

Evolución sedimentaria del episodio mixto carbonatado-terrígeno del Albiense Superior-Cenomaniense Inferior entre Altsasu (Nafarroa) y Asparrena (Araba): La unidad Albeniz

MIKEL A. LÓPEZ-HORGUE, DAN LERTXUNDI
Y JUAN IGNACIO BACETA *

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se localiza en las provincias de Araba y Nafarroa, entre las localidades de Araia-Asparrena y Bakaiku. Se trata de una zona de fuertes relieves, que constituye la terminación SE del macizo de Aitzgorri y los montes de Altzania, dando paso al amplio valle de Burunda, flanqueado al N por la sierra de Aralar y al S por los relieves de Urbasa-Andía.

Geológicamente se sitúa en la terminación suroriental del Arco Vasco (Rat, 1959). Es aquí donde confluyen dos grandes estructuras cabalgantes, el anticlinal de Aitzgorri y la falla inversa de Gulina-Altsasu, mediante la zona de transferencia de Otzaurte (Fig. 1). El accidente de Aitzgorri presenta vergencia al N-NE y constituye la terminación del anticlinorio de Bilbao. La falla de Gulina-Altsasu es vergente al S-SE y se divide en un juego de escamas cabalgantes en relevo que actúa a lo largo del valle de Arakil-Burunda,

* Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, UPV-EHU. Apdo. 644, 48080 Bilbao.

entre Gulina, Irurtzun y Altsasu. En la zona de estudio, así como en otros puntos de esta lineación estructural se reconocen series de pliegues oblicuos a la misma, con ángulos entre 10° y 30° (*en echelon folds*, Harding & Lowell, 1979). Estas últimas estructuras se desarrollan en áreas de transferencia de esfuerzos entre accidentes principales (Wilcox *et al.*, 1973). Todo ello nos induce a pensar en un modelo transpresivo dextral que deformó la zona en la etapa alpina.

ESTRATIGRAFÍA

Las series mixtas carbonatado-terrágenas, objeto de estudio, se integran dentro de la Formación Eguino (García-Mondéjar, 1982). En este trabajo distinguimos la unidad Albeniz, compuesta por los litosomas carbonatados de Morotegi, Albeniz, Aldoirar, Altsasu, Orobe y Aitziber (Fig. 1), y sus facies lateralmente equivalentes. Los crecimientos carbonatados de Aitzondo, Madalenaitz e Irurtzun incluidos en la Formación Eguino, realmente corresponden a niveles estratigráficos más bajos que la unidad Albeniz, por lo que no se estudian en este trabajo. Del mismo modo, la unidad de Marieta (Fernández-Mendiola & García-Mondéjar, 1991) atribuida a la parte alta del Albiense medio, no se incluiría en la unidad Albeniz. Los sedimentos terrígenos infrayacentes y lateralmente adyacentes, corresponden a la Formación Valmaseda (García-Mondéjar, 1982) en la mitad Oeste, y a la unidad Etxarri-Aranatz al Este. Esta última unidad se considera como un miembro de la Formación Eguino por García-Mondéjar (1982), pero posee características litológicas y sedimentológicas similares a la Formación Deva (García-Mondéjar, 1982). Su techo está constituido por margas del Cenomaniense Medio-Superior.

Ruiz de Gaona (1952), al igual que otros autores (Ciry & Mendizábal, 1949) apuntan una edad Cenomaniense para las calizas de Eguino. Estos estudios carecían de una bioestratigrafía precisa. Feuillée (1971) indica unas edades más aproximadas y aporta la primera estratigrafía de detalle.

La datación que aquí presentamos es una integración de datos nuevos y bibliográficos. La bioestratigrafía que se sigue es la propuesta por Owen (1984). El infrayacente de la unidad Albeniz es de edad Albiense Superior, zona *inflatum*, subzonas *orbigny-varicosum* en base a la asociación *Hysterocheras orbigny* (SPATH) y *Mortoniceras (Deiradoceras) cunningtoni* (SPATH) (Wiedmann, 1979). Equivalentes laterales de la unidad Albeniz han suministrado *Kosmatella* sp. y mortonicerátidos del grupo *rostratum* (Wiedmann, 1979), que indican Albiense Superior, zona *dispar* (Vraconiense), subzona *rostratum*. Las margas suprayacentes han suministrado *Acanthoceras* sp. que indica claramente el Cenomaniense Medio (Amedro, 1981 y Robaszynski *et al.*, 1992).

Los parches arrecifales de la zona de Murgia y Legutiano (Araba) se consideran equivalentes laterales de la unidad Albeniz (García-Mondéjar, 1982). En materiales terrígenos lateralmente equivalentes a estas calizas se han encontrado *Mortoniceras (Durnovarites)* del grupo *perinflatum* y *Anisoceras (A.) armatum*, indicando Albiense Superior, zona *dispar* (Vraconiense), subzona *perinflatum*.

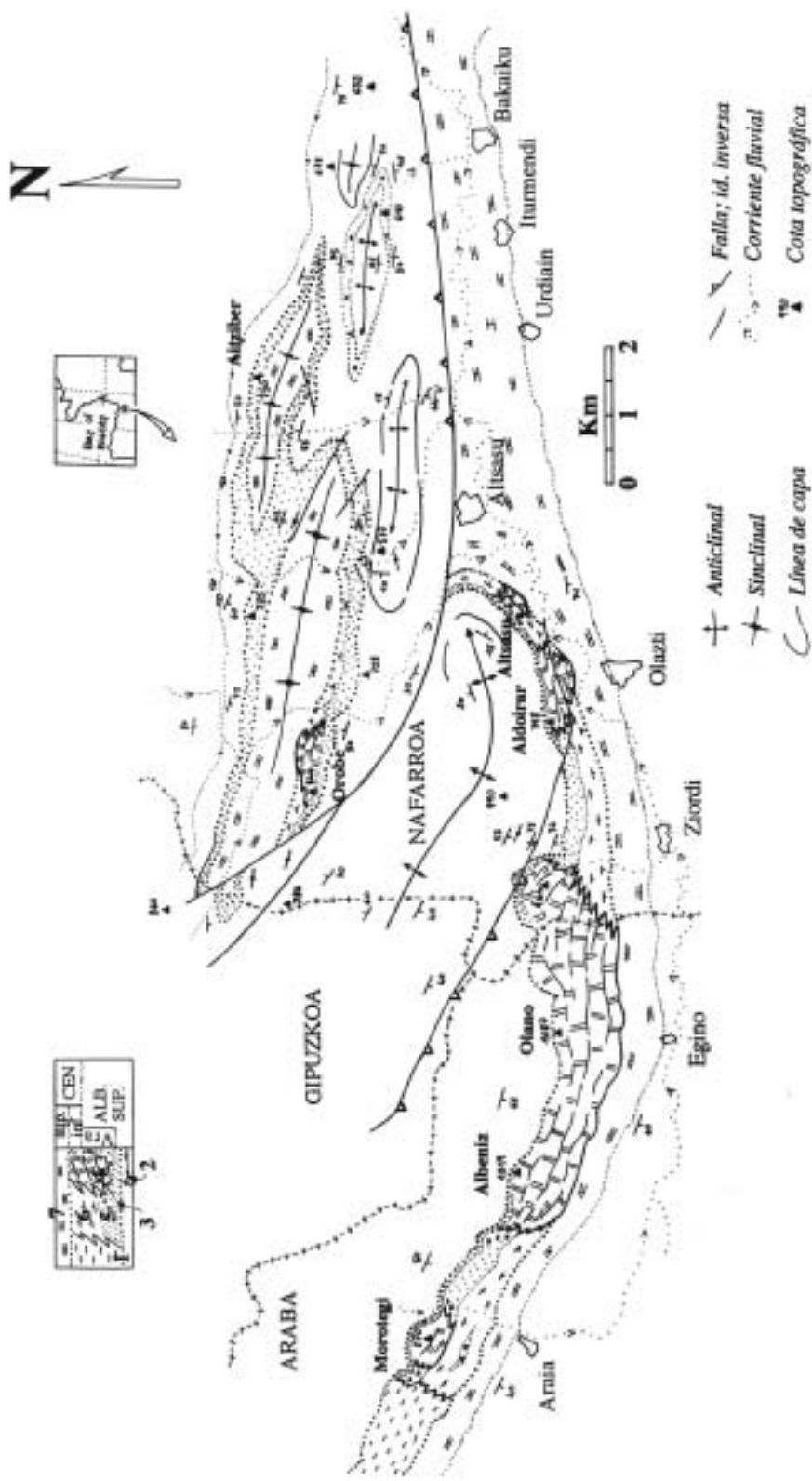


Fig 1. Mapa de detalle de la zona de estudio, con indicación de las unidades litológicas distinguidas. 1. Areniscas y lutitas. Formación Valmasca. 2. Lutitas, areniscas y brechas. Unidad Exarri-Aranatz. Unidad Albeniz. 3. Calcarenítas. 4. Calizas arrecifales. 5. Margas azuladas, calcarenitas a techo. 6. Margas y limolitas calcáreas. 7. Margas y limolitas calcáreas. Cenomaniense medio-superior.

Por tanto, consideramos que la edad de la unidad Albeniz se restringe al intervalo Albiense Superior (zona *inflatum*, subzona *varicosum*)-Cenomaniense Inferior.

La unidad Albeniz se divide estratigráficamente en dos etapas bien diferenciadas entre si, ya puestas de manifiesto por Gómez-Alday & Fernández-Mendiola (1994) para el Monte Orobe (Monte Motho para estos autores). El episodio inferior (Fig. 2), de 60-100 m de potencia, está compuesto de calcarenitas y facies lateralmente equivalentes. El episodio superior (Fig. 3) se caracteriza por la abundancia de calizas micríticas. La potencia de este episodio tiene marcadas diferencias entre el litosomo de Albeniz (400 m aprox.) y el resto de los parches (150-250 m). Las margas correlativas no superan 300-350 m en la zona alavesa (EVE, 1992), ni 250 m en la parte navarra. El fin de esta segunda fase marca el techo de la unidad Albeniz y supone la instauración de una sedimentación básicamente margosa hasta el Campaniense.

LA UNIDAD DETRÍTICA INFRAYACENTE

Se compone, principalmente, de lutitas y areniscas, y en menor proporción, de conglomerados y facies carbonatadas resedimentadas. Estos depósitos se adscriben en la Formación Valmaseda (García-Mondéjar, 1982), de carácter somero, y en la unidad Etxarri-Aranatz, de facies más profundas.

En la vertical de Araia, la Formación Valmaseda comienza con una serie de canales rellenos de conglomerados y areniscas de grano grueso con estratificaciones cruzadas de surco (canales deltaicos distributarios). Sobre los canales se depositan areniscas y lutitas en secuencias negativas (barras). Las areniscas muestran estratificaciones cruzadas planares, y ripples de oscilación. Los techos de las secuencias suelen presentar intensa bioturbación. Este tramo se interpreta como un sistema deltaico retrogradante. Este carácter retrogradante de la Formación Valmaseda se constata en otras zonas de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Pujalte & Monge, 1985).

Las facies estudiadas indican un aumento de batimetría hacia el E. De este modo, en la vertical de Olazti, en las cercanías de Altsasu y al W de Orobe la serie posee facies de grano más fino y presenta secuencias negativas (barras), y tramos lutíticos con depósitos de tormentas (estratificación cruzada tipo *hummocky*).

Al E de Etxegarate, la serie se compone básicamente de lutitas con nódulos sideríticos y ammonites, con escasas areniscas, y niveles de resedimentación carbonatada (unidad Etxarri-Aranatz). Las areniscas son de origen turbidítico. En las cercanías de la presa de Urdalur (W de Orobe) aflora una serie turbidítica de grano más grueso (llegan a aflorar conglomerados).

Los niveles de resedimentación carbonatada se componen de olistolitos, ortobrechas, parabrechas, calcarenitas y depósitos slumpizados. Los olistolitos llegan a alcanzar tamaños hectométricos y presentan facies micríticas con corales. Los clastos de menor tamaño son micríticos, calcareníticos y calcarenítico-arenosos. Estos niveles de resedimentación prueban la existencia de plataformas carbonatadas de cierta entidad, coetáneas al depósito de esta unidad.

Diversos datos (paso desde plataforma siliciclástica somera a facies más profundas, concentración de los depósitos turbidíticos gruesos y desaparición del nivel de resedimentación carbonatada hacia el Oeste) sugieren la existen-

cia de un control estructural profundo que crearía un importante escalón paleogeográfico en la zona de Etxegarate-Altsasu. Este control tectosedimentario ya habría existido al menos desde el Aptiense Superior (surco de Altsasu de Fernández-Mendiola, 1986; surco de Etxegarate de García-Mondéjar, 1990). Esta línea paleogeográfica coincide con la lineación estructural de Gulina-Altsasua, de dirección NW-SE.

TRAMO CALCARENÍTICO BASAL

Se trata de una fase más expansiva que el tramo arrecifal (Fig. 2), y llega a alcanzar al menos 100 m de potencia en el sinclinal de Aitziber. Se compone de litosomos calcareníticos tabulares, separados por surcos con contaminación terrígena (calcarenitas más o menos margo-arenosas y con orbitolinas, areniscas, margas...), que preludian la localización de los surcos en la etapa posterior. No existen cambios bruscos de potencia (60-100 m).

La sedimentación carbonatada comienza con calcarenitas arenosas con corales y orbitolinas (aprox. 5 m. de potencia) que pasan rápidamente a calcarenitas de un carácter más puro. Este intervalo se podría interpretar como una secuencia de descontaminación en terrígenos. Las calcarenitas se componen de orbitolinas, crinoides (*biosparite à entronques* de Feuillée, 1971), fragmentos bioclásticos (equínidos, radiolítidos y otros bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, corales), encontrándose también escasos ammonites (Eve, 1992).

En el litosomo de Albeniz este tramo posee facies más micríticas (packstone-wackestone) con corales ramosos, corales masivos irregulares, chaetétidos, etc... Estas facies pasan en la vertical a facies más calcareníticas con esponjas silíceas y orbitolinas. Facies similares se intercalan entre las calcarenitas dominantes en Orobe (packstone con corales y radiolítidos en posición de vida, Gómez-Alday & Fernández-Mendiola, 1994).

El techo de este tramo está marcado por la existencia de un *hardground* con incrustaciones de serpúlidos y otros organismos, y glauconita en el sinclinal de Aitziber. Superficies internas de similares características se observan en las cercanías de Otzaurte. En Orobe se reconoce un intervalo de 19 m de potencia, de carácter mixto y con esponjas silíceas, entre el tramo calcarenítico basal y el tramo arrecifal (Gómez-Alday & Fernández-Mendiola, 1994).

Interpretación: la transgresión generalizada y la retrogradación progresiva de los terrígenos permite la implantación de la sedimentación carbonatada. Se forma un sistema de rampa carbonatada (en el sentido de Ahr, 1973) de carácter mixto, compuesto esencialmente de *shoals* bioclásticos formados en condiciones de alta energía. Los aportes terrígenos se restringen a las zonas de mayor subsidencia. En las áreas más protegidas se forman facies más micríticas. El final de este tramo está marcado por una profundización relativa, acompañada por la entrada de terrígenos, que causa el *drowning* incipiente (Kendall y Schlager, 1981) de este episodio carbonatado. Esta fase se deposita en una época de escasa subsidencia diferencial dado los mínimos cambios de potencia y el carácter expansivo del tramo calcarenítico.

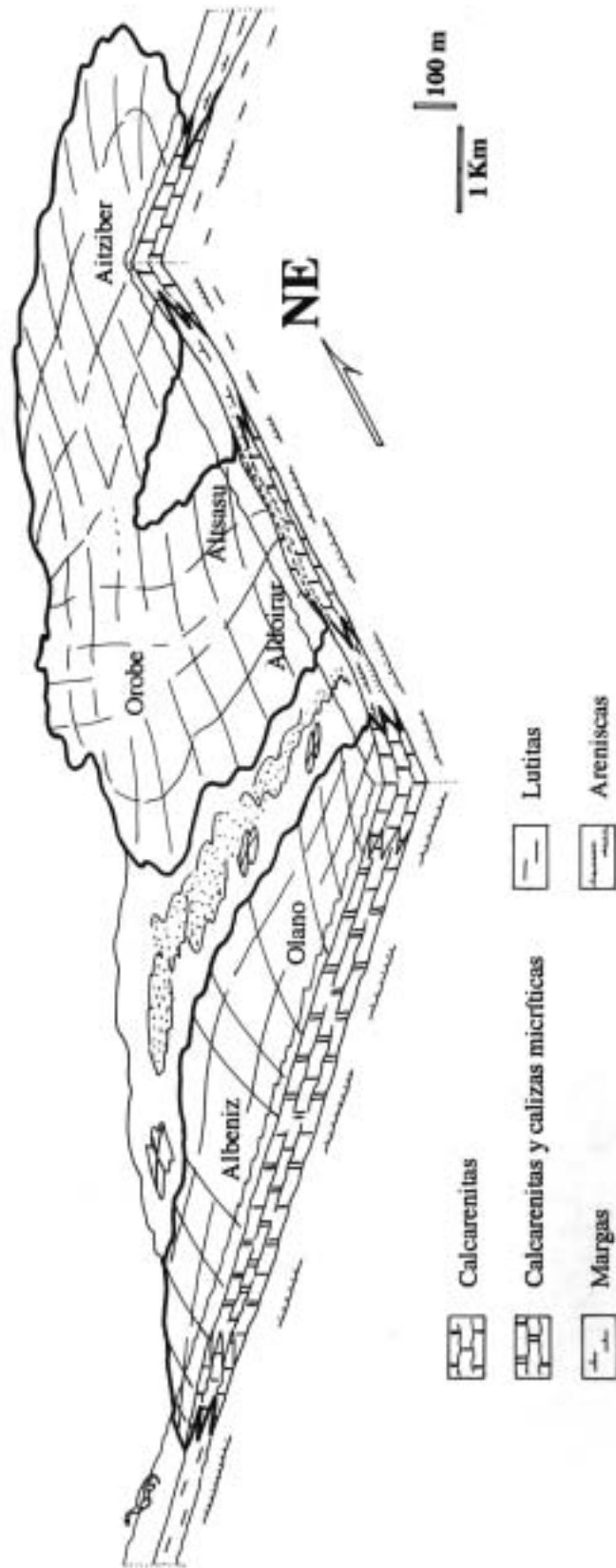


Fig. 2. Paleogeografía del tramo calcarenítico basal de la unidad Albeniz (sin reconstrucción palimpástica).

TRAMO ARRECIFAL SUPERIOR

En esta segunda fase, la sedimentación carbonatada pura se restringe a pequeñas plataformas residuales (Fig. 3), y adquiere un mayor carácter monticular. Estas plataformas son de E a W: Orobe, Altsasu, Aldoirar, Albeniz (el mayor de todos) y Morotegi. La potencia en este tramo es más variable (p.e. aprox. 400 m del litosomo de Albeniz, 150 m en Orobe) que en el episodio precedente.

Entre las plataformas residuales se depositan margas, limosas en ocasiones, calcarenitas sucias y, eventualmente, areniscas. Estas facies presentan una fauna de equínidos, orbitolinas y ammonites. El tránsito lateral desde estas plataformas a los surcos se produce mediante clinofomas de naturaleza predominantemente calcarenítica. Para el caso de Orobe estas clinofomas indican relieves deposicionales de 30-40m (Gómez-Alday & Fernández-Mendiola, 1994)

Este episodio se compone principalmente de facies micríticas con corales y algas, y en menor medida rudistas (caprínidos, radiolítidos), esponjas calcáreas, bivalvos, equinodermos, braquiópodos, decápodos, etc... Como facies acompañantes se encuentran calcarenitas con fragmentos de algas y equinodermos, y orbitolinas.

No existen aun datos que demuestren que el final de la sedimentación carbonatada en el área sea sincrónica, pero en todo caso, el techo de las calizas está marcado por importantes rupturas. Gómez-Alday y Fernández-Mendiola (1994) citan rasgos paleokársticos a techo de las calizas de Orobe, y resedimentación caliza en los surcos adyacentes. Entre Morotegi y Albeniz afloran brechas de características similares. En las lentes de Altsasu y Aldoirar, el relieve deposicional de los biohermos es colmatado por margas arenosas que solapan los márgenes del biohermo. En Altsasu estas margas arenosas finalizan con un nivel glauconítico y areniscas, estas últimas recubriendo de un modo expansivo todo el biohermo (Feuillée, 1967, 1971). En Albeniz se reconoce un solapamiento similar, esta vez de facies calcareníticas sucias (Feuillée, 1967, 1971).

Interpretación: un aumento en la tasa de ascenso relativo del nivel de base restringe la sedimentación carbonatada a paleoaltos relativos. La diferente tasa de sedimentación entre los paleoaltos y los surcos crea importantes relieves deposicionales. El tránsito entre ambos dominios se produce mediante márgenes deposicionales de carácter agradacional. Esta característica está condicionada por el rápido ascenso relativo del nivel de base, y quizá, por la existencia de controles estructurales. De hecho diversos autores coinciden al relacionar las calizas monticulares con importantes tasas de ascenso relativo del nivel del mar (*catch up* de Kendall & Schlager, 1981; Playford *et al.*, 1989; García-Mondéjar y Fernández-Mendiola, 1990, 1993 y 1995).

Reitner (1982) alega la existencia de paleoaltos de origen diapírico para explicar la distribución de las plataformas de la Formación Eguino. Este autor interpreta la plataforma de Albeniz como un "atolón diapírico" (*atoll-diapirs*). La importante disminución de potencia de la Formación Aitzgorri (desde potencias superiores al millar de metros a apenas un centenar de metros) en la vertical de Araia podría responder a esta misma actividad halocinética (Fernández-Mendiola, 1986).

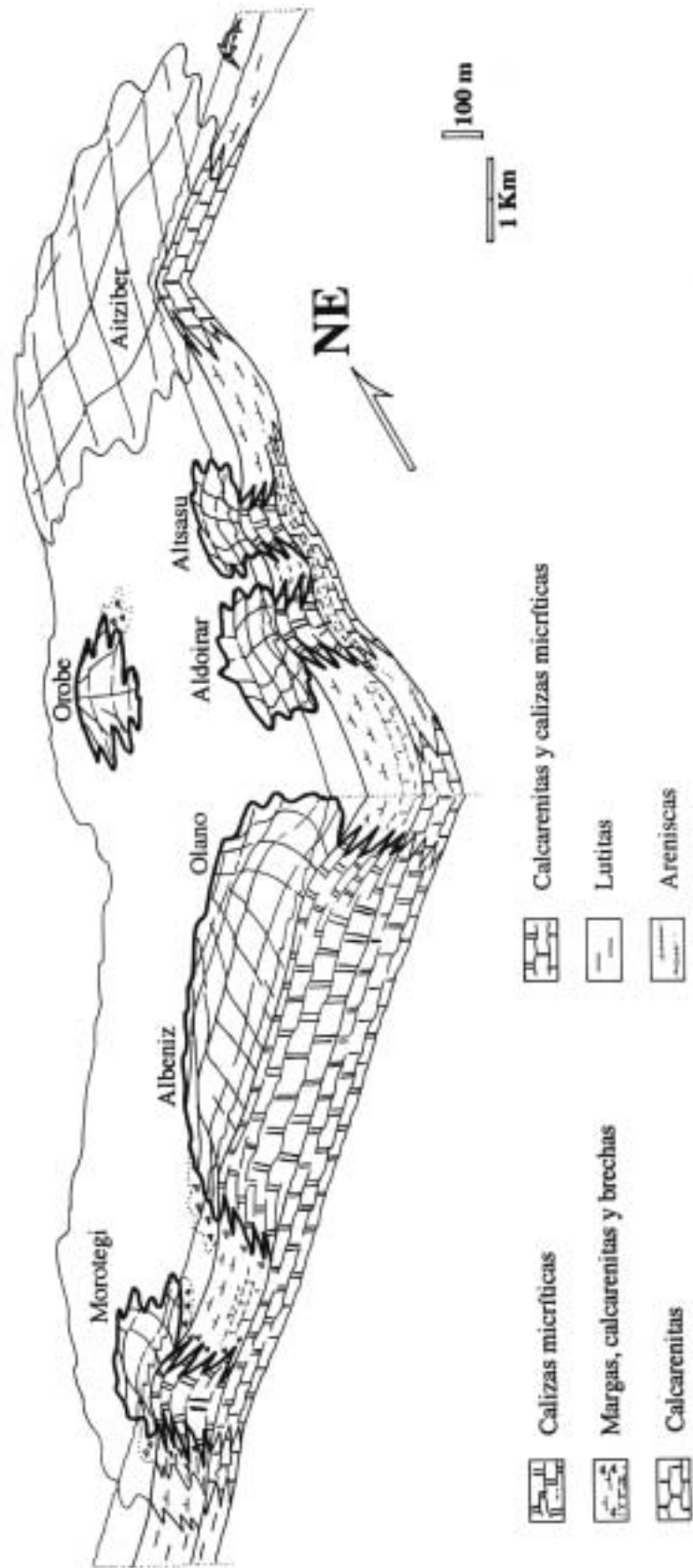


Fig. 3. Paleogeografía del tramo arrecifal superior de la unidad Albeniz (sin reconstrucción palimpástica).

Posteriormente el propio Reitner (1986) compara plataformas claramente relacionadas con diapirismo sinsedimentario (Valle de Mena y Murgia) con la plataforma de Albeniz, interpretada como una "plataforma arrecifal de bloque fallado" (*block faulted reef platform*) en base a sus características geoquímicas, petrográficas y paleoecológicas. Tanto el diapirismo como la tectónica sinsedimentaria influyeron notablemente en la sedimentación del complejo urgoniano (García-Mondéjar, 1990), y ambos podrían explicar la marcada subsidencia diferencial de este episodio, constatado por los fuertes cambios de potencia observados.

Por último, la sedimentación carbonatada finaliza bruscamente con un *drowning*, que al menos localmente, coincide con una superficie de exposición subaérea.

CONSIDERACIONES SOBRE LA PALEOECOLOGÍA

El depósito de la rampa carbonatada del tramo calcarenítico tuvo lugar en un medio de alta energía. Los organismos que componen estas facies son principalmente crinoides, formadores de auténticas praderas submarinas y adaptados a la energía del medio, así como braquiópodos, corales solitarios, equínidos e incluso ammonites, indicativos de un medio marino abierto. En áreas de menor energía se desarrollaron pequeños parches de rudistas radiolíticos, y de corales masivos y ramosos con chaetétidos. Otras áreas de la misma rampa, algo más profunda y con mayor contaminación terrígena son ocupadas mayoritariamente por orbitolínidos y esponjas silíceas, cuya aparición estaría condicionada a la presencia de material siliciclástico. Es posible que en este medio, en general abierto, pudieran vivir comunidades de decápodos, pero la misma energía del medio no ha permitido preservar más que escasos restos de los mismos.

La etapa arrecifal muestra un neto cambio faunístico (Gómez-Alday & Fernández Mendiola, 1994) respecto a la etapa anterior, pasando de una rampa abierta a un sistema de plataformas residuales de tipo agradacional. Las facies, bioconstruidas básicamente por corales domales y planares, indican un medio tranquilo no afectado por el oleaje, siendo los rudistas una fauna casi residual (caprínidos); dichas facies alternan con algunos episodios bioclásticos ricos en orbitolínidos y algas rojas, generados seguramente por oleaje, indicando en conjunto pequeños ciclos de somerización. En momentos de menor profundidad de aguas, la exportación de material calcarenítico a la cuenca relativa fue más intensa, provocando asimismo un desplazamiento hacia *offshore* de los biotopos coralinos. En los surcos interplataforma se depositaron margas con escasos metazoos (algunos gasterópodos, equínidos y ammonites) en condiciones que apenas permitieron el desarrollo de faunas bentónicas, indicando posiblemente un fondo inhóspito para los mismos, así como mayor profundidad.

En estas calizas arrecifales, concretamente en el parche del monte Orobe, es donde fueron descubiertas hacia 1934 por Máximo Ruiz de Gaona una de las mejores faunas de decápodos cretácicos de Europa (Láminas 1 y 2). Hasta la fecha se han descrito 12 géneros con 14 especies, repartidos en 6 familias diferentes (Van Straelen, 1940, 1944; Ruiz de

Gaona, 1943; Via Boada, 1981). Su aparición en estas facies es relativamente frecuente, pues desde el Jurásico al Terciario son comunes las asociaciones de decápodos en arrecifes. La asociación de *Dromiacea* con *Galattheoidea* típica de este yacimiento, es asimismo común en arrecifes jurásicos europeos (Glaessner, 1969). No obstante, cabe destacar que la familia *Galatheidae* cambia a biotopos marinos más profundos hacia el final del Cretácico (Beurlen, 1931).

Los decápodos de Orobe se encuentran en facies coralinas y bioclásticas de los arrecifes, generalmente en los primeros, siendo poco frecuentes en calcarenitas de talud y en las calcarenitas no ligadas a arrecifes de la zona NE (Aitziber). Esto indica una mayor asociación con corales, quizás debido a comensalismo con dichos organismos constructores, hecho no observado en fósiles, pero muy frecuente en ejemplos actuales (Balls *et al.* 1940-1961). Asimismo, las algas de estos arrecifes podrían haber sido una importante fuente de alimentos para estos decápodos. Por otra parte, solamente se encuentran caparazones y extremidades sueltas, hecho indicativo de un débil transporte que no fragmentó los cuerpos salvo en contadas ocasiones; igualmente, esta desintegración podría verse favorecida por la acción de predadores.

Son también muy frecuentes en las facies coralinas bioturbaciones tubulares con paredes internas irregulares, dispuestas aleatoriamente y con frecuentes bifurcaciones, asimilables al icnogénero *Pylonichnus* (Fürsich, 1981), cuyo origen es atribuido a la actividad excavadora de decápodos. Las galerías de estos crustáceos son muy abundantes en áreas intermareales de diversos medios, así como en zonas submareales de ambientes estuarinos (Frey *et al.* 1984).

En áreas con rápida sedimentación, como en arrecifes, la fosilización de los decápodos se ve favorecida. A pesar de ello, las formas juveniles, posiblemente menos calcificadas y por tanto más difíciles de fosilizar, tienen una representación menor en Orobe. Se puede afirmar, además, que la conservación de esta fauna es excelente presentándose moldes internos y externos de cada ejemplar con incluso conservación de parte de las capas que lo forman.

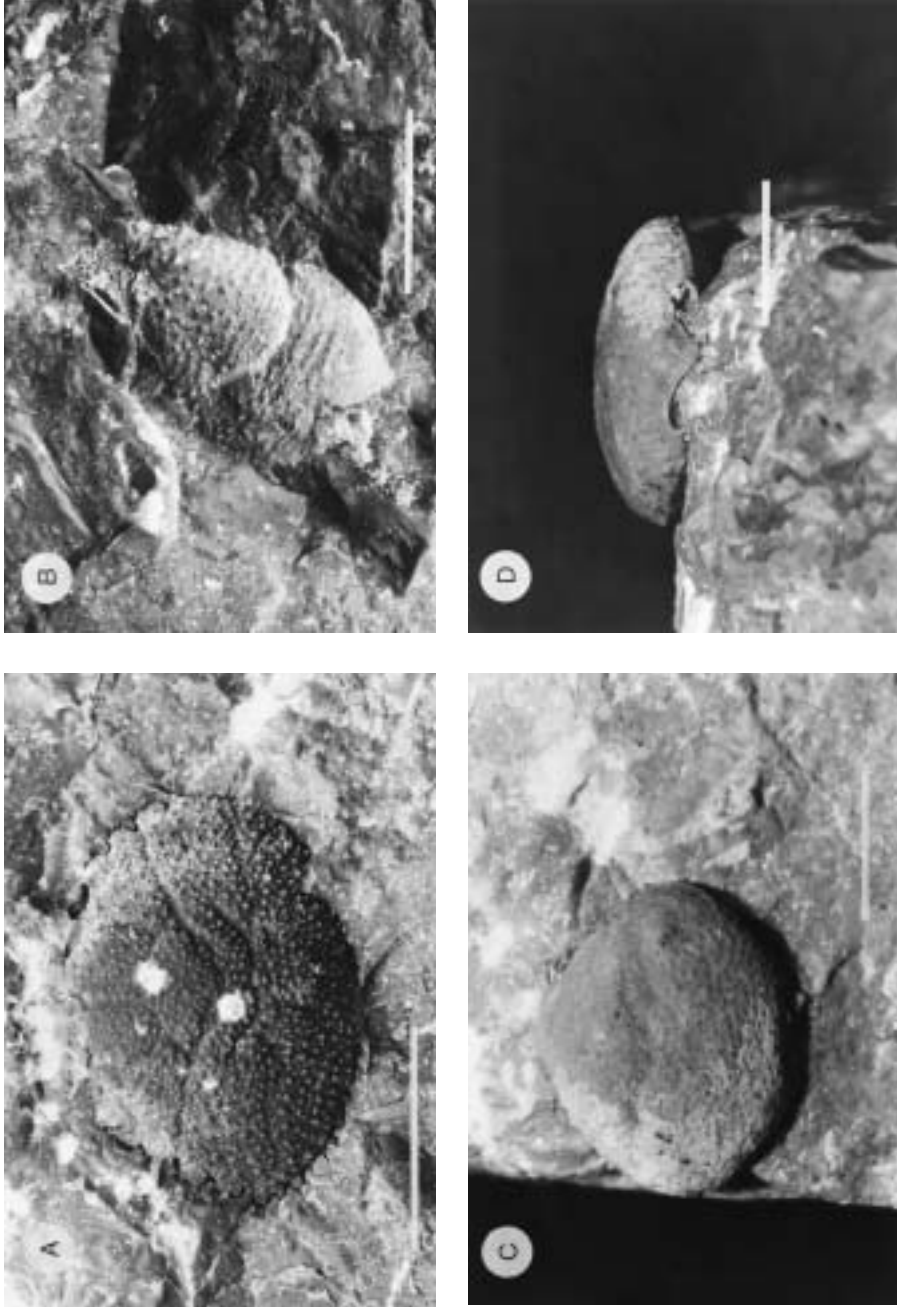
CONCLUSIONES

1. Se presenta una nueva cartografía detallada de la zona de Araia-Asparrena-Altsasu, en la que se muestra la complejidad tectónica ligada a los accidentes de Aitzgorri y Gulina-Altsasu.

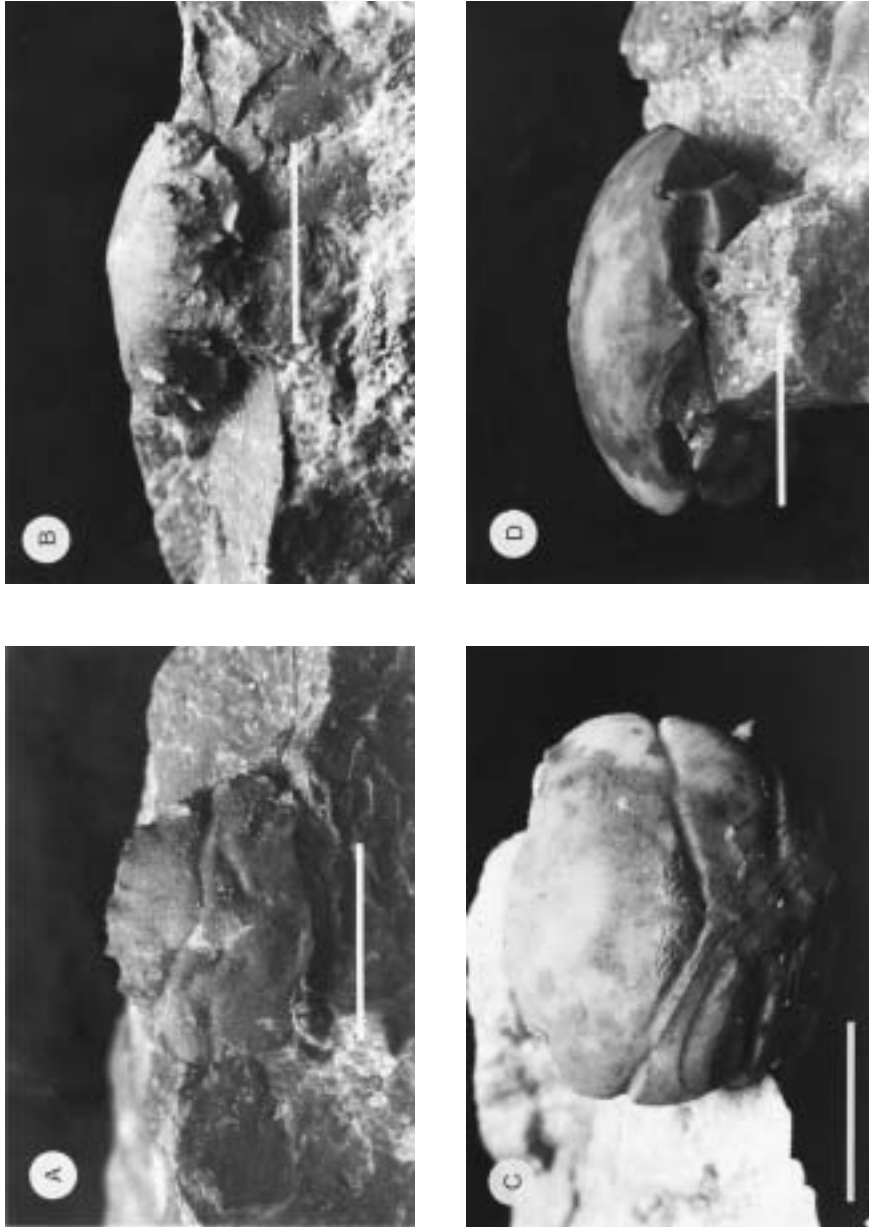
2. Nuevo esquema estratigráfico y paleogeográfico para la Fm. Eguino en la zona de estudio; se definen las unidades de Albeniz y Etxarri-Aranatz.

3. Datación más precisa de la unidad Albeniz en base a la integración de nuevos datos con los ya existentes en la literatura: Albiense Superior, zona *inflatum*, subzona *varicosum*-Cenomaniense Inferior. De esta forma matizamos la edad atribuida a la fauna de decápodos.

4. Los datos aportados apoyan un posible control tectónico en el depósito de la unidad Albeniz.



LAMINA I: a) *Palaeodromites* sp., vista dorsal; b) *Panagalabea* sp., vista dorsal; c) *Graptocarinus texanus* ROEMER, 1887, vista dorsal; d) Id. a c, vista frontal (la barra blanca horizontal indica 1 cm.).



LAMINA II: a) *Glyptodromene alsasensis* VAN STRAELEN, 1944, vista dorsal; b) Id. a *a*, vista dorsal; c) *Pithonaton* cf. *bouvieri* VAN STRAELEN, 1944, vista dorsal; d) Id. a *c*, vista frontal (la barra blanca horizontal indica 1 cm.).

EPÍLOGO

Aparte de la contribución estratigráfica que aporta este trabajo al conocimiento de la Formación Eguino, hemos querido poner énfasis en la fauna de decápodos típica de estas calizas arrecifales. Con ello, queremos mostrar nuestro reconocimiento a la labor paleontológica que realizó su descubridor Máximo Ruiz de Gaona, dando a conocer una fauna que supuso un “eslabón perdido” en la cadena evolutiva de los decápodos.

A continuación añadimos un listado de las especies reconocidas en el yacimiento del Monte Orobe (según Via Boada, 1981):

- Paragalathea ruizi* (VAN STRAELEN, 1940)
Paragalathea straeleni (RUIZ DE GAONA, 1943)
Paragalathea multisquamata VIA BOADA, 1981
Eomunidopsis navarrensis (VAN STRAELEN, 1940)
Eomunidopsis orobensis (RUIZ DE GAONA, 1943)
Rathbunopon obesum (VAN STRAELEN, 1944) (= *Homolopsis obesa*)
Pithonoton bouvieri VAN STRAELEN, 1944 (= *Pithonoton* nov. dp. de Ruiz de Gaona)
Pithonoton laevis (VAN STRAELEN, 1940) (= *Iberihomola laevis*)
Pithonoton scarabaeum (WRIGHT-WRIGHT, 1950)
Plagiophthalmus oviformis (BELL, 1863)
Heeia cf. *villersensis* (HEE, 1924)
Homolopsis sp. a.
Homolopsis edwardsi BELL, 1863
Palaeodromites centrosus (VAN STRAELEN 1940) (= *Distefania centrosa*)
Palaeodromites transiens WRIGHT-COLLINS, 1972
Graptocarcinus texanus ROEMER, 1887
Glyptodynamene alsasuensis VAN STRAELEN, 1944
Necrocarcinus labeschii (DESLONGCHAMPS, 1835) (= *Cenomanocarcinus inflatus* de Ruiz de Gaona)
Xanthosia cf. *similis* (BELL, 1863)

BIBLIOGRAFÍA

- AHR, W. M. (1973).- The carbonate ramp: an alternative to the shelf modal. Trans. *Gulf Coast Ass. Geol. Soc.*, XXIII, 221-225.
 AMÉDRO, F. (1981).- Actualisation des zonations d'ammonites dans le Crétacé Moyen du Bassin Anglo-parisien. Essai d'une zonation phylétique de l'Albien au Turonien. *Cretaceous Research*, 2, 261-269.
 BALSS, H., BUDDENBROCK, W., GRANER, H. E. & KORSCHLITZ, E. (1940-61). Decapoda. En: H. G. Bronn (ed). *Klassen und Ordnungen des Tierreichs*, 5, pt. 1, Crustacea, Bk. 7, 2169.
 BEURLEN, K. (1931).- Die Besiedelung der Tiefsee. *Natur u. museum*, 61, 269-279.
 CIRY, R. & MENDIZABAL, J. (1949).- Contribution à l'étude du Cénomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre-occidentale. *Ann. Hébert et Haug*, VII, 61-79.
 EVE (1992).- *Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25000, hoja 113-IV (Asparrena)*.
 FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P. A. (1986).- *El Complejo Urganiano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco. Kobie, XVI, p. 7-184.
 FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A. & GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1991).- Depositional history of Aptian-Albian carbonate platforms: Aitzgorri Massif, northern Spain. *Cretaceous Research*, 12, 293-320.
 FEUILLÉE, P. (1967).- Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. *Mém. Soc. Géol. France*, 46(108), 343pp.
 FEUILLÉE, P. (1971).- Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomanien pyrénéo-cantabrique: problème d'environnement sédimentaire. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoec.*, 9, 277-311.

- FREY, R.W.; CURRAN, H.A. & PEMBERTON, S.G. (1984).- Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. *Jour. Paleont.*, 58, 333-350.
- FÜRSICH, F. T. (1981).- Invertebrate trace fossils from the Upper Jurassic of Portugal. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 67, 153-168.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1982).- Aptiense y Albiense. En: A. García (ed) *El Cretácico de España*, 63-84.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1990).- The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution. *Spec. Publ. int Ass. Sediment.* 9, 257-290.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. & FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A. (1990).- Comparative study of carbonate mounds in the context of systems tract analysis: Albian of Soba, Northern Spain. *13th Int. Sediment. Congress, Nottingham* (Abstr.), 181.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. & FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A. (1993).- Sequence stratigraphy and systems tracts of a mixed carbonate and siliciclastic platform-basin setting: the Albian of Lunada and Soba, northern Spain. *AAPG Bull.*, 77(2), 245-275.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. & FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A. (1995).- Albian carbonate mounds: comparative study in the context of sea-level variations (Soba, northern Spain). *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 23, 359-384.
- GLAESSNER, M.F. (1969).- Decapoda. En: R.C. Moore (ed) *Treatise of Invertebrate Paleontology*, IV, 339-533.
- GÓMEZ-ALDAY, J. J. y FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P. A. (1994).- Las Calizas de Motho (Albiense Superior, Alsasua, Navarra): análisis de facies. *Kobie*, XXII, 5-12.
- HARDING, T. P. y LOWELL, J. D. (1979).- Structural styles, their plate-tectonics habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *AAPG Bull.*, 63, 1016-1058.
- KENDALL, C.G.St.C. & SCHLAGER, W. (1981).- Carbonates and relative changes in sea-level. *Mar. Geol.* 44, 181-212.
- OWEN, H.G. (1984).- The Albian stage: European Province chronology and ammonite zonation. *Cretaceous Research*, 5, 329-344.
- PLAYFORD, P.E.; HURLEY, N.F.; KERANS, C. & MIDDLETON, M.F. (1989).- Reefal platform development, Devonian of the Cannig Basin, western Australia. En: *Controls on carbonate platforms and basins development*. *SEPM Spec. Publ.*, 44, 187-202.
- PUJALTE, V. & 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, 6th European Regional Meeting of Sedimentology, Lleida*, 381-384.
- RAT, P. (1959).- *Les Pays crétacés basco-cantabriques*. Publ. Univ. Dijon, XVIII, 525.
- REITNER, J. (1982).- Die Entwicklung von Inselplattform und Diapir-Atollen im Alb des Basko-Kantabrikums (Nordspanien). *N Jahrb Geol Palaeontol Abh* 165, 87-101.
- REITNER, J. (1986).- A Comparative Study of the Diagenesis in Diapir-Influenced Reef Atolls and a Fault Block Reef Platform in the Late Albian of the Vasco-Cantabrian Basin (Northern Spain). En: J.H. Schroeder & B.H. Purser (eds) *Reef Diagenesis*. Springer-Verlag, 186-209.
- ROBASZYNSKI, E., JUIGNET, P., GALE, A. S., AMÉDRO, F. y HARDENBOL, J. (1992).- Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Anglo-Paris Basin, exemplified by the Cenomanian stage. *Sequence Stratigraphy of European Basins, abstracts volarme*, CNRS-IFP, Dijon, France.
- RUIZ DE GAONA, M. (1943).- Nota sobre crustáceos decápodos de la cantera del Monte Orobe (Alsasua). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, XLI, 425-433.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952).- Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el Valle de la Barranca (Navarra). *Primer Congreso Internacional del Pirineo del Instituto de Estudios Pirenaicos, Zaragoza*. CSIC, 3-14.
- VAN STRAELEN, V. (1940).- Crustacés décapodes nouveaux du Crétacique de la Navarre. *Bulletin du musée royal d'histoire naturelle de Belgique*, XVI-4, 1-5.
- VAN STRAELEN, V. (1944).- Anomoure et brachyures du Cénomanien de la Navarre. *Bulletin du musée royal d'histoire naturelle de Belgique*, XX-25, 1-12.
- VIA BOADA, L. (1981).- Les crustacés décapodes du Cénomanien de Navarre (Espagne): premiers résultats de l'étude des Galatheidae. *Geobios*, 14-2, 247-251.
- WIEDMANN, J. (1979).- Itineraire géologique à travers le Crétacé Moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). En: *Mid Cretaceous events, Iberian field conference 77*. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 5, 127-214.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. y SEELY, D. R. (1973).- Basic wrench tectonics: *AAPG Bull.*, 57, 74-96.

RESUMEN

Este trabajo aporta la primera estratigrafía en conjunto de los materiales carbonatados y terrígenos pertenecientes a la Formación Eguino que afloran en la zona de Altsasu, entre Araia-Asparrena (Araba) y Bakaiku (Nafarroa). En este estudio se distingue la unidad carbonatada Albeniz, objetivo principal de este trabajo.

La unidad Albeniz se dispone sobre materiales siliciclásticos del Albiense Superior, Formación Valmaseda y unidad de Etxarri-Aranatz. Se compone de dos tramos principales bien diferenciados: el primero de implantación de la sedimentación carbonatada, con un dispositivo en rampa mixta calcarenítica, el cual deja paso a una segunda fase de crecimiento arrecifal en forma de pequeñas plataformas y parches arrecifales en tránsito a margas de cuenca relativa. El fin de la unidad Albeniz se produce mediante un *drowning* hacia el Cenomaniense Inferior y da paso a la transgresión generalizada del Cenomaniense Medio-Superior.

Asimismo se presenta una reconstrucción paleogeográfica y un mapa de detalle en el que se expresa la complejidad tectónica de la zona.

Se incluye también, una aproximación a la paleoecología de ambos estadios, de rampa y crecimiento arrecifal, poniendo énfasis en las comunidades de decápodos típicos de estas calizas.

LABURPENA

Lan honetan Altsasu inguruan, Araia-Asparrena (Araba) eta Bakaiku (Nafarroa) artean, azaleratzen diren Eguino Formazioko material karbonatatu eta terrigenoen lehenengo estratigrafia osoa aurkezten da. Ikerketa honetarako, lan honen helburu nagusia den Albeniz unitate karbonatatu ezberdintzen da.

Albeniz unitatea Goi Albiarreko siliziklastikoen gain, Valmaseda Formazioa eta Etxarri-Aranatz unitatea, ezartzen da. Ongi desberdintutako bi etapa nagusiz eratuta dago: lehenengoa, erranpa misto kalkarenitikoaz osatua, karbonatoen metaketa-ezarpenari dagokio; bigarrenak, isolatutako partxe arrezifal eta arro erlatiboko eskema aurkezten du. Albeniz unitatea Behe Cenomaniarrean hondoratuz amaitzen da, Erdi-Goi Cenomaniarreko transgresio orokorrari bidea utziz.

Halaber, berreraikuntza paleogeografikoa eta eskualde hontako egitura konplexua erakusten duen mapa zehatza aurkezten dira.

Erranpa eta arrezife-hazkuntza etapen paleoekologiaren gaia ere ukitu da, karearri hauen dekapodo-fauna garrantzitsuak nabarmenduz.

ABSTRACT

The carbonates and siliciclastics of the Eguino Formation outcropping in East Araba and West Nafarroa areas are presented under a stratigraphic point of view considering a whole framework for the areas cited. This is the first time this subject is developed, defining the new Albeniz sedimentary unit.

Albeniz unit is overlying Upper Albian siliciclastics belonging to Valmaseda Formation and Etxarri-Aranatz unit, and is made up of two differentiated stages. The first one corresponds to the establishment of the carbonate sedimentation in a mixed-ramp sketch. In the second phase a patch-reef system with inter-reef marls was formed. A sudden drowning phase in the area during probably Lower Cenomanian age terminated with the shallow-carbonate sedimentation of the Albeniz unit and let a transgressive phase go on.

A paleogeographic restoration is also presented with a detailed map showing the tectonic complexity of the area.

The paleoecology of the Albeniz carbonates is briefly commented, giving emphasis to the typical decapod-community of the reef limestones.