

MODELIZACION GENETICA DE CONCRECIONES CARBONATADAS: APLICACION AL DEVONICO DE TABUENCA (CORDILLERA IBERICA, ESPAÑA)

F. J. Torrijo Echarri *,**, J. Mandado Collado *, P. Acero Salazar * y M.E. Bona Artazos ***

RESUMEN

Se han estudiado las concreciones carbonatadas que aparecen en los materiales detríticos de la Formación Rodanas (Devónico superior), en las proximidades de la localidad zaragozana de Tabuena. Las concreciones se localizan entre capas alternantes de lutitas y limolitas, y están compuestas por calcita, minerales arcillosos (caolinita principalmente), cuarzo, feldespatos y restos fósiles.

El cemento está constituido por calcita con textura micrítica-microesparítica, y su contenido decrece hacia la parte externa de las concreciones. Este decrecimiento se asocia al rango de aporte de carbonato y a la porosidad existente en el sedimento. La nucleación y distribución de estas estructuras dentro de los sedimentos vienen controladas por la distribución de conchas, ya que los componentes constituyentes del cemento provienen de la disolución de las conchas aragoníticas. El crecimiento de las concreciones finaliza cuando la fuente de carbonato es consumida.

Palabras clave: *Concreciones carbonatadas, modelo genético, Cordillera Ibérica.*

ABSTRACT

Carbonate concretions of the Rodanas Formation (Tabuena) have been studied. The concretions are included in lutites and limolites and contain calcite, clay minerals, detrital quartz and feldspar, and moulds of fossils. The cement is micritic-microsparitic calcite.

Content in authigenic cement decreases outwards the concretions related to the supply rate of carbonate and rock porosity. The nucleation and the distribution of concretions into the sediment depend on the shells distribution. The cement-forming component come from the dissolved of aragonitic shells. They growth until the source of carbonate is consumed.

Key words: *Carbonate concretions, Devonian, genetic model, Iberian Range.*

Introducción

Los materiales devónicos de la Formación Alternancia de Rodanas presentan, en la zona de Tabuena, concreciones carbonatadas dispersas en lutitas y limolitas. Estos materiales han sido escasamente estudiados, ya que sólo únicamente Gozalo (1984, 1986 y 1994), Bauluz (1997), Bauluz *et al.* (1995a, b y 2000) y Torrijo (1999) los han analizado en detalle.

En general, los estudios sobre la zona son de ámbito regional y de cartografía geológica, como se sintetiza en Gozalo (1994) y Torrijo (1999). Este trabajo se cen-

tra en el estudio morfológico, petrográfico, geoquímico y mineralógico de las concreciones, que aporta datos para discernir su origen y establecer un modelo genético, basado en el modelo de clasificación propuesto por Torrijo *et al.* (1997) y Torrijo (1999).

Localización y marco geológico

La zona de Tabuena se localiza en la Rama Aragonesa de las Cadenas Ibéricas, en contacto con la Depresión del Ebro. La región se sitúa en la hoja de

* Area de Petrología y Geoquímica. Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza.

** Dpto. de Geología y Geotecnia. Laboratorios PROYEX, S.A. Autovía de Logroño, km 11,4, 50180 Utebo (Zaragoza).

*** Dpto. de Geología y Geotecnia. Ibergeotecnia, S.R.L. Don Jaime I, 35. 50003 Zaragoza.

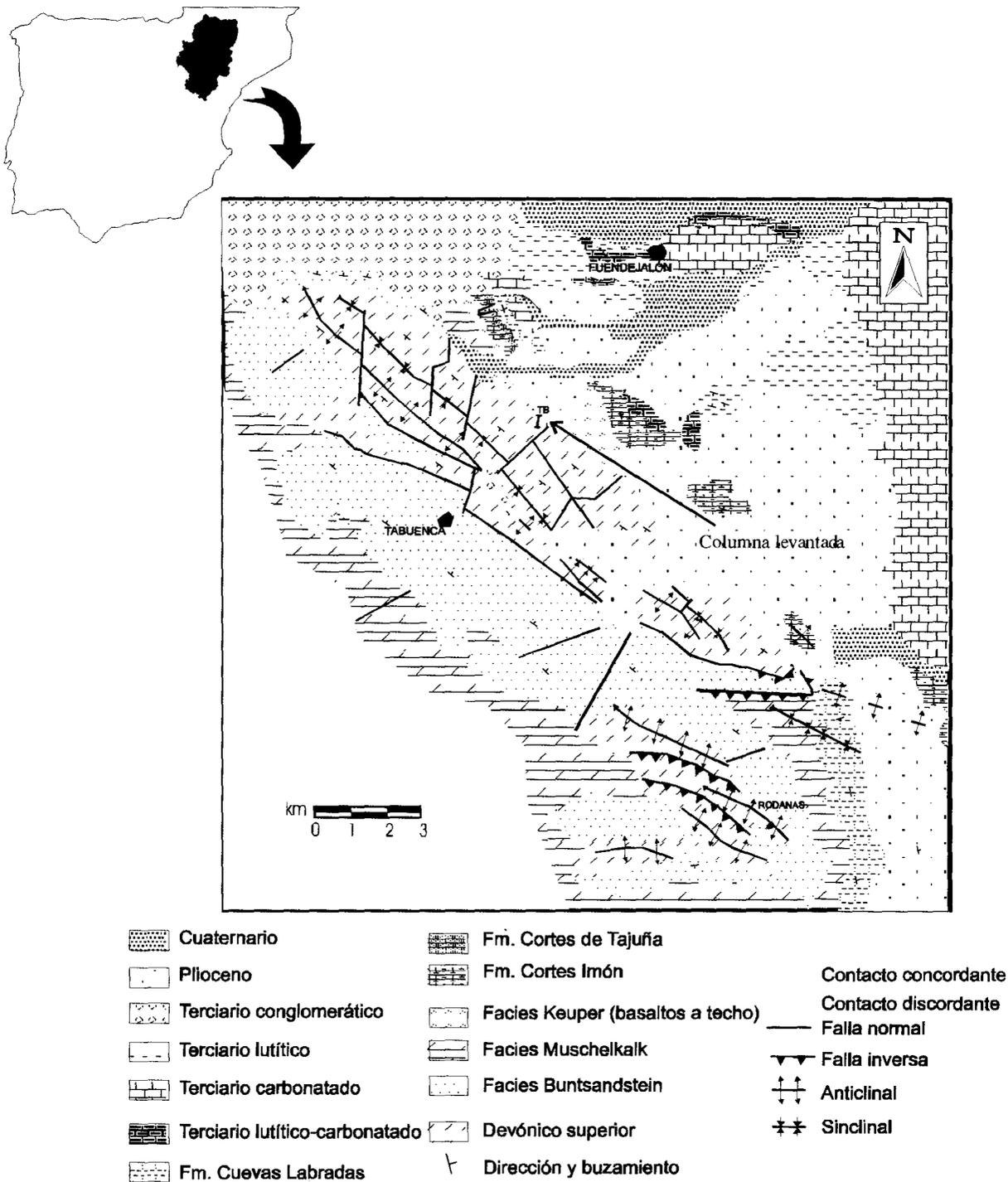


Fig. 1.—Situación geológica del perfil litoestratigráfico seleccionado para este trabajo (modificado de Torrijo, 1999).

Pedrola (353) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000. El perfil levantado y estudiado se sitúa a unos 6 km al SO de Fuentejalón, en la lade-

ra este de una pequeña loma situada en la parte noroeste de Loma Galiana, dentro de los relieves del macizo de Tabuena.

El área de estudio se sitúa dentro de materiales paleozoicos, en el límite de la Cadena Ibérica Oriental y la Depresión del Ebro; en esta zona, los materiales terciarios cubren los últimos afloramientos mesozoicos así como parte del afloramiento paleozoico, al cual dividen en dos partes (fig. 1).

Los contactos de los materiales paleozoicos con los triásicos, y ocasionalmente jurásicos, son de tipo mecánico en su mayoría, aunque en algunos puntos están en discordancia angular.

Los afloramientos paleozoicos se encuentran separados por una fosa tectónica rellena de materiales triásicos (facies *Buntsandstein* y, puntualmente, facies *Muschelkalk*), con una potencia que puede llegar a ser de 400 m (Arribas, 1985 y 1986).

En conjunto, esta región forma una serie de «horsts» y «semihorsts» alineados y separados por fosas rellenas de materiales triásicos (Richter, 1930; Hernández Samaniego *et al.*, 1980; Gozalo, 1994).

Los materiales sobre los que se ha centrado el estudio pertenecen al Devónico superior, el cual se puede dividir en tres bloques limitados por accidentes tectónicos (véase fig. 2): Autóctono Relativo del Bollón, Escama del Rompesacos y Escama del Aguila.

Además de los cabalgamientos reflejados en la figura 2, el área se encuentra afectada por una serie de pliegues y una intensa fracturación (véase fig. 1). Los pliegues son de pequeño radio (con una amplitud de unos 250 m), simétricos y sus ejes tienen dirección NO-SE, aunque presentan algunas variaciones de carácter muy localizado. A su vez, las fallas se pueden agrupar en tres familias principales: ONO-ESE, NNE-SSO y ENE-OSO.

Los materiales donde se ubican las concreciones se incluyen en la Formación Alternancia de Rodanas (Gozalo, 1986), pertenecientes al Frasnense (Devónico superior) y se sitúan dentro del Autóctono Relativo del Bollón, el cual fue considerado por Vilchez (1986) como un antepaís semiestable. Gozalo (1994), basándose en el contenido paleontológico, propone una sedimentación de estos materiales en un medio infralitoral profundo o, incluso, circalitoral, que se correspondería con un medio de plataforma siliciclástica con acción del oleaje y episodios de tormentas.

Litoestratigrafía

La dirección y buzamiento generalizados de las capas son 127-36SO, aunque existen variaciones sustanciales, debidas a accidentes tectónicos (principalmente microplegamientos). La sucesión estratigráfica estudiada tiene una potencia de 139 metros.

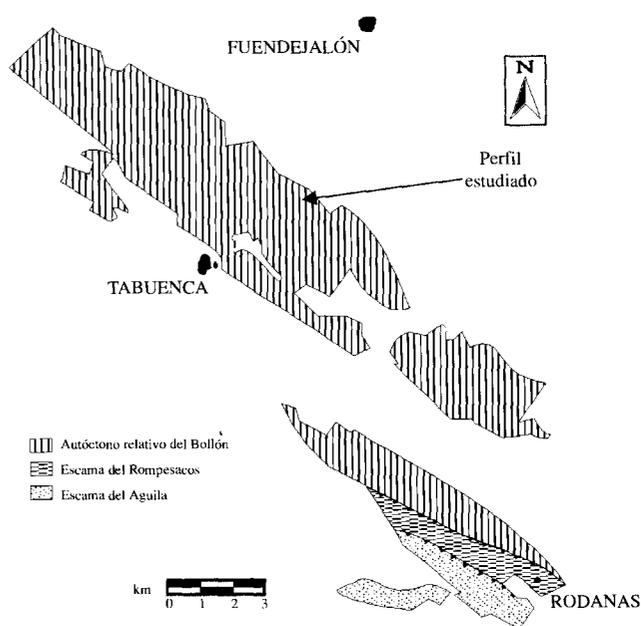


Fig. 2.—Principales afloramientos de Devónico Superior en el área de Tabuena. Unidades Tectónicas reconocidas en ella: Autóctono relativo del Bollón, Escama del Rompesacos y Escama del Aguila (modificado de Gozalo, 1994).

La columna (fig. 3) se inicia en las primeras capas devónicas, no cubiertas por materiales cuaternarios, y su base se encuentra afectada por una falla de escala regional. En conjunto presentan malas condiciones de observación y se agrupan dentro de la *Formación Alternancia de Rodanas* (Gozalo, 1986). Esta formación, de 105 metros de potencia, está constituida por alternancias de niveles lutítico y limolíticos con gran cantidad de concreciones carbonatadas, restos de ostrácodos y restos inclasificables de briozoos y braquiópodos. Presenta numerosas intercalaciones cuarciareníticas de grano fino a medio, de 10-15 cm de potencia, en ocasiones con laminación cruzada y rizaduras, cuya potencia y tamaño de grano aumentan hacia techo de la formación. Estas cuarciarenitas presentan gran cantidad de óxidos de hierro que, junto a algo de material carbonatado, llegan a dar pátinas en las superficies superiores de los estratos y que, según Gozalo (1984), constituyen *hardgrounds*.

Metodología

Se muestrearon cinco concreciones, separándolas de la roca encajante de manera manual y retirando posteriormente, del mismo modo, las superficies de alteración. A continuación se cortaron en secciones cada una de las concreciones, seleccionando, de cada sección, una muestra para su estudio en lámina



Fig. 3.—Columna litoestratigráfica, con localización de las muestras seleccionadas y estudiadas en este trabajo (modificado de Torrijo, 1999).

delgada y otra para su trituración y posterior análisis químico, tal y como sugiere Raiswell (1971).

El análisis químico de las muestras se realizó en el Laboratorio «Juan Tena» del Área de Petrología y Geoquímica del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.

Para la disgregación de las muestras se seleccionó una sistemática de extracción estándar, de acuerdo con la metodología de Brand y Veizer (1980), que consiste en realizar un ataque de 250 mg de muestra con HCl al 3 % (aproximadamente 0,8N) durante dos horas, con agitación intermitente y calentamiento a unos 50 °C.

El porcentaje de residuo insoluble se ha analizado mediante valoración gravimétrica y la determinación del contenido en carbonato se ha realizado mediante el cálculo de la pérdida el peso por ignición (Dean, 1974).

El análisis de cationes se efectuó por espectrometría de absorción atómica, con un equipo PERKIN-ELMER 2380, analizando por absorción el Ca, Mg, Fe y Mn, y por emisión el Na, Sr y K.

Por su parte, el estudio mineralógico se ha realizado mediante difracción de rayos X, en los laboratorios de MYTA (Orera), de las muestras molidas hasta 63 µm.

Las muestras se han estudiado también mediante microscopía óptica y electrónica (SEM). Además, al ser las muestras estu-

Tabla 1.—Parámetros morfológicos y situación de las concreciones estudiadas

Muestra	Forma	Diámetro mayor*	Diámetro intermedio*	Diámetro menor*	Material encajante	Inclinación respecto a S ₀
Tc-01	Esferoide oblató	16	11,5	3	Lutita	30°
Tc-02	Esferoide oblató	10	7,5	2,3	Entre una capa de limolita y otra de lutita	40°
Tc-03	Esferoide oblató-esfera	9	8	6	Lutita	40°
Tc-04	Esferoide oblató-torta	6	3,7	2	Entre una capa de limolita y otra de lutita	62°
Tc-05**	Esferoide oblató	29	20,9	4,8	Lutita	28°

* Los diámetros están establecidos en cm.

** Muestra sin análisis químico-mineralógico.

diadas de grano fino, que aparecen por lo general carentes de estructuras, debido al reducido tamaño de las partículas y la importancia de los efectos de superficie; se han llevado a cabo radiografías convencionales, denominadas de contacto, que permiten visualizar estructuras inapreciables a simple vista, sin embargo, Hamblin (1962). Para ello se utilizó una radiación continua blanca tal como proponen Wilding y Drees (1973), usando un voltaje del tubo de 8 kV con 60 mA y un tiempo de exposición de 0,5 segundos. La película que se empleó para su impresión es una Kodak High Resolution Film, SO-343.

Resultados

Distribución y geometría

Las concreciones «cortan» la estratificación de la roca encajante. Su disposición bidimensional dentro de ella parece ser aleatoria, pero todas se presentan aplanadas oblicuamente a la estratificación y con la laminación de la roca encajante deformada alrededor de la concreción. Se encuentran separadas de la roca encajante por la presencia de una coraza carbonatada de 1 a 2 mm de espesor, cuyo contenido en carbonato es inferior al de las concreciones.

Tanto las muestras como la roca encajante presentan fracturas rellenas de cemento ferruginoso y, ocasionalmente, de un cemento esparítico de naturaleza calcítica. Estas fracturas muestran anchuras que varían desde menor de un milímetro para el caso de las ferruginosas, hasta 1 cm, en el caso de las calcíticas y se disponen de manera continua entre las concreciones y la roca encajante.

En la roca encajante no se ha podido constatar la presencia de restos fósiles aragoníticos, que sí se encuentran en el interior de las concreciones (mayoritariamente ostrácodos), aunque sí se han detectado algunos restos de fósiles calcíticos, de pequeño tamaño.

In situ, las concreciones son esferoides más o menos oblatos y aplanados según un plano que presenta una inclinación de 25 a 65° respecto al plano de estratificación. Sus diámetros mayores varían de 6 a 29 cm (tabla 1). Algunas concreciones presentan formas complejas (muestra Tc-04), habiéndose formado por la coalescencia de dos o más concreciones pequeñas. Sus superficies están caracterizadas por la presencia de irregularidades que les confieren un aspecto «arrugado». Algunas concreciones presentan un zonado bastante marcado, con una parte interna más oscura y otra externa más clara, y en otros casos un zonado basado en láminas de diferentes tonalidades, observable en radiografías.

Características microscópicas

Las concreciones están constituidas por calcita en forma de microesparita-micrita (< 25 μm), y por caolinita y chamosita como pequeños agregados dentro de la masa calcítica. Además, contienen cantidades variables de cuarzo, tanto como fragmentos detríticos como en forma de coloides de sílice, y restos fósiles aragoníticos, con evidentes huellas de disolución. En todas ellas se puede apreciar un núcleo a partir del cual se fueron gestando las concreciones.

Se observa un claro zonado de tonalidades distintas, que se corresponden con detenciones en el crecimiento de las mismas y también con el empobrecimiento progresivo en carbonato. Este zonado viene marcado, en ocasiones, por la existencia de pequeños restos de minerales detríticos, fundamentalmente cuarzo y minerales opacos.

En todas las concreciones se observan muestras del avance por difusión de óxidos de hierro, al que

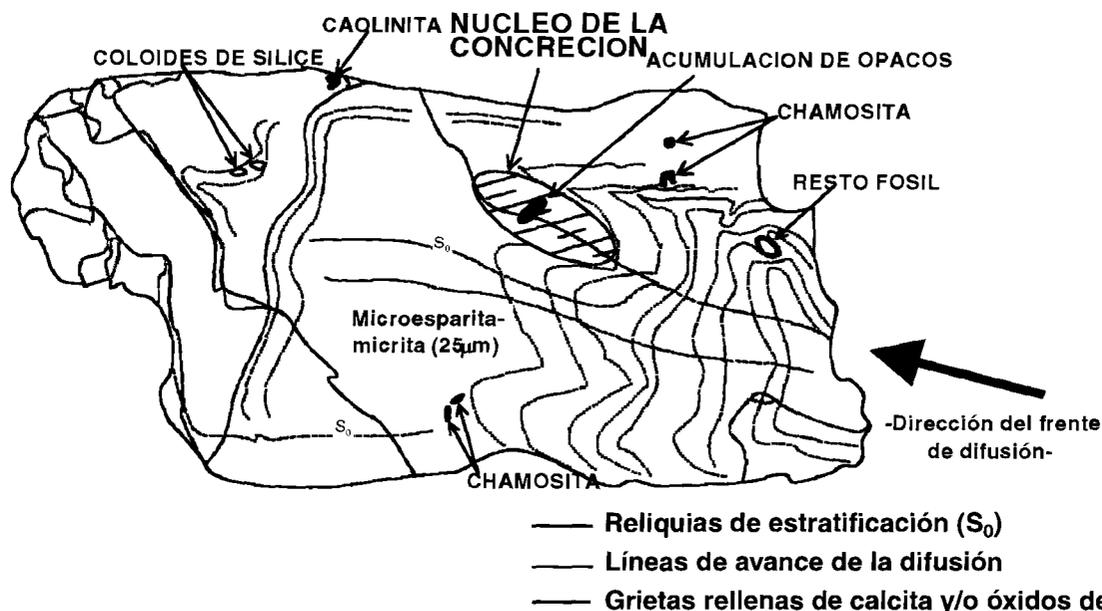


Fig. 4.—Características petrográficas de la muestra Tc-02, donde se muestran las líneas de difusión de hierro, los relictos de laminación detectados, así como la situación del núcleo de la concreción.

además se asocia un avance de óxidos de manganeso en forma de pirolusita arborescente o dendrítica.

Presentan una red de fracturas en dos direcciones oblicuas, rellenas de calcita y óxidos de hierro, que se encuentran interrelacionadas con las líneas del frente de difusión. Este hecho podría ser debido a que las fracturas actúan como barreras, impidiendo a la difusión el paso a través de ellas, o por el contrario, a la generación de fracturas a partir de planos de debilidad producidos por el avance de la difusión. Esta última hipótesis parece ser la correcta ya que en algunas muestras hay grietas que cortan a las líneas del frente de difusión, además de grietas principales que siguen la dirección predominante de la laminación de la roca encajante.

Dentro de las concreciones se detectan restos de la laminación, que se deforma hacia el exterior de las concreciones (fig. 4).

Características geoquímicas y mineralógicas

La variación en la composición química (y, por supuesto, también mineralógica) entre las concreciones y la roca encajante constituye una herramienta diferenciadora del proceso genético de formación.

El proceso de emplazamiento de estas estructuras, bien sea en los poros del sedimento, desplazán-

dolo o, incluso, reemplazándolo, tiene como consecuencia inmediata cambios en los parámetros químicos que pueden ser evaluados e interpretados para reconstruir el mecanismo de formación.

Rasgos geoquímicos

A partir de los parámetros químicos analizados en las muestras se pueden apreciar unas pautas composicionales en las concreciones y en la roca encajante (fig. 5):

— El contenido en carbonato es mayor en las concreciones que en la roca encajante. El valor más elevado se encuentra en el centro de las concreciones y va disminuyendo progresivamente hacia la periferia. Las corazas de algunas muestras se encuentran enriquecidas con respecto a la periferia de las concreciones (por ejemplo, Tc-03).

— Los valores de calcio y magnesio se comportan análogamente a los valores de carbonato, incluso conservando las pequeñas anomalías detectadas en algunas de las corazas analizadas (por ejemplo, Tc-03).

— El contenido en aluminio, considerado como el indicador del contenido en minerales detríticos no carbonatados, aumenta hacia el exterior de las concreciones, alcanzando el valor máximo en la muestra de roca. Únicamente se observan anomalías en las

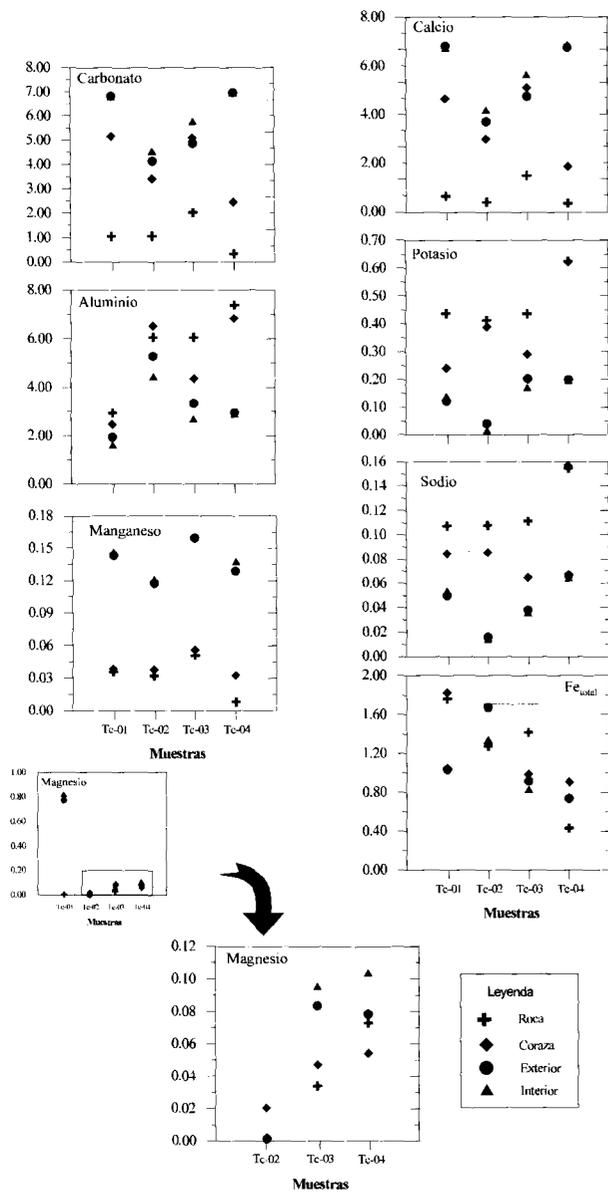


Fig. 5.—Representación gráfica de los parámetros químicos analizados, mostrando la variación existente para cada una de las muestras seleccionadas. El eje Y representa el número de moles/1.000 g de cada parámetro analizado.

muestras de coraza, ya que en la muestra Tc-02 presenta un valor superior al de la roca encajante.

— Los valores de potasio y sodio se comportan análogamente a los valores de aluminio, es decir, van aumentando hacia la periferia de las concreciones, para llegar a alcanzar su valor máximo en la roca encajante. Al igual que ocurría con los valores de aluminio, las corazas también presentan valores de potasio y sodio anómalos.

— El contenido en hierro de las muestras no parece presentar una pauta establecida, observándose variaciones asistemáticas para cada una de las concreciones estudiadas.

— El contenido en manganeso disminuye hacia la roca encajante, observándose una variación muy homogénea en todas las muestras.

Sin embargo, el estudio estadístico de estas muestras, mediante el cálculo de valores medios y rangos de variación, nos revela unas tendencias más claras y homogéneas, aunque el valor de la desviación estándar es muy alto. Estos parámetros estadísticos permiten la caracterización química general de las concreciones y de la roca encajante (fig. 6).

Estos datos analíticos nos muestran la tendencia de evolución geoquímica entre la roca encajante y las diferentes zonas de las concreciones; pero, sin embargo, debemos tener en cuenta que la porosidad inicial variable del sistema o los posibles reemplazamientos enmascaran los valores absolutos de ganancias o pérdidas del sistema.

En las muestras se diferencian dos tipos de componentes, los diagenéticos, que caracterizan las concreciones, y los detríticos o primarios. Independientemente del modelo genético que se considere para las concreciones, los componentes diagenéticos ocuparán los poros del sedimento y/o reemplazarán o desplazarán a los componentes móviles, debiendo permanecer constantes en volumen los componentes inmóviles como el aluminio.

Desde este punto de vista, se ha establecido un mecanismo de cálculo de las ganancias o pérdidas de elementos en el sistema mediante una valoración isovolumétrica, basado en el cálculo del contenido de los diferentes elementos analizados partiendo del supuesto de que si consideramos constante el contenido en aluminio, suponiendo que el aluminio es un elemento inmóvil, podemos evaluar los porcentajes de ganancias y pérdidas entre el sistema primario (roca encajante) y las diferentes zonas de la concreción. Este sistema se basa en el modelo de cálculo porcentual establecido por Krauskopf (1967) para evaluar la ganancia y pérdida de elementos entre un residuo de meteorización y la roca original. En nuestro caso el problema es muy similar, variando sólo las características y momentos de movilización de los elementos.

Los valores numéricos obtenidos (fig. 7) concuerdan con los datos obtenidos del estudio estadístico y se aprecia un aumento progresivo en el contenido en carbonato, calcio, hierro y manganeso desde la coraza al interior de las concreciones. Con respecto a los valores de magnesio los resultados son mucho más confusos, sin que se puedan extraer conclusiones claras; así, el contenido en magnesio aumenta hacia el interior, dándose un mínimo en la periferia de las concreciones.

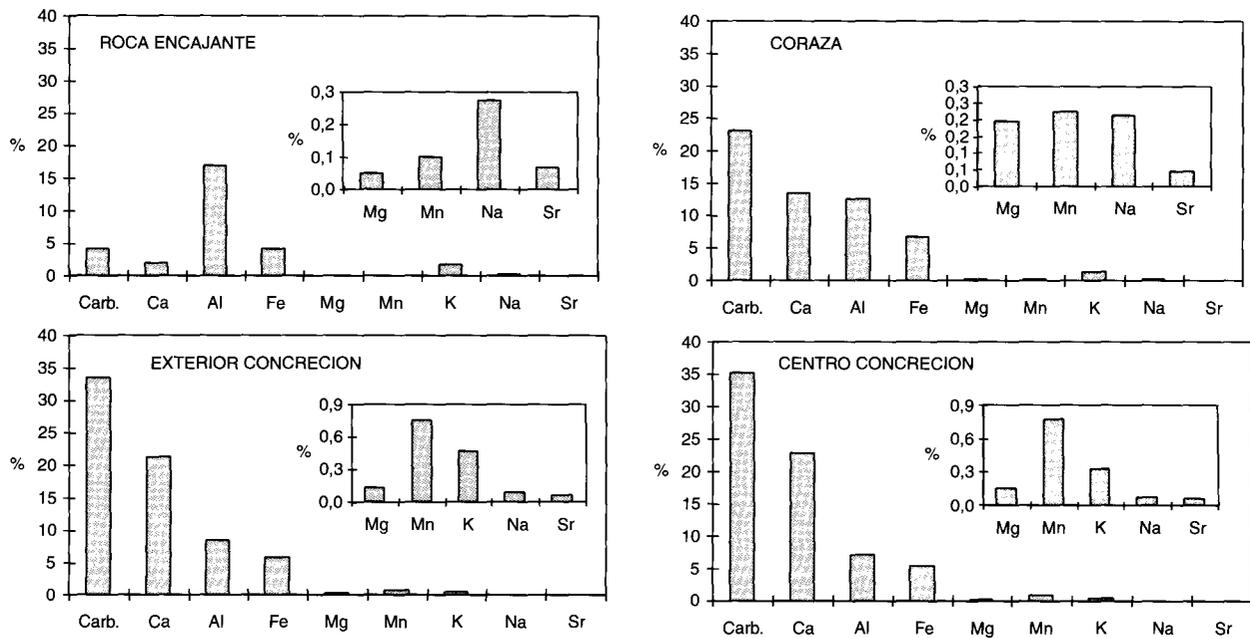


Fig. 6.—Valores medios de los parámetros químicos analizados en el total de las muestras.

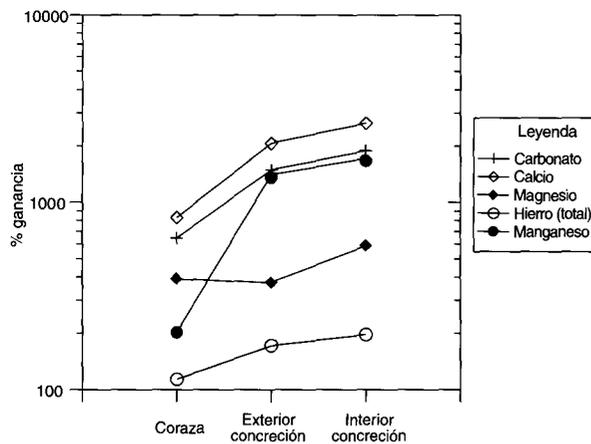


Fig. 7.—Evolución del contenido medio en carbonato, calcio, magnesio, hierro y manganeso desde la coraza al interior de las concreciones, valorado según una variante del método propuesto por Krauskopf (1967).

El origen y composición de los carbonatos autigénicos parecen estar bien definidos, como se aprecia en los gráficos de correlación de carbonato y calcio para las diferentes áreas de las concreciones (fig. 8); no así el contenido en ellos de elementos traza significativos, como el estroncio, cuya relación con el calcio no presenta una pauta bien definida en su relación (fig. 9), lo que marcaría su corre-

lación tanto con el cemento carbonatado como con los minerales arcillosos detríticos.

La relación entre el parámetro $Ca + Mg$ y el parámetro $Al/Carbonato$ permite visualizar de una forma rápida el proceso de crecimiento de las concreciones (fig. 8). Estos parámetros geoquímicos presentan una relación inversa, de tal modo que se observa que la concreción se empobrece en carbonato, calcio y magnesio hacia la periferia y se enriquece en aluminio. Esto concuerda con lo observado en el cálculo numérico establecido anteriormente, lo cual reflejaría la disminución de porosidad durante el crecimiento de las concreciones (Raiswell, 1971; Oertel y Curtis, 1972), y permite proponer que el crecimiento de las concreciones se adapta a un modelo de crecimiento por relleno de porosidad (Torrijo *et al.*, 1997).

Para explicar la evolución del hierro y del manganeso se pueden plantear dos hipótesis. La primera propone un empobrecimiento progresivo del contenido en hierro y manganeso en las aguas intergranulares durante el crecimiento de las concreciones (Curtis *et al.*, 1986a y b), y la segunda propone una incorporación de estos elementos por difusión; el hierro lo haría en bandas más o menos difusas, y el manganeso en forma de pirolusita arborescente. La hipótesis válida parece ser la segunda, ya que no se ha encontrado ningún indicio que apoye a la primera, y en las concreciones se observan fenómenos de difusión y pirolusita arborescente. Por ello, los

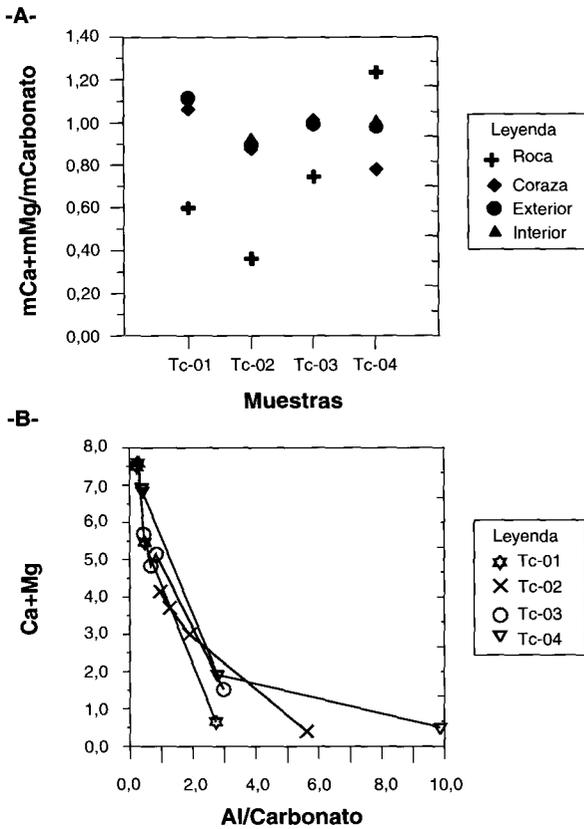


Fig. 8.—Gráficos de correlación de los componentes carbonatados para las distintas muestras estudiadas. El gráfico A muestra la evolución del Ca, Mg y CO₃²⁻ en cada una de las muestras. El gráfico B muestra la relación existente entre Ca + Mg respecto a Al/CO₃²⁻.

valores de hierro y manganeso se pueden considerar independientes del crecimiento de las concreciones.

Basándose en el parámetro Mn/Fe (fig. 10), que presenta una tendencia negativa, se puede sugerir un aumento del enterramiento durante el crecimiento de las concreciones, ya que según Curtis *et al.* (1986a y b) este parámetro decrece con el enterramiento. En nuestro caso puede justificarse, además, por la mayor movilidad del manganeso respecto al hierro, lo que justificaría la segregación de ambos elementos y el aumento progresivo de manganeso hacia el interior de la concreción.

Rasgos mineralógicos

Las concreciones están constituidas casi exclusivamente por calcita, caolinita y cuarzo (tabla 2). La calcita es el principal constituyente del cemento, de textura micrítica a microesparítica, con algún indi-

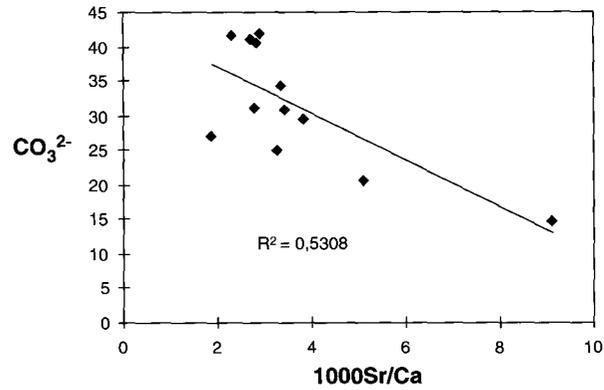


Fig. 9.—Evolución del Sr en las concreciones, utilizando una representación binaria con los valores de carbonato expresados en tanto por ciento y la relación (1000*Sr)/Ca.

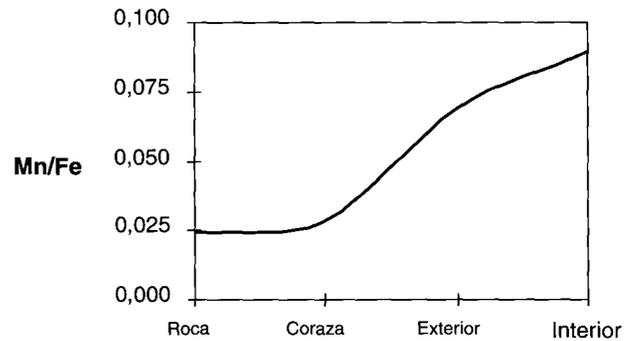


Fig. 10.—Variación media del parámetro geoquímico Mn/Fe en las diferentes zonas de las concreciones y en la roca encajante.

cio de dolomita. La tendencia general en el interior de las concreciones es de disminución de calcita y aumento en el contenido de caolinita y cuarzo hacia el exterior, como se aprecia en los datos obtenidos por D.R.X. Sólo se aprecian variaciones a esta tendencia en la muestra Tc-04, que no es una concreción simple, sino la unión de varias por coalescencia.

La mineralogía de la roca encajante es diferente a la de las concreciones, con un predominio en el contenido de cuarzo y caolinita, y contenidos muy bajos de calcita (tabla 2).

Por su parte, las tendencias de evolución geoquímica se pueden explicar también desde un punto de vista mineralógico. Representando los contenidos de los elementos diagenéticos más significativos en un diagrama triangular con vértices Ca - Mg - Fe + Mn (fig. 11) se observa que los carbonatos formados se sitúan en el entorno de

Tabla 2.—Contenido mineralógico medio (en tanto por ciento) obtenido mediante D.R.X.

	Esmectita	Micas	Caolinita	Cuarzo	Feldespatos	Calcita	Dolomita
Roca	—	—	55	45	—	indicios	—
Corteza*	9	—	30	6	2	53	—
Exterior	4	2	45	6	indicios	43	—
Interior	—	—	42	8	—	50	indicios

* El valor de calcita se debe a la existencia en algunas partes de la corteza de zonas más endurecidas y ricas en carbonato.

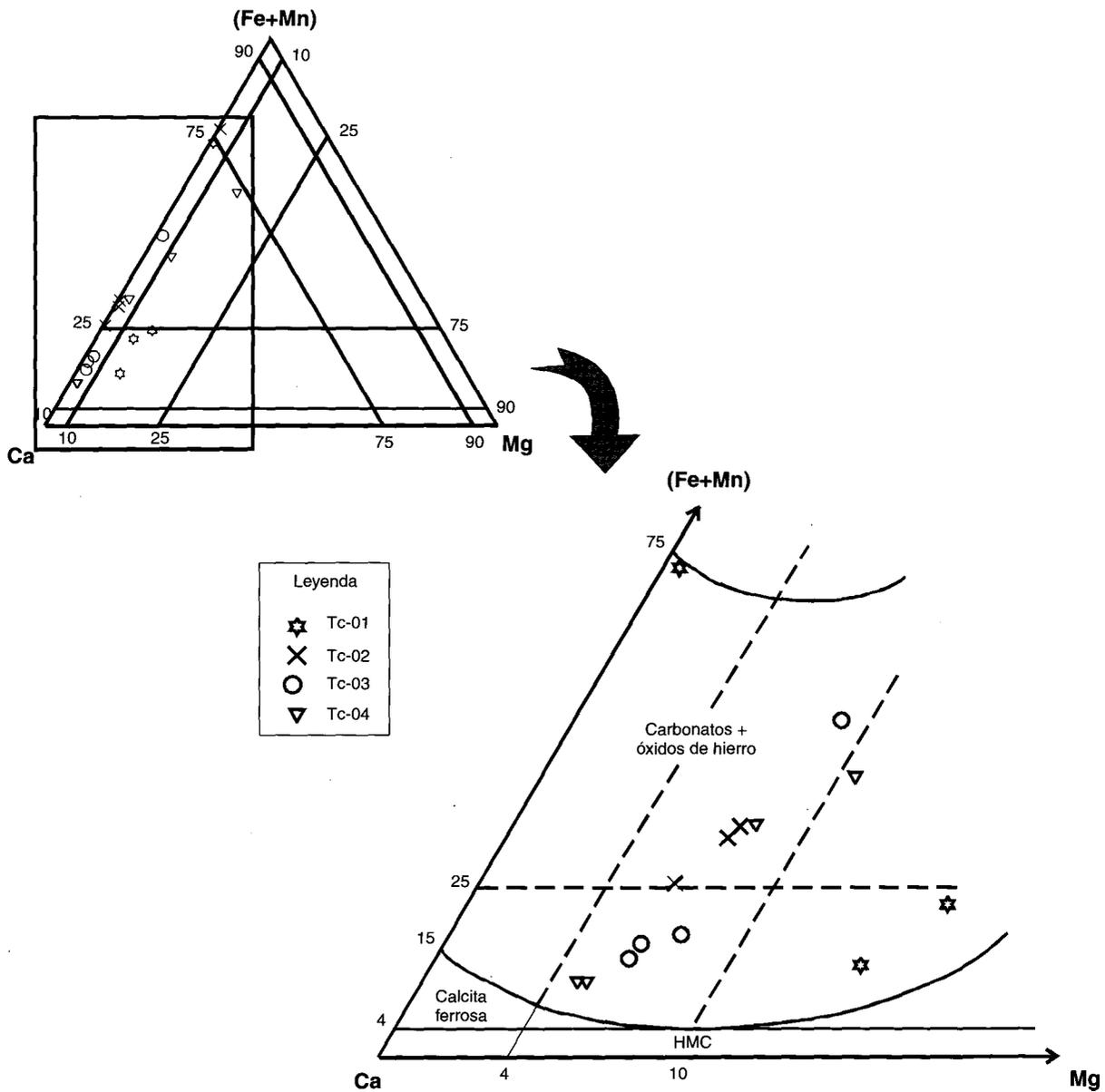


Fig. 11.—Variabilidad composicional de las muestras estudiadas, expresada en forma de diagrama triangular, utilizando como polos del mismo los datos analíticos del Ca, Mg y Fe + Mn.

calcita con altos contenidos en magnesio (mayor del 4 % de $MgCO_3$ en solución sólida en la calcita), mezclados en proporciones variables con oxihidróxidos de hierro y manganeso; ello sugiere que las dos fases responsables del desarrollo de las concreciones parecen ser calcita magnesiana (HMC) y oxihidróxidos de hierro.

Profundidad de formación de las concreciones

Si asumimos que la compactación está relacionada directamente con la profundidad de enterramiento, se puede calcular la profundidad de formación de las concreciones en función de los datos de porosidad y obtener, así, una curva empírica profundidad-solidez (Dix y Mullins, 1987). De acuerdo con Baldwin y Butler (1985), la solidez, considerada como el recíproco de la porosidad, puede ser utilizada para expresar la cantidad de compactación por enterramiento dentro de los sedimentos. La ecuación para una arcilla «ideal» (80 % de porosidad original) es:

$$\text{Profundidad (en km)} = 6.02 S^{6.35}$$

donde S = solidez y se expresa como:

$$S = 1 - [\text{porosidad (\%)/100}]$$

Análogamente, la ecuación para una arenita «ideal» (Rieke y Chilingarian, 1974; Baldwin y Butler, 1985) viene dada por:

$$\text{Profundidad (en km)} = 3.7 \ln[0.49/(1 - S)]$$

La porosidad original puede evaluarse de forma aproximada usando los porcentajes de carbonato de las concreciones siguiendo los métodos de Oertel y Curtis (1972).

Para determinar la profundidad de formación de las concreciones estudiadas se ha realizado una media ponderada de los valores obtenidos de las dos fórmulas anteriores, ya que estas concreciones se disponen entre capas de lutitas y capas de limolitas. De este modo, se ha establecido una profundidad para el comienzo de la formación de las concreciones de 400 metros. Este valor se debe considerar como estimativo, ya que los valores de porosidad utilizados no pueden determinarse con exactitud debido a posibles errores analíticos y a los efectos sugeridos por Gautier (1982a y b). Mediante estos cálculos se puede establecer un rango de profundidad para el emplazamiento de las concreciones que se sitúa entre 400 y 1.500 m de enterramiento, valores se reflejan en la figura 12.

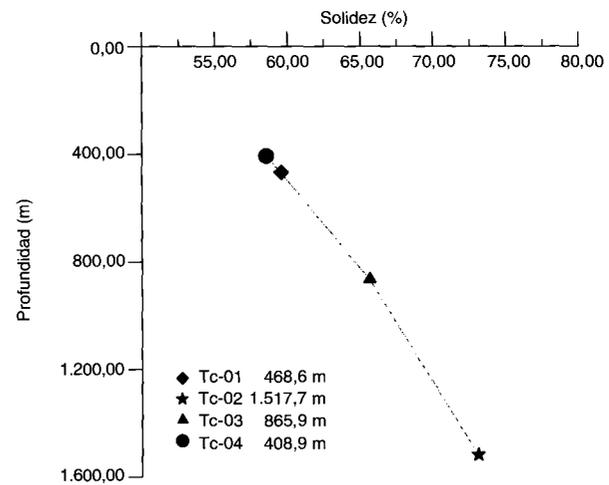


Fig. 12.—Curva de profundidad-solidez para la parte interior de las concreciones estudiadas. En ella queda de manifiesto que las concreciones comenzaron a formarse a distintas profundidades, variando, aproximadamente, desde 400 a 1.500 m.

Conclusiones

La distribución de las concreciones en las lutitas y limolitas de la Formación Alternancia de Rodanas en la zona de Tabuena está controlada por la distribución de fósiles. La nucleación de las concreciones se inicia donde la concentración de los bioclastos es mayor, como consecuencia de diferencias de solubilidades entre calcita y aragonito. Este supuesto es análogo al propuesto por Bjørkum y Walderhaug (1990) para estructuras y ambientes sedimentarios similares a los estudiados en este trabajo. Una vez iniciada la precipitación de la calcita se crearía un gradiente de difusión alrededor del núcleo por la disminución de la alcalinidad de las aguas intersticiales, tal y como sugiere Berner (1980) en condiciones de diagénesis temprana. El crecimiento continúa hasta que todas las conchas aragoníticas son disueltas. El resultado final son moldes de restos esqueléticos aragoníticos que sólo se han preservado en el interior de las concreciones y sedimentos que conservan exclusivamente conchas calcíficas resistentes a la disolución.

Los aspectos más relevantes a tener en cuenta son:

— La desviación de las láminas dentro y alrededor de las concreciones (fig. 4) sugiere que su porción central fue cementada antes que las porciones exteriores (Raiswell, 1971).

— El aumento sistemático en la cantidad de material detrítico desde el centro al exterior (tabla 2) sugiere que el grado de compactación experimenta-

do previo a la cementación fue menor en el centro que en los bordes, como han visto Raiswell (1971) y Criss *et al.* (1988), en otros lugares del mundo.

— La idea de un aumento en el enterramiento durante el crecimiento de las concreciones está apoyada por la tendencia negativa de la relación Mn/Fe (fig. 11), la cual, según sugieren Curtis *et al.* (1986) decrece con el enterramiento. Aunque esta tendencia negativa puede relacionarse también con la mayor movilidad del manganeso frente al hierro.

— Los cambios en la composición química, en roca total, de carbonato, desde el centro al exterior, son concordantes con el crecimiento concrecionario (figs. 6, 7 y 8); éstos reflejan cambios en la química de las aguas intersticiales durante la formación de las concreciones (Gautier, 1982a y b; Mozley y Burns, 1993; entre otros).

— En las concreciones se aprecia una zonación interna concéntrica, la cual, según sugieren Parsons (1980) y Scotchman (1991) entre otros, es una evidencia macroscópica de la estructura concéntrica convencional.

A la vista de los datos obtenidos podemos suponer que el crecimiento de las concreciones se adapta a un modelo de crecimiento concéntrico convencional (Torrijo *et al.*, 1997; Torrijo, 1999), en el que éste se produce por adición de material desde el centro al exterior de las concreciones; por ello, las zonas más tempranas se van a situar en el centro y las zonas más tardías cerca del límite exterior.

Además, se ha establecido un rango de profundidad para el emplazamiento de las concreciones que se sitúa entre 400 y 1.500 m de enterramiento (fig. 12). Este valor se considera aproximado, ya que los valores de porosidad utilizados no han podido determinarse con exactitud debido a posibles errores analíticos y a los efectos sugeridos por Gautier (1982a y b).

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer las aportaciones y comentarios constructivos realizados por un revisor anónimo sobre la primera versión de este trabajo.

Referencias

- Arribas, J. (1985). Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios Geol.*, 41: 44-47.
- Arribas, J. (1986). *Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincias de Soria y Zaragoza)*. Univ. Complutense, Tesis Doctorales, 621 págs.
- Baldwin, B. and Butler, C.O. (1985). Compaction curves. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 69, 622-626.
- Bauluz, B. (1997). *Caracterización mineralógica y geoquímica de materiales detríticos precámbricos y paleozoicos de las Cadenas Ibéricas: evolución post-sedimentaria*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. 341 págs. (inédita).
- Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernández-Nieto, C. y González, J.M. (1995a). Mineralogía de materiales detríticos del Devónico de la Cordillera Ibérica. *Bol. Soc. Española Mineral.*, 18: 157-168.
- Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernández-Nieto, C. y González, J.M. (1995b). Mineralogy and geochemistry of devonian detrital rocks from the Iberian range (Spain). *Clay Minerals*, 30: 381-394.
- Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernández-Nieto, C. y González, J.M. (2000). Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chem. Geol.*, 168: 135-150.
- Berner, R.A. (1980). Early Diagenesis. *Princeton series in Geochemistry*, ch. 4-5.
- Bjørkum, P.A. and Walderhaug, O. (1990). Geometrical arrangement of calcite cementation within shallow marine sandstones. *Earth Sci. Rev.*, 29: 145-161.
- Brand, U. and Veizer, J. (1980). Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: Trace elements. *J. Sedim. Petrol.*, 50: 219-236.
- Criss, R.E., Cooke, G.A. and Day, S.D. (1988). An organic Origin for the Concretion of the Ohio Shale. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1836, 21 págs.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L. and Gautier, D.L. (1986a). Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. In: *Roles of Organic Matter in Sedimentary Diagenesis*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., págs. 23-33.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L. and Love, L.G. (1986b). Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 50: 2321-2334.
- Dean, W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *J. Sedim. Petrol.*, 44: 242-248.
- Dix, G.R. and Mullins, H.T. (1987). Shallow, subsurface growth and burial alteration of middle devonian calcite concretions. *J. Sedim. Petrol.*, 57: 140-152.
- Gautier, D.L. (1982a). Siderite concretions: indicators of early diagenesis in the Gammon Shale (Cretaceous). *J. Sedim. Petrol.*, 52: 859-871.
- Gautier, D.L. (1982b). Siderite concretions; indicators of early diagenesis in shallow gas reservoirs of the Gammon Shale (Cretaceous). *Eleventh International Congress on Sedimentology*.
- Gozalo, R. (1984). *Estudio geológico de la Sierra de Tabuenca. Devónico Superior de la Cordillera Ibérica Oriental*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 119 págs., (inédito).
- Gozalo, R. (1986). *La serie estratigráfica del Devónico Superior de la Sierra de Tabuenca (Cadena Ibérica Oriental)*. Resúmenes de Tesina. Universidad de Zaragoza, págs. 111-122.
- Gozalo, R. (1994). Geología y Paleontología (ostrácos) del Devónico Superior de Tabuenca (EN de la

- cadena Ibérica Oriental). *Mem. Museo Paleontológico Univer. Zaragoza*, 6, 291 págs.
- Hamblin, W.K. (1962). X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 32: 133-145.
- Hernández Samaniego, A., Aragoñes, E., Olmo, P., Aguilar, M. y Ramírez del Pozo, J. (1980). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Tabuena, hoja nº 352, *I.G.M.E., serie MAGNA*, 37 págs.
- Krauskoff, K.B. (1967). *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill, 617 págs.
- Mozley, P.S. and Burns, S.J. (1993a). Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: An overview. *J. Sedim. Petrol.*, 63, 73-83.
- Mozley, P.S. and Burns, S.J. (1993b). Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: An overview. Reply. *J. Sedim. Petrol.*, 63, 1008.
- Oertel, G. and Curtis, C.D. (1972). Clay-ironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 2597-2606.
- Parsons, M.W. (1980). *Distribution and origin of elongate sandstone concretions, Bullion Creek and Slope Formations (Paleocene), Adams County, North Dakota*. MS thesis, University of North Dakota, Grand Forks, N.D., 133 págs.
- Raiswell, R. (1971). The Growth of Cambrian and Liasic concretions. *Sedimentology*, 17: 147-171.
- Richter, G. (1930). Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. K.N.F.*, 16: 50-118.
- Rieke III, H.H. and Chilingarian, G.V. (1974). *Compaction of Argillaceous Sediments, Developments in Sedimentology*, 16. Elsevier, Amsterdam, 424 págs.
- Scotchman, I.C. (1991). The geochemistry of concretions from the Kimmeridge Clay Formations of southern and eastern England. *28th Annual Meeting of the British Sedimentological Research Group*.
- Torrijo, F.J. (1999). *Nódulos y concreciones carbonatadas. Distribución y génesis*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza. 201 págs. (inérita).
- Torrijo, F.J.; Mandado Collado, J. Joven Barcelona, R.B. y Sanz Morales, F.J. (1997). Nódulos y concreciones. Modelos genéticos. *Rev. Acad. de Ciencias. Zaragoza*, 52: 159-169.
- Vilchez, J. F. (1986). *Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica)*. Resúmenes de Tesina. Universidad de Zaragoza, págs. 195-205.
- Wilding, L.P. and Drees, L.R. (1973). Scanning electron microscopy of opaque opaline forms isolated from forest soils in Ohio. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37: 647-650.

Recibido el 8 de julio de 2001.
Aceptado el 15 de noviembre de 2001.