

Control tectónico de la sedimentación «purbeck-weald» en las provincias de Santander y N. de Burgos.

por Victoriano PUJALTE

Departamento de Geología. Universidad de Bilbao.

ABSTRACT

During the Upper Jurassic and Lower Cretaceous, the reactivation of important late-hercynian faults had a decisive influence on the sedimentation in Santander and N Burgos (N Spain). This reactivation was due to tensional stress related to the opening of the Bay of Bizcay (Wilson, 1975). The faulting resulted in rejuvenation of source land and created a strong subsiding basin that was to accumulate more than 2.000 m of terrigenous clastics. The intensity of faulting was pulsating, a fact that has been recorded in the stratigraphical sequence by successive megacyclothems.

RESUMEN

Durante el Jurásico terminal y primera parte del Cretácico inferior, la reactivación de importantes fallas tardi-hercínicas tuvo una influencia decisiva sobre la sedimentación en las provincias de Santander y N de Burgos. Tal reactivación refleja esfuerzos distensivos ligados a la apertura del Golfo de Vizcaya (Wilson, 1975). La acción de las fallas rejuveneció al área fuente y creó una cuenca sedimentaria fuertemente subsidente que acumuló más de 2.000 m de sedimentos terrígenos. La intensidad de funcionamiento de las fallas fue pulsante, lo que ha quedado registrado en la serie estratigráfica por sucesivos megaciclotemas.

INTRODUCCIÓN

Los sedimentos del Jurásico terminal y primera parte del Cretácico están caracterizados en muchas localidades de la Península, (como en otras muchas partes de Europa y del resto del mundo: Allen, 1967; 1975) por presentar evidencias de movimientos tectónicos contemporáneos. Términos tales como movimientos kimméricos, neokimméricos, cimméricos, neocimméricos, finijurásicos, y otros parecidos, indican sucesos acaecidos hacia el tránsito Jurásico-Cretácico. Los rasgos más visibles son la aparición de discordancias, hiatos y/o lagunas estratigráficas, y pérdidas más o menos generalizadas del carácter marino de la sedimentación. Las discordancias no revelan casi nunca periodos de fuerte plegamiento, y dado que pueden afectar a regiones bastante extensas, han sido atribuidas en muchas ocasiones a levantamientos epirogénicos (p. ej.: Bulard, 1971; pp. 433).

En la cuenca de Santander-Burgos (y sin duda también en la de Cameros), la actividad tectónica fue particularmente notoria. Así, el Jurásico superior y primera parte del Cretácico inferior están representados por formaciones sedimentarias constituidas predominantemente por rocas clásticas, en muchos casos de tamaño de grano grueso, que implican la

existencia de elevados relieves próximos a la cuenca de depósito; la sucesión alcanza localmente un gran espesor (≥ 2000 m en Vega de Pas), lo que unido a las rápidas variaciones de potencia que puede experimentar lateralmente en distancias muy cortas, descubre una movilidad de basamento muy enérgica. En el mismo sentido apuntan la presencia de discordancias y los cambios bruscos en el régimen de sedimentación.

En esta nota se examinan los rasgos más destacados de las interrelaciones entre tectónica y sedimentación durante el

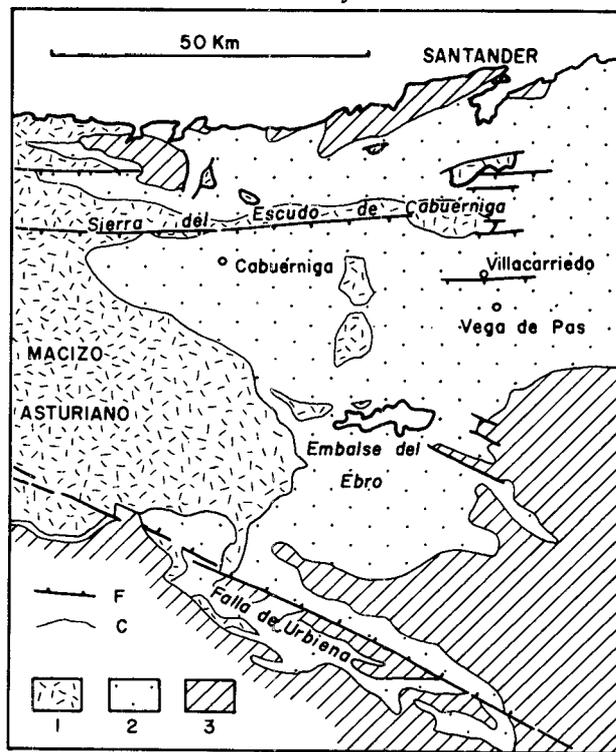


Fig. 1. Encuadre geológico de las provincias de Santander y N de Burgos. 1.- Paleozoico y Triásico. 2.- Jurásico y Cretácico inferior. 3.- Cretácico superior y Terciario. F.- Falla importante con indicación de hundimiento. C.- Contacto estratigráfico.

Jurásico superior y parte del Cretácico inferior en las provincias de Santander y N de Burgos. En esencia, la aparición y desarrollo de las facies sedimentarias no marinas está en conexión con la reactivación de importantes fallas en general tardihercínicas, cuyo funcionamiento fue continuo en el lapso de tiempo considerado, aunque con intensidad variable. Ello se pone de manifiesto mediante el concurso de datos estructurales y estratigráficos.

ENCUADRE GEOLÓGICO DE LA REGIÓN

La región considerada constituye, básicamente, el «Dominio Peri-Asturiano» de los Pirineos Cantábricos, según el esquema de división de Feuillée y Rat (1971). Existen en ella materiales de edades comprendidas entre el Carbonífero y el Eoceno, pero son predominantes, con mucho, los del Jurásico y Cretácico inferior, dispuestos a modo de amplia orla alrededor del Paleozoico del Macizo Asturiano (fig. 1).

Desde el punto de vista estructural, los rasgos más destacados son: 1) existencia de amplios sectores muy poco deformados, sólo afectados por pliegues de gran radio y fallas de pequeño salto; 2) presencia de accidentes de gran envergadura, espacialmente localizados, a favor de los cuales afloran terrenos Triásicos y Carboníferos. Debido al entrecruzamiento de estos accidentes, en particular de las fallas, el área aparece recortada en «bloques» o «paneles» desnivelados unos respecto a otros, situación particularmente clara en la cuenca del río Besaya (García Mondéjar y Pujalte, 1976), y en el sector de Villacarriedo, comentado más adelante.

De entre los accidentes más notables de la región destacan, por su relevancia en el tema que nos ocupa, las estructuras relacionadas con la Sierra del Escudo de Cabuérniga, las fallas del Sector de Villacarriedo, y la falla de Urbiena.

La Sierra del Escudo de Cabuérniga es, en esencia, un anticlinal largo y estrecho, rigurosamente E-W, que cruza prácticamente toda la provincia de Santander. En su núcleo aflora la Caliza de Montaña (Carbonífero), pero el grueso de la Sierra está formado por conglomerados y areniscas del Triás inferior. El flanco sur de este pliegue está afectado por una importante zona de fallas —las fallas Sur del Escudo de Cabuérniga— asimismo de dirección E-W. Son fallas de gran salto vertical (localmente superior a 2.000 m) y plano subvertical, que hunde el bloque sur. Se trata de la prolongación en Santander de una zona de fracturas bien desarrollada en Asturias (Julivert et al., 1971), que tiene en conjunto más de 100 km de longitud. De acuerdo con Julivert et al. (1971) estas fallas tienen una larga y compleja historia de funcionamiento, comenzando en el Carbonífero (Westfaliense o Stefaniense A) como fallas de desgarre sinistrorsas.

En el sector de Villacarriedo (fig. 1, 4) aparecen varias fallas de dirección E-W, posiblemente relacionadas de algún modo con las del sur de la Sierra del Escudo de Cabuérniga. Las longitudes observadas de las trazas de estas fallas varían entre 4 y 14 km y sus saltos verticales entre 300 y 1500 m. Todas ellas hunden el bloque sur.

La falla de Urbiena, en fin, es una fractura relativamente compleja, de dirección WNW-ESE, que se puede seguir en el Valle del Tozo a lo largo de unos 80 km de longitud. A ella se asocia una lámina diapírica de arcillas y evaporitas del Triás superior, que aflora en numerosos puntos a lo largo de su trazado. Casi con plena seguridad, la falla de Urbiena es la prolongación en el N de Burgos de la falla de Ventaniella o Cantábrica. De acuerdo con Julivert et al. (1971) la falla de

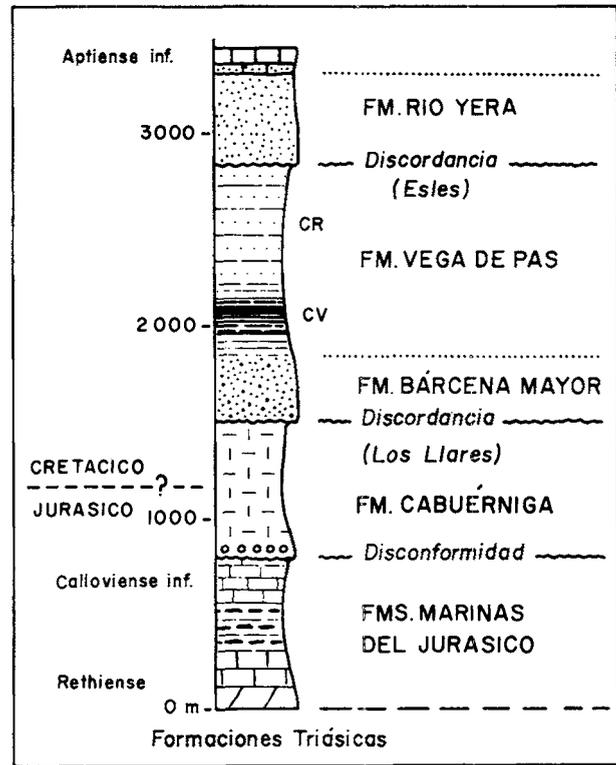


Fig. 2. Columna litoestratigráfica (compuesta) del Jurásico y primera mitad del Cretácico inferior de la región estudiada. Ver texto.

Ventaniella comenzó a actuar en una etapa hercínica tardía, como falla de desgarre dextra.

RESUMEN ESTRATIGRÁFICO

La figura 2 esquematiza la columna litoestratigráfica del Jurásico y primera parte del Cretácico inferior de la región, basándose principalmente en los datos de Dahm (1966), Pujalte (1976, 1977) y García Mondéjar y Pujalte (1976, 1977).

Las formaciones marinas del Jurásico son un grupo de materiales predominantemente carbonatados de características muy uniformes en toda la región. En su parte inferior están constituidas por carnioles, dolomías y calizas masivas, en su parte media por margas y margocalizas grises-azuladas y en su parte alta por calizas y margocalizas. La potencia media del conjunto es de unos 800 m, y según Dahm (1966) su edad es Rethiense-Calloviense inferior.

La Formación de Cabuérniga se superpone en disconformidad a las formaciones marinas jurásicas. En su parte inferior está constituida por unos niveles comparativamente delgados (max. 50 m) de gruesos conglomerados, areniscas y margas, y en el resto de la unidad por una alternancia de calizas, calcarenitas, areniscas y margas. Aproximadamente en sus 2/3 inferiores, la Formación contiene fósiles de hábitat dulce y/o salobre, principalmente ostracodos (*Cyprideas*) y *Characeas*. En el tercio superior aparece por el contrario una asociación marina de Briozoos, Crinoides y Esponjas, junto con lumaquelas de Ostreidos. La potencia máxima de la

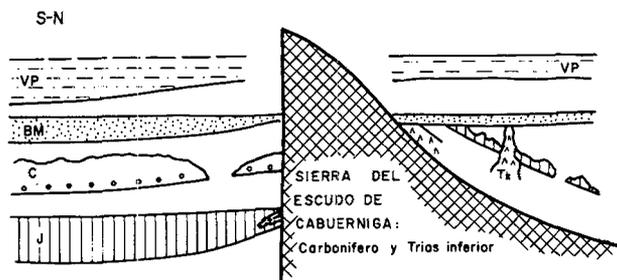


Fig. 3. Esquema de las variaciones de las unidades estratigráficas en relación con la Sierra del Escudo de Cabuérniga. Perfil compuesto. Sin escala. T₁ = Tn as superior, J = Jurásico marino; C = Fm. de Cabuérniga; BM = Fm. de Bárcena Mayor, VP = Fm. de Vega de Pas.

Formación es de unos 700 m y su edad Jurásico superior-Berriasiense.

La Formación de Bárcena Mayor descansa en discordancia angular sobre las formaciones infrayacentes, tanto la Formación de Cabuérniga (lo habitual) como las formaciones marinas jurásicas e incluso triásicas. Se compone de microconglomerados, areniscas cuarzosas y lutitas, y presenta en toda la región una notable constancia de facies. Las areniscas son la litología predominante (aprox. 75 % del total), apareciendo asociadas con los microconglomerados en bancos gruesos bastante continuos lateralmente. Tienen coloraciones rojizas y amarillentas más aparentes en superficies meteorizadas. No se ha encontrado fauna en esta Formación, pero abundan los restos vegetales y lechos de lignito. La potencia de la unidad varía entre 50 y 350 m y le hemos atribuido, con reservas, una edad Valaginiense superior-Hauteriviense basal.

La Formación de Vega de Pas sucede concordante y gradualmente a la de Bárcena Mayor. En su corte tipo, (Corte del Puerto de las Estacas de Trueba, Pujalte, 1977), la Formación tiene unos 1000 m de espesor, y puede ser subdividida en dos miembros. El inferior, Capas de Viviparus (350 m), está formado predominantemente por arcillas negras, y en menor proporción por limolitas grises, areniscas de grano fino y esporádicas intercalaciones de calizas. Posee una rica asociación faunística de agua dulce, principalmente gasterópodos (*Viviparus*, *Cassiopeia*), lamelibranquios (*Unio*), restos de peces y reptiles, y ostrácodos. El miembro superior, Capas Rojas (650 m), incluye principalmente lutitas rojas y en menos proporción areniscas. No hemos encontrado fauna en él, pero abundan los restos vegetales y pruebas de bioturbación. La edad probable de la Formación de Vega de Pas es Hauteriviense-Barremiense.

La Formación de Río Yera, por último, reposa en discordancia angular sobre la Vega de Pas, casi siempre sobre las Capas Rojas, pero localmente sobre las Capas de Viviparus (fig. 4 y 5). Las areniscas son, también en este caso, la litología predominante, y la unidad carece de fauna fósil, aunque abunda en restos vegetales y en lechos de carbón. La Formación de Río Yera pasa gradualmente en vertical, y quizás lateralmente, a areniscas con fauna marina a su vez sucedidas por calizas arrecifales de facies urgoniana. La edad de estas intercalaciones marinas es Aptiense inferior (García Mondéjar, com. pers.), de ahí que la formación de Río Yera pudiera ser Barremiense terminal-Aptiense basal. El espesor de la Formación en el puerto de las Estacas es de 480 m, pero hacia el Norte adelgaza rápidamente para desaparecer

aproximadamente en el paralelo de la Sierra del Escudo de Cabuérniga (fig. 4).

De acuerdo con García Mondéjar y Pujalte (1977), la sucesión del Jurásico superior y Cretácico inferior descrita presenta una organización en megaciclotemas, cada uno de los cuales está constituido por los siguientes elementos: Discontinuidad estratigráfica importante → depósitos clásticos terrígenos de grano grueso → sedimentos terrígenos de grano fino y/o rocas de origen químico o bioquímico. La Formación de Cabuérniga constituye el 1er. megaciclo de este esquema genético; las Formaciones de Bárcena Mayor + Vega de Pas (Grupo Pas) el 2.º; y la Formación de Río Yera representa la parte inferior de un 3er. megaciclotema.

RELACIONES ENTRE TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN

El análisis de las relaciones entre algunos accidentes tectónicos importantes y las formaciones sedimentarias del Jurásico y primera parte del Cretácico inferior, proporcionan una información crítica sobre la geometría y el diastrofismo del área de depósito. Algunos de los datos más significativos a este respecto se exponen a continuación. Conviene advertir, sin embargo, que existen otras estructuras tectónicas de gran interés en esta temática, sobre las que no podemos entrar aquí. Merecen apuntarse de modo especial las estructuras de origen diapírico, cuya incidencia ha sido particularmente notoria en el sector del embalse del Ebro.

La Sierra del Escudo de Cabuérniga

Las unidades estratigráficas del Jurásico y primera parte del Cretácico muestran drásticos cambios de espesor y, en ocasiones, de facies, a uno y otro lado de la Sierra del Escudo de Cabuérniga. Por sí solo, este hecho sugiere que las estructuras tectónicas de la citada Sierra, y en particular las fallas que la limitan por el sur, ha incidido fuertemente en los procesos de sedimentación.

La discusión que sigue se basa principalmente en la cartografía geológica de la región colindante a la Sierra, y en la medida de potencias de las distintas unidades presentes. No es posible incluir todos estos datos aquí, por lógicas limitaciones de espacio. De una manera resumida, enumeramos a continuación las variaciones más destacadas de cada unidad estratigráfica en relación con el accidente (fig. 3).

Formaciones marinas del Jurásico. Afloran a ambos lados de la Sierra con similares facies. Pero mientras en el lado sur aparecen casi siempre completas, en el norte aparecen severamente erosionadas bajo la Formación de Bárcena Mayor, llegando a faltar en varios cortes y subáreas. En la mayor parte de la región al sur de la Sierra, la potencia del conjunto es bastante constante, entre 700 y 900 m. En una franja inmediata y paralela al borde, se constata, sin embargo, una rápida e importante reducción a sólo 250-400 m. En dicha franja aparecen durante el Dogger facies arrecifales, conglomeráticas y brechoides, no representadas en el resto de la región.

Formación de Cabuérniga. Con excepción de algunos retazos aislados, la unidad está ausente al norte de la Sierra. Al sur, por el contrario, está ampliamente representada, aunque con un desarrollo muy variable como consecuencia de la erosión pre-Bárcena Mayor. Un dato importante es que

la Formación de Cabuérniga aparece cortada por el sistema de fallas del sur de la Sierra. Ello prueba, en nuestra opinión, que existieron depósitos de la unidad al norte de la Sierra, que en la actualidad marca prácticamente el límite septentrional de sus afloramientos.

Formación de Bárcena Mayor. Presenta idénticas facies de uno y otro lado de la Sierra, pero experimenta notables cambios de potencia en relación con ella. Se pasa, en efecto, de unos 300 m de espesor medio al sur a unos 100 m de espesor medio al norte. La variación de potencia no es regular, siendo muy rápida en una franja paralela a la traza de falla por

el sur, donde la potencia llega a duplicarse en una distancia horizontal a veces inferior al-km. En el resto de la región las variaciones de potencia son mucho más lentas.

Formación de Vega de Pas. Muestra también diferencias de espesor en relación con la Sierra, siendo claramente menos potente al norte. La magnitud de la variación no puede ser estimada, sin embargo, debido a la ausencia generalizada del techo de la Formación al sur de la Sierra por erosión reciente. Además del cambio de potencia, se detecta una variación en la composición litológica, de modo que la proporción de areniscas es mucho mayor al sur de la Sierra que al norte.

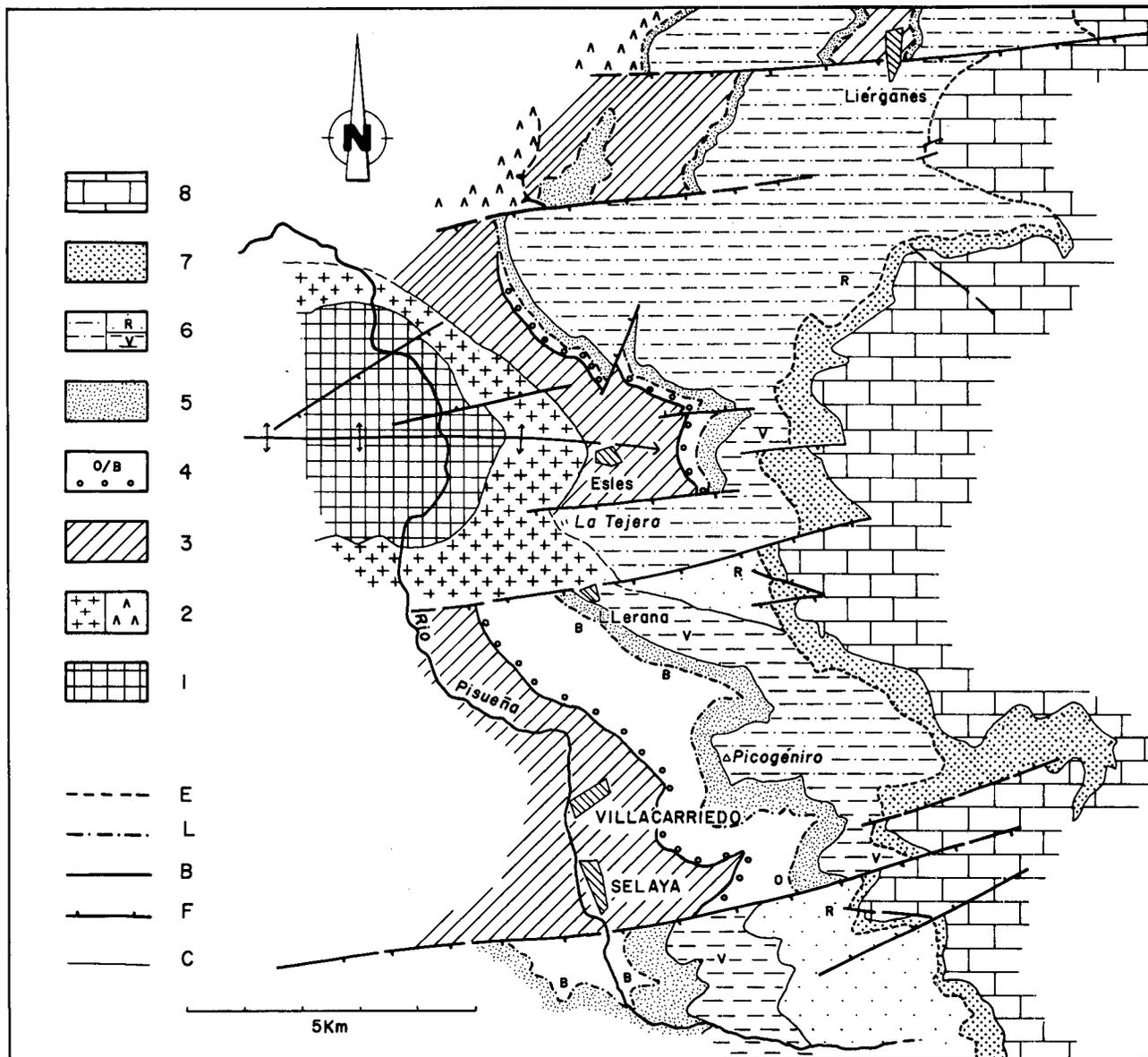


Fig. 4. Esquema geológico del sector de Villacarriedo. 1 = Trias inferior; 2 = Trias superior: Δ = Arcillas abigarradas; + = Ofitas; 3 = Jurásico marino; 4 = Fm. de Cabuérniga: O = Capas de Ostracodos; B = Capas de Briozoos; 5 = Fm. de Bárcena Mayor; 6 = Fm. de Vega de Pas: V = Capas de Viviparus; R = Capas Rojas; 7 = Fm. de Río Yera; 8 = Calizas urgonianas marinas; C = Contacto estratigráfico; F = Falla con indicación de hundimiento; B = Disconformidad Basal; L = Discordancia de los Llares; E = Discordancia de Esles.

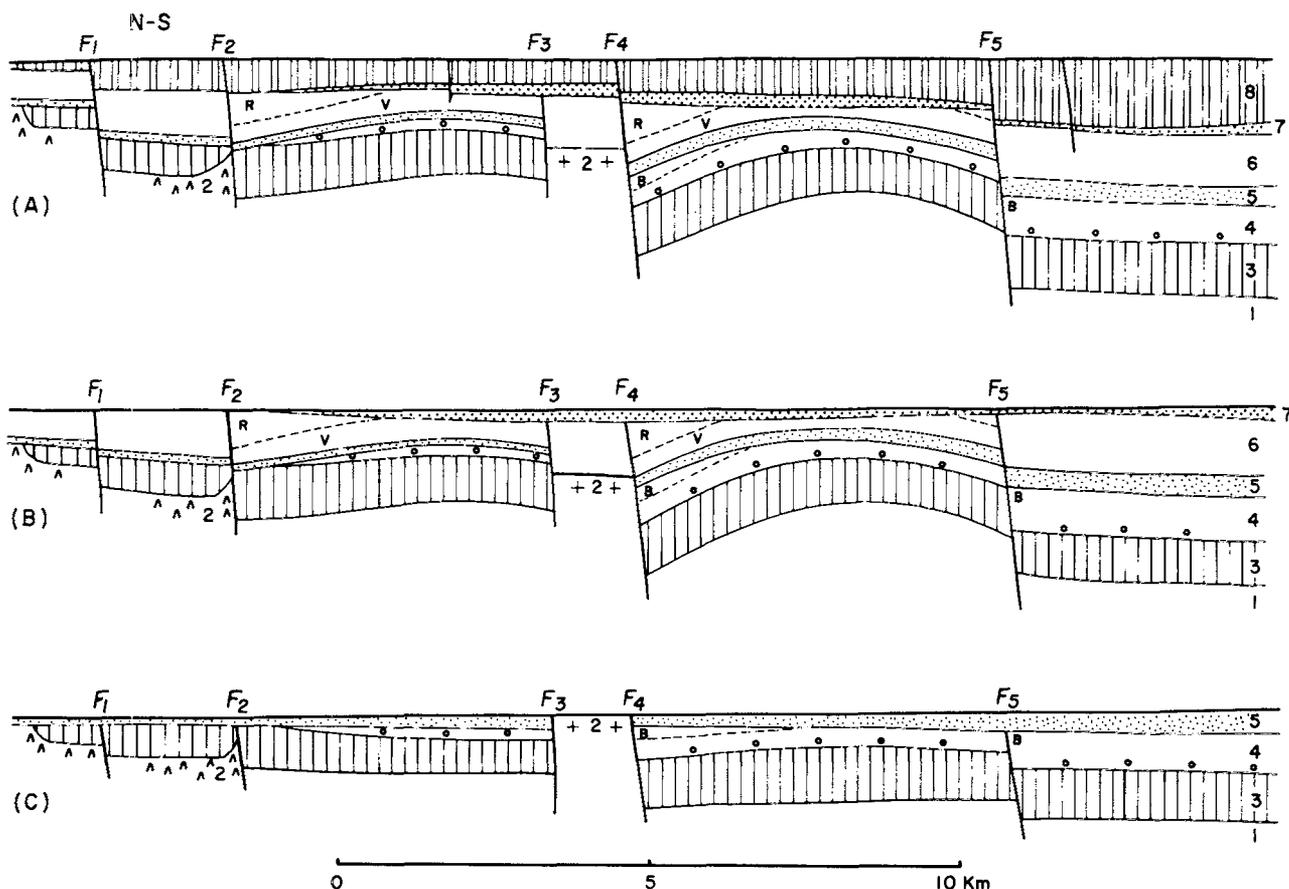


Fig. 5. Sección estructural (proyección) del sector de Villacarriedo. (A) = Situación actual —el techo de la sección está cortado a un nivel arbitrario dentro del Complejo Urganiano. (B) = Restituido a la base de la discordancia de Esles. (C) = Restituido a la base de la discordancia de los Llares. Materiales. 1 = Triás inferior? ... no aflorado; el resto, misma numeración que figura 4. Accidentes: F5 = Falla de Liérganes; F2 = Falla de Llanos; F3 = Falla de Tejera; F4 = Falla de Llerana; F5 = Falla de Selaya.

Las fallas del Sector de Villacarriedo

En el sector de Villacarriedo, (situación en fig. 1), se han realizado interesantes observaciones, que complementan el panorama de la evolución estructural de las fallas E-W hacia el tránsito Jurásico-Cretácico y su influencia en la sedimentación. Este sector tiene el carácter de un corte natural, en el que afloran formaciones del Jurásico y Cretácico inferior en escarpes N-S causados por la «flexión del río Miera» (Feuillee y Rat, 1971), un monoclinal de directriz N-S que hunde el flanco Este.

La figura 4 nos muestra la cartografía del sector. En la figura 5 se ha dibujado un corte estructural de síntesis, mediante la proyección de los datos cartográficos sobre un plano vertical N-S. La figura 5A representa la situación actual, en tanto 5B y 5C son esquemas restituidos al techo de las Formaciones de Bárcena Mayor y Río Yera. Ambas reconstrucciones se han llevado a cabo poniendo sucesivamente en continuidad las discordancias que limitan la base de cada una de dichas unidades (i.e., discordancia de los Llares y discordancia de Esles).

Estos datos permiten establecer con claridad cuál ha sido la incidencia de las fallas E-W en el proceso deposicional. Es claro, en principio, que las fallas han actuado contemporá-

neamente con la sedimentación, y por ello merecen el nombre de «growth-faults» en el sentido recogido en Dennis (1967). Como pauta habitual, el número de unidades estratigráficas preservadas y la potencia de la sucesión sedimentaria va en aumento de norte a sur, evidenciando que las fallas hundían sus labios meridionales.

Sin embargo, la intensidad de funcionamiento de las fallas no ha sido siempre la misma. Por ejemplo, la Formación de Bárcena Mayor recubre toda el área, y cada falla marca una zona de rápido aumento de potencia. Ello sugiere una época de funcionamiento atenuado, en que las potenciales zonas de falla actuarían como líneas de flexión: La sedimentación tendría lugar en toda el área, pero subsistirían bloques con hundimiento diferencial.

Las discordancias de Los Llares (i.e. base de Bárcena Mayor) y de Esles (i.e. base de Río Yera) atestiguan sin embargo, intervalos tectónicamente más activos, en los que las fallas compartimentaron el área de depósito en bloques desnivelados, se detuvo la sedimentación y se erosionaron con más o menos severidad los bloques levantados. Merece señalarse como prueba destacada de lo anterior que en el bloque levantado de la falla de Selaya faltan el episodio marino superior de la Formación de Cabuérniga y las Capas Rojas de la Formación de Vega de Pas, en tanto que ambas

unidades están presentes en el bloque hundido. Una situación similar se constata en la falla de Llerana (fig. 4 y 5).

También es peculiar la situación del subsector comprendido entre las fallas de la Tejera y Llerana, en donde falta desde la base del Jurásico hasta la Formación de Bárcena Mayor. Es probable que represente un bloque desgajado del conjunto, que permaneció como zona de «alto» durante buena parte del proceso deposicional de la sucesión.

La falla de Urbiena

La información de campo que poseemos sobre esta falla es menor que sobre las descritas anteriormente, ya que gran parte del área colindante a la falla está recubierta por la Formación de Arenas de Utrillas y formaciones del Cretácico superior. Sin embargo, por el interés petrolífero de la zona (Campo de Ayoluengo), el subsuelo del área ha sido investigado con relativa intensidad por Compañías Petrolíferas. Los datos que exponemos a continuación nos han sido comunicados personalmente por L. León, de ENIEPSA.

La investigación petrolífera ha comprobado que: (1) al norte de la falla de Urbiena las sucesiones del Jurásico y Cretácico inferior se presentan bien desarrolladas. En Ayoluengo, por ejemplo, las formaciones marinas del Jurásico tienen casi 600 m; la Formación de Cabuérniga (o equivalente) casi 700; y el Grupo Pas (o equivalente) casi 400. (2) al sur de la falla estas sucesiones presentan una importante y generalizada reducción de espesor, con desaparición

de varios términos. (3) la Formación de Utrillas presenta un desarrollo similar a ambos lados de la falla (unos 200 m), reposando en el bloque norte siempre sobre Formaciones detríticas del Cretácico inferior (Grupo Pas), en tanto en el bloque sur lo hace indistintamente sobre unidades de muy diferente edad, incluso sobre las dolomías de la base del Jurásico marino.

Claramente, la falla de Urbiena experimentó importantes movimientos verticales en el curso del Jurásico superior y gran parte del Cretácico inferior, con hundimiento de su bloque norte que fue activamente rellenado por sedimentos. Simultáneamente, en el bloque sur fueron frecuentes las épocas de no depósito, e incluso de erosión. La cronología de dichos movimientos es difícil de establecer en detalle, dadas las dificultades existentes para la correlación fina de las series. Pero es muy probable que comenzaran hacia el final del Dogger, y es seguro que habían cesado prácticamente para antes del depósito de la Fm. de Utrillas. La primera fecha viene sugerida por el tipo de sedimentos que representan al Lias y Dogger, carbonatados apenas impurificados por terrígenos gruesos; la época de terminación está marcada por la clara evidencia de que la Formación de Utrillas fosilizó a la falla de Urbiena. Nuestra impresión es de que la historia de su funcionamiento debió ser pulsante, parecido al de las fallas E-W del tipo de las del sur de la Sierra del Escudo de Cabuérniga.

Es importante subrayar que la falla de Urbiena marcó durante varios intervalos la posición del borde S de la Cuenca Purbeck-Weald de Santander-Burgos. De hecho, el accidente debió de contribuir con toda probabilidad al propio desarrollo de la cuenca.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los datos que de forma resumida hemos presentado aquí, muestran claramente que la cuenca de N-Burgos-Santander está delimitada por fallas cuya actuación repetida a lo largo del proceso deposicional ha sido la causa determinante de la fuerte acumulación sedimentaria diferencial: por el norte, la falla sur del Escudo de Cabuérniga y otras relacionadas con ella, como las del sector de Villacarriedo; por el sur la falla de Urbiena y asociadas. Ambas son accidentes antiguos, que afectan al zócalo, de gran longitud, y larga historia de funcionamiento.

El análisis efectuado para las estructuras del borde norte de la Cuenca, permite esbozar una historia de su evolución (fig. 6), que quizás es extrapolable al borde sur. Las pautas habituales de las fallas son referibles allí a líneas de flexión que contribuyeron al hundimiento más acentuado de la parte central de la Cuenca, y con ello al incremento de acumulación de materiales. Hay que reiterar no obstante, que también hubo sedimentación fuera del sector delimitado por las fallas, si bien es probable que fuese episódica.

El proceso fue acelerado en determinados intervalos, durante los cuales se incrementó el funcionamiento de las fallas, que estructuraron la región en bloques basculados y desnivelados unos respecto a otros. Estas crisis fueron seguidas inmediatamente por períodos de predominio de la erosión, que afecta más severamente a los bloques levantados. Un rejuvenecimiento simultáneo del área fuente acompañó al proceso descrito, con lo que notables descargas de terrígenos gruesos fueron ocasionados.

Los intervalos «activos» han quedado así registrados por

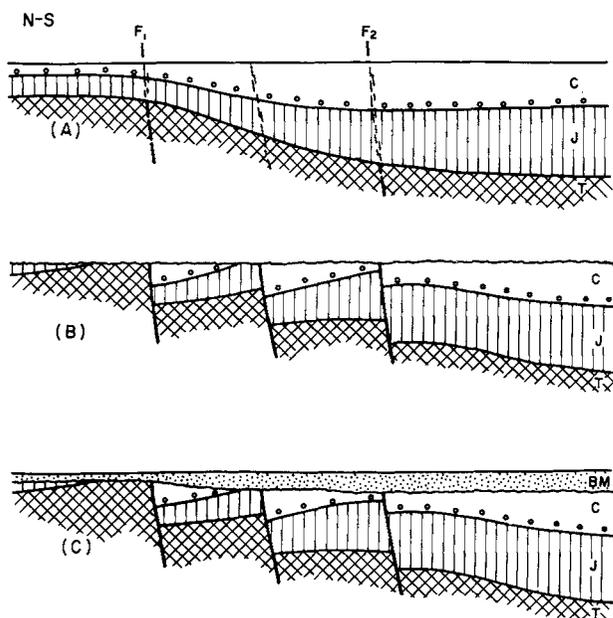


Fig. 6. Ensayo de evolución de las fallas del Borde norte de la cuenca Purbeck Weald de Santander-Burgos; (A) = Situación al final de la Fm. de Cabuérniga; (B) = Situación tras la discordancia de los Liars; (C) = Situación al final del depósito de Bárcena Mayor; F₁ = Falla S del Escudo de Cabuérniga; F₂ = Falla de Selaya.

discontinuidades estratigráficas importantes sucedidas por acumulaciones de rocas clásticas de grano grueso.

Desde una perspectiva más amplia, es claro que esta evolución tectónica refleja una situación tensional con desarrollo de una cuenca limitada por fallas; situación que, por otra parte, parece caracterizar otras muchas cuencas «wealdenses» de Europa y del resto del mundo (Allen, 1967, 1975). Además, recientes datos geofísicos y paleomagnéticos indican que la translación relativa de la Península (y apertura del Golfo de Vizcaya) se realizó en parte en esta época (Zijderveld y Van Der Voo, 1971; Pitman y Talwani, 1972). Es así evidente que los acontecimientos ocurridos en Santander están conexonados a fenómenos de mayor envergadura —quizás a fases iniciales de la apertura del Atlántico Norte. Los ciclos sedimentarios de la sucesión encajan en este contexto, porque existen evidencias geofísicas de que el índice de expansión de los océanos puede ser variable. Le Pichon & Hirtzler (1968), por ejemplo, señalan variaciones en la razón de expansión del Océano Índico cada 10 y 20 millones de años, intervalo de tiempo del orden de magnitud del abarcado por cada uno de los megaciclotemas del Jurásico superior-Cretácico inferior de Santander. Parece así plausible que la causa última de dichos megaciclos sean variaciones intermitentes de la expansión del fondo oceánico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha beneficiado de una lectura crítica realizada por el Dr. V. García-Dueñas, que agradecemos profundamente. Queremos expresar además nuestro reconocimiento a L. León y J. García-Mondéjar por sus valiosas comunicaciones personales.

BIBLIOGRAFÍA

ALLEN, P. (1967): Origin of the Hastings Facies in North-Western Europe. *Proc. Geol. Ass.* Vol. 78, p. 27-106. Londres.

- ALLEN, P. (1975): Wealden of the Weald: a new model. *Proc. Geol. Ass.* Vol. 86, p. 389-437, Londres.
- BULLARD, P. F. (1971): La discontinuité entre Le Callovien et L'Oxfordien sur la bordure north-est des chaines Iberiques. *Cuadernos Geol. Iberica*, Vol. 2, p. 425-438. Madrid.
- DAHM, H. (1966): Stratigraphie und Palaogeographie in Kantabrischen Jura (Spanien). *Tesis Un. Bonn. Beih. Geol. JB.* Vol. 44, p. 13-54. Hannover.
- DENNIS, J. G. (1967): International Tectonic Dictionary English Terminology. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 7, p. 196. Tulsa.
- FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971): Structures et paléogéographies Pyreneo-Cantabriques. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Vol. II, p. V.1-V.1.48. Technip, Paris.
- GARCÍA MONDÉJAR, J. y PUJALTE, V. (1976): Rasgos estratigráficos y tectónicos de la Cuenca del río Besaya, entre Reinos y los Corrales de Buelna (prov. de Santander). *Bol. Geol. Min.* t. LXXXVII-VI, p. 571-582, Madrid.
- GARCÍA MONDÉJAR, J. y PUJALTE, V. (1977): Ciclos sedimentarios mayores del Jurásico superior-Cretácico inferior de Santander. *VIII Congreso Nacional de Sedimentología*, Oviedo-León, 4-10 julio 1977, Resumen, p. 57-58.
- JULIVERT, M. (1965): Sur la tectonique hercynienne a nappes de la chaîne cantabrique (étude géologique de la région a l'est du basin central, Espagne). *B.S.G.F.*, t. 7, 7.^a serie, p. 644-651, Paris.
- JULIVERT, M.; RAMÍREZ DEL POZO, J. y TRUYOLS, J. (1971): Le reseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Vol. II, p. V.3-1-V.3-33. Technip, Paris.
- LE PICHON, X. and HIERTZLER (1968): Magnetic Anomalies in the Indian Ocean and Sea-floor Spreading. *J. Geophys. Res.*, t. 73, p. 2101-17.
- PITMAN, W. C. y TALWANI, M. (1972): Sea floor spreading in the North Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, t. 83, p. 619-646.
- 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. *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXVII-II, p. 101-118, Madrid.
- PUJALTE, V. (1977): El complejo Purbeck-Weald de Santander. Estratigrafía y Sedimentación. *Tesis Universidad de Bilbao*, p. 202 (inédita).
- WILSON, R. C. L. (1975): Atlantic opening and Mesozoic continental margin basins of Iberia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, t. 25, p. 33-43.
- ZIJDERVELD, J. D. A. and VAN DE WOO, R. (1971): Les données paléomagnétiques et leur implication sur l'histoire structurale du Golfe de Gascogne. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Vol. II, p. 2.1-2.18. Technip, Paris.

Recibido, abril, 1979.