

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 8	Págs. 65-83	Madrid 1982
----------------------------	--------	-------------	-------------

LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA DE LA CUENCA «WEALDENSE» DE CANTABRIA

POR
VICTORIANO PUJALTE

RESUMEN

Los sedimentos «wealdenses» de Cantabria, N de Burgos y N de Palencia representan una de las numerosas cuencas formadas en ambas márgenes del Golfo de Vizcaya durante la fase de rifting del Jurásico superior-Cretácico inferior. Se reactivaron entonces fallas tardihercínicas creando una fosa asimétrica en la que se acumuló una pila sedimentaria de más de 4.000 m de espesor. La sucesión está dividida por una ruptura estratigráfica importante en dos secuencias deposicionales mayores: la inferior o Grupo Cabuérniga, incluye sedimentos fluviales, lacustres, evaporíticos, de lagoons y de llanuras de mareas; la superior, o Grupo Pas, es menos variada, habiendo sido depositada en su mayor parte en ambientes fluviales o fluvio-lacustres.

ABSTRACT

The «wealden» sediments of Cantabria, N of Burgos y N de Palencia (northern Spain) represents one of the numerous basins formed in both margins of the Bay of Biscay during the rifting phase of Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous age. Late Hercynian basement faults were then reactivated, creating an asymmetric graben in which a sedimentary pile of more than 4.000 m was laid down. The succession is divided by an important break into two major depositional se-

* Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Apartado 644, Bilbao.

quences: the Lower one, or Cabuerniga Group, includes deposits of rivers, lakes, evaporitic ponds, lagoons and tidal flats; the higher one, or Pas Group, is less varied, having being deposited mostly in fluvatile or fluvio-lacustrine conditions.

INTRODUCCION

El fenómeno «wealdense» está estrechamente ligado a una inestabilidad tectónica (fase «Kimmerica tardía» o «finijurásica»), que en la península Ibérica se manifiesta por un acusado movimiento vertical de bloques. Se crearon así «altos», en los que el registro del Malm-Neocomiense es discontinuo o falta por completo, y «cuencas» en las que se acumularon, en condiciones generalmente no marinas, las sucesiones terrígenas o terrígeno-carbonatadas más potentes de Europa occidental.

La «cuenca de Cantabria» comprende, además de los extensos afloramientos de esta provincia, los del N de la de Burgos y NE de la de Palencia (Fig. 1), y puede ser justamente considerada un área clásica para el estudio del «wealdense» en la Península Ibérica. Fue en ella, en efecto, donde se produjeron los hallazgos paleontológicos que permitieron a GONZALEZ LINARES (1876) demostrar la presencia de tales terrenos en España, y desde entonces ha habido un flujo más o menos continuo de nuevos datos (GONZALES LINARES, 1878; MENGAUD, 1913, 1920; CIRY, 1940; RAT, 1954) fuertemente acelerado hacia el comienzo de la década de los 60 (RAT, 1959, 1961, 1962, 1963; CIRY, *et al.*, 1967; AGUILAR y RAMIREZ DEL POZO, 1968; RAMIREZ DEL POZO, 1969, 1971; RAT y SALOMON, 1969; SALOMON, 1970 a y b, 1973; BRENNER, 1972; PASCAL *et al.*, 1976; LEON, 1980, etc.). El primer análisis de cuenca fue realizado hace ya más de treinta años (CIRY, 1951), al que han seguido en la última década los de RAMIREZ DEL POZO y AGUILAR (1972), BRENNER (1976) y SALOMON (1981).

En este artículo se resumen los resultados más importantes de las investigaciones realizadas por el autor en esta cuenca (principalmente, 1976, 1977, 1979 a y b, 1981; GARCIA-MONDEJAR y PUJALTE, 1975, 1976, 1977, 1981), que han permitido el establecimiento de una nueva estratigrafía de la sucesión, una mejor comprensión de sus ambientes deposicionales y una más clara noción del tectonismo que controló la sedimentación. Los datos se sintetizan en reconstrucciones paleogeográficas y secciones transversales para los intervalos más significativos, ofreciendo una visión dinámica de la evolución de este sector de la Península en el intervalo Kimmeridgiense-Barremiense. La cuenca wealdense de Cantabria se revela como una cuen-

ca asimétrica (semi-graben), semiconfinada, formada durante las fases iniciales del «rifting» en el Golfo de Vizcaya, y en cuyo desarrollo ha jugado un papel decisivo la reactivación de líneas estructurales hercínicas.

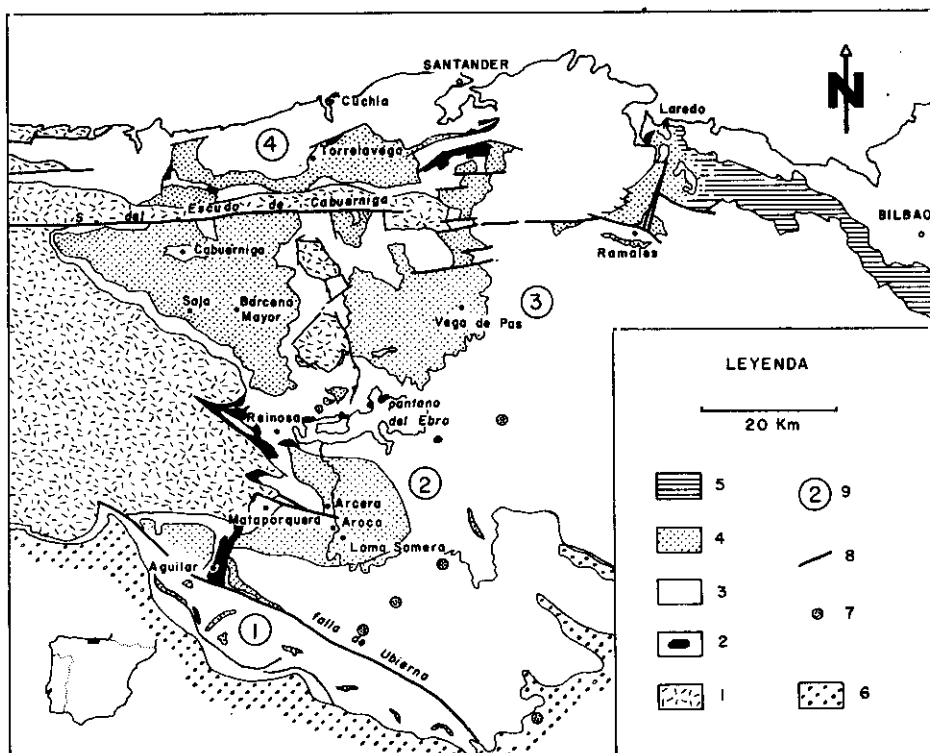


FIG. 1.—Encuadre geológico y geográfico de la cuenca wealdense de Cantabria, con indicación de las localidades citadas en el texto y de los dominios tectoestratigráficos diferenciados en la misma. Leyenda: 1) Paleozoico y Bunt.—2) Trias superior.—3) Jurásico y Cretácico indiferenciados.—4) Afloramientos wealdenses de la cuenca de Cantabria.—5) Afloramientos wealdenses del anticlinorio vizcaíno.—6) Terciario.—7) Sondeo que ha cortado materiales wealdenses de la cuenca de Cantabria.—8) Falla importante, que ha contribuido a la subsidencia de la cuenca.—9) Número de dominio tectoestratigráfico.

ENCUADRE GEOLOGICO Y SUBDIVISION DE LA CUENCA

El límite E de la cuenca de Cantabria puede situarse con bastante exactitud en el paralelo de Laredo, al este del cual las sucesiones wealdenses cambian progresiva pero rápidamente de facies y natu-

raleza (Fig. 1). La posición del límite septentrional ha variado con el tiempo, situándose en principio al sur de la S^a del Escudo de Cabuérniga, desplazándose hacia el norte después hasta situarse en la plataforma continental actual. El límite meridional fue, asimismo, variable, oscilando por las proximidades del contacto entre los materiales mesozoicos y el Terciario de la cuenca del Duero. La posición del límite W no puede fijarse, ya que los afloramientos originales han sido erosionados tras el levantamiento del macizo paleozoico asturiano; pero es claro, a la vista de la distribución de espesores de las unidades (cf. LEON, 1980), que la cuenca original debió prolongarse bastante hacia el oeste del límite oriental actual de los afloramientos. Así, vista en planta, la cuenca de Cantabria presenta una forma trapezoidal, con una anchura máxima de unos 80 Km en dirección N-S y una longitud mínima de 100 Km en dirección E-W. En su interior destaca la presencia de alineaciones estructurales tardihercínicas, principalmente el anticlinal fallado de la Sierra del Escudo de Cabuérniga y la falla de Ubierna, cuya influencia en el proceso deposicional ha sido subrayada por PUJALTE (1979 b, 1981). Estas dos alineaciones, junto con la franja diapírica del Pantano del Ebro, subdividen a la cuenca de Cantabria en cuatro dominios tectoestratigráficos (1 a 4 en Fig. 1), que perduran, con algunas modificaciones, a lo largo del Aptiense-Albiense (GARCIA-MONDEJAR y PUJALTE, 1981).

RESUMEN ESTRATIGRAFICO

La estratigrafía de la sucesión ha sido puesta al día en dos trabajos recientes (PUJALTE, 1982; GARCIA DE CORTAZAR y PUJALTE, 1982), y por ello aquí subrayamos únicamente sus características esenciales.

El Wealdense (o «Complejo Purbeck-Weald») de Cantabria está constituido por dos secuencias deposicionales mayores (en el sentido de MITCHUM *et al.*, 1977), a las que se les asigna rango de Grupo (Fig. 2). La inferior, o Grupo Cabuérniga, está representada en los dominios tectoestratigráficos (u.t.) 1, 2 y 3, y presenta significativas variaciones de uno a otro (Fig. 2 y punto siguiente). El Grupo Pas (2.^a secuencia deposicional) está presente en los u.t. 2, 3 y 4, y lo componen únicamente dos formaciones cuyas características son bastante constantes en todos los afloramientos. La edad de las distintas formaciones es imposible de fijar con exactitud, debido a que algunas de ellas son azoicas, y el valor cronoestratigráfico de los fósiles de los intervalos fértiles es discutible. La edad indicada en la figura 2, resultante de un compromiso entre los datos paleontológicos de otros

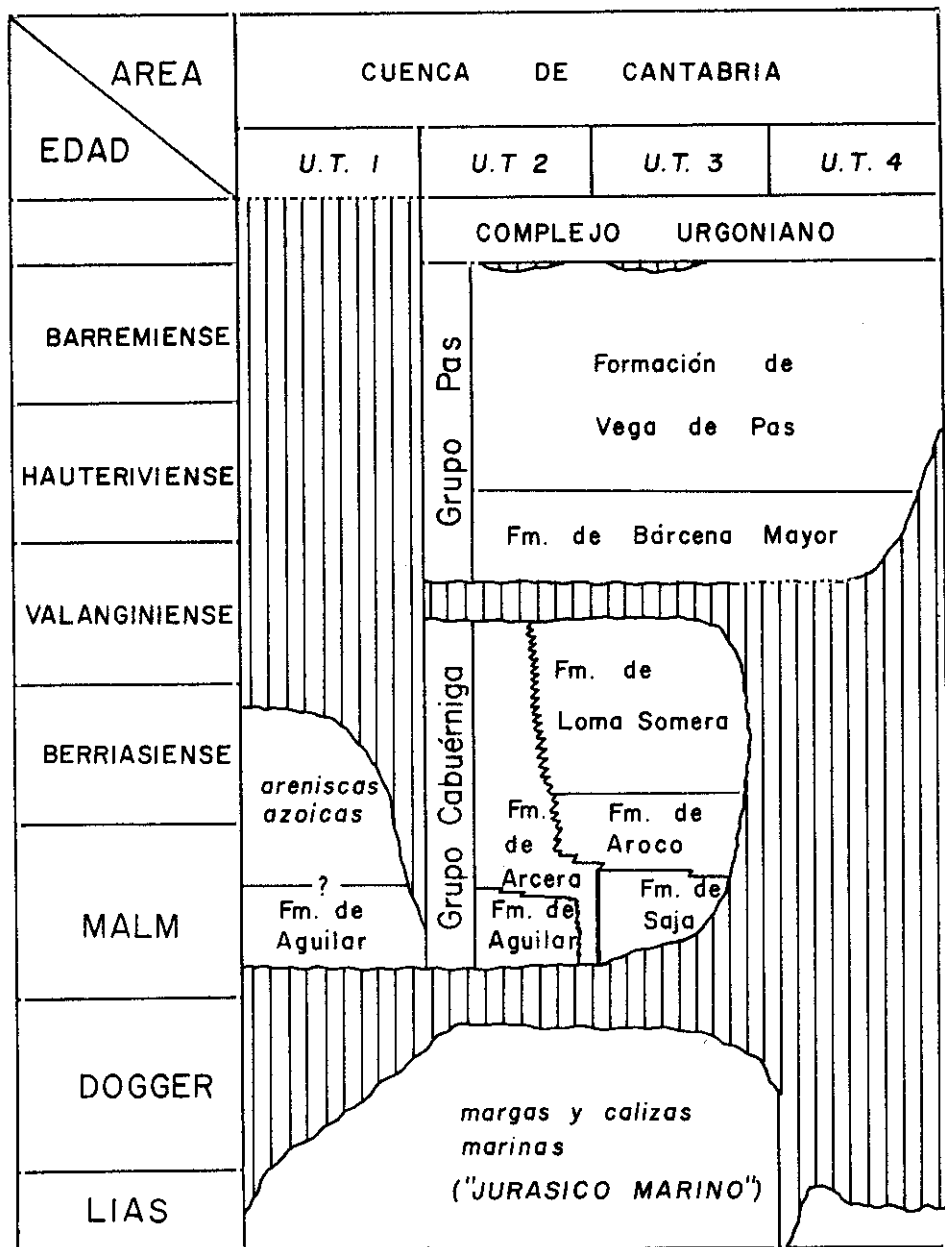


FIG. 2.—Formaciones wealdenses de la cuenca de Cantabria.

autores (principalmente RAMIREZ DEL POZO, 1969; BRENNER, 1976), nuestras propias observaciones y consideraciones regionales (ver PUJALTE, 1981) deben considerarse, por ello, como una aproximación.

FACIES, AMBIENTES DEPOSICIONALES Y PALEOGEOGRAFIAS

Formaciones de Aguilar, Arcera y Saja

Estas tres unidades están situadas en la parte inferior del Grupo Cabuérniga y se atribuyen al Jurásico superior (Malm.). Reposan directamente sobre el Jurásico marino, por lo general (salvo en zonas marginales de la cuenca) sobre términos del Calloviense inferior o medio, con un contacto invariablemente neto y frecuentemente erosivo.

La Formación de Aguilar (300-1.000 m) aparece en el u.t. 1 y mitad meridional del u.t. 2. Comienza con un tramo poco potente (Miembro 1: máx. 50 m) de lutitas rojas con intercalaciones de niveles canaliformes de conglomerados de cantos calizos, pero el grueso de la unidad está constituida predominantemente por calizas masivas, micríticas, estratificadas en bancos de espesor métrico, que contienen una asociación fósil típicamente lacustre (characeas, *Cypridea*, *Bisulcocypris*, Viviparidae). Son también frecuentes los oncolitos (sobre todo en la parte superior de la unidad), observándose más esporádicamente laminaciones estromatolíticas. Otro rasgo característico de las calizas son sus estructuras diagenéticas tempranas (porosidad fenestral generalizada, cavidades y vacuolas con rellenos geopetales polifásicos, coexistencia de varias generaciones de cementos, etc.), descritas por COMAS *et al.* (1981), que las atribuyen a repetidas oscilaciones del nivel de agua, con la emersión parcial del fondo del lago. La presencia habitual de techos brechificados y microkarstificados apunta en el mismo sentido. La Formación ha sido atravesada en sondeos, algunos de los cuales (Tozo, Urbel) han cortado intercalaciones evaporíticas entre las calizas (LEON, 1980).

La Formación de Arcera (600-1000 m) es azoica y predominantemente terrígena, y sus rasgos sedimentológicos señalan que fue depositada en ambiente fluvial (GARCIA DE CORTAZAR y PUJALTE, 1982). En la parte septentrional del u.t. 2, la Formación descansa directamente sobre el Jurásico marino, interdigitándose hacia el sur con la Formación de Aguilar (a la que recubre posteriormente: Fig. 2). Los datos de sondeos (LEON, 1980), muestran el mismo tipo de interdigitación de NE a SW y de E a W.

La Formación de Saja (0-100 m) aparece exclusivamente en el u.t. 3. A partir de su geometría, relaciones basales y paleocorrientes (PUJALTE, 1981), es demostrable que la unidad rellena depresiones alargadas de dirección aproximadamente W-E, que, sobre la base del contexto geológico general, son interpretadas como «paleovalles» encajados en las margas y calizas del infrayacente Jurásico marino. La unidad está formada por secuencias granodecrecientes de 5-10 m de espesor, de conglomerados, areniscas y margas. Los conglomerados y areniscas se interpretan como depósitos de point bar de grano grueso de ríos que fluían hacia el E, y las margas como depósitos de la llanura de inundación. Los sondeos Castro Urdiales 1 y Monillo han cortado facies marino-someras (calcarenitas gruesas, calizas conglomeráticas, areniscas y conglomerado: OLIVE DAVO y RAMIREZ DEL POZO, 1974), presumiblemente equivalentes a la Formación de Saja; es verosímil, por ello, que los valles aluviales desembocaran en el mar.

La figura 3 resume, en forma de esquema paleogeográfico, los datos arriba expuestos: una serie de valles aluviales de dirección W-E en el u.t. 3, y una cuenca endorreica en los u.t. 1 y 2, con un lago carbonatado en su parte central, que experimentaría desecaciones eventuales durante las que se depositarían evaporitas. Es claro, por tanto, que la cuenca wealdense estuvo separada, en sus comienzos, por una divisoria de aguas situada en la franja del pantano del Ebro. Otro dato a resaltar es que la falla de Ubierna ha desplazado a la Formación de Aguilar, por lo que el depósito de la misma tuvo lugar *antes* de que esta fractura delimitara los u.t. 1 y 2.

Formaciones de Aroco y Loma Somera

Las características sedimentológicas de estas unidades son descritas en otra parte de este volumen por GARCIA DE CORTAZAR y PUJALTE (1982), y no nos extenderemos aquí. Señalaremos solamente dos puntos adicionales: 1) ambas Formaciones se reconocen con facies similares en los u.t. 2 y 3, demostrando que durante el depósito de las mismas (tránsito J.-C., Berriasiense), los relieves de la zona del pantano del Ebro estaban suficientemente degradados para permitir la homogeneización de las condiciones de sedimentación en toda la cuenca; 2) las facies de ambas unidades muestran un gradiente de salinidad creciente hacia el NE (máximo en la zona de Ramales de la Victoria), indicativo de la polaridad de sus respectivos sistemas deposicionales en dicha dirección.

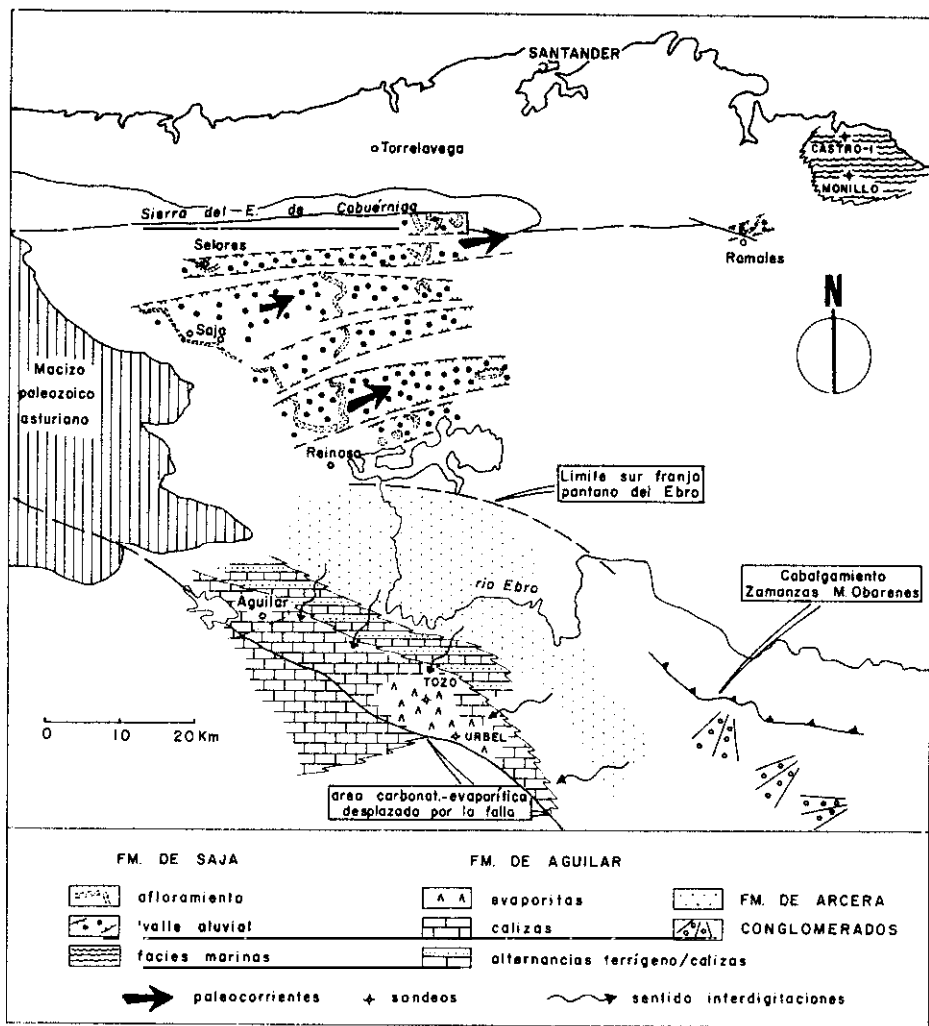


FIG. 3.—Ensayo de reconstrucción paleogeográfica de la cuenca de Cantabria durante el Jurásico superior (explicación en el texto). Dibujado con datos de LEÓN (1980) (sector al S del pantano del Ebro) y OLIVE DAVO y RAMIREZ DEL POZO (1974) (Sondeos Monillo y Castro Urdiales).

Formación de Bárcena Mayor

Esta Formación (100-600 m) se reconoce en los u.t. 2, 3 y en la mayor parte del u.t. 4 (salvo en las proximidades del litoral actual: ver abajo), manteniendo siempre una gran constancia de facies. Carece de fauna, abundando, por el contrario, los restos vegetales y

lechos de lignito, así como trazas fósiles que en unos casos representan galerías de invertebrados y en otras raíces. Se interpreta como fluvial (PUJALTE, 1980, 1981 a).

Las facies de canal activo constituyen aproximadamente el 60 por 100 de la Formación, y están integradas por areniscas de tamaño de grano fino a medio, con estratificación cruzada (predominantemente de surco), y en menor proporción por microconglomerados y areniscas microconglomeráticas. Aparece en litosomas de 2-10 m. de espesor, que en superficie presentan colores amarillentos o anaranjados muy característicos. Las medidas de paleocorriente demuestran un paleoflujo hacia el N en la parte meridional de la cuenca y hacia el E en la septentrional, desviación que se relaciona con el funcionamiento contemporáneo de las fallas del S de la S^a del Escudo de Cabuérniga. Las facies de desbordamiento constan de lutitas negras o rojas, con intercalaciones esporádicas y discontinuas de areniscas de grano fino.

La proporción relativa entre ambas facies varía de uno a otro dominio tectoestratigráfico: en el u.t. 2, donde la Formación alcanza su máximo espesor, las facies de desbordamiento representan algo más del 50 por 100 de la sucesión, mientras en el u.t. 4, donde la potencia total de la Formación se reduce a unos 100 m, constituyen sólo el 10 por 100; tal variación está claramente relacionada con el potencial de preservación de los depósitos de ambientes no canalizados, menor cuanto menor la subsidencia.

La Fig. 4 a muestra la paleogeografía de la cuenca durante el depósito de la Formación de Bárcena Mayor (Valanginiense sup.-Hauteriviense inf.), realizada a partir de los datos arriba señalados y de sus relaciones basales.

Formación de Vega de Pas

Esta unidad (100-1000 m) descansa en la mayor parte de la cuenca sobre la de Bárcena Mayor, con un contacto concordante y gradacional. Sin embargo, la sobrepasa en los afloramientos más septentrionales (Cuchia, S. Vicente de la Barquera), reposando entonces directamente sobre calizas masivas del Lías inferior, intensamente karstificadas.

Se reconocen en la Formación tres asociaciones de facies (a.f) intergradacionales. La a.f. 1 es azoica, y corresponde en el campo con lo que previamente ha sido descrito como «Capas Rojas» (PUJALTE, 1981). Está caracterizada por un empilamiento vertical de secuencias positivas, claramente asimilables a ciclotemas fluviales de ríos meandriformes. Las facies de canal aparecen en litosomas are-

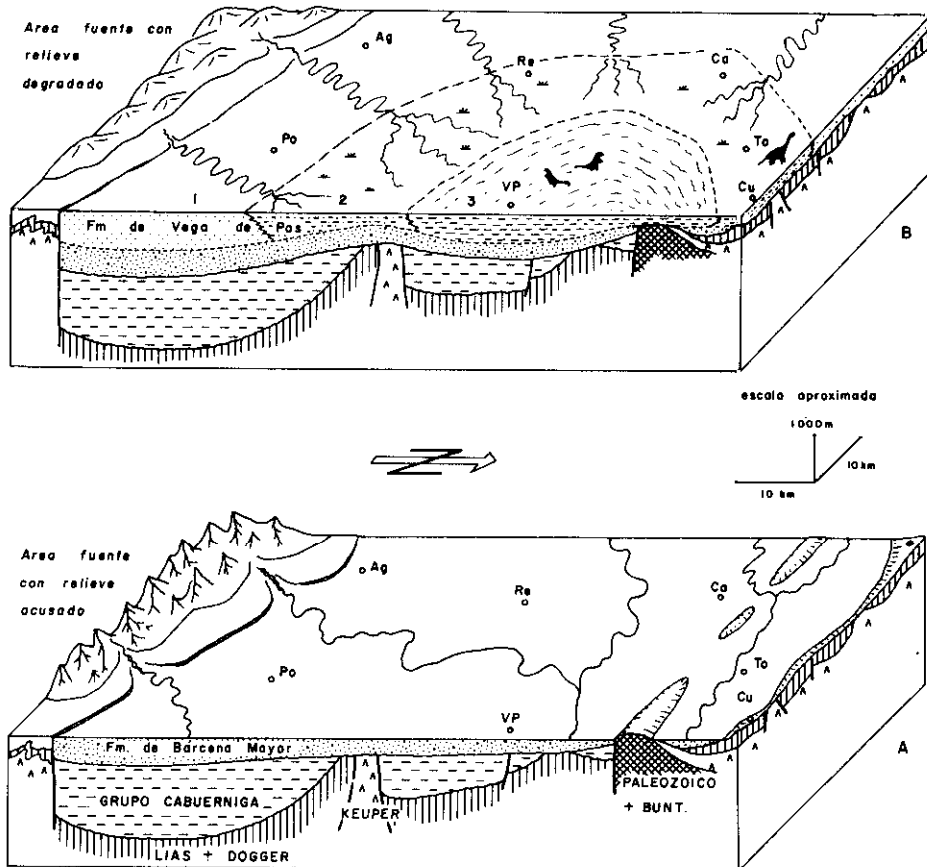


FIG. 4.—Ensayos de reconstrucción paleogeográfica de la cuenca de Cantabria durante (A) Valaginiense sup.-Hauteriviense inf., y (B) Valanginiense sup.-Hauteriviense. Leyenda: Ag = Aguilar; Po = Polientes; Re = Reinosa; VP = Vega de Pas; Ca = Cabuérniga; To = Torrelavega; Cu = Cuchía.

niscosos de 1 a 4 m, con bases erosivas y techos transicionales, mostrando en algunos casos estratificación épsilon. Estos litosomas se extienden lateralmente durante muchas decenas de metros sin mostrar cambios apreciables, prueba evidente de que los canales experimentaban considerables migraciones laterales. Las facies de desbordamiento están representadas casi exclusivamente por lutitas rojas masivas y forman casi el 75 por 100 de la asociación. La constancia de los colores rojizos sugiere que las llanuras de inundación permanecerían habitualmente secas, permitiendo la intensa oxidación de sus depósitos.

La a.f. 2 es similar a la anterior, pero con tres importantes diferencias: 1) Los litosomas areniscosos tienen una acusada geometría lenticular, y su extensión lateral es considerablemente menor que los de la a.f. 1; 2) las facies de desbordamiento, aunque siguen siendo predominantemente rojas, muestran abundantes horizontes de «colour motling», producidos con toda probabilidad por raíces, y 3) aparecen esporádicamente niveles fosilíferos (principalmente con ostrácodos, pelecípodos y gasterópodos) e incluso intercalaciones de calizas lacustres.

La a.f. 3, en fin, está constituida predominantemente por lutitas negras, laminadas o masivas, con intercalaciones areniscosas en bancos delgados, organizadas muchas veces en secuencias negativas. La asociación es muy fosilífera, conteniendo, sobre todo, *Viviparus*, y en menor proporción *Unio*, formas ambas de agua dulce. Se han encontrado también ostrácodos, restos de peces y fragmentos muy erosionados de huesos de reptiles. Las estructuras sedimentarias más abundantes son ripples de oscilación, que a veces aparecen truncaos, observándose ocasionales grietas de desecación y, más raramente, laminaciones de corriente a pequeña escala. Todas estas características demuestran que la a.f. 3 fue depositada en un ambiente lacustre somero, probablemente reductor (PUJALTE, 1981 a).

La figura 4 b presenta esquemáticamente el modelo paleogeográfico deducido para la Formación de Vega de Pas (Hauteriviense superior-Barremiense): una zona lacustre somera (a.f. 3) alimentada desde el S y W por sistemas fluviales (a.f. 1), con una franja intermedia donde los ríos se bifurcarían en distributarios, entre los que existirían charcas y lagunas temporales (a.f. 2). Tanto esta franja como la zona lacustre serían adecuadas para la vida de los grandes reptiles (agua, vegetación, abundantes invertebrados) y no es sorprendente por ello que en las respectivas asociaciones de facies se hallan observado pisadas de estos animales. El esquema reproduce el momento de máxima extensión del área lacustre, a partir del cual la zona fluvial progradó paulatinamente hasta ocupar toda la cuenca wealdense de Cantabria en el Barremiense final.

TECTONICA SINSEDIMENTARIA

Numerosos autores han atribuido a causas tectónicas el drástico cambio de condiciones ocurrido en el área a finales del Dogger, y varios han señalado también que la sedimentación wealdense se produjo en condiciones de inestabilidad tectónica. Sin embargo, el análisis sistemático de las relaciones tectónica-sedimentación no había sido abordado.

La figura 5 resume nuestros conocimientos sobre este importante aspecto, en forma de cortes transversales de la cuenca en tiempos sucesivos, que dan idea de su evolución tectónica. Destaca el papel jugado por las fallas del sur de la S^a del Escudo de Cabuérniga y de Ubierna, dos fracturas tardihercínicas cuya reactivación fue la causa principal de la enorme subsidencia de los u.t. 2 y 3. La comparación del desarrollo de las formaciones a uno y otro lado de estas fracturas (PUJALTE, 1979 b y 1981) demuestra cómo éstas contribuyeron a la subsidencia de la cuenca mediante movimientos episódicos, generalmente débiles, que determinaron que los espesores fuesen mayores en los bloques hundidos pero también hubiera sedimentación en los

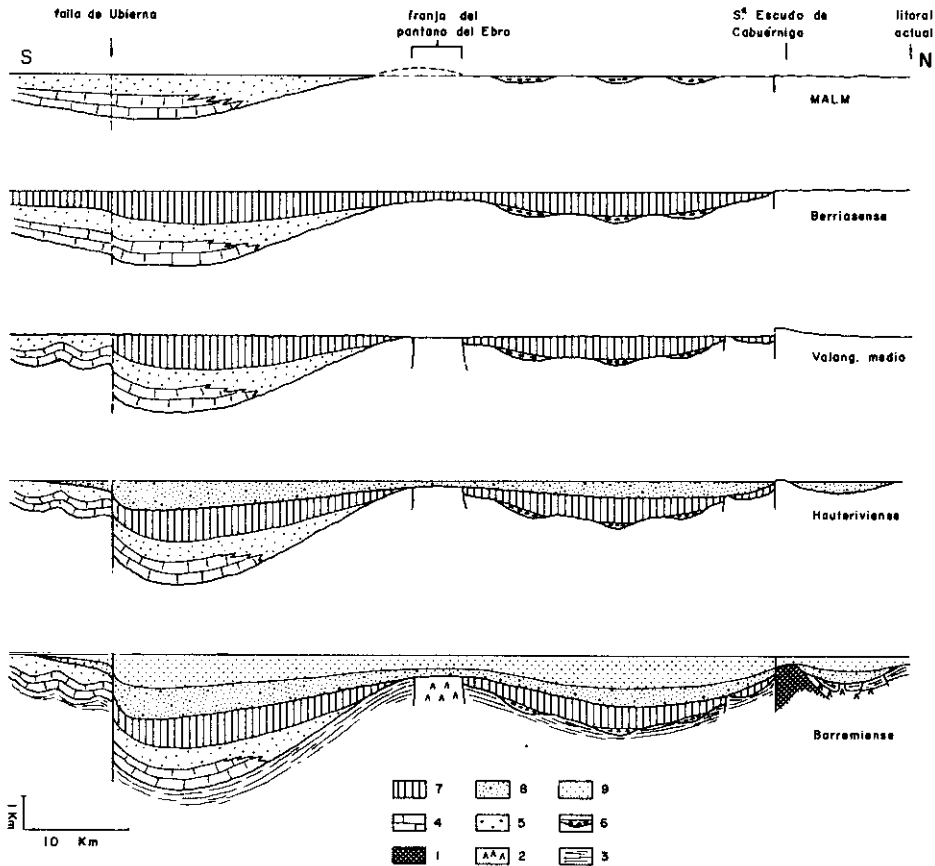


FIG. 5.—Secciones transversales de la cuenca de Cantabria en diversos momentos de su historia. Leyenda: 1) Paleozoico y Bunt.—2) Triás superior.—3) Jurásico marino (LIAS + DOGGER).—4) Fm. de Aguilar.—5) Fm. de Arcera (pro-parte).—6) Fm. de Saja.—7) Fms. de Aroco y Loma Somera, y parte equivalente de Fm. de Arcera.—8) Fm. de Bárcena Mayor.—9) Fm. de Vega de Pas.

levantados. Es probable que a un hipotético observador de la cuenca le fuera difícil descubrir entonces la presencia de las fracturas. En determinados intervalos, sin embargo, la actividad de las fallas fue mucho más enérgica, reestructurando la cuenca en bloques desnivelados y promoviendo la erosión, principalmente en los bloques levantados. El simultáneo rejuvenecimiento del relieve del área fuente determinó, al reanudarse la sedimentación, un aumento de la proporción y calibre de los terrígenos vertidos a la cuenca. Las «fases activas» están marcadas, por tanto, por una ruptura estratigráfica importante sucedida inmediatamente por materiales terrígenos de grano grueso. La ruptura que marca la separación entre los dos Grupos wealdenses y la Formación de Bárcena Mayor que la recubre constituyen, respectivamente, el registro más sobresaliente de este tipo de eventos. La influencia de la halocinesis del Trías superior fue también importante, sobre todo en la franja del Ebro, donde es probable que localmente se llegara a la perforación diapírica.

Tal como muestra la figura 5, en el Jurásico superior existía en los u.t. 1 y 2 una cubeta o subcuenca fuertemente subsidente (Cubeta de Aguilar o Polientes: ver también figura 3, mientras el u.t. 3 se comportaba como una zona de «by-passing», en la que sólo se preservarían materiales en los valles aluviales (Formación de Saja). Hacia el tránsito Jurásico-Cretácico; sin embargo, la sedimentación se generalizó en todo el u.t. 3. En el Valanginiense superior-Hauteriviense inferior (Formación de Bárcena Mayor) se superó la barrera de la S.^a del Escudo de Cabuérniga, y hubo ya sedimentación en el u.t. 4, que continúa, expandiéndose hacia el norte, durante el Hauteriviense superior y Barremiense (Formación de Vega de Pas).

En esencia, estas reconstrucciones demuestran claramente el carácter extensivo de la cuenca wealdense de Cantabria. La posición de su borde meridional se mantuvo en las proximidades de la falla de Ubierna, inmediatamente al norte de la cual la sucesión alcanza su máximo espesor; el septentrional, por el contrario, se desplazó hacia el norte con el transcurso del tiempo, dando lugar al progresivo solapamiento de las Formaciones en esa dirección. La situación al final del Barremiense (parte inferior de la Fig. 5), revela la marcada asimetría transversal de la cuenca, que, unido al papel transcendental jugado por las fracturas tardihercínicas, permiten calificarla como semigraben (o graben asimétrico), en el sentido expresado por ARTAUD *et al.* (1977).

MARCO PALEOGEOGRAFICO REGIONAL

La investigación oceanográfica y geofísica del Golfo de Vizcaya, junto con los sondeos realizados en las plataformas continentales

noespañola y francesa, han suministrado en los últimos años informaciones muy valiosas para entender la evolución estructural y paleogeográfica tanto del propio Golfo como de las cuencas sedimentarias que lo bordean (ANONIMO, 1971; MONTADER *et al.*, 1974; DEWEY *et al.*, 1973; WILSON, 1975; BOILLOT y CAPDEVILA, 1977; SOLER *et al.*, 1981). Se sabe ahora que la oceanización del Golfo tuvo lugar mediante una rotación de la placa ibérica en sentido contrario a las agujas del reloj, ocurrida probablemente en el Cretácico superior. La deriva de la península estuvo precedida por una fase de rifting, que se prolongó durante el Jurásico superior y Neocomiense, en el curso de la cual se crearon numerosas cuencas sedimentarias en ambos márgenes del Golfo: una de ellas es, precisamente, la de Cantabria.

En este contexto, y teniendo en mente las peculiaridades de la evolución tectónica «local» comentada en el apartado anterior, es posible especular sobre las causas últimas que determinaron la historia geológica de la cuenca. En principio, la brusca retirada del mar Jurásico hacia finales del Dogger puede asociarse sin dificultad al levantamiento generalizado por el W del fondo de la cuenca, debido al «uplift» en la zona del Cabo Finisterre (WILSON, 1975; PUJALTE, 1981). Tal uplift es preludeo del «rifting» y cuando éste se generalizó en el Golfo la margen continental nord-española sería basculada hacia el S, en sentido contrario a la posición del eje del rift, siendo simultáneamente sometida a esfuerzos distensivos N-S. Fueron éstos, sin duda, los que determinaron la reactivación de las líneas de fractura orientadas más o menos perpendicularmente a la dirección de tensión máxima. El modelo explica satisfactoriamente que la sedimentación se reanudara primero en las zonas más alejadas del eje del «rift», que serían las más hundidas. En fin, el progresivo desplazamiento hacia el norte del borde septentrional de la cuenca puede explicarse por la progresiva amortiguación del basculamiento de la margen.

La figura 6 muestra la situación de la Cuenca de Cantabria en el marco paleogeográfico del Golfo de Vizcaya, que aparece como una cuenca semiconfinada, no conectada, o conectada indirectamente, con el mar abierto. La franja que la separa de la zona de rift tendría un relieve pequeño, como lo demuestra su escasa o nula contribución en el suministro de terrígenos, que procedían fundamentalmente del S y del W (PUJALTE, 1981). No es por ello sorprendente que el mar pudiera salvar ocasionalmente esta barrera (aunque nunca instalarse abiertamente en la cuenca), como, por ejemplo, durante el depósito de la Formación de Loma Somera. La posición de las posibles vías de entrada no es conocida, pero es probable que se situaran en las proximidades de Bilbao, lo que explicaría la existencia de varias in-

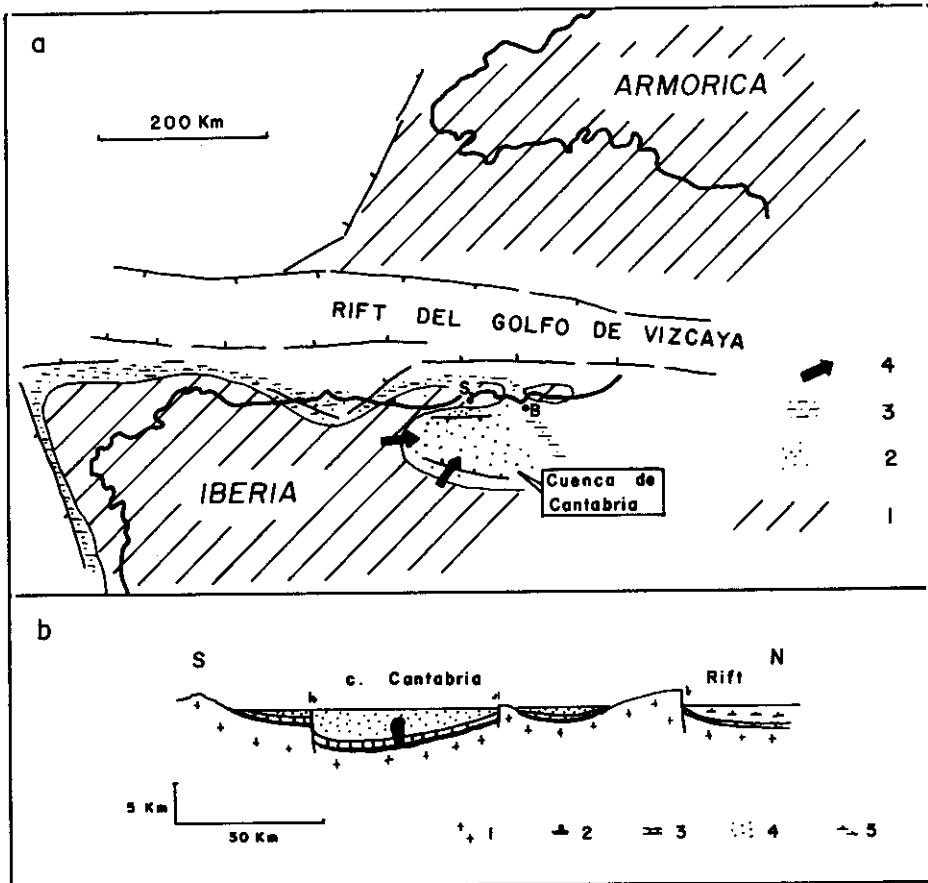


FIG. 6.—a) Situación de la cuenca wealdense de Cantabria en el marco del golfo de Vizcaya (Paleogeografía del golfo inspirada en ALLEN, 1981): 1) Macizos emergidos.—2) Facies predominantemente continentales.—3) Facies intermedias. 4) Paleocorrientes; en blanco, facies marinas (en el rift).—b) Sección transversal esquemática: 1) Paleozoico y Bunt.—2) Triásico superior.—3) Jurásico marino.—4) Wealdense.—5) Facies marinas.

tercalaciones casi-marinas en el wealdense del anticlinorio. Con toda probabilidad, las investigaciones en curso en aquella zona (F. GARCIA-GARMILLA) podrán confirmar o desmentir esta hipótesis.

AGRADECIMIENTOS

A a la larga lista de amigos y colegas que de una u otra forma me han ayudado en mis investigaciones, debo añadir ahora dos nuevos

nombres: L. LEON, de INIEPSA, por suministrarnos el original de su importante contribución sobre la Cubeta de Polientes antes de que sea publicada, y Van HOORN, de SHELL España, por atraer nuestra atención sobre el afloramiento de Cuchía, así como por su información adicional sobre la plataforma continental.

Mi agradecimiento también al Departamento de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco, que ha subvencionado generosamente nuestra asistencia al Coloquio.

REFERENCIAS

- AGUILAR, M. J., y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1968): Observaciones estratigráficas del paso del Jurásico marino a las facies Purbeckienses en la región de Santander. *Acta Geológica Hispánica*, t. IV, pp. 35-38.
- ALLEN, P. (1981): Pursuit of Wealden models. *Journal of the Geological Society*, 183, pp. 375-405.
- ANÓNIMO (1971): Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 2 tomos, Ed. Technip, París.
- ARTHAUD, F.; MEGARD, F., y SEGURET, M. (1977): Cadre tectonique des quelques bassins sédimentaires. *Bull. Centres. Rech. Explo. Prod. Elf. Aquitaine*, 1, pp. 147-188.
- BOILLOT, G., y CAPDEVILLA, R. (1977): The Pyrenees: Subduccion and Collision? *Earth and Planetary Science letters*, 35, pp. 151-160.
- BRENNER, P. (1972): Levantamiento geológico en los alrededores de Ramales de la Victoria (Santander-Vizcaya). *Estudios Geológicos*, 28, pp. 429-443.
- (1976): Ostracoden und Charophyten des Spanischen Wealden (Systematik, Okologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Paleontographica Abt. A.*, vol. 152, pp. 113-201.
- CIRY, R. (1940): Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Leon et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 74, 528 pp.
- (1951): L'évolution paleogeografique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inférieur. I. G. M. E., Libro Jubilar, vol. II, pp. 17-52.
- COMAS, M. C.; GARCÍA-MONDÉJAR, J., y PUJALTE, V. (1981): Parada 4.3: Las Calizas de Aguilar. In: Libro-guía de las Jornadas de Campo sobre el Jurásico superior y Cretácico inferior de la región vasco-cantábrica (parte occidental), pp. 124-129.
- CIRY, R.; RAT, P.; MANGUIN, J. Ph.; FEUILLEE, P.; AMIOT, M.; COLCHEN, M., et DELANCE, J. H. (1967): Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Espagne: Des Pyrenees aux Asturies. *C. R. Som. S. G. F.*, vol. 9, pp. 389-444.
- GARCÍA DE CORTAZAR, A., y PUJALTE, V. (1982): Litoestratigrafía y facies del Grupo Cabuérniga (Malm-Valanginiense inferior?) al S de Cantabria-NE de Palencia. En: II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España, Albacete.
- GARCÍA MONDÉJAR, J., y PUJALTE (1975): Contemporaneous tectonics in the Early Cretaceous of Central Santander province, north Spain. IX Congr.

- Int. de Sedimentología. Nice. Tectonic. and Sedimentation, t. IV, pp. 131-137.
- (1976): Rasgos estratigráficos y tectónicos de la Cuenca del río Besaya, entre Reinosa y Los Corrales de Buelma (prov. de Santander). *Bol. Geol. Min.*, vol. LXXXVII, pp. 571-582.
- (1977): Ciclos sedimentarios mayores del Jurásico superior-Cretácico inferior de Santander. VIII Cong. Nac. de Sedimentología, Oviedo-León (resumen).
- (1981): El Jurásico superior y Cretácico inferior de la región vasco-cantábrica (parte occidental). Libro guía Jornadas del Campo, 134 pp.
- GONZÁLEZ LINARES, A. (1876): Sobre la existencia de Unios y Paludinas en El Escudo de Cabuérniga. *Anal. Soc. Española Hist. Nat.* «Actas», vol. 5, pp. 23-28.
- (1878): Sobre la existencia de terreno wealdico en la cuenca del Besaya (prov. de Santander). *Anal. Soc. Española Hist. Nat.* «Actas», pp. 487-489.
- DEWEY, J. F.; PITMAN, W. C.; RYAN, W. B. F., and BONNIN, J. (1973): Plate tectonic and the evolution of the Alpine System. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 3137-3180.
- LEÓN, L. (1980): Aplicación de los perfiles eléctricos a la interpretación sedimentológica del complejo «Purbeck-Weald» de la cubeta de Polientes (Burgos). IX Congreso Nacional de Sedimentología. Resúmenes y comunicaciones. Universidad de Salamanca, p. 31.
- MENGAUD, L. (1913): Contribution à l'étude du wealdien de la province de Santander. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 156, pp. 279.
- (1920): Recherches géologiques dans la region cantabrique. *Thèse Fac. Sc. Paris*, 370 pp.
- MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R., and THOMPSON III, S. (1977): The depositional sequence as a Basic. Unit for Stratigraphic Analysis in Seismic stratigraphy. AAPG memoir 26, pp. 53-62.
- MONTADER, L.; WINNOCK, E.; DELTEIL, J. R., and GRAU, G. (1974): Continental margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay, in: *The Geology of Continental Margins*; Burk and Drake, eds. (Springer-Verlag, N. Y.), pp. 323-342.
- OLIVÉ DAVO, A., y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1974): Memoria de la hoja 1 : 50.000, n.º 36 (Castro Urdiales). I. G. M. E., 31 pp.
- PASCAL, A.; RAT, P., et SALOMON, J. (1976): Sédimentation, Stratigraphie et Dynamique dans le complexe continental et marin Basco-Cantabrique (Jurassique terminal-Albien). *4ème Reunion Annuelle des Sciences de la Terre*, 319 pp.
- PUJALTE, V. (1976): Posibilidad de una nueva división estratigráfica de los sedimentos no marinos del Jurásico superior y Cretácico inferior en la provincia de Santander. *Boletín Geológico y Minero*, vol. LXXXVII-II, pp. 101-118.
- (1977): El Complejo Purbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y Sedimentación. *Tesis*. Univ. Bilbao, 104 pp. (inéd.).
- (1979 a): Precisiones sobre la posición estratigráfica de la formación de Aguilar ¿Jurásico superior? (norte de la provincia de Palencia). *Cuadernos de Geología*, vol. 10, pp. 229-234.

- (1979 b): Control tectónico de la sedimentación «Purbeck-Weald» en las provincias de Santander y N. de Burgos. En: *Acta Geológica Hispánica*, t. 14 (Libro Homenaje a Lluís Solé Sabaris), pp. 216-222.
- (1981): Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin: the «Wealden» of the Santander area, Northern Spain. *Sedimentary Geology*, vol. 28, pp. 293-325.
- (1982): El tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense; in: capítulo 3.º, «*El Cretácico de España*», Ed. Univ. Complutense, Madrid.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1969): Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España. Ediciones CEPESA, S. A., pp. 1-68.
- (1971): Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (región Cantábrica). *Mem. Inst. Geol. y Min.*, vol. 78, 357 pp.
- RAMÍREZ DEL POZO, J., y AGUILAR TOMÁS, M. J. (1972): Consideraciones sedimentológicas y paleogeográficas de las facies Purbeck y Weald de la cubeta de Santander-Burgos. *Estudios Geológicos*, vol. XXVIII, pp. 173-192.
- RAT, P. (1954): Observations sur les facies saumâtres et marines de la base du Wealdien dans l'Est de la province de Santander (Espagne). *C. R. Acad. Sc.*, París, 239, pp. 1820-1821.
- (1950): Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques (Espagne). *Thèse*, Fasc. Sc. Publ. Univ. Dijon, vol. XVIII, 525 pp.
- (1961): La edad y naturaleza de las capas de base del Wealdense en la provincia de Santander y sus alrededores (Espagne). *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, vol. 61, pp. 181-184.
- (1962): Contribution à l'étude stratigraphique du Purbeckien-Wealdiende la région de Santander (Espagne). *B. S. G. F.*, vol. IV, pp. 3-12.
- (1963): A propos du Wealdien Cantabrique: transgressions and regressions marines climatiques. *C. R. Acad. Sci. París*, t. 256, pp. 455-457.
- RAT, P., y SALOMON, J. (1969): Données nouvelles sur la stratigraphie et les variations sédimentaires de la serie purbecko-wealdienne au S de Santander (Espagne). *C. R. somm. S. G. F.*, pp. 217-219.
- SALOMON, J. (1970 a): Essai de subdivision lithostratigraphique dans la Formation «wealdienne» de la bordure nord-est du massif asturien (Espagne). *C. R. somm. S. G. F.*, pp. 192-293.
- (1970 b): Sur la stratigraphie des formations «wealdiennes» de la bordure sud-est du massif asturien. *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 3, pp. 75-77.
- (1973): *Theriosynoecum fittoni*. Sa repartition et sa signification stratigraphique dans le wealdien du Nord de l'Espagne. *Revue de Micropaleontologie*, 16, pp. 132-136.
- (1980): Les Formations continentales du Jurassique superieur et du Crétacé inferieur en Espagne du Nord (Chaînes Cantabrique et Iberique). *Tesis*. Université de Dijon (in Litt.).

- SOLER, R.; LÓPEZ VILCHEZ, J., y RIAZA, C. (1981): Petroleum Geology of the Bay of Biscay. In: Petroleum Geology of the continental shelf of North-west Europe, pp. 474-489.
- WILSON, R. C. L. (1975): Atlantic opening and Mesozoic continental margin basins of Iberia. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 25, pp. 33-43.