mínimos e intervalos de desviación típica de: temperatura, humedad, conductividad, pH, nitratos, dureza total (GH), dureza de carbonatos (KH) y materia orgánica disuelta en el agua. VERANO.

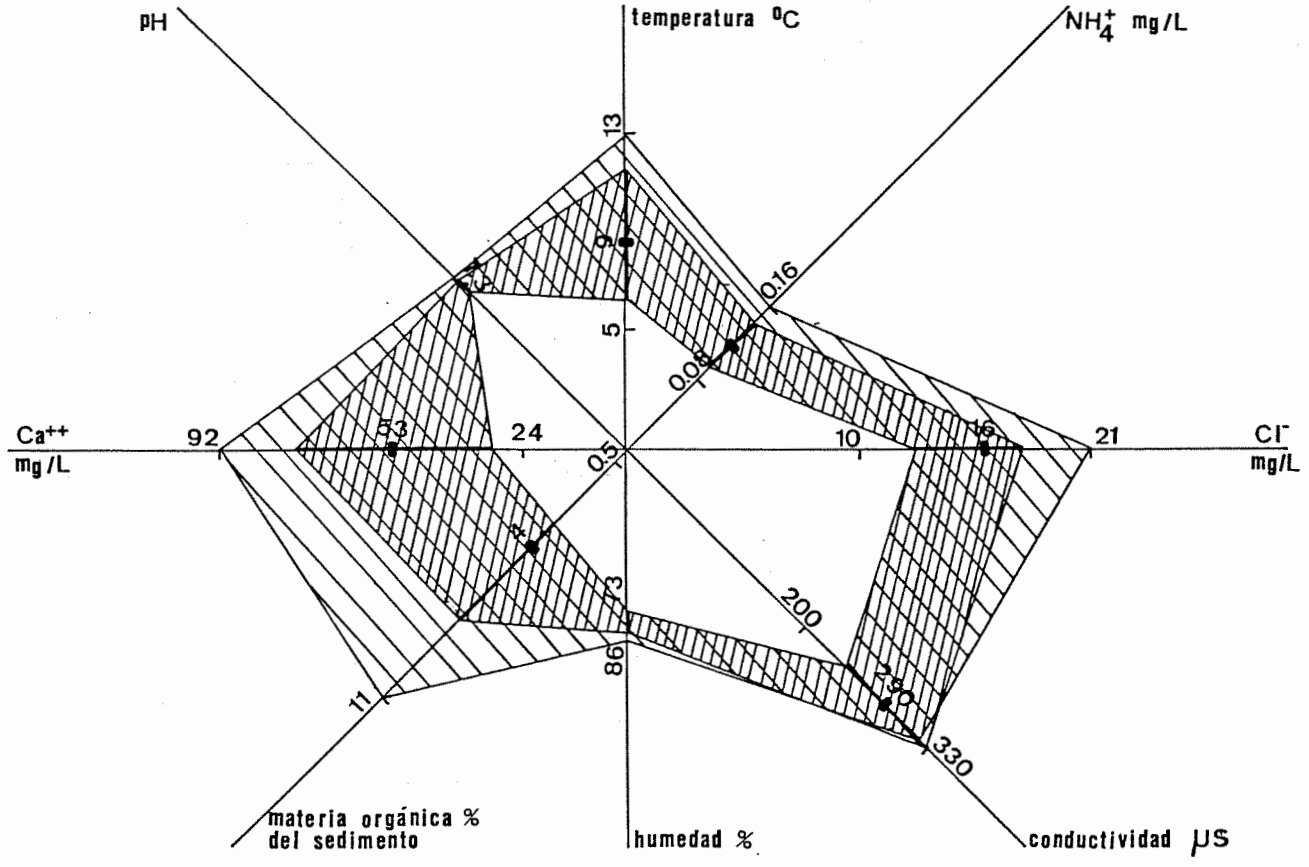


Fig. 5: Espectro ecológico del tritón palmeado según las condiciones mesológicas de las aguas de la zona minera de las Encartaciones. Valores medios, máximos, mínimos e intervalos de desviación típica de: temperatura, humedad, conductividad, pH, amoniaco, calcio, cloruros y materia orgánica del sedimento. INVIERNO.

RESULTADOS Y DISCUSION

1. Dimensiones

Como primeros datos del tamaño de nuestras poblaciones en las tablas 3 y 4 se dan las medias y sus correspondientes desviaciones típicas de los parámetros biométricos, por sexos separados para las dos poblaciones, siendo los individuos de la población, del Gorbea mucho más grandes que los de la zona minera. Por otra parte, en las tablas 12 y 13 se da la distribución de las longitudes totales en intervalos de 5 mm., destacando un gran dimorfismo biométrico entre ambas poblaciones; en la población A la clase más numerosa corresponde a la de 71-75 mm. para los machos y a la de 81-85 mm. para las hembras, mientras que en la población B la mayor abundancia se da en el intervalo 60-65 mm. para los machos y 66-70 mm. para las hembras. Dentro de estas clases deben incluirse individuos de edades aproximadas y unos pocos de edades diversas en estadios en que el crecimiento es pequeño. Los individuos más grandes capturados en la población A tienen una longitud de 71 mm. para los machos y 85 mm. para las hembras, y en la población B, 71 mm. para aquéllos y 78 mm. para éstas.

Se han calculado las correlaciones entre los pares de medidas para las dos poblaciones, que están expresadas en las tablas 5 y 6. En la población A la correlación más significativa se da entre los pares LT-LC y LT-P para los dos sexos entre LT-LEA para los machos , y LT-LCU, LT-L, LT-c.c y P-c.c para las hembras ($0{,}54 < r < 0{,}91$ – g.l = 9), lo cual indica que en las hembras la cola, la cabeza y el tronco aumentan proporcionalmente con el tamaño total del individuo. En los machos no existe significación en la correlación LT-LC, lo que puede deberse a un desarrollo desproporcional del filamento caudal cuyo tamaño fue incluido en la LT. Por el contrario en la población B sí existe correlación altamente significativa entre LT-LC para ambos sexos, no dándose entre LT-LCU para los machos. El peso del cuerpo y el peso de la gónada están también relacionados positivamente con la longitud total y la longitud de la gónada, respectivamente ($0{,}44 < r < 0{,}87$ – g.l machos = 18 – g.l hembras = 21). Los valores bajos de r se dan entre las correlaciones de LT con respecto a la longitud de las extremidades, la longitud, altura y anchura de la cabeza y la longitud y peso de las gónadas, lo cual puede deberse a la existencia de alometría, que haría que los pares de medidas se ajustaran mejor a una curva que a una recta.

TABLA III

PARAMETRO BIOMETRICO	X ± DS MACHOS	HEMBRAS
Longitud total mm. (LT)	68.45 ± 1.72	78.54 ± 4.84
Longitud del cuerpo mm. (LCU)	37.00 ± 2.14	42.45 ± 3.26
Longitud de la cola mm. (LC)	31.45 ± 1.57	42.45 ± 3.26
Longitud de las extremidades anteriores mm. (LEA)	15.45 ± 1.57	16.00 ± 1.00
Longitud de las extremidades posteriores mm. (LEP)	15.00 ± 0.77	15.00 ± 0.77
Peso del cuergo g (P)	1.57 ± 0.19	2.30 ± 0.44
Longitud de la cabeza mm (L)	9.04 ± 0.33	10.27 ± 0.44
Anchura de la cabeza mm (A)	7.09 ± 0.28	7.63 ± 0.48
Altura de la cabeza mm (H)	3.86 ± 0.32	3.95 ± 0.35
i.c = A/L x 100 %	86.57 ± 5.56	74.73 = 5.04
c.c = A x L x H mm.	240.54 ± 32.51	310.54 ± 39.49

n (machos) + 11; n (hembras) = 11

Tabla 3: Medias y desviaciones típicas de los parámetros biométricos más importantes tomados en los individuos de la población del Gorbea.

TABLA IV

PARAMETRO BIOMETRICO	X ± DS MACHOS	HEMBRAS
Longitud total mm. (LT)	63.95 ± 3.73	70.00 ± 4.22
Longitud del cuerpo mm. (LCU)	33.25 ± 1.91	37.65 ± 3.00
Longitud de la cola mm. (LC)	30.90 ± 4.00	32.39 ± 3.43
Longitud de las extremidades anteriores mm. (LEA)	13.25 ± 1.01	13.47 ± 1.03
Longitud de las extremidades posteriores mm. (LEP)	13.20 ± 1.05	13.43 ± 1.12
Peso del cuergo g (P)	1.25 ± 0.18	1.75 ± 0.37
Peso de la gónada mg (pg)	22.25 ± 10.44	109.00 ± 41.0
Longitud de la gónada mm (lg)	4.92 ± 1.47	17.66 ± 5.10

n (machos) = 20; n (hembras) = 23

Tabla 4: Medias y desviaciones típicas de los parámetros biométricos más importantes tomados en los individuos de la población de la zona minera.

TABLA V

VARIABLES	COEFICIENTE DE CORRELACION r-p MACHOS	HEMBRAS	SIGNIFICACION MACHOS	HEMBRAS
LT - LC	0.20 -> 0.1	0.84 -< 0.005	NO	SI
LT - LCU	0.69 -< 0.02	0.91 -< 0.001	SI	SI
LT - LEP	0.42 -> 0.1	0.25 -> 0.1	NO	SI
LT - LEA	0.54 -< 0.1	0.45 -> 0.1	SI	NO
LT - P	0.59 -< 0.1	0.58 -< 0.1	SI	SI
LT - A	0.46 -> 0.1	0.43 -> 0.1	NO	NO
LT - L	0.43 -> 0.1	0.64 -< 0.05	NO	SI
LT - H	0.28 -> 0.1	0.43 -> 0.1	NO	NO
L - A	0.04 -> 0.1	0.03 -> 0.1	NO	NO
L - H	0.06 -> 0.1	0.38 -> 0.1	NO	NO
A - H	0.14 -> 0.1	0.10 -> 0.1	NO	NO
LT - i.c	0.12 -> 0.1	0.06 -> 0.1	NO	NO
LT - c.c	0.39 -> 0.1	0.74 -< 0.01	NO	SI
c.c - i.c	0.36 - 0.1	0	NO	x
P - c.c	0.22 -> 0.1	0.71 -< 0.02	NO	SI
P - i.c	0.11 -> 0.1	0.26 -> 0.1	NO	NO
LT - i.c	0.12 -> 0.1	0.36 -> 0.1	NO	NO
i.c - c.c	0.36 -> 0.1	0	NO	x

Tabla 5: Valores de los coeficientes de correlación y su significación para la población del Gorbea.

TABLA VI

VARIABLES	COEFICIENTE DE CORRELACION r-p MACHOS	HEMBRAS	SIGNIFICACION MACHOS	HEMBRAS
LT - LC	0.87 -< 0.001	0.74 -< 0.001	SI	SI
LT - LCU	0.23 -> 0.1	0.61 -< 0.005	NO	SI
LT - LEP	0.28 -> 0.1	0.32 -> 0.1	NO	NO
LT - LEA	0.24 -> 0.1	0.34 -> 0.1	NO	NO
LT - P	0.45 -> 0.05	0.55 -> 0.01	NO	NO
pg - 1g	0.55 -< 0.02	0.44 -< 0.05	SI	SI
pg - P	0	0.30 -> 0.1	x	NO

x Cuando r = 0 la correlación entre las dos variables puede ajustarse a una curva en lugar de a una función lineal, lo cual se comprueba mediante los diagramas de dispersión de los valores.

Tabla 6: Valores de los coeficientes de correlación y su significación para la población de la zona minera.

TABLA VII

VARIABLES	ECUACIONES DE REGRESION MACHOS	HEMBRAS
LT - LC	LT = 61.169 + 0.232 LC*	LT = 16.899 + 1.708 LC
LT - LCU	LT = 46.737 + 0.587 LC	LT = 18.371 + 1.417 LC
LT - LEP	LT = 53.455 + 1.000 LEP*	LT = 53.545 + 1.667 LC*
LT - LEA	LT = 46.462 + 1.423 LEA	LT = 41.745 + 2.300 LEA*
LT - P	LT = 59.603 + 5.628 P	LT = 63.288 + 6.634 P
LT - A	LT = 48.600 + 2.800 A*	LT = 45.000 + 4.393 A*
LT - L	LT = 48.019 + 2.259 L*	LT = 6.208 + 7.042
LT - H	LT = 62.239 + 1.609 H*	LT = 53.500 + 6.333 H*
L - A	L = 9.400 − 0.050 A*	L = 10.000 + 0.036 A*
L - H	L = 8.793 + 0.065 H*	L = 8.222 + 0.519 H*
A - H	A = 6.587 + 0.130 H*	A = 8.222 − 0.148 H*
LT - i.c	LT = 71.799 − 3.863 i.c*	LT = 73.899 + 0.062 i.c*
LT - c.c	LT = 63.388 + 0.021 c.c*	LT = 50.302 + 0.091 c.c
c.c - i.c	c.c = 424.023 − 2.116 i.c*	c.c = 303.465 + 0.095 i.c*
P - c.c	P = 1.272 + 0.001 c.c*	P = −0.125 + 0.008 c.c
P - i.c	P = 1.251 + 0.004 i.c*	P = 0.618 + 0.023 i.c*

* Ecuaciones de regresión en las cuales la correlación entre las dos variables no es significativa ($p > 0,05$).

Tabla 7: Ecuaciones de regresión entre los pares de medidas adoptados. Población del Gorbea.

TABLA VIII

VARIABLES	ECUACIONES DE REGRESION	
	MACHOS	HEMBRAS
LT - LC	LT = 3.722 + 0.871 LC	LT = 42.684 + 0.850 LC
LT - LCU	LT = 48.10 + 0.477 LCU*	LT = 37.716 + 0.859 LCU
LT - LEP	LT = 51.99 + 0.906 LEP*	LT = 53.250 + 1.250 LEP*
LT - LEA	LT = 51.70 + 0.924 LEA*	LT = 50.443 + 1.454 LEA*
LT - P	LT = 52.35 + 9.247 P	LT = 58.840 + 6.380 P
pg - lg	pg = 2.691 + 3.971 lg	pg = 45.472 + 3.655 lg
pg - P	pg = 21.22 + 0.817 P*	pg = 50.706 + 0.033 P*

* Correlación no significativa ($p > 0,05$).

Tabla 8: Ecuaciones de regresión entre los pares de medidas adoptados. Población de la zona minera.

TABLA IX

y	x	log a		b	
		MACHOS	HEMBRAS	MACHOS	HEMBRAS
LC	LT	—	−0.35		1
LCU	LT	−5.77	−0.3	4	1
LEA	LT	−7.43	—	4.75	—
P	LT	7	−20.64	−4.65	11.22
L	LT	—	−2.73	—	2
c.c	LT	—	−5.15	—	4
P	c.c	—	−1.87	—	0.91

Tabla 10: Valores de los coeficientes alométricos entre los pares de medidas cuya correlación ha sido significativa. Población de la zona minera.

TABLA X

x	y	log a		b	
		MACHOS	HEMBRAS	MACHOS	HEMBRAS
LC	LT	−3.9	−4.02	3	3
LCU	LT	—	−5.79	—	4
P	LT	−12.64	−13.37	7.1	7.4
pg	lg	0.75	1.31	0.86	0.578

– No se ha calculado el crecimiento debido a que no existe correlación significativa entre los parámetros

Tabla 9: Valores de los coeficientes alométricos entre los pares de medidas cuya correlación ha sido significativa. Población del Gorbea.

TABLA XI

VARIABLES	t de Student - p	
	MACHOS	HEMBRAS
LT mm.	4.59 - < 0.001	5.00 - < 0.001
LCU mm.	6.27 - < 0.001	4.13 - < 0.001
LC mm.	1.56 - > 0.1	2.66 - < 0.02
LEA mm.	7.20 - < 0.001	6.83 - < 0.001
LEP mm.	16.5 - < 0.001	14.5 - < 0.001
P g	9.41 - < 0.001	14.8 - < 0.001

Tabla 11: Valores de la prueba t de Student entre las medias de las medidas más importantes de las dos poblaciones estudiadas.

TABLA XII

CLASES	MACHOS		HEMBRAS	
	No.	%	No.	%
60 - 65	0	0	0	0
66 - 70	10	9.1	1	9.1
71 - 75	1	90.9	3	27.27
76 - 80	0	0	2	18.18
81 - 85	0	0	5	45.45

Tabla 12: Número de individuos por sexo y tamaños ordenados de 10 en 10 milímetros que han sido capturados en el Gorbea.

TABLA XIII

CLASES	MACHOS		HEMBRAS	
	No.	%	No.	%
60 - 65	15	75	4	17.39
66 - 70	3	15	9	39.13
71 - 75	2	10	7	30.43
76 - 80	0	0	3	13.04
81 - 85	0	0	0	0

Tabla 13: Número de individuos por sexo y tamaños ordenados de 10 en 10 milímetros que han sido capturados en la zona minera.

2. Alometría

En el estudio del crecimiento de los anfibios como animales que crecen durante casi toda la vida, nos interesa conocer la proporción que guardan las medidas entre sí. De esta manera las distintas partes de un animal pueden crecer de manera proporcional al tamaño total o bien de forma alométrica; es decir, que al crecer no se guarden las mismas proporciones y ocurra un cambio en la forma del animal.

El crecimiento en general sigue una ley exponencial del siguiente tipo $y = bx^a$ (HUXLEY, 1972). Donde y es la variable independiente cuyo crecimiento hay que determinar y x la variable dependiente respecto a la cual se compara dicho crecimiento. Si a = 1 se tiene una recta que pasa por el origen y el crecimiento es isométrico. Cuando a es mayor que 1 el crecimiento de esta parte del cuerpo es mayor que aquella con la que se compara, obteniéndose una alometria positiva y, en el caso de que sea menor que 1, el crecimiento parcial seria menor y la alometría negativa.

En las tablas 9 y 10 se representan las alometrías de los pares de medidas cuya correlación ha sido significativa, habiéndose tomado en la mayoría de los casos como medida comparable fija la longitud total del cuerpo. Estas se han determinado calculando las regresiones de los logaritmos de cada medida con el de la parte del cuerpo considerada para un intervalo de confianza del 95%. En la población A presentan alometría positiva la longitud del cuerpo y del miembro anterior para los machos, y la longitud de la cabeza, c.c y el peso del cuerpo para las hembras, este último con un valor superior a 11. La longitud del cuerpo y de la cola tienen un crecimiento isométrico. Los machos tienen crecimiento alométrico negativo del peso del cuerpo respecto al tamaño total y a c.c. En la población B las alometrías positivas se dan en la longitud del cuerpo, la cola y el peso. El peso de la gónada mantiene un crecimiento inversamente proporcional respecto a su longitud. De todas las alometrías positivas las más altas corresponden al peso del cuerpo, lo cual se entiende en el sentido de que la mayor parte de la energía conseguida con el alimento la emplea en crecer y engordar, a excepción de los machos de la población del Gorbea, donde gran parte de esta energía nutritiva se invierte en el aumento de las reservas lipídicas de los cuerpos lúteos, ya que la gametogénesis parece ser más intensa en los habitats de altura debido a la menor duración del período de celo.

En estudios realizados sobre otros anfibios y reptiles se ha podido comprobar que casi todas las medidas presentan alometría cuando se pueden tomar con la suficiente precisión, variando solamente el grado en que aparece. Destacan en este campo los trabajos de LOPEZ-JURADO (1982) sobre **Bufo calamita** , PEREZ et al. (1979) sobre **Mauremys caspica** y de RAMO (1980) sobre **Podocnemis vogli**.

3. Dimorfismo sexual

Morfológicamente la diferenciación sexual en esta especie está determinada por cuatro aspectos principales: la cresta dorsal, la cloaca, la cola y los miembros posteriores. El macho presenta una cresta a lo largo de la columna vertebral, desde el nivel de los ojos hasta el extremo de la cola, donde alcanza su mayor elongación. En su lugar la hembra posee un surco de color pardo. El extremo de la cola de los machos está truncado verticalmente y en su centro desarrollan un filamento de 4 a 7 mm.. En las hembras ésta termina en punta roma. Aquéllos poseen durante el período de celo palmeaduras de color oscuro entre los dedos de las extremidades posteriores. Tienen también una cloaca más voluminosa, de color negro con unas dimensiones de 6 mm. de largo × 6 de ancho, mientras que los de los hombres es más reducida (4 mm. × 3 mm.) y de color claro.

Los parámetros biométricos más importantes muestran diferencias significativas entre ambos sexos. Comparando mediante un test X^2 de Pearson (SIEGEL, 1956) las distribuciones de las tablas 12 y 13 se comprueba que las hembras son más grandes que los machos (población A: $X^2 = 17{,}36$ g.l = 3; $p < 0{,}001$. Población B: $X^2 = 15{,}14$ g.l = 3; $p < 0{,}01$). Las hembras poseen también mayor peso de cuerpo (tA = 5,06 g.l = 20; $p < 0{,}001$. tB = 4.23 g.l = 41; $p < 0{,}001$). En la población B no se dan diferencias significativas entre las medidas lineales de la cabeza, L, H, A, sin embargo, las diferencias son muy altas entre los índices i.c (t = 5,23 g.l = 20; $p < 0{,}001$) y c.c (t = 4,51 g.l = 41; $p < 0{,}001$). Según se puede observar en la tabla 7 las relaciones de regresión existentes entre LT-c.c y P-c.c nos pueden servir como modelos para establecer la diferenciación sexual de la especie, incluso fuera del período reproductor, cuando las poblaciones se distribuyen por el medio terrestre y los caracteres sexuales secundarios se reabsorben en cierto grado. Ambas ecuaciones sólo son válidas en las hembras, ya que para los machos la correlación no es significativa.

4. Diferencia entre poblaciones

Comparando mediante un test de la t de Student los parámetros biométricos indicados en las tablas 3 y 4 se observa que las diferencias entre los valores medios son mucho más acusadas que entre los dos sexos de una misma localidad (tabla 11). De las medidas comparadas, solamente la longitud de la cola en los machos no presenta diferencias entre ambas poblaciones. También los individuos del Gorbea presentan una coloración mucho más clara y con manchas más pálidas que los de la zona minera. Este dimorfismo poblacional está sujeto a un gradiente de altitud, de tal manera que los individuos de la alta montaña son mucho más grandes y tienen una coloración críptica más llamativa que los de las zonas bajas. Y dado que en poblaciones de altitud intermedia a las aquí estudiadas no hemos encontrado medidas que difieren de las halladas en la zona minera de las Encartaciones, parece, pues, existir un clina altitudinal.

5. Autoecología

El tritón palmeado al igual que todos los salamándrinos ibéricos, a excepción del tritón pirenaico (**Euproctus asper**) es una especie limnófila, que ocupa preferentemente las aguas someras estancadas. Se encuentra también en ríos y arroyos. Nosotros lo hemos localizado en zonas de facies léntica en el arroyo Mendabide de la campa de Arraba donde la profundidad máxima es de 80 cm., conviviendo con **Rana temporaria temporaria** y con **Triturus alpestris cyreni**. Aunque son especies simpátricas la competencia es muy baja ya que, ocupan nichos diferentes. Con la rana bermeja el solapamiento detectado es nulo, mientras que con el tritón alpino es de un 10%. **Rana temporaria** se encontraba debajo de las piedras en zonas separadas o de facies lótica. **T.a.cyreni** ocupa las piedras con aguas quietas y **T.helveticus** se distribuye por la vegetación de las orillas. La densidad de tritón palmeado era mucho mayor que la de tritón alpino, el número de individuos capturados estaba en la proporción 4:1, respectivamente.

La diversidad cualitativa de la herpetofauna es mucho mayor en la zona minera, donde el tritón palmeado ocupa todo tipo de masa de agua; embalses, estanques y charcas de carácter permanente y temporal. En la tabla 14 se indican las dimensiones de estos biotopos acuáticos muestreados. La comunidad de vertebrados ligados al medio acuático está integrada por las siguientes especies: **Carassius auratus, Tinca tinca, Gasterosteus aculeatus leiurus, Rana perezi, Hyla arborea arborea, Alytes obstetricans obstetricans, Triturus marmoratus marmoratus, Natrix maura, Natrix natrix astreptop-**

hora, Alcedo atthis (en vías de extinción) y **Rattus novergicus** (esta especie ha aumentado sus efectivos territoriales y poblacionales debido a la creación de nuevos vertederos de basura en las cercanías de la zona). Entre estas especies se dan cadenas tróficas muy cerradas donde el tritón palmeado ocupa el eslabón de transición hacia los invertebrados acuáticos, ya que la alimentación de los anuros está constituida principalmente por animales de los medios terrestre y aéreo. Las culebras de agua y la rata común mantienen el control de las poblaciones de peces y batracios. Sin embargo, es la relación simpátrica con el tritón jaspeado la que trae consigo una fuerte agresión interespecífica entre ambas especies al ocupar el mismo habitat y tener funciones alimenticias similares, lo que se ha podido comprobar por el análisis de los contenidos estomacales; habiéndose determinado un solapamiento de hasta el 41%. El **Triturus marmoratus** constituye el principal depredador de **T. helveticus** en el medio acuático, lo cual se corrobora por el hallazgo de cuerpos enteros semidigeridos en los estómagos de aquél. Al mismo tiempo estas dos especies son fuertes predadores de las poblaciones de invertebrados acuáticos (principalmente ostracodos en invierno) y de las larvas de anuros.

El solapamiento de nichos entre ambas especies de tritones ha ocasionado un desplazamiento en los períodos reproductores, de tal manera que el tritón palmeado ocupa primero los medios acuáticos en el mes de octubre, mientras que el tritón jaspeado lo hace en diciembre, siendo también el primero en abandonar el líquido elemento hacia el mes de abril o mayo, en tanto que el tritón marmóreo no lo hace hasta julio o agosto e incluso algunas poblaciones permanecen durante todo el verano en los estanques. Durante este período de celo existe un intervalo de tiempo que corresponde a los meses de enero, febrero y marzo en el cual los solapamientos territoriales alcanzan su más alto nivel. En el mes de marzo se determinó la densidad específica en el estanque Arana, capturándose 17 individuos de **T.helveticus** (5 machos y 12 hembras) y 41 individuos de **T.marmoratus** (22 machos y 19 hembras), siendo las densidades de 0,13 individuos/m^2 y 0,31 individuos/ m^2, respectivamente.

El desfase temporal en la ocupación de los medios acuáticos asegura el desarrollo larvario de las dos especies, de tal manera que cuando el tritón marmóreo se introduce en el agua, la metamorfosis de las larvas de **T.helveticus** está ya muy avanzada; al mismo tiempo cuando éste abandona el medio líquido comienza la ovoposición y eclosión de los huevos de la primera especie. De hecho en los estómagos no se han encontrado larvas de ninguno de los dos tritones.

El análisis físico-químico de las aguas muestra las condiciones extremas entre el verano de 1985 y el invierno de 1986 para los estanques de la zona minera. La temperatura del agua en verano dio un valor medio de 17,5 °C (DS = 2,52) con un valor máximo de 20 °C y un mínimo de 14 °C, siendo el número de individuos de tritón palmeado encontrados nulo o escaso (los que permanecen lo hacen en aguas sombrías). En invierno la temperatura media arrojó un valor de 9,33 °C (DS = 1,9) con un valor máximo de 13 °C y un mínimo de 5,5 °C. También se encontraron tritones por debajo de las capas de hielo que se forman en las aguas someras, donde de acuerdo a la dilatación anómala del agua se encuentran entre 0 °C y 4 °C. Es precisamente la temperatura el factor más influyente en la actividad de **T. helveticus**, siendo más tolerante a las aguas frías, de ahí su distribución desde la alta montaña hasta el nivel del mar. En las zonas bajas donde las temperaturas veraniegas son altas esta especie abandona las aguas de exposición directa a los rayos solares para ocupar el medio terrestre, refugiándose en sitios húmedos, bajo piedras, en oquedades, en la vegetación y en simas, manteniendo estivación diurna y siendo activos por la noche.

La conductividad y el pH del agua arrojan valores altos. El agua tiende a tener carácter neutro en invierno (7,35 $\pm$ 0,16), acentuándose su alcalinidad en verano (8,28 $\pm$ 0,20). La conductividad también varía de 291 μ S (DS = 46,31) en invierno a 973,73 μ S (DS = 638,54) en verano. Estos valores altos de la conductividad y del pH se deben a la intensa mineralización del agua, mineralización caracterizada por una gran dureza total, 211,75 mg$CaCO_3$/l (DS = 39,73), siendo la dureza de carbonatos del orden de 134,25 mg$CaCO_3$/l (DS = 3,47). De hecho los grandes estanques son antiguos pozos mineros asentados sobre terreno calcáreo, de los cuales se extraía mineral de hierro y calcita (en la actualidad existe explotación y transformación intensiva de calcitas por parte de la sociedad AGRUMINSA de ALTOS HORNOS DE VIZCAYA).

La salinidad debida a los cloruros es muy baja no superando el 0,12‰, incrementándose en verano, 43,11 mgCl^- /l (DS = 7,5), en tanto que en invierno tiene un valor medio de 16 mg Cl^-/l (DS = 2,94). Cabe destacar que la salinidad no es un factor limitante de la distribución de esta especie, pues habita también en charcas de agua salobre. Otros factores determinantes de la salubridad de las aguas para la vida vertebrada son los compuestos nitrogenados, principalmente el amoníaco y los nitritos. El contenido en NH^+_4 en invierno dió una media de 0,12 mg/l (DS = 0,025) y los nitratos en verano dieron una media inferior a 1mg N_2O_5 /l (el NO^-_2 no pudo ser medido). Se sabe que —concentraciones de NH_3 superiores a 0,2 mg/l son letales para los peces (SMITH y PIPER, 1975), produciendo además una fuerte alcalinización del medio. Efectos similares se han determinado en algunos caudados (BANCROFT, 1984).

En la mayoría de los estanques el sedimento está formado principalmente por limo y en algunos se dan niveles de saturación de H_2S, lo cual se comprobó por el desprendimiento de este gas al ejercer presión sobre aquél. Su contenido en materia orgánica en invierno dio una media de 4,21% (DS = 3,45), con lo que se considera un sedimento rico en carbono. Por otra parte, la concentración de materia orgánica disuelta en el agua en verano era del orden de 1.054 mgO_2 /l (DS = 0,49).

Por último hay que señalar que las aguas en el arroyo Mendabide del Gorbea presentaban carácter oligotrófico, mientras que en los estanques de la zona minera son mesotróficos en invierno y eutróficos en verano. En las figuras 4 y 5 se representa el espectro ecológico del **Triturus helveticus** según las condiciones mesológicas de las aguas de dicha zona en verano y en invierno.

CONCLUSIONES

— El estudio biométrico de **Triturus helveticus** nos determina la existencia de una clina altitudinal entre las dos poblaciones de esta especie ubicadas en la zona minera de las Encartaciones y en el macizo de Gorbea, separadas linealmente entre sí una distancia de 40 Km. y con una diferencia entre las altitudes de las dos áreas de muestreo de 500 m. Esta especie sigue pues la regla de variación de Bergman, de acuerdo a la cual en las zonas y regiones frías hay tendencia a disminuir la superficie corporal en proporción con el peso y que en los animales endotermos tiene la función de conservación del calor de cuerpo. Sin embargo, en los urodelos este incremento de volumen pudiera ser debido a la influencia de la temperatura en el desarrollo larvario. Es decir, las condiciones climatológicas rigurosas frenan dicho desarrollo, de tal forma que muchas larvas no completan las metamorfosis hasta pasados uno o dos años, llegando a su fase terrestre con el consiguiente aumento de tamaño. **Triturus marmoratus** también se ajusta a la regla de Bergman, siendo el gradiente latitudinal el que trae consigo una variación en el volumen corporal, habiendo dado lugar el aislamiento genético a dos subespecies: **Triturus marmoratus marmoratus** en la región septentrional y **Triturus marmoratus pygmaeus** en el sur de la Península Ibérica.

— El análisis ecológico corrobora que el tritón palmeado es una especie eurioica, cuyo rango de tolerancia a las condicio-

nes abióticas es el más amplio de todos los demás salamándridos del País Vasco; habitando aguas oligotróficas de la alta montaña y en condiciones de eutrofia y contaminación en presas, estanques, charcas y zonas lénticas de arroyos y ríos hasta el nivel del mar. Se le ha llegado a encontrar en estanques cuya superficie estaba cubierta por manchas de grasa y aceite (GARCIA, 1985). De hecho se trata de una especie atlántica, ampliamente distribuida y de características higrofilas , cuyo área de distribución meridional está limitada principalmente por la aridez y por las altas temperaturas.

BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ, J.; BEA, A. y FAUS, J.M.; 1986. *Vertebrados de Alava, Vizcaya y Guipúzcoa.* Ed. Departamento de Política Territorial y Transportes del Gobierno Vasco. Vitoria. 406 p.p.

ALVAREZ, J.; BEA, A.; FAUS, J.M.; CASTIEN, E. y MENDIOLA, I.; 1985. *Atlas de los vertebrados continentales de Alava, Vizcaya y Guipúzcoa.* Ed. Departamento de Política Territorial y Transportes del Gobierno Vasco. Vitoria. 336 p.p.

ANDRADA, J.; 1980. *Guía de campo de los anfibios y reptiles de la Península Ibérica.* Ed. Omega. Barcelona. 159 p.p.

APHA-AWWA-WPCF.: 1975. *Standard methods for the examination of water and wastewater.* Ed. Joint Editorial Board. Washington, DC, 20036. 1193 p.p.

ARNOLD, E.N. y BURTON, J.A.; 1978. *Guía de campo de los reptiles y anfibios de España y de Europa.* Ed. Omega. Barcelona. 275 p.p.

BALLASINA, D.; 1984. *Anfibios de Europa.* Ed. Daimon. Barcelona. 137 p.p.

BANCROFT, L.S.; 1984. An introduction to the care and maintenance of neotonic urodeles. Jour. Inst..Animal. Techni, 32 (1): 21-30.

BEA, A.; 1978a. Introducción a la herpetofauna del País Vasco. I. Estribaciones de la Sierra de Aralar (Gaztelu, Guipúzcoa). Munibe, 30: 239-243.

BEA, A.; 1980b. Introducción a la herpetofauna del País Vasco . II. Datos bioclimáticos. Munibe, 33 (1-1): 115-154.

BEA, A.; 1981. Herpetofauna de Guipúzcoa. Estudio faunístico y relaciones con la climatología. Munibe, 33 (1-1): 119-154.

COCHRAN, D.M.; 1986. *Los anfibios.* Ed. Seix Barral. Barcelona. 212 p.p.

COLLOQUE Franco-Espagnol D'Herpetologie. Crónica y aspectos de mayor interés. P. Cent. pir. exp., 13: 17-142. JACA, 1982.

DIXON, W.; 1975. *Biomedical computer programs.* U.C.L.A. Los Angeles.

GARCIA, M.; 1985. *Los anfibios de España.* Ed. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. 287 p.p.

HUXLEY, J.; 1972. *Problems of relative growth.* Dover. Rub. Lond.

LOPEZ-JURADO, L.F.; 1982. Estudios sobre el sapo corredor (*Bufo calamita*) en el sur de España. I. Biometría. Doñana Acta Vert. 9: 53-69.

MARGALEF, R.; 1982. *Ecología.* Ed. Omega. Barcelona. 951 p.p.

MARTINEZ-RICA, J.P.; 1983. Atlas herpetológico del Pirineo. Munibe, 35 (1/2): 51-80.

MAZT, G. y VANDER, M.; 1979. *Guía del terrario.* Técnica, anfibios y reptiles. Ed. Omega. Barcelona. 346 p.p.

MIRO, I.; 1976. *Anfibios y reptiles de Vizcaya.* Colección temas vizcaínos, 17. Ed. Caja de Ahorros de Vizcaya. Bilbao. 55 p.p.

ORR, R.T.; 1978. *Biología de los vertebrados.* 4 edición. Ed. Nueva editorial interamericana. Cedro 512. México 4, D.F., México. 545 p.p.

PARKER, H.W. y BELLAIRS, A.; 1971. *Los anfibios y reptiles.* 1. versión española. Ed. Destino (1975). 423 p.p.

PARKER, R.E.; 1981. *Estadística para biólogos.* 2 edición. Ed. Omega. Barcelona. 136 p.p.

PEREZ, M.; COLLADO, E. y RAMO, C.; 1979. Crecimiento de *Mauremys caspica leprosa* (Schweigger, 1812) (Reptilia, Testudines) en la reserva biológica de Doñana. Doñana Acta Vert. 6 (2): 161-178.

RAMO, C.; 1980. Biología del galápago (*Podocnemis vogli*) en el Hato del Frío, Llanos de Apure, Venezuela. Tesis doctoral no publicada. Univ. de Navarra.

ROBERTS, R.J.; 1981. Patología de los peces. Ed. Mundi-prensa, Madrid. 365 p.p.

SALVADOR, A.; 1985. *Guía de campo de los anfibios y reptiles de la Península Ibérica, Islas Baleares y Canarias.* Ed. Unigraf. Fuenlabrada. Madrid. 212 p.p.

SNEDECOR, G. y COCHRAN, W.; 1967. *Statistical methods..* Iowa St. Univ. Iowa.

SOKAL, R. y ROHLF, F.; 1969. *Biometry.* Freeman Co. San Francisco.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya
Nº XVI, 1987

RESULTADOS PROGRAMA ABRA: EQUINODERMOS

Iñaki Arteche Irueta (1)

RESUMEN

Se exponen los resultados, para el grupo de los equinodermos, del estudio biocenótico llevado a cabo en el Abra de Bilbao y zonas adyacentes.

Para cada especie se dan las características bionómicas de la zona donde han sido halladas y se comparan con los datos obtenidos por otros autores.

Se confirma la presencia de **Pentacucumis planci, Pawsonia saxicola** y **Echinaster sepositus** en la Cornisa Cantábrica, especies que no eran encontradas en el Atlántico Norte español desde principios de siglo.

RESUME

Les résultats, pour les echinodermés, de l'étude biocénotique effectué dans l'Abra de Bilbao et zones proches sont exposées ici.

Pour chaque espèce on indique les caractéristiques du milieu où elles ont été trouvées. En plus on comparé nos observations aux donnés obtenues par d'autres auteurs.

La presence dans l'Atlantique Nord de l'Espagne de **Pentacucumis planci, Pawsonia saxicola** et **Echinaster sepositus** est confirmée parce qu'elles n'etaient pas trouvées depuis l'entré de cette siécle.

LABURPENA

Bilboko Abra eta albo-eskualdetako azterketa biozenotikoaren emaitzak azaldu dira, ekinodermatuei dagokiela.

Aurkitu izan direneko aldeko ezangarri bionomikoak adierazi dira espezie bakoitzerako, eta bai beste autorek lorturiko datuekin komparatu ere.

Besterik itsasertz kantauriarreko **Pentacucumis planci, Pawsonia saxicola** eta **Echinaster sepositus** espezieen presentzia egiaztatu da, zeintzuak, lpar Atlantiko espainiarrean ez bait dira aurkitu mende honen hasieratik.

PALABRAS CLAVES: **Echinodermata**, Distribución, Estuario, Costa Vasca, Golfo de Vizcaya.

MOTS CLE: **Echinodermata**, Distribution, Estuaire Côte Basque, Golfe de Biscaye.

(1) Dpto. de Biología (Zoología). Facultad de Ciencias Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 BILBAO.

INTRODUCCION

Durante los años 1983 y 1984 se ha realizado un estudio biocenótico de las comunidades marinas y estuarinas de macroinvertebrados bentónicos del estuario del Nervión-Ibaizábal, que ha dado como resultado una importante ampliación del conocimiento de la fauna de invertebrados de la costa atlántica española en general y de la costa vasca en particular (SAIZ y col., 1985; ALVAREZ y col., 1985, ISASI, 1985; ARRESTI, 1985; RALLO y cols., 1985).

A pesar de lo limitado del área investigada, se han identificado un total de 474 especies (RALLO y cols., 1985), perteneciendo 19 de ellas al grupo de los equinodermos. Este número es bastante alto si lo comparamos con los resultados obtenidos por otros autores en distintos lugares de la costa atlántica española (ver entre otros MIGUEZ, 1978; OLASO, 1980).

MATERIAL Y METODOS

Con objeto de abarcar un amplio espectro de habitats, y por lo tanto de especies, se realizaron tres tipos de muestreos:

— **Muestreo en sustrato blando** (fig. 1)

Se muestrearon 22 estaciones distribuidas en 5 transectos, cuatro de ellos en el interior del estuario y el quinto externo y paralelo a la línea de costa. Hay que advertir aquí que en la fig. 1 tan sólo aparecen señaladas aquellas estaciones donde aparecieron representantes del **Phylum ECHINODERMATA**.

Este muestreo fue realizado con ayuda de una draga de tipo Van Been, de acuerdo con los métodos expuestos por ELEFHERIOU y HOLME (1984).

— **Muestreo en sustrato duro intermareal** (fig. 1)

Se realizaron transectos lineares en 9 estaciones situadas en ambas márgenes de la desembocadura de la ría y a diferente distancia de la misma.

Las muestras fueron obtenidas bien mediante un rascado de 40 × 40 cm. en diferentes niveles del transecto, o bien, dadas las características del grupo, mediante un muestreo visual cualitativo. Este último método proporcionó interesantes aportaciones al catálogo como se verá más adelante.

— **Muestreo en sustrato duro sublitoral** (fig. 1)

Este tipo de muestreo se llevó a cabo mediante inmersión con escafandra autónoma en 6 estaciones, dos de ellas en el exterior del estuario.

En cada una de ellas se marcaron transectos perpendiculares a la costa, mediante un cabo lastrado y marcado metro a metro, de 100 mts. de longitud. Las muestras fueron tomadas de acuerdo con las técnicas expuestas en GAMBLE (1984).

La nomenclatura utilizada para el sistema litoral es la propuesta por LEWIS (1964).

Los resultados se presentan desde el punto de vista específico y por estaciones.

RESULTADOS

Se han identificado un total de 19 especies pertenecientes a 15 familias de las clases ASTEROIDEA, OPHIUROIDEA, ECHINOIDEA y HOLOTHUROIDEA, y cuya posición sistemática es la que sigue:

Clase ASTEROIDEA
- Orden Spinulosa
  - Fam. Asterinidae
    - **Asterina gibbosa** (PENNANT, 1777)
  - Fam. Echinasteridae
    - **Echinaster sepositus** (RETZIUS, 1783)
- Orden Forcipulata
  - Fam. Asteriidae
    - **Marthasterias glacialis** (LINNEO, 1758)
- Orden Phanerozonia
  - Fam. Astropectinidae
    - **Astropecten irregularis** LINCK, 1733

Clase OPHIUROIDEA
- Orden Ophiurae
  - Fam. Amphiuridae
    - **Amphiura filiformis** (O.F. MULLER, 1776)
    - **Amphipholis squamata** DELLE CHIAJE, 1829
  - Fam. Ophiodermatidae
    - **Ophioderma longicauda** (RETZIUS, 1805)
  - Fam. Ophiuridae
    - **Ophiura albida** FORBES, 1839
    - **Ophiura ophiura** (LINNEO, 1758)
  - Fam. Ophiothrichidae
    - **Ophiothrix fragilis** (ABILDGAARD, 1789)

Clase ECHINOIDEA
- Orden Camarodonta
  - Fam. Echinidae
    - **Paracentrotus lividus** (LAMARCK, 1816)
    - **Psammechinus miliaris** (GMELIN, 1788)
  - Fam. Toxopneustidae
    - **Sphaerechinus granularis** (LAMARCK, 1816)
- Orden Clypeastroida
  - Fam. Fibulariidae
    - **Echinocyamus pusillus** (O.F. MULLER, 1776)
- Orden Spatangoidea
  - Fam. Loveniidae
    - **Echinocardium cordatum** (PENNANT, 1777)

Clase HOLOTHUROIDEA
- Orden Aspidochirota
  - Fam. Holothuriidae
    - **Holothuria forskali** DELLE CHIAJE, 1823
- Orden Dendrochirota
  - Fam. Cucumariidae
    - **Pawsonia saxicola** (BRADY y ROBERTSON, 1871)
    - **Pentacucumis planci** (BRANDT, 1835)
- Orden Apoda
  - Fam. Synaptidae
    - **Labidoplax digitata** (MONTAGU, 1815)

BIOLOGIA DE LAS ESPECIES

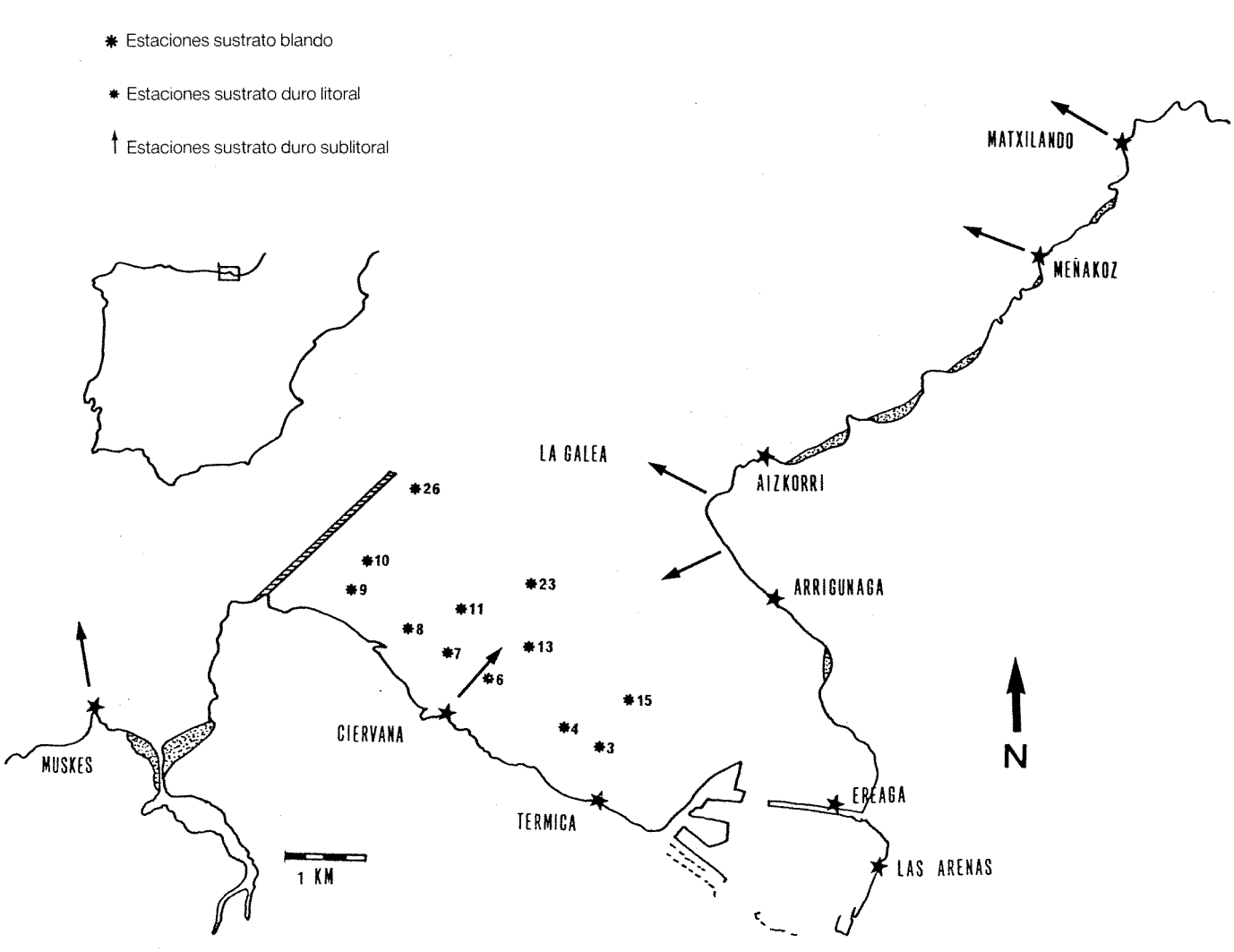
Asterina gibbosa, PENNANT, 1777

Se han capturado dos individuos en el nivel intermareal de la estación de Muskes y otro en Meñacoz, también en el intermareal. r= 7–9, R= 16–18. En el Mediterráneo ha sido considerada como característica de la biocenosis de diques portuarios muy polucionados (LEDOYER, 1968), pero en el área investigada ha sido encontrada sobre sustratos duros con algas fotófilas, al igual que ocurre en la Bahía de Almería (RODRIGUEZ e IBAÑEZ, 1976) y en la costa guipuzcoana (ANGULO y cols., 1978).

MIGUEZ (1978) la cita en los niveles meso e infralitoral, sobre piedras y guijarros.

Fig. 1. Estaciones de muestreo en el Abra de Bilbao

(UTM 30TVN99; 30TVP90)



Echinaster sepositus, (RETZIUS, 1783)

El único ejemplar se encontró sobre una roca a 20-25 mts. de profundidad en la estación de Muskes.

En vivo presentaba un color rojo muy intenso y sus dimensiones eran R= 101, r= 14 mm.

Según LEDOYER (1968) muestra preferencia por los sustratos duros, lo que coincide con nuestro registro, pero tanto TORTONESE (1965) como RODRIGUEZ e IBAÑEZ (1976) la encuentran sobre sustratos variados.

LOPEZ-IBOR y cols. (1982) la encuentran en sustratos duros infralitorales, tanto en paredes sombrías como en superficies bien iluminadas.

Marthasterias glacialis, (LINNEO, 1758)

Ha sido encontrada en el intermareal de Muskes y es conocida también en el de Meñacoz, donde además ha sido capturada en el sublitoral. Entre 5 y 7 mts. de profundidad se ha capturado en La Galea (1 ej.), Ciérvana (1 ej.) y Punta Muskes (3 ej.), siempre sobre sustratos rocosos con algas fotófilas o incrustantes.

Uno de los ejemplares, de color marrón, posee únicamente tres brazos de casi 13 mm. de longitud, con un diámetro del disco de 4 mm.. El resto, de colores naranjas o verdes, no sobrepasa los 20 cm. de R.

Esta especie habita sobre fondos coralígenos, detríticos y

fangosos (TORTONESE, 1965), en los niveles infra y circalitoral (RODRIGUEZ e IBAÑEZ, 1978). LOPEZ-IBOR y cols. (1982) la encuentran en sustratos rocosos en lugares protegidos de la luz.

Astropecten irregularis, LINCK, 1733

Ha sido capturado un ejemplar en un fondo de arena, a 20 mts. de profundidad, en las inmediaciones de Ciérvana.

El ejemplar presenta una única espina en cada placa marginodorsal, lo que nos hace incluirla en la subespecie **A. irregularis typicus**. R= 50 mm., r= 15 mm.

Según KOEHLER (1921) se la encuentra en los fondos fangosos y sobre las playas arenosas, y CHERBONNIER (1951) la cita en la arena.

TORTONESE (1965), para la variedad **penthacantus**, la cita en fondos fangosos principalmente, pero también sobre la arena y fondos con Halarachnion. RODRIGUEZ e IBAÑEZ (1978) para la misma variedad, la encuentran en la biocenosis de fondos detríticos costeros y en la de fangos terrígenos costeros.

Amphiura filiformis (O.F. MULLER, 1776)

Dos individuos han sido recogidos en la estación 9, uno en otoño y otro en primavera.

Según TORTONESE (1965), esta especie convive con **E. cordatum, A. chiajei** y el bivalvo **Abra alba**, en el área investigada se ha encontrado junto a los moluscos **Nucula nucleus,** y **Axilus croulinensis**, en sustratos arenosos con una ligera proporción de arcillas y limos.

RIVERA GALLO (1927) la cita en fondos arenosos, entre algas y Posidonia, y MONTEIRO (1979) la cita como especie acompañante en la biocenosis de fangos terrígenos costeros. Ha sido encontrada también en el fango arenoso de una gruta submarina (MONTEIRO, 1981).

Amphipholis squamata (DELLE CHIAJE, 1829)

Ha sido encontrada en Matxilando (5 ej.) y Ciérvana (2 ej.) en el nivel de mareas, aunque sin duda se encuentra más repartida en las inmediaciones del Abra de Bilbao. El tamaño de los ejemplares no sobrepasó los 2 mm. de diámetro del disco.

Según TORTONESE (1965), habita sobre un variado tipo de sustratos (fondos arenosos, praderas de Posidonia, Caulerpa, etc.) RIVERA GALLO (1927) la cota entre las piedras, entre algas, en conchas vacías, fango, arena,...). En el Abra, todos los ejemplares fueron encontrados en grietas de rocas con abundante material detrítico.

Ophioderma longicauda (RETZIUS, 1805)

Es uno de los ofiuroideos más abundantes en el área investigada en lo que número de individuos se refiere. Ha sido encontrada en Muskes y Ciérvana, entre los 5 y 12 mts. de profundidad.

Como dato anecdótico destaca el hallazgo en Muskes, a 6 mts. de profundidad, de un ejemplar con una bursa genital a cada lado del brazo, en contraposición a las dos que son habituales en la especie. El tamaño de todos los ejemplares estaba por debajo de su talla máxima (25 mm. de diámetro del disco).

RIVERA GALLO (1927) cita la especie como habitante de fondos rocosos, entre las grietas de las rocas y RODRIGUEZ e IBAÑEZ (1976) la capturan en una facies de fondos detríticos costeros , con abundantes restos de fanerógamas. En nuestro caso, todos los ejemplares provienen de fondos rocosos con algas fotófilas, y aparecieron siempre abrigadas en las grietas de las rocas.

Ophiura albida, FORBES, 1839

Doce individuos de esta especie han sido capturados en la estación 26 y otro en la 7, sobre los 25 mts. de profundidad en sustratos fangosos y arenosos.

En este tipo de sustrato es encontrada también por RIVERA GALLO (1927). TORTONESE (1965) afirma que habita en un variado tipo de fondos (arena fangosa, fondos de Posidonia, Caulerpa, etc) y CHERBONNIER (1951) la cita en sustratos pedregosos, arenas y fondos con restos de conchas.

Ophiura ophiura (LINNEO, 1758)

Dos individuos han sido capturados frente a Ciérvana, durante un arrastre de prueba sobre un fondo de arenas y fangos.

Los ejemplares miden 9 y 12 mm. de diámetro del disco con una longitud de los brazos de 24 y 47 mm. respectivamente.

El sustrato sobre el que ha sido recogida coincide con los datos de RIVERA GALLO (1927), aunque según TORTONESE (1965) puede habitar también fondos arenosos con algas (Halarachnion, Caulerpa, etc.) y con Peyssonnelia. CHERBONIER (1951) la cita en sustratos pedregosos.

Ophiothrix fragilis (ABILDGAARD, 1789)

Ha sido encontrada en el litoral y en el sublitoral de Meñacoz, Muskes y Ciérvana, hasta los 12 mts. de profundidad.

Aunque ha sido considerada como indicadora de sustratos duros (LEDOYER, 1968), se la puede encontrar en todo tipo de fondos (detríticos, arenosos, fangosos, coralígenos, praderas de Posidonia y Caulerpa, e incluso como endobiontes y epibiontes de ascidias y esponjas) (TORTONESE, 1965).

En Murcia, LOPEZ-IBOR y cols. (1982) la encuentran en los rizomas de Posidonia, y LEDOYER (1968) la cita en grutas submarinas oscuras.

Paracentrotus lividus (LAMARCK, 1816)

Es el equinodermo más abundante, tanto en el litoral como en el sublitoral del Abra de Bilbao, encontrándose hasta 20 indiv./mt.cuadrado en el litoral de Ciérvana.

Ha sido encontrado en Muskes, Térmica, Aizkorri, Meñakoz, Matxilando y La Galea, tanto en el intermareal como en el sublitoral, en sustratos rocosos y generalmente inclinados, y con abundantes algas incrustantes (**Litophyllum incrustans**), al igual que ocurre en Galicia (MIGUEZ, 1978).

Según TORTONESE (1965) es una especie típicamente sublitoral, que habita los fondos coralígenos, con Halarachnion y **Pleyssonnelia polymorpha**, praderas de Posidonia, etc. LOPEZ-IBOR y cols. (1982) la encuentran entre las comunidades de algas fotófilas y en menor número sobre las praderas de Posidonia.

Psammechinus miliaris (GMELIN, 1788)

Según la bibliografía consultada esta especie únicamente había sido citada en la Cornisa Cantábrica en Santander

(CLARK, 1925), aunque es frecuente en las costas gallegas (MIGUEZ, 1978; OLASO, 1980; ROMAN y PEREZ, 1982) y portuguesas (NOBRE, 1931; 1937; CUMANO, 1934).

En el Abra de Bilbao se ha encontrado en el intermareal de Muskes y en el infralitoral de Muskes, Meñacoz y Punta Lucero. Esta última estación corresponde a un punto interior del espigón del superpuerto, y la muestra se recogió a 17 mts. de profundidad.

En todos los casos el sustrato fue de tipo rocoso con abundantes algas fotófilas, encontrándose a veces debajo de las piedras, tal y como menciona MORTENSEN (1927).

Destaca la aparición de esta especie en el intermareal, nivel que suele estar ocupado por **P. lividus**.

Sphaerechinus granularis (LAMARCK, 1816)

Es una especie muy frecuente en todo el litoral peninsular, pese a lo cual en el área investigada sólo se ha encontrado un pequeño ejemplar (aproximadamente 4-5 cm. de diámetro del ámbito), a 9 mts. de profundidad.

Según MORTENSEN (1927), es especialmente frecuente entre Zoostera. TORTONESE (1965) la cita también en praderas de Posidonia, fondos coralígenos y fondos arenosos con Lithothamnium y Peyssonnelia. LEDOYER (1968) la considera indicadora de sustratos de gravas y guijarros.

En Murcia, LOPEZ-IBOR y cols. (1982) la encuentran en fondos rocosos y ocasionalmente en las praderas de Posidonia y RODRIGUEZ e IBAÑEZ (1976), en Almería la citan en sustratos detríticos circalitorales.

Echinocyamus pusillus (O.F. MULLER, 1776)

Se ha capturado un ejemplar vivo en el sublitoral de Ciérvana, a 6 mts. de profundidad y en sustrato rocoso, lo que no es habitual en la especie.

KOEHLER (1921) la cita en los límites de las praderas de fanerógamas, sobre arena conchífera y sobre gravas con briozoos y LEDOYER (1968) y PERES y PICARD (1964) sobre fondos detríticos costeros.

TORTONESE (1965) la considera común en fondos con Caulerpa, Peyssonnelia y Halarachnion y MORTENSEN (1927) la cita como común en fondos de arenas y fangos en aguas poco profundas.

Echinocardium cordatum (PENNANT, 1777)

Un ejemplar de esta especie ha sido encontrado en Ciérvana, sobre sustrato rocoso.

Toda la bibliografía consultada la cita como habitante de arenas (KOEHLER, 1921; MORTENSEN, 1927; TORTONESE, 1965), arenas fangosas (LOPEZ-IBOR y cols., 1982) y arenas finas superficiales con **Tellina tenuis** (PERES y PICARD, 1964), aunque TORTONESE (1965) afirma que raramente, puede aparecer en fondos duros, entre las algas.

Holothuria forskali (DELLE CHIAJE, 1823)

Un ejemplar de esta especie ha aparecido en Ciérvana, a 9 mts. de profundidad, aunque se conoce su existencia, por otras campañas, en el sublitoral de Muskes.

Según KOEHLER (1921) se la encuentra en fondos coralígenos y praderas de fanerógamas. LOPEZ-IBOR y cols. (1982) la citan en fondos rocosos y los fondos arenosos que rodean a estos y MIGUEZ (1978) sobre bancos de arena en lugares protegidos de la luz en los niveles meso e infralitoral. Nuestro ejemplar se encontraba en un fondo rocoso en una zona con manchas de arena y fango.

Pawsonia saxicola (BRADY y ROBERTSON, 1871)

En el Abra de Bilbao es conocida en el sublitoral de Matxilando y Meñacoz, siempre en depósitos fangosos entre las rocas, lo que coincide con los datos de MORTENSEN (1927) y CHERBONNIER (1951).

LOPEZ-IBOR y cols. (1982) la encuentran entre los rizomas de Posidonia y KOEHLER (1921) en rocas de los niveles meso e infralitoral.

Pentacucumis planci (BRANDT, 1835)

Ha sido encontrada en el sublitoral de Ciérvana (9 ej.) y Muskes (5 ej.), así como en el intermareal y sublitoral de Meñacoz, siempre en fondos rocosos.

CHERBONNIER (1951) la cita en fondos con restos de conchas y briozoos. Según KOEHLER (1921) y MORTENSEN (1927) prefiere los fondos fangosos. Nuestros ejemplares aparecieron en el fango situado en las grietas de las rocas, en un campo de Gelidium y en un fondo rocoso con abundancia del plumulárido **Gymnamgium montagui**.

Labidoplax digitata (MONTAGU, 1815)

5 ejemplares de esta especie han sido capturados en las estaciones 3 (1 ej.), 4 (1 ej.) y 6 (3 ej.), siempre en sustratos arenosos y fangosos. En este tipo de sustratos la encuentran también MORTENSEN (1927), CHERBONNIER (1951) y TORTONESE (1965).

SUSTRATO DURO. LITORAL

Un total de 6 especies de equinodermos (**O. fragilis, A. squamata, A. gibbosa, M. glacialis, P. lividus,** y **P. miliaris**) han sido capturados en el nivel intermareal de la zona investigada, habiendo sido encontrados representantes del Phylum en seis de las nueve estaciones muestreadas.

Las estaciones donde no se han encontrado equinodermos (Las Arenas, Ereaga y Arrigunaga), corresponden a zonas de una alta contaminación aparente, aunque su ausencia puede ser debida también a un descenso de la salinidad, puesto que son las estaciones más cercanas a la desembocadura del Río Nervión.

Todas las estaciones muestreadas pertenecen a la categoría de "expuestas", a excepción de Matxilando y Muskes que pueden ser consideradas como "muy expuestas".

AIZCORRI

Se distinguen en esta estación dos horizontes, el primero entre el límite inferior de las mareas y los 2,5 m., de **Gelidium pusillum.** A continuación, entre 2,5 y 4 m. aparece un cinturón de **B. minima.**

En esta estación únicamente apareció la especie **P. lividus** en el horizonte de **G. pusillum.**

MEÑACOZ

Se pueden distinguir 3 horizontes, el primero de los cuales se sitúa entre los 0 y 1 m. y está formado por el alga **Corallina officinalis.** Entre 1 y 3 m. aparece un horizonte de **C. stellatus** al que sigue entre 3 y 4 m. un cinturón de **B. minima.**

Tan solo se ha capturado la especie **P. lividus** en el horizonte de Corallina pero campañas anteriores y algunos muestreos cualitativos paralelos hacen de Meñacoz una de las estaciones más ricas en los que a la diversidad del grupo se refiere, puesto que se conocen las especies **O. fragilis, A. squamata, M. glacialis, P. planci y P. saxicola,** todas ellas encontradas en el límite inferior de la marea.

MATXILANDO

Se distinguen 4 horizontes, entre 0 y 1 mt. un cinturón de **C. officinalis** al que sigue entre 1 y 3 mts un horizonte de **C. stellatus**. A continuación, entre 3 y 4,5 mts. aparece un horizonte de **B. minima** y entre 4,5 y 6,5 el de **Verrucaria-Littorina neritoides**.

Abunda mucho **P. lividus** y se han encontrado también cinco individuos de **A. squamata**, ambas especies en el horizonte de Corallina.

TERMICA

Se distinguen en esta estación cinco horizontes, entre 0 y 1 mt. aparece un horizonte de Ceramiáceas, principalmente del gen. **Ceramium**. A continuación, entre 1 y 2 mts. un cinturón de **Corallina** algo difuso, al que sigue un horizonte de **C. stellatus** (entre 2 y 4 mts.). Inmediatamente por encima, entre 4 y 4,5 mts, una zona de **B. minima**, y por último, desde los 4,5 a los 7 mts. aparecen manchas de **Verrucaria** y **L. neritoides**.

Unicamente aparece **P. lividus**, muy pequeños y dispersos, en el horizonte de Ceramiáceas.

CIERVANA

Se distinguen 4 horizontes, desde el límite inferior de mareas hasta 1 mt. por encima de éste, se encuentra una franja de **Mytilus**-Ceramiáceas. A continuación, entre 1 y 2,5 mts. un horizonte de **Mytilus-C. officinalis** y por encima de éste, hasta los 4,5 mts. una zona de **Verrucaria** y **L. neritoides**.

Abundante **P. lividus** (hasta 20 individuos por metro cuadrado), y varios ejemplares de **O. fragilis** y **A. squamata**, ambas especies en el horizonte de Ceramiáceas.

MUSKES

Se pueden distinguir 4 horizontes, entre 0 y 1,5 mts. una zona de **Pterosiphonia complanata** y **Lithothamnia** (fundamentalmente **Lithophyllum incrustans**), seguida entre 1,5 y 3 mts. de un horizonte de **Corallina**. Entre los 3-4 y 5 mts. de la zona eulitoral aparece un horizonte de **C. stellatus** y por último, por encima de los citados anteriormente, un horizonte de líquenes (**Verrucaria**) y **L. neritoides** que alcanza los 6,5 mts. por encima del límite inferior de mareas.

Es la estación con mayor número de especies de equinodermos, habiendo sido encontradas. **A. gibbosa, O. fragilis, P. miliaris, P. lividus y M. glacialis,** todas ellas en el horizonte de **P. complanata.**

Hay que destacar la presencia en el intermareal de **P. miliaris** ya que esta especie suele ocupar niveles más bajos.

En conjunto, la especie más abundante en el intermareal de la zona estudiada es **P. lividus,** que se encuentra en todas las estaciones en gran número (excepto en las ya mencionadas de Las Arenas, Ereaga y Arrigunaga). **O. fragilis y A. squamata** están asimismo bien representadas en la zona de influencia del Abra de Bilbao.

SUSTRATO DURO. SUBLITORAL

Un total de once especies de equinodermos han aparecido en el sublitoral del Abra de Bilbao, cinco equinoideos (**P. miliaris, P. lividus, S. granularis, E. pusillus** y **E. cordatum**), tres holotúridos (**P. saxicola, P. planci** y **H. forskali**), un asteroideo (**M. glacialis**) y dos ofiuroideos (**O. fragilis** y **O. longicauda**).

Todas las especies encontradas son características de sustratos duros, excepto **E. pusillus** y **E. cordatum** que lo son de fondos arenosos y fangosos y de los que únicamente se ha capturado un ejemplar de cada especie, ambos en Ciérvana y posiblemente arrastrados por la marea.

Todas las estaciones donde se han encontrado equinodermos pueden denominarse como "muy expuestas", excepto Ciérvana que fue considerada como "expuesta".

Hay que señalar la ausencia de equinodermos en el sublitoral de Arrigunaga, una estación que se caracteriza por su escaso hidrodinamismo, su elevado grado de polución y sedimentación elevada, así como una acusada turbidez y un reducido gradiente de profundidad.

MEÑACOZ

Se distinguen en esta estación dos comunidades, la primera en el tramo inicial del transecto, hasta los 3 mts. de profundidad, formada por las algas **Mesophyllum lichenoides, Aglaozonia parvula** y **Ceramium diaphanum**. La segunda comunidad ocupa la mayor parte del transecto, a partir de 3 mts. de profundidad y está formada por **M. lichenoides, P. complanata** y **Zanardinia prototypus**.

Se ha capturado en esta localidad un ejemplar de **P. miliaris** y otro de **M. glacialis**, ambos en una zona cubierta por **C. diaphanum**, así como numerosos **P. lividus** y se tiene constancia por otras campañas de la presencia de **P. placi** y **P. saxicola**.

MATXILANDO

Esta estación presenta un rango batimétrico de sólo 3 mts. y en ella no se aprecia discontinuidad en el recubrimiento algal. La zona está definida por las algas **M. lichenoides, P. complanata, A. parvula** y **Chondria coerulens**.

Abunda mucho **P. lividus** y se encontró también un ejemplar de **P. saxicola**, sobre una mancha de **M. lichenoides** y **C. coeruleus**.

LA GALEA

Es una estación con una batimetría peculiar ya que la profundidad máxima se alcanza al inicio del transecto para luego ascender y descender de forma irregular hasta llegar al final del

transecto donde la profundidad vuelve a ser máxima (unos 7 mts.)

Los extremos del transecto son de cantos rodados con una composición faunística caracterizada por las especies **Pomatoceros triqueter** y **Sycon ciliatum**. Entre ambas cotas, se extiende un amplio horizonte de **Mesophyllum-Zanardinia** con las especies **Gastrochaena dubia, Phoronis hippocrepia** y **Cirriformia tentaculata**, en las zonas esciáfilas del transecto abunda el briozoo **Chartella papyracea**.

Abunda mucho **P. lividus** entre 5 y 6 mts. y ocasionalmente aparece **M. glacialis** a 6 mts. de profundidad, ambas por debajo del horizonte de **Mesophyllum-Zanardinia**.

CIERVANA

El inicio del transecto, en torno a los 2 mts. de profundidad, está marcado por la existencia de un cinturón de **Ostraea edulis**, que desaparece pronto dando paso a un amplio horizonte de **M. lichenoides** sobre el que se asienta un estrato elevado pobre. Por debajo de este horizonte comienza una zona de piedras y cantos con manchas de arena, en torno a los 10-12 mts. de profundidad y donde se encuentran poblaciones dispersas de gorgonarios.

La especie más abundante en esta estación es **P. lividus** (hasta 8 individuos por metro cuadrado), encontrada entre 1,5 y 3,5 mts.

O. fragilis ha sido encontrada a 9 mts. con **M. lichenoides**. En la zona de cantos rodados con gorgonarios se ha recogido **O. longicauda**.

M. glacialis, S. granularis y **H. forskali** han aparecido en muestras visuales a 5,5, 8,5 y 9 mts. respectivamente. Las dos últimas especies no han aparecido en ninguna otra estación.

E. cordatum, E. pusillus y **P. planci** se han encontrado sobre el tapiz de **M. lichenoides** y como ya se ha comentado, destaca la presencia de los equinoideos irregulares, hecho que suponemos debido a alguna marea fuerte.

MUSKES

La práctica totalidad del transecto estudiado puede definirse como una biocenosis de algas fotófilas, distinguiéndose un primer horizonte de **Gelidium sesquipedale** sobre **M. lichenoides**, desde el inicio del transecto hasta los 6-7 mts. de profundidad, a continuación aparece un segundo horizonte, formado por **P. complanata**, también sobre **M. lichenoides** por debajo del cual se ven sensiblemente disminuidos los recubrimientos animales y vegetales debido a un gran aporte de arena.

Cuatro especies dominan esta estación en lo que a número de individuos se refiere, **P. lividus**, encontrada entre los 4,5 y 8 mts. de profundidad, **O. longicauda**, que aparece entre 5 y 7,5 mts., tanto en **P. complanata** como en **G. sesquipedale, O. fragilis** ha aparecido entre 5 y 8 mts. y **M. glacialis** entre 5 y 6 mts., ambas sobre **P. complanata**.

El resto de la fauna equinodérmica de la estación está formada por **P. planci**, que aparece entre 5 y 20 mts., sobre **Gelidium** y en una zona con abundante **G. montagui** y **P. miliaris** encontrado a 7 mts. de profundidad, junto a **M. lichenoides** y en zonas esciáfilas. **E. sepositus** ha aparecido a 20 mts.

Por otro lado se conoce la presencia en esta estación de **H. forskali**, encontrado en otras campañas.

SUSTRATO BLANDO

Se pueden distinguir entre las estaciones de sustrato blando del Abra dos grandes grupos, uno, situado a la derecha de la desembocadura que presenta unos fondos con arenas muy lavadas, de grano grueso, y un potencial Redox positivo (entre 4 y 298 dependiendo de la época del año).

El otro grupo incluiría las estaciones de la margen izquierda, con fondos de fangos y arenas de grano fino y potencial Redox negativo (entre −65 y −245), estas estaciones se han mostrado más ricas tanto en número de especies como en número de individuos.

La fauna equinodérmica de los fondos blandos del Abra de Bilbao es escasa, tanto en número de especies como en número de individuos.

Tan sólo han aparecido las especies **O. albida, O. ophiura, L. digitata, A. filiformis** y **A. irregularis**.

En las estaciones 7 (1 ej.), 9 (2 ej.), 13 (1 ej.), 15 (2 ej.) y 26 (1 ej.) aparecieron, en verano, una serie de ofiuroideos juveniles con seis grandes placas en el dorso del disco, una central pentagonal y el resto periféricas a ella. En ningún caso presentaron estructuras dentarias diferenciadas (el tamaño era de 0,4-0,9 mm. de diámetro del disco).

También en verano y en la estación 23 se capturaron tres equinoideos irregulares de 0,3-1,2 mm. de longitud, en los que no se pudo encontrar rastro de pedicelarios u otras estructuras que permitieran su identificación.

CONCLUSIONES

Se han identificado un total de 19 especies de equinodermos, 4 **Asteroidea**, 6 **Ophiuroidea**, 5 **Echinoidea** y 4 **Holothuroidea**.

Todos ellos eran ya conocidos en la Cornisa Cantábrica y/o Galicia (ver catálogo de ARTECHE y RALLO, 1985), a pesar de ello, destaca la presencia de **P. planci**, (BRANDT, 1835), ya que no era encontrada en la costa atlántica española desde 1908 en que ARANDA y MILLAN la cita en Santander.

Se confirma también la presencia en la Cornisa Cantábrica de **P. saxicola**, (BRADY y ROBERTSON, 1871) encontrada previamente en la costa vizcaina tan sólo por RALLO (1981).

Por otra parte, y también para la Cornisa Cantábrica y Galicia, **E. sepositus**, (RETZIUS, 1805) sólo había sido encontrada en Santander (ARANDA y MILLAN, 1908; SUSAETA, 1913).

Los biotopos donde han sido encontradas las diferentes especies son similares en todos los casos a los descritos en la bibliografía, excepto para **E. pusillus** y **E. cordatum**.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a sus compañeros Iñaki Saiz, Iñigo Isasi, Juan Antonio Alvarez, José María Gorostiaga y José María Limia, el interés puesto en los muestreos de sublitoral, así como la cesión por parte de los dos últimos de los datos de fitobentos que aquí aparecen.

Asimismo, agradece a la Dra. Ana Rallo la revisión del manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ, J.A.; J.I. SAIZ y A. RALLO, 1985.- Ctenostomata (Ectoprocta) del Abra de Bilbao (España). CUAD. INVEST. BIOL (BILBAO), 8: 77-90.

ANGULO, R.; A. CAMPOY y M. IBAÑEZ, 1978.- Ecología de la costa gripuzcoana I. BULL. CENT. ETUD. RECH. SCI BIARRITZ, 12: 157-184.

ARANDA y MILLAN, F., 1908.- Contribución al conocimiento de los equinodermos de España y en especial de los Holoturoideos. MEM. R. SOC. ESP. HIST. NAT. 5 (5): 215-257.

ARRESTI, A., 1985.- Amphipodos (Crustácea) del Abra de Bilbao. TESIS LICENCIATURA. UNIV. PAIS VASCO/E.H.U., 165 p.p., 44 figs.

ARTECHE, I. y A. RALLO, 1985.- Equinodermos de las costas de Galicia y Cornisa Cantábrica: Catálogo previo. CUAD. INVEST. BIOL. (BILBAO), 7: 1-89.

CHERBONNIER, G., 1951.- Inventaire de la Faune Marine de Roscoff. Echinodermes. TRAV. ST. BIOL. ROSCOFF, Suppl. 4, 15: 1-15.

CLARK, H.L., 1925.- A catalogue of the recent Sea-Urchins (Echinoidea) in the collection of the British Musseum (Nat. Hist.). OXFORD UNIV. PRESS, LONDON, 250 pp., XII Pl.

CUMANO, H., 1934. Contribuicao para o estudo da fauna echinólogica portuguesa I. ARCH DU MUSEU BODAGE, V: 137-141.

ELEFHERIOU, A. y N.A. HOLME, 1984.- Macrofauna techniques. En: *Methods for the study of Marine Benthos.* N.A. HOLME y A.D. McINTYRE Eds., Blackwell Scientific Publ., pp. 140-216.

GAMBLE, J.C., 1984.- Diving. En: *Methods for the study of Marine Benthos.* N.A. HOLME y A.D. McINTYRE Eds., Blackwell Scientific Publ., pp. 99-139.

ISASI, I., 1985.- Fauna de Cnidarios bentónicos del Abra de Bilbao. TESIS LICENCIATURA. UNIV. PAIS VASCO/E.H.U., 210 pp., 58 figs.

KOEHLER, R., 1921.- Echinodermes. En: *Faune de France.* LIBR. FAC. SCIENCES, 210 pp., 153 figs.

LEDOYER, M., 1968.- Ecologie de la faune vagile des biotopes méditerranées accesibles en scaphandre autonome. IV. Synthèse de l'etude écologique. REC TRAV. ST. MAR. ENDOUME, 44 (60): 128-286.

LEWIS, J.R., 1964.- The ecology of rocky shores. HODDER and STOUGHTON LTD., 323 pp., 85 fig., 40 Pl.

LOPEZ-IBOR, A.; C. GALAN y J. TEMPLADO, 1982.- Echinodermes du Cabo de Palos (Murcia, Espagne). BIOL. ECOL. MEDITERRANEENNE, IX (2): 3-18.

MIGUEZ, L.J., 1978.- Contribución al conocimiento zoológico de los equinodermos del litoral gallego.

TESIS LICENCIATURA, UNIV. SANTIAGO, FAC. BIOL., 149 pp., 10 figs.

MONTEIRO, V., 1979.- Contribution a l'etude du plateau continental des côtes portugaises (Algarve, sud Portugal): étude des peuplements de substrats meubles. TETHYS, 9(2): 191-195.

MONTEIRO, V., 1981.- Peuplements des planchers envasés de trois grottes sous-marines de la région de Marseille. Etude préliminaire. TETHYS 10 (1): 89-96.

MORTENSEN, T., 1927.- Handbook of the Echinoderms of the British Isles. OXFORD UNIV. PRESS., 471 pp.

NOBRE, A., 1931.- Echinodermes de Portugal. PORTO, 176 pp., 14 Pl.

NOBRE, A., 1937.- Fauna marinha de Portugal. 1 Additamento. Echinodermes. MEM. EST. MUS. ZOOL. UNIV. COIMBRA, Ser. I, 99: 16-21.

OLASO, I., 1980.- Biología de los equinodermos de la Ría de Arosa. BOL. INST. ESP. OCEANOG. 5 (270): 83-127.

PERES, J.M. y J. PICARD, 1964.- Nouveau manuel de Bionomie benthique de la Mer Méditerranée. REC. TRAV. ST. MAR. ENDOUME, 31 (47): 5-137.

RALLO, A., 1981.- Estudio integral de las playas de Vizcaya. Descripción del medio físico y biótico. Estudio zoológico de la zona intermareal. INFORME PARA LA EXC. DIPUTACION DEL SEÑORIO DE VIZCAYA, 73 pp. (Inédito).

RALLO, A.; J.I. SAIZ; J.A. ALVAREZ; I. ARTECHE; S. BERNAS; M. GUTIERREZ y I. ISASI, 1985.- Invertebrados del Abra deBilbao. Comunicación VII BIENAL de la R. SOC. ESP. HIST. NAT., Barcelona, 16-20 Sept. 1985.

RIVERA GALLO, V., 1927.- Contribución al conocimiento delos ofiuridos de España. MINISTERIO DE LA MARINA. DIRECCION GNERAL DE PESCA. NOTAS y RESUMENES. Ser. 2, 13: 1-46.

RODRIGUEZ, J. y M. IBAÑEZ, 1976.- Contribución al conocimiento de los equinodermos (Asteroidea, Ophiuroidea, Echinoidea) de la Bahía de Almería (España). INV. PESQ. 40 (2): 455-462.

ROMAN, G. y A. PEREZ, 1982.- Estudio del mejillón y de su epifauna en los cultivos flotantes de la Ría de Arosa. BOL. INST. ESP. OCEANOG. 7 (2): 279-296.

SAIZ, J.I.; A. RALLO; I. ISASI y J.A. ALVAREZ, 1985.- Bentos del Abra de Bilbao. Comunidades de sustrato rocoso. Comunicación VII BIENAL de la R. SOC. ESP. HIST. NAT., Barcelona, 16-20 Sept. 1985.

SUSAETA, J.M., 1913.- Contribución al conocimiento de los Astéridos de España. MEM. R. SOC. ESP. HIST. NAT., 9: 399-436.

TORTONESE, E., 1965.- Echinodermata En: *Fauna d'Italia,* Vol. VI. Ed. CALDERINI, Bologna, 419 pp.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya
Nº XVI, 1987

ESTUDIO DE DIVERSOS CARACTERES DE LA REGION BUCAL EN VIZCAYA Y GUIPUZCOA

E. Rebato (1)

RESUMEN

Se han estudiado diversos caracteres métricos y morfoscópicos de la región bucal en una muestra de población vasca, compuesta por 428 varones y 535 mujeres de las provincias de Vizcaya y Guipúzcoa. Se analizan estadísticamente las posibles diferencias interprovinciales y el dimorfismo sexual, estableciéndose posteriormente comparaciones con las series vascas estudiadas por Marquer (1963).

RESUME

On a étudié quelques caractères métriques et morphoscopiques de la région buccale chez une population Basque de 428 hommes et 535 femmes de les provinces de Biscaye et Guipuzcoa. On a analisé statistiquement les différences interprovinciales et le dimorphisme sexuel, et on a comparé les résultats avec les séries basques étudiées par Marquer (1963).

LABURPENA

Bizkaia eta Guipuzkoako 428 gizonezko eta 535 emakumezko osoturiko euskal populazioko lagin batetan aho-aldeko zanbait ezaugarri metriko eta morfoskopiko aztertu dira. Existi litezkeen desberdintasun probintzialak eta dimorfirmo sexuala analisatu dira estatistikoki, ondoren Marquer-ek (1963) azterturiko euskal populazioekiko konparaketa burutu delarik.

(1) Departamento de Biología Animal y Genética. Facultad de Ciencias. Universidad del Pais Vasco. Apdo. 644. Bilbao.

INTRODUCCION

La región bucal constituye una característica peculiar del género humano que se diferencia anatómicamente de la de los Primates no humanos debido en gran parte a la reducción del hocico, disminución de las dimensiones dentarias y a las variaciones en el soporte óseo de las mandíbulas (Valls, 1980).

Los rasgos fisionómicos de las partes blandas de esta región facial presentan una variabilidad antropológica de interés, estando influidos en parte por la amplitud de la configuración superficial y la posición mutua de los maxilares, así como por la posición de los dientes. La mayoría de estos rasgos sufre alteraciones relacionadas con la edad y por factores externos, tales como la nutrición (Baume, 1955, en Becker, 1971).

MATERIAL Y METODOS

Se estudian algunos caracteres métricos y morfoscópicos de la región bucal en una muestra de población vasca, de ambos sexos, de las provincias de Vizcaya y Guipúzcoa, cuya distribución es la siguiente:

	VARONES		MUJERES	
	N	%	N	%
VIZCAYA	197	46,03	293	54,76
GUIPUZCOA	231	53,97	242	45,23
TOTAL	428		535	

La edad de la muestra está comprendida entre los 18 y 70 años, siendo la media de edad de 35,02 años para los varones y de 34,61 años para las mujeres. Todos los individuos poseen los ocho primeros apellidos vascos, no se hallan emparentados entre sí y se ha considerado que una persona es vizcaina o guipuzcoana cuando tanto sus padres como sus cuatro abuelos son oriundos de la provincia en cuestión.

Los caracteres estudiados son los siguientes:

A.— Caracteres métricos (referidos a los labios mucosos)

1) Anchura bucal: distancia entre los bordes más externos de las comisuras labiales (mm).

2) Altura bucal: distancia entre la tangente a las dos curvas de la mucosa labial superior y el punto más bajo de la mucosa labial inferior (mm).

3) Indice bucal: Altura bucal × 100/ Anchura bucal

B.— Caracteres morfoscópicos

1) Espesor de los labios mucosos: delgados, medianos y espesos.

2) Espesor bucal comparado: labio superior más espeso que el inferior, labios de igual espesor y labio inferior más espeso.

3) Perfil del labio cutáneo superior: recto, cóncavo y convexo.

4) Dirección del perfil del labio cutáneo superior: proqueilia, ortoqueilia y opistoqueilia.

Para el estudio de los caracteres métricos se sigue la técnica de Martin (1957) y para los morfoscópicos las descripciones que aparecen en Kherumian (1948) y Martin-Saller (1957-62). Se estudian las diferencias interprovinciales, el dimorfismo sexual, así como las posibles fluctuaciones con la edad, efectuándose comparaciones con las series vascas de Marquer (1963).

RESULTADOS Y DISCUSION

A.— Caracteres métricos

1) Anchura bucal

La Tabla I muestra los resultados obtenidos para varones y mujeres de ambas provincias.

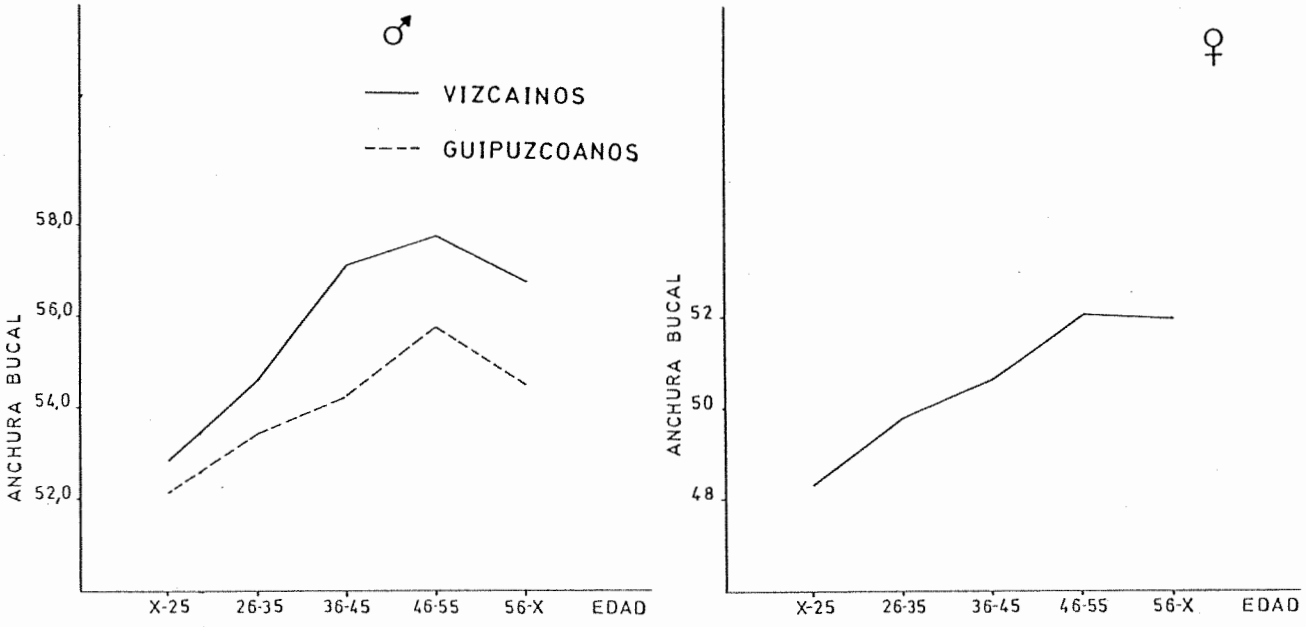
Las series masculinas muestran entre sí diferencias interprovinciales significativas ($t = 3{,}98$, 394 G.l., $P < 1\%$), siendo mayor la anchura labial de los vizcainos; las mujeres son homogéneas a nivel provincial respecto a este carácter ($t = -0{,}79$, 510 G.l., $P = 42{,}7\%$). En todas las series el coeficiente de variación es muy elevado, lo que denota la gran variabilidad de esta medida.

En conjunto, las series femeninas presentan menores promedios de anchura bucal que los varones, siendo las diferencias respecto a éstos muy significativas ($P < 1\%$). Las diferencias observadas por Martin y Saller (1952, en Becker, 1971) entre hombres y mujeres oscila entre los 2 y 10 mm, resultando más evidente en la edad adulta que en la infantil. En nuestro caso, la máxima diferencia corresponde a vizcainos-vizcainas con 5,57 mm.

Las variaciones registradas con la edad, considerando grupos de diez en diez años a partir de los menores de 25 hasta la última clase que corresponde a los mayores de 56 años, han sido significativas tanto en varones ($F_{viz.} = 9{,}33$, 4 y 176 G.l., $P < 1\%$; $F_{guip.} = 5{,}51$, 4 y 210 G.l., $P < 1\%$), como en el conjunto femenino ($F_{mujeres} = 19{,}04$, 4 y 507 G.l., $P < 1\%$). En ambos sexos la anchura bucal tiende a aumentar con la edad (Figs. 1a y 1b). Este hecho ya se aprecia desde la niñez a la adultez y con-

TABLA I. Anchura bucal: valores medios y coeficientes de dispersión y de variación en las series vascas.

SERIES	N	$M \pm e_M$	$S \pm e_s$	$V \pm e_V$	$V_1 - V_n$
VIZCAINOS	181	55,45±0,36	4,83±0,25	13,24±0,69	45,0 −69,0
GUIPUZCOANOS	215	53,54±0,32	4,65±0,22	8,68±0,43	35,0 −65,5
VIZCAINAS	273	49,88±0,24	3,96±0,17	7,95±0,34	38,0 −60,0
GUIPUZCOANAS	239	50,16±0,26	4,11±0,18	8,19±0,37	41,0 −62,0



Figuras 1a y 1b. Variaciones de la anchura bucal con la edad.

tinúa hasta la senectud, donde la anchura bucal experimenta nuevos incrementos relacionados con la atrofia muscular y la relajación de los tejidos (Becker, 1971). Es de notar que las disminuciones observadas en la última clase de edad se deben al pequeño efectivo de muestra de dicha clase.

2) Altura bucal (Tabla II)

Como en el caso precedente, los elevados coeficientes de variación obtenidos denotan la gran variabilidad individual de este carácter, ya señalada por otros autores con valores de "V" que oscilan entre 18 y 20 (Olivier, 1960). Los valores medios obtenidos en nuestra población se encuentran entre los 14 y 26 mm. citados por Becker (1971) para la población adulta.

Contrariamente a lo observado para la anchura bilabial, los varones son homogéneos a nivel provincial ($t = -0,48$, 394 G.l., $P = 63,3\%$), y las mujeres presentan diferencias significativas ($t = -4,36$, 510 G.l., $P < 1\%$). En ambos sexos es la provincia de Guipúzcoa la que alcanza mayor altura bilabial.

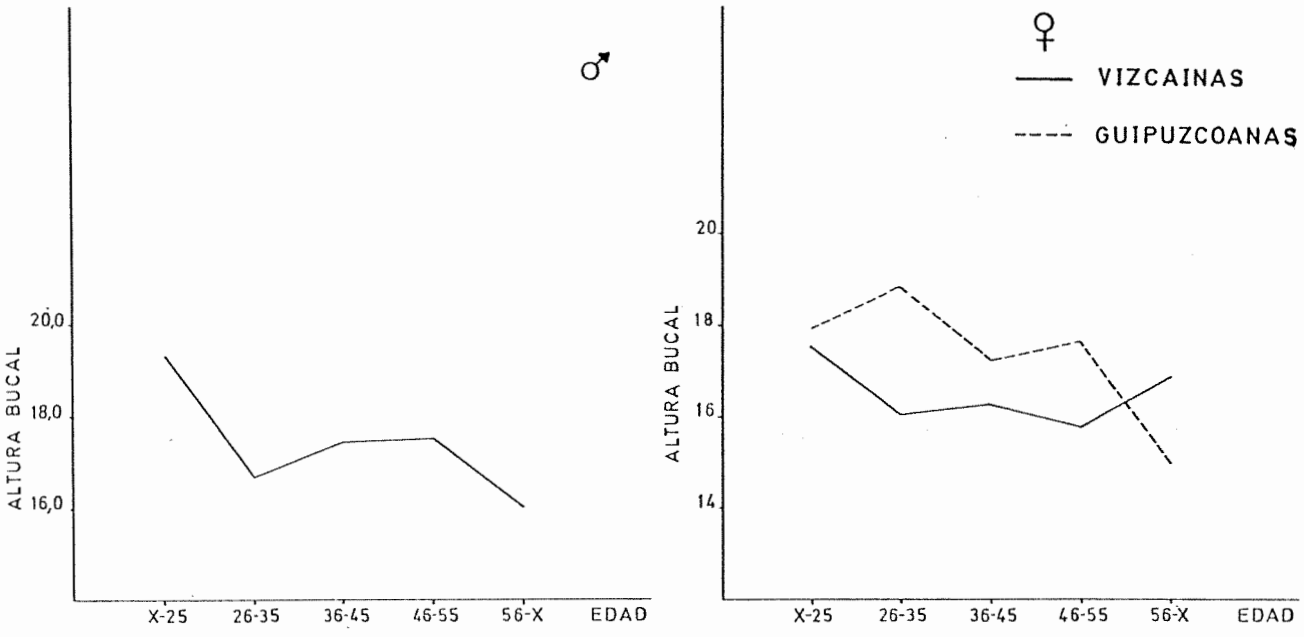
Respecto al dimorfismo sexual, sólo se han encontrado diferencias significativas en la comparación de varones con vizcainas ($t = 5,2$, 667 G.l., $P < 1\%$), mientras que con guipuzcoanas las diferencias se deben al azar ($t = 0,6$, 633 G.l., $P =$ 40–60%). Las diferencias medias entre los sexos suelen cifrarse en 1-2 mm. a favor del sexo masculino; sólo en escasos grupos los valores medios femeninos son iguales o mayores (Martin, 1957-62).

Si bien la altura bucal muestra un aumento hasta la segunda década de la vida aproximadamente, es a partir de ésta cuando comienza a disminuir progresivamente hasta la senectud, siendo muy notables los cambios globales entre los 20 y 65 años (Scheidt, 1931, en Susanne, 1974). Como factores causales importantes se consideran la turgencia de la piel, que disminuye con la edad, y los procesos involutivos de la apófisis alveolar del maxilar.

El análisis de la varianza pone de relieve en nuestra población dichas variaciones, que coinciden con otros estudios realizados: se aprecian disminuciones significativas tanto en varones ($F = 9,75$, 4 y 391 G.l., $P < 1\%$) como en mujeres ($F_{viz.} = 2,68$, 4 y 268 G.l., $P = 1\text{-}5\%$; $F_{guip.} = 2,3$, 4 y 234 G.l., $P = 1\text{-}5\%$) (Figs. 2a y 2b). El incremento observado entre las últimas clases de edad en vizcainas (Fig. 2b) no posee significación estadística ($t = 0,89$, 69 G.l., $P = 10\text{-}20\%$).

TABLA II. Altura bucal: valores medios y coeficientes de dispersión y de variación en las series vascas.

SERIES	N	$M \pm e_M$	$S \pm e_s$	$V \pm e_V$	$V_1 - V_n$
VIZCAINOS	182	17,86±0,30	4,06±0,21	22,72±1,18	7,0 –27,0
GUIPUZCOANOS	214	18,05±0,25	3,73±0,18	20,66±0,99	10,0 –28,5
VIZCAINAS	273	16,48±0,21	3,43±0,14	20,79±0,89	9,0 –26,5
GUIPUZCOANAS	239	15,69±0,21	3,33±0,15	18,71±0,85	10,0 –28,0



Figuras 2a y 2b. Variaciones de la altura bucal con la edad.

3) Indice bucal

Este índice expresa el espesor relativo de los labios mediante la relación porcentual entre la altura y anchura bucales. Los resultados se muestran en la Tabla III.

Las series de Guipúzcoa, tanto masculinas como femeninas, poseen mayores índices bucales, siendo los varones homogéneos a nivel provincial ($t = -1,90$, 393 G.l., $P = 5,8\%$) y las mujeres heterogéneas ($t = -3,90$, 510 G.l., $P < 1\%$). Puesto que los componentes del índice presentan gran variabilidad, a ésta se deben los elevados valores de los coeficientes de variación y de dispersión obtenidos en cada serie.

El índice bucal no suele presentar prácticamente diferencias sexuales (Olivier, 1960). En nuestra población, la única comparación que ha alcanzado significación estadística ha sido la realizada entre varones y guipuzcoanas ($t = -3,9$, 632 G.l., $P < 1\%$), ya que éstas poseen un índice notablemente más alto que el resto de las series. Según la clasificación de Olivier (1960), tanto varones como mujeres vizcainas se encuadran en la categoría de labios finos, y las guipuzcoanas en el límite inferior de las medianos.

Las disminuciones del índice bucal con la edad, dadas las citadas fluctuaciones de sus componentes —la altura disminuye y la anchura tiende a aumentar— han resultado con significación estadística ($P < 1\%$) en las cuatro series consideradas.

B.— Caracteres morfoscópicos

1) **Espesor de los labios mucosos**

En la Tabla IV se muestran los resultados obtenidos según las categorías consideradas (Martin-Saller, 1957-62). Predominan en todas las series los labios delgados, sin diferencias significativas:

a) ni entre provincias: $X^2_{varones} = 1,76$, 2 G.l., $P = 30\text{-}50\%$
$X^2_{mujeres} = 2,45$, 2 G.l., $P = 25\text{-}30\%$

b) ni entre sexos: $X^2 = 2,26$, 2 G.l., $P = 30\text{-}50\%$

La presencia de un mayor efectivo de labios delgados en las series vascas ha sido confirmado anteriormente por medición (ver Apdo. A).

TABLA III. Indice bucal: valores medios y coeficientes de dispersión y de variación en las series vascas.

SERIES	N	$M \pm e_M$	$S \pm e_s$	$V \pm e_V$	$V_1 - V_n$
VIZCAINOS	181	32,46±0,59	8,03±0,42	24,74±1,30	12,7 −53,2
GUIPUZCOANOS	214	33,95±0,52	7,59±0,36	22,37±1,08	15,4 −60,4
VIZCAINAS	273	33,20±0,43	7,21±0,31	21,70±0,93	18,0 −60,4
GUIPUZCOANAS	239	35,69±0,47	7,24±0,33	20,29±0,93	19,6 −55,5

TABLA IV. Espesor de los labios mucosos.

CATEGORIAS	VARONES				MUJERES			
	VIZCAYA		GUIPUZCOA		VIZCAYA		GUIPUZCOA	
	N	%	N	%	N	%	N	%
Delgados	74	54,0	121	59,0	76	61,7	119	57,2
Medianos	52	37,9	74	36,1	45	36,6	79	37,9
Espesos	11	8,0	10	4,8	2	1,6	10	4,8
TOTAL	137		205		123		208	

TABLA V. Comparación de las frecuencias porcentuales para el espesor de los labios mucosos. I: Delgados; II: Medianos; III: Espesos

POBLACION	AUTOR y AÑO	N	I	II	III
VASCO-FRANCESES	Marquer, 1963	219	68,4	29,2	2,2
VASCO-ESPAÑOLES	Marquer, 1963	528	64,0	33,7	2,2
VASCOS	Presente estudio	342	57,0	36,8	6,1
VASCO-FRANCESAS	Marquer, 1963	55	61,8	38,1	0,0
VASCAS	Presente estudio	331	58,9	37,5	3,6
VASCO-ESPAÑOLAS	Marquer, 1963	125	41,6	52,0	6,4

TABLA VI. Espesor bucal comparado.

CATEGORIAS	VARONES				MUJERES			
	VIZCAYA		GUIPUZCOA		VIZCAYA		GUIPUZCOA	
	N	%	N	%	N	%	N	%
Sup. > Inf.	4	3,4	6	3,3	3	3,7	10	5,0
Sup. < Inf.	72	62,0	107	60,1	43	53,7	114	57,6
Sup. = Inf.	40	34,5	65	36,5	34	42,5	74	37,4
TOTAL	116		178		80		198	

. Comparaciones

Los porcentajes obtenidos han sido comparados con los de Marquer (1963) y se muestran en la Tabla V.

En cuanto a varones, nuestra serie presenta mayor frecuencia de labios delgados (57%) que las series de Marquer (68,4% y 64%), siendo las diferencias significativas tanto respecto a vasco-españoles ($P < 5\%$) como a vasco-franceses ($P < 1\%$). Por otra parte, nuestra serie presenta mayores frecuencias de las otras 2 categorías consideradas, con diferencias notables respecto a las de Marquer, si exceptuamos la comparación efectuada con la serie vasco-española en relación a la categoría de labios medianos ($P = 20\text{-}40\%$).

Las mujeres del presente estudio se sitúan entre las series de Marquer respecto a la frecuencia de labios delgados, presentando diferencias significativas con vasco-españolas ($P < 1\%$) pero no con vasco-francesas ($P = 60\text{-}80\%$). Destaca en estas últimas la total ausencia de labios gruesos, así como el elevado porcentaje de labios medianos encontrados por Marquer en su serie vasco-española (52%), muy superior al que presenta nuestra población (37,5%).

2) **Espesor bucal comparado** (Tabla VI)

En todas las series del presente estudio es más frecuente que el labio mucoso superior sea de menor altura que el inferior, no habiéndose encontrado diferencias interprovinciales ($X^2_{var.}$ = 0,12, 2 G.l., P = 90-95%; $X^2_{muj.}$ = 0,72, 2 G.l., P = 70%), ni entre sexos (X^2 = 1,4 2 G.l., P = 30-50%).

. **Comparaciones** (Tabla VII)

Los resultados obtenidos son semejantes entre las diversas series comparadas, presentando todas ellas frecuencias elevadas tanto de labios de igual altura —más frecuentes en vasco-españoles (50,3%) y vasco-españolas (53,6%)—, como de labios en los que el inferior es más grueso que el superior —más abundante en nuestra serie masculina (60,8%) y en vasco-francesas (58,1%)—. Las frecuencias de labios superiores de mayor altura que los inferiores son escasas en todas las series. La homogeneidad para este carácter ha sido comprobada estadísticamente entre todas las series.

3) **Forma del labio cutáneo superior**

El perfil en norma lateral del espacio naso-labial o perfil tegumentario puede ser recto, cóncavo o convexo (Martin, 1957-62). Algunos autores consideran una cuarta categoría de ondulados que no ha sido tenida en cuenta en el presente estudio. Este contorno depende, de una parte del maxilar superior y de otra, del espesor de las partes blandas. Las grandes variaciones individuales del carácter pueden contribuir a la fisionomia racial; es frecuente que el perfil sea cóncavo en los negroides mientras que el labio cutáneo superior alto, con abombamiento y muy convexo se considera como rasgo racial en los pigmeos.

Los resultados (Tabla VIII) indican la abundancia de perfiles rectos seguidos de los cóncavos tanto en varones como en mujeres. No se han encontrado diferencias interprovinciales ($X^2_{var.}$ = 2,74, 2 G.l., P = 25-30%; $X^2_{muj.}$ = 2,67, 2 G.l., P = 25-30%), pero sí evidencia de dimorfismo sexual debido al mayor porcentaje de perfiles convexos en los varones (X^2 = 13,2, 2 G.l., P < 5%).

. **Comparaciones** (Tabla IX)

De las series masculinas comparadas, ordenadas de mayor a menor frecuencia de perfiles rectos, es la vasco-francesa de Marquer la que presenta un mayor porcentaje de éstos (65,20%), seguida de nuestra serie (61,64%), sin diferencias significativas entre ambas (P = 40%); los vasco-franceses alcanzan porcentajes de perfiles rectos muy inferiores a los anteriormente citados (47,10%) y además, frecuencias más altas de cóncavos (39,70%) y de convexos (13%).

En cuanto a las series femeninas existe una gran diferencia entre ellas. La serie del presente estudio alcanza el mayor porcentaje de perfiles rectos (64,66%) diferenciándose significativamente de vasco-francesa y vasco-españolas (P < 1%). En las series de Marquer hay un claro predominio de los perfiles cóncavos.

4) Dirección del labio cutáneo superior

El contorno del perfil sagital de los tegumentos labiales, orientando la cabeza en el Plano aurículo-orbitario, puede ser vertical (ortoqueilia), inclinado hacia delante (proqueilia) o desviado hacia atrás (opistoqueilia). La dirección del labio superior

TABLA VII. Frecuencias porcentuales del espesor bucal comparado en diversas series vascas. I: labio superior más espeso; II: labio inferior más espeso; III: labios de igual espesor.

POBLACION	AUTOR y AÑO	N	I	II	III
VASCO-ESPAÑOLES	Marquer, 1963	528	3,2	46,4	50,3
VASCO-FRANCESES	Marquer, 1963	219	2,7	52,5	44,7
VASCOS	Presente estudio	294	3,4	60,8	35,7
VASCO-ESPAÑOLAS	Marquer, 1963	125	2,4	44,0	53,6
VASCO-FRANCESAS	Marquer, 1963	55	3,6	58,1	38,1
VASCAS	Presente estudio	278	4,6	56,5	38,8

TABLA VIII. Forma del labio cutáneo superior.

CATEGORIAS	VARONES				MUJERES			
	VIZCAYA		GUIPUZCOA		VIZCAYA		GUIPUZCOA	
	N	%	N	%	N	%	N	%
Recto	64	56,1	124	64,9	46	62,2	126	65,6
Convexo	13	11,4	14	7,3	3	4,0	2	1,0
Cóncavo	37	32,5	53	27,7	25	33,8	64	33,3
TOTAL	114		191		74		192	

TABLA IX. Comparación de las frecuencias porcentuales de las categorías de perfil del labio cutáneo superior. I: Recto; II: Cóncavo; III: Convexo.

POBLACION	AUTOR y AÑO	N	I	II	III
VASCO-FRANCESES	Marquer, 1963	219	65,20	28,70	5,90
VASCOS	Presente estudio	305	61,64	29,51	8,85
VASCO- ESPAÑOLES	Marquer, 1963	528	47,10	39,70	13,00
VASCAS	Presente estudio	266	64,66	33,46	1,88
VASCO-FRANCESAS	Marquer, 1963	55	47,20	52,70	0,00
VASCO-ESPAÑOLAS	Marquer, 1963	125	31,20	54,40	14,40

TABLA X. Dirección del labio cutáneo superior.

CATEGORIAS	VARONES				MUJERES			
	VIZCAYA		GUIPUZCOA		VIZCAYA		GUIPUZCOA	
	N	%	N	%	N	%	N	%
Proqueilia	13	8,8	27	12,7	15	11,9	37	17,7
Ortoqueilia	112	76,2	152	71,7	91	72,2	149	71,3
Opistoqueilia	22	145,9	33	15,5	20	15,8	23	11,0
TOTAL	147		212		126		209	

guarda pues relación con el grado de prognatismo del maxilar superior.

Los resultados se muestran en la Tabla X. Predomina en todas las series el labio en posición vertical (ortoqueilia), es decir, que el punto labial superior y el subnasal están situados sobre el mismo plano vertical, lo que apunta hacia un sustrato ortognático en nuestra población. No obstante, hay cierta proporción (11 a 15%) de individuos marcadamente opistoqueílicos. Ya Aranzadi (1922) nota una ligera tendencia en la población vasca a la prominencia del labio inferior, mucho menos acentuada que en el tipo tirolés (verdadero prognatismo tipo Augsburgo); este hecho puede ser explicado, en parte, por la tendencia de las arcadas dentarias a unirse por atrás en determinados sujetos, consecuencia directa de su opistognatismo. Fusté (1966) cita, asimismo, como característica morfológica del tipo "Pirenaico-occidental" el labio cutáneo superior inclinado hacia atrás.

Respecto a este carácter no se han encontrado diferencias provinciales ($X^2_{var.}$ = 1,43, 2 G.l., P = 30-50%; $X^2_{muj.}$ = 3,0, 2 G.l., P = 20-25%), ni dimorfismo sexual (X^2 = 3,34 2 G.l., P = 10-20%). Hemos de señalar que los sujetos estudiados poseían la dentición completa o casi completa en todos los casos. No se han efectuado comparaciones por carecer de datos para ello.

CONCLUSIONES

Del estudio de diversos caracteres métricos y morfoscópicos de la región bucal, en una muestra de varones y mujeres de las provincias de Vizcaya y Guipúzcoa, puede concluirse que:

1.- Los labios mucosos son generalmente delgados en todas las series, a excepción de las mujeres guipuzcoanas que muestran cierto predominio de labios medianos. En todos los casos el labio superior es de menor altura que el inferior. El índice bucal tiende a disminuir con la edad en la población estudiada.

2.- El perfil lateral del labio cutáneo superior es frecuentemente recto y en menor proporción cóncavo; no se han encontrado diferencias interprovinciales pero sí dimorfismo sexual, ya que los varones poseen porcentajes elevados de perfiles convexos, en detrimento de los rectos y cóncavos más frecuentes en mujeres.

3.- El contorno del perfil sagital de los tegumentos labiales sigue una dirección vertical, si bien existe cierta proporción de individuos opistoqueílicos. En relación a este carácter no se han encontrado diferencias ni entre provincias ni entre sexos.

BIBLIOGRAFIA

ARANZADI, T. de (1922): *Síntesis métrica de cráneos vascos. La raza vasca.* Ed. Auñamendi, T.I., Pp: 71-166.

BECKER, P.E. (1971): *Genética Humana.* Ed. Toray, Barcelona.

FUSTE, M. (1966): *El tipo racial pirenaico-occidental.* IV Simp. de Prehist. Peninsular. Inst. Príncipe de Viana, Pp: 341-350.

KHERUMIAN, R. (1948): *Technique de la morphologie craniofaciale.* Extrait de la Semaine des Hôpitaux de Paris, 13.

MARQUER, P. (1963): *Contribution a l'étude anthropologique du Peuple Basque et au problème de ses origines raciales.* Bull. et Mém. de la Soc. D'Anthrop. de Paris, T. 4, Xls, Pp: 1-240.

MARTIN, R. & SALLER, K. (1957-1962): *Leherbuch der Anthropologie.* Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.

OLIVIER, G. (1960): *Pratique Anthropologique.* Vigot Frères Edit., Paris, 299 Pgs.

SUSANNE, C. (1974): *Les changements morphologiques liées à l'âge.* L'Anthropologie, T. 78, nº 4, Pp: 693-718.

VALLS, A. (1980): *Introducción a la Antropología. Fundamentos de la Evolución y de la Variabilidad biológica del hombre.* Ed. Labor, Barcelona, 636 pgs.