

Bauxitas kársticas del Cretácico inferior en Fuentespalda (provincia de Teruel): Estratigrafía, origen y paleogeografía

J. M. MOLINA * y R. SALAS **

* *Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada.
Facultad de Ciencias Experimentales. 23071 Jaén*

** *Dpto. de Geoquímica, Petrología y Prospec. Geol. Universitat de Barcelona.
Facultat de Geologia. 08071 Barcelona*

RESUMEN

Las bauxitas estudiadas se encuentran en la Zona de Enlace entre la Cordillera Costero Catalana y la Cordillera Ibérica. El Macizo de la Nevera de Fuentespalda está compuesto por materiales jurásicos y cretácicos con una estructura anticlinal, que se encuentran rodeados por materiales terciarios. Las bauxitas, bauxitas arcillosas y arcillas bauxíticas rellenan cavidades kársticas de forma lenticular paralelas a la estratificación y bolsadas de formas irregular. Hay también abundantes brechas de colapso con cementos de calcita fibrosa, costras de hematites-goethita, y yeso. Predominan las bauxitas pisolíticas con una estructura masiva-homogénea y localmente caótica-heterogénea. Las rocas encajantes son calizas y calizas margosas de edad Oxfordiense superior-Kimmeridgiense (Fm. Polpís) y localmente la parte superior de la Fm. Iátova (Mb. Serra de la Creu) de edad Oxfordiense medio. El paleokarst está fosilizado por las arenas de la Fm. Utrillas (Albiense-Cenomaniense inferior) y calizas dolomitizadas de edad Cenomaniense. En cuanto a la génesis de las bauxitas, consideramos que éstas se han formado a partir de rocas madres lateríticas. En las proximidades de los yacimientos de Fuentespalda hay calizas de agua dulce y arcillas lateríticas (Fm. Cantaperdius de edad Barremiense) depositadas en ambientes lacustres con exposiciones subaéreas periódicas. La fosilización completa del paleorelieve tuvo lugar durante el Albiense. Se ana-

lizan los principales controles genéticos favorables para la génesis de estas bauxitas.

Palabras clave: bauxitas, lateritas, paleokarst, Zona de Enlace, Fm. Cantaperdius, Cretácico inferior.

ABSTRACT

The analysed bauxites are located in the Linking Zone between the Catalan Coastal Range and the Iberian Range. The Nevera de Fuentespalda Massif is composed of Jurassic and Cretaceous rocks with an anticline structure, surrounded by Tertiary continental materials. The bauxites, clayey bauxites and bauxite-lateritic clays fill lenticular-shaped karstic caves and passage caves that are parallel to the bedding. There are also abundant breccias with radial fibrous calcite cements, ferruginous crusts (goethite and hematite) and gypsum. The bauxites are mainly pisolitic with a homogeneous-massive and locally heterogeneous-chaotic structure-texture. The country rocks are limestones and marly limestones of Upper Oxfordian-Kimmeridgian age (Polpis Fm.) and locally the uppermost part of the Iatova Fm. (Mb. Serra de la Creu) of Middle Oxfordian age. The paleokarst is buried by the Utrillas Sands Fm. (Albian-Lower Cenomanian) and dolomitized limestones of Cenomanian age. As regards the origin of the bauxite, we agree with the hypothesis of lateritic parent rocks. In the proximity of the Fuentespalda orebodies there are fresh water limestones and lateritic clays (Cantaperdius Fm. of Barremian age) deposited in lacustrine environments with periodic subaerial exposures. The complete fossilization of the karstic paleorelief would be during the Albian. The main genetic controls for these bauxites are finally analysed.

Key-Words: bauxites, laterites, paleokarst, Linking Zone, Cantaperdius Fm., Lower Cretaceous.

INTRODUCCIÓN. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Los yacimientos de bauxitas en España se localizan en cuatro regiones bauxíticas principales: 1) Zona Subbética (Cordilleras Béticas); 2) Zona de Enlace entre la Cordillera Costero-Catalana y la Cordillera Ibérica; 3) Cordillera Costero-Catalana; y 4) Zona Sur-Pirenaica. Otros yacimientos de bauxitas me-

nos importantes se encuentran cerca de Haro (La Rioja), Landas de Sotecuarre (municipio de Zigoitia, Alava), Arce (municipio de Piélagos, Cantabria), Oejo de la Peña (municipio de Cistierna, León) y Portilla de Luna (municipio de Barrios de Luna, León) (Molina, 1991).

Las bauxitas aquí estudiadas corresponden a los yacimientos más importantes y representativos de la segunda región bauxítica citada anteriormente. El objetivo de este trabajo es dar a conocer sus principales características estratigráficas y su interpretación genética y paleogeográfica.

La Zona de Enlace (Guimerá, 1988) presenta una dirección estructural dominante E-W, y un importante desarrollo de pliegues y cabalgamientos en una cobertera mesozoica en general más potente que en las Cordilleras Costero Catalana e Ibérica. El despegue de la cobertura en relación con el zócalo, es mucho más importante también en esta zona y algunos cabalgamientos pueden alcanzar una flecha de algunos kilómetros (Guimerá, 1983, 1988). Estas estructuras permiten deducir la existencia de fallas de zócalo que en cierta manera las habrían condicionado y que controlaron también los principales rasgos de la paleogeografía durante la sedimentación mesozoica.

El Macizo de la Nevera de Fuentespalda, al NE de la provincia de Teruel (fig. 1), 2 km al Este del pueblo de Fuentespalda (Fontdespala en el dialecto del catalán que se habla en la comarca) está compuesto por rocas jurásicas y cretácicas con una estructura anticlinal vergente al NW, con eje de dirección aproximada N 40 E, rodeadas por materiales continentales terciarios (fig. 2).

Aunque la bauxita había sido descubierta en Cataluña a comienzos de siglo por Almela, en el Maestrazgo fue durante largo tiempo desconocida y los trabajos estratigráficos no la mencionaban o la citaban brevemente sin ningún comentario.

Ashauer y Teichmuller (1935) señalan en la base del Wealdiense en Beceite la existencia de “minerales pisolítico-conglomeráticos” sin ninguna precisión sobre la naturaleza de estos minerales. En la serie de Utrillas citan una facies continental “de arenas con caolín, bauxitas y hulla”.

En un trabajo inédito, para la compañía “La Alquimia”, Closas Miralles (1945) hace un inventario detallado de los yacimientos de bauxita de Horta de San Juan, Fuentespalda y Pantano de la Pena. Los sitúa estratigráficamente entre el Jurásico (Sequaniense) y el Oligoceno. Establece también que sólo algunos yacimientos de Fuentespalda son verdaderas bauxitas, siendo los restantes materiales caoliniticos con más o menos hierro.

San Miguel de la Cámara (1950, 1954) publica dos extensos trabajos sobre las bauxitas del NE de España, delimitando sus paragénesis, tipos de yacimientos y posición estratigráfica. En estas dos publicaciones importantes son

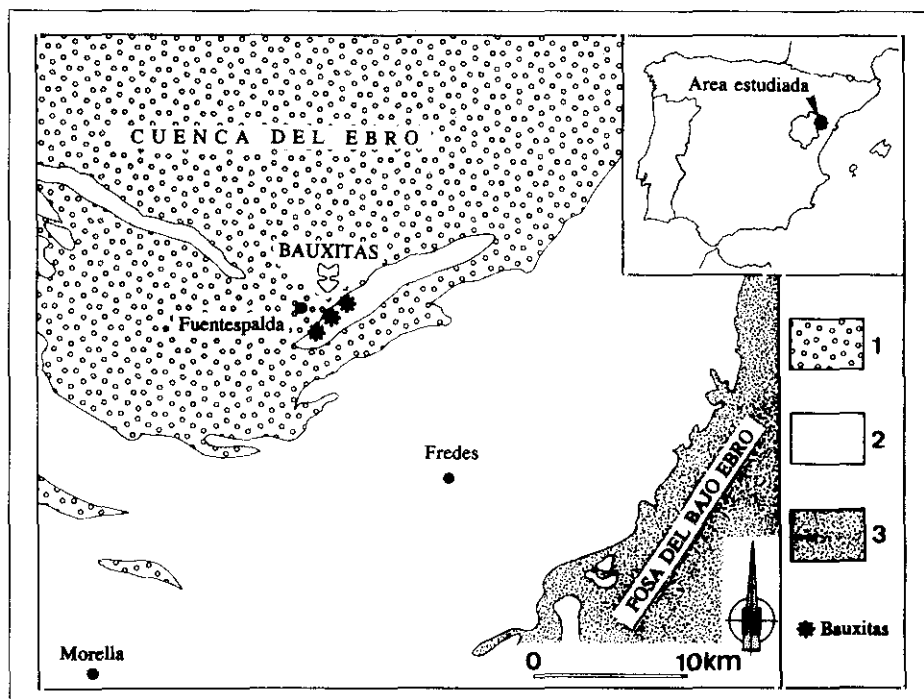


Fig. 1.—Situación geológica de las bauxitas estudiadas. Leyenda. 1: Paleoceno-Mioceno inferior de la Cuenca del Ebro. 2: Materiales mesozoicos de la Zona de Enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana. 3: Plioceno-Cuaternario de la Cuenca Baja del Ebro (depresión de Tortosa).

Fig. 1.—Geological location of the analysed bauxites. Key. 1: Paleocene-Lower Miocene of the Ebro Basin. 2: Mesozoic materials of the Linking Zone. 3: Pliocene-Quaternary of the Lower Ebro Basin (Tortosa Basin).

descritos y situados numerosos afloramientos bauxíticos sobre mapas a escala 1:100.000. Este autor distingue tres grupos de yacimientos: a) los de Horta de San Juan; b) los de Fuentespalda; y c) los situados al S de Beceite. Los yacimientos de Fuentespalda forman dos grupos de afloramientos. Unos están situados sobre el flanco NW de la Sierra de la Picoso, otros sobre el flanco SE, cerca del Pantano de la Pena. Los yacimientos del flanco NW aparecen generalmente en bolsadas en las calizas oxfordienses-sequanienses; el techo son las arenas albienses. En Fuentespalda hay verdaderas bauxitas pisolíticas aunque los análisis muestran que se trata de un mineral de poca calidad.

De Lapparent (1950) considera que los yacimientos de Fuentespalda son

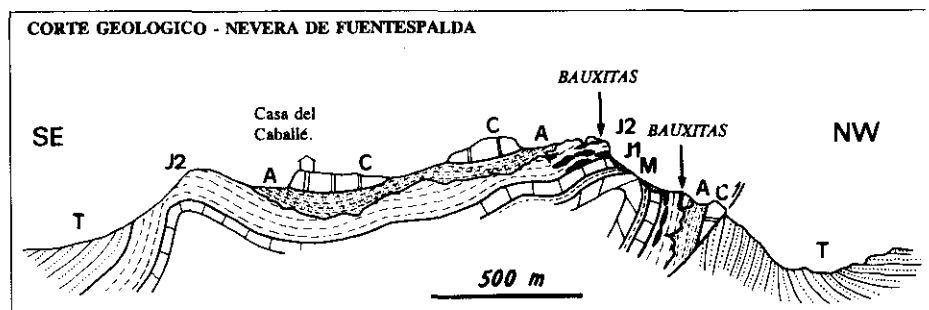


Fig. 2.—Corte geológico de la Nevera de Fuentespalda. Leyenda. T: Terciario. C: Cenomaniense. A: Fm. Utrillas (fundamentalmente Albiense). J2: Fm. Polpís (Kimmeridgiense). J1: Fm. Iátova (Oxfordiense). M: Jurásico medio.

Fig. 2.—Structural cross-section of the Nevera de Fuentespalda. Key. T: Tertiary. C: Cenomanian. A: Utrillas Fm. (mainly Albian). J2: Polpís Fm. (Kimmeridgian); J1: Iátova Fm. (Oxfordian). M: Middle Jurassic.

bolsadas en el flanco de un anticlinal vergente al N. El muro está constituido por calizas con ammonites del Kimmeridgiense inferior (*Nebrodités* cf. *guilherandense* Font, *Ataxioceras* cf. *hypselocyclus* Font). El techo es una caliza blanca con *Radiolites* senonienses.

Font (1951) en su "Análisis Rontgenográfico de algunas bauxitas de la región NE de España", establece las asociaciones mineralógicas características de las mismas. En los yacimientos de Fuentespalda cita gibbsita y señala la práctica ausencia de caolinita.

Closas Miralles (1954) en un importante artículo sobre las bauxitas del NE de España, estudia los afloramientos del área de los Puertos de Beceite. Confirma que los yacimientos no son verdaderas bauxitas ya que presentan una baja composición en hidróxidos de aluminio de aquí que las denomine lateritas o formaciones lateríticas. Precisa la posición estratigráfica de los yacimientos: el muro es una caliza jurásica de la base del Kimmeridgiense, el techo es del Paleógeno superior (grupo de Horta de San Juan) o bien del Aptiense, seguido de formaciones albienses con lignito (grupo de Fuentespalda-Beceite-SE de Beceite).

Motta y Roch (1962) analizaron las bauxitas del NE de España. Para los yacimientos de los Puertos de Beceite, los autores consideran también una edad Kimmeridgiense para el muro y datan el techo calcáreo con lamelibranquios como Aptiense, por encima del cual se sitúan arenas con lignitos del Albiense. Observaron también que con las verdaderas bauxitas aparecen arci-

llas lateríticas y establecen un ensayo de interpretación genética. Consideran que en el Maestrazgo y en las regiones vecinas existen en el Cretácico inferior intercalaciones de origen continental, en particular las de facies Weald, que parecen contemporáneas de las bauxitas. Las arcillas lateríticas de Fuentespalda pueden interpretarse como un término de transición entre estas formaciones continentales del Cretácico inferior y las verdaderas bauxitas.

Los estudios de Combes, Glaçon & Glambast (1966) y Combes (1967, 1969) son de gran importancia para el conocimiento de la estratigrafía del Cretácico inferior del Maestrazgo y sus bauxitas. Combes (1969) diferencia y analiza detalladamente cuatro tipos de bauxitas y arcillas lateríticas. Reconstruye con gran precisión la historia geológica de las bauxitas de Fuentespalda.

Con posterioridad el I.G.M.E. (1974) dentro del Programa Nacional de Investigaciones Mineras realizó un estudio monográfico sobre las posibilidades mineras en cuanto a bauxitas y arcillas lateríticas del área de Fuentespalda.

Caballero, Meléndez & Martín-Vivaldi (1974) y Ordóñez (1977) estudian algunos aspectos de las bauxitas del NE de España. Galán, López-Aguayo & Aza (1976) analizaron en detalle las arcillas bauxíticas de la zona de Fuentespalda-Beceite haciendo una importante contribución al conocimiento de la cristalinidad de la caolinita en algunos afloramientos del área.

Ordóñez *et al.* (1989 a,b) y Ordóñez, Fort & Bustillo (1990) estudian la geoquímica de las bauxitas del NE de España, los análisis de elementos traza muestran composiciones muy similares a las de las bauxitas lateríticas, consideran que las bauxitas derivarían de rocas madre de carácter calcoalcalino de naturaleza geoquímica intermedia, con ciertas tendencias básicas. Laiglesia y Ordóñez (1990) analizan la cristalinidad de las caolinitas de estos yacimientos, encuentran que las caolinitas tienen un origen poligénico y heterocrónico. Existen caolinitas de alta cristalinidad, singenéticas con los materiales bauxíticos iniciales, junto a otras formadas posteriormente procedentes de una caolinitización tardía de boehmita. Del mismo modo reconocen la presencia de una génesis tardía de gibbsita, procedente de la transformación posterior de caolinita en un karst reactivado con posterioridad a la génesis de las estructuras mesozoicas cabalgantes del S de la cuenca del Ebro, que implicaría una inversión total del sistema de circulación del karst.

Molina y Salas (1990) analizan las características estratigráficas y el origen del yacimiento de Fuentespalda.

Algunas monografías que no estudian en detalle los yacimientos de bauxitas pero que aportan información muy interesante acerca de la estratigrafía o tectónica de la región son las de Bulard (1972), Canerot (1974), Salas (1987) y Guimerá (1988).

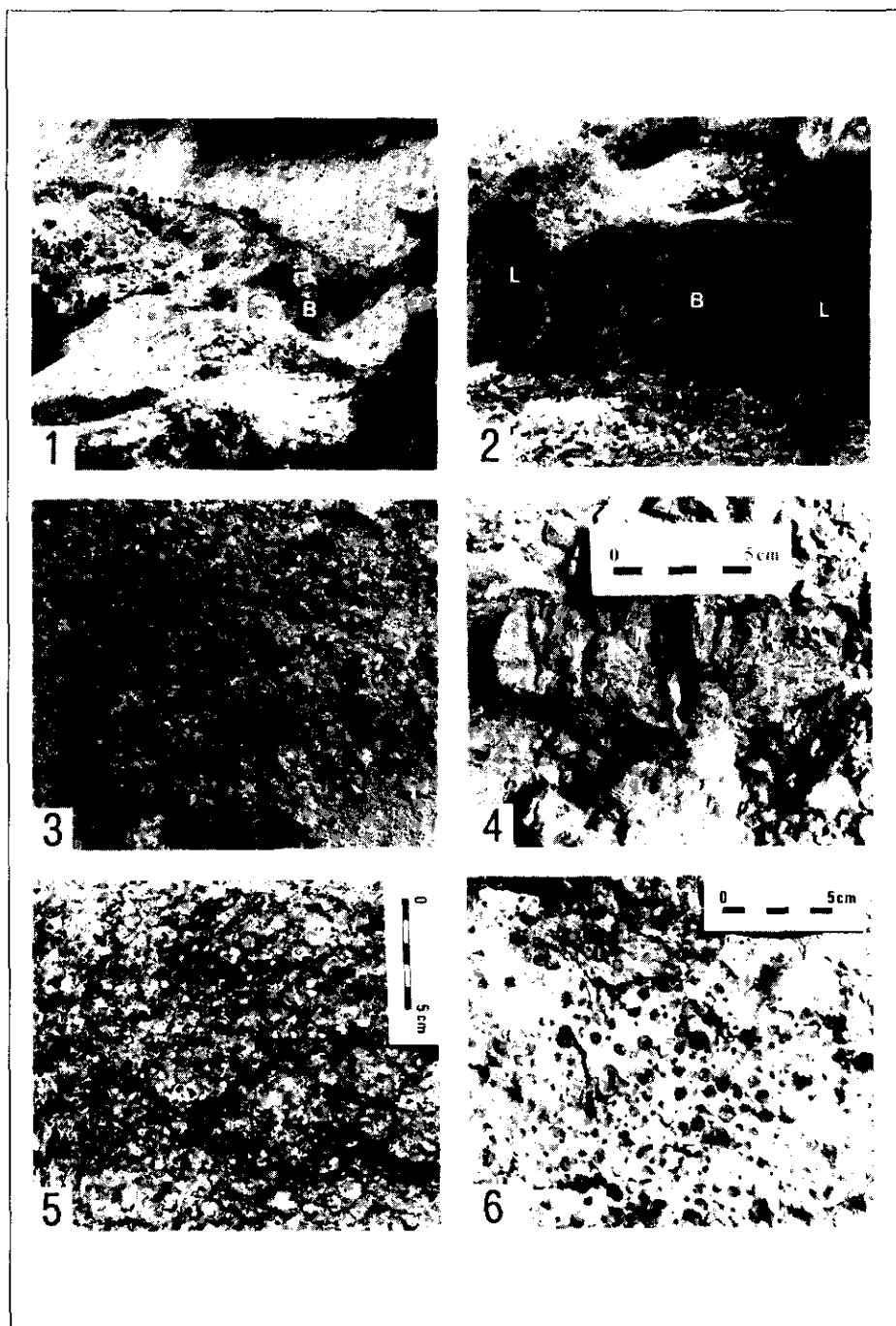
Los afloramientos bauxíticos han sido retocados por pequeñas explotaciones y varias catas o trabajos de reconocimiento, que permiten seguir la bauxita a lo largo de niveles discontinuos pero claramente definidos. El tonelaje total obtenido en los yacimientos de bauxitas de Fuentespalda (I.G.M.E., 1974) es de unas 7.000 Tm en unos 20 rellenos kársticos con una ley media aproximada del 40% en Al_2O_3 . Las reservas observables son de menos de 1.000 Tm (I.G.M.E., 1974) aunque pueden existir algunas cavidades kársticas con bauxitas ocultas por los coluviones o recubiertas por la facies Utrillas y no descubiertas. La mayor parte de las explotaciones se han realizado a cielo abierto, aunque también existen algunas galerías. Aún quedan algunas concesiones vivas de explotación y se han realizado recientemente algunos movimientos de tierras, pero no existe ninguna extracción de mineral en la actualidad. Su alto contenido en SiO_2 (hasta el 43 %) hace que hayan sido explotadas no como mena de aluminio, sino para la obtención de productos refractarios, cementos especiales, etc.

DESCRIPCIÓN DE LAS BAUXITAS Y ROCAS ENCAJANTES

Las bauxitas afloran en dos bandas paralelas de dirección NE-SW, estando condicionada su presencia a los repliegues y pequeñas fallas que forman el anticlinorio de Fuentespalda, de modo que su aparición se encuentra limitada a una pequeña superficie, comprendida entre el Barranco de la Nevera y el alto de la Picoso, de unos 200 m de anchura y 1.500 m de longitud, en el flanco NW de la sierra.

Las bauxitas, bauxitas arcillosas y arcillas bauxíticas-lateríticas rellenan cuevas kársticas de forma lenticular, grutas y galerías que son paralelas a los planos de estratificación, y pequeñas simas (lámina I, figs. 1 y 2). Las bolsas de mayor tamaño tienen hasta 25 m de continuidad lateral y 9 m de potencia máxima observables. Las formas originales de las cavidades están modificadas por abundantes brechas (lámina I, fig. 3), con cementos de calcita acicular radial muy característicos. Los cristales de calcita alcanzan 5 cm de longitud, formando agregados radiales semiesféricos o esféricos, reniformes o en forma de roseta (lámina I, fig. 4). Algunos clastos de estas brechas tienen costras ferruginosas de hematites y goethita.

En las bauxitas predomina la textura pisolítica muy bien desarrollada, con pisoides de hasta 2 cm de diámetro y por término medio de 0,8 mm, de color rojizo y rodeados por una matriz pelitomórfica y/o peloidal de color blanco o rosa más claro (lámina I, figs. 5 y 6). Los pisolitos represen-



tan en la mayoría de los casos más de la mitad del volumen total de la roca.

Generalmente, la bauxita es homogénea-masiva pero localmente aparece con una litoestructura heterogénea-caótica (Bardossy, 1982). En este último caso bloques de bauxita pisolítica dura aparecen claramente diferenciados y rodeados por arcillas o una bauxita "pelitomórfica" más blanda y más arcillosa. Es una estructura secundaria generada por karstificación posterior en la roca encajante. La composición mineralógica (gibbsita, caolinita, hematites, goethita, diasporo-boehmita y anatasa) fue estudiada principalmente por Combes (1969) y Bardossy (1982, p. 225). Cuando la bauxita tiene textura pisolítica los pisoides están algo más enriquecidos en minerales de aluminio y sobre todo de hierro que la matriz, que es algo más arcillosa. De acuerdo con Combes (1969), el I.G.M.E. (1974) y Ordóñez, Fort & Bustillo (1990) la composición en Al_2O_3 varía entre 36 y 54 %, la de SiO_2 entre 10 y 43 % y la de Fe_2O_3 entre 7 y 28 %. De acuerdo con el I. G. M. E. (1974) el análisis medio de los elementos mayoritarios puede estimarse en los siguientes porcentajes: $Al_2O_3 = 39,55$ %; $SiO_2 = 33,05$ %; $Fe_2O_3 = 12,37$.

Las cavidades kársticas contienen además abundantes arcillas lateríticas de color rojo, rosa o verdoso (lámina I, fig. 2). Estas arcillas desde el punto de vista mineralógico tienen diferente composición que las bauxitas. No tienen boehmita ni gibbsita, aunque algunas contienen hasta el 2% de diásporo (Combes, 1969).

Las rocas encajantes son calizas y calizas margosas del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense (Fm. de calizas de Santa Magdalena de Polpís, Salas 1987; correlacionable a su vez con la Fm. Loriguilla, Gómez, 1979) y localmente corresponden a la parte más alta de la Fm. de calizas con esponjas de

LÁMINA I. Fig. 1.—Vista general de una de las explotaciones de bauxitas (B) en la Nevera de Fuentespalda. Puede observarse el aspecto de la bolsada paralela a la estratificación. Fig. 2.—Aspecto de otro de los yacimientos de bauxitas (B) asociadas a las cuales se encuentran arcillas lateríticas y brechas (L). Fig. 3.—Aspecto de las brechas en una bolsada de bauxitas. Fig. 4.—Cementos de calcita acicular radial semiesféricos y esféricos. Fig. 5.—Bauxita pisolítica con matriz muy escasa de color rojo. Fig. 6.—Bauxita pisolítica con matriz bastante abundante de color blanco. Obsérvese el buen desarrollo de los pisolitos.

PLATE I. Fig. 1.—General view of an opencast mining with the bauxite orebody (B) in the Nevera of Fuentespalda. The bauxitic pocket has a disposition parallel to the bedding. Fig. 2.—Aspect of another bauxitic orebody (B) with laterite clays and breccias (L). Fig. 3.—Breccias in a bauxite pocket. Fig. 4.—Acicular and fibrous radial calcite cements of semispherical and spherical shapes. Fig. 5.—Pisolitic bauxite with scarce red coloured matrix. Fig. 6.—Pisolitic bauxite with abundant matrix of white colour. The pisoids are very well developed.

Iátova (Gómez, 1979; Giner, 1980) y más concretamente al miembro de calizas de la Serra de la Creu (Salas, 1987) del Oxfordiense medio (biozona de *Transversarium*). La Fm. Polpís en la Nevera de Fuentespalda comprende tres miembros (ver fig. 3): a) Inferior (7 m. de potencia), es una alternancia rítmica de calizas margosas y margas (lámina II, fig. 1). Este miembro inferior muy característico podría correlacionarse, al menos en parte, con el Mb. Calanda (Meléndez, Aurell & Atrops, 1990) situado en la base de la Fm.

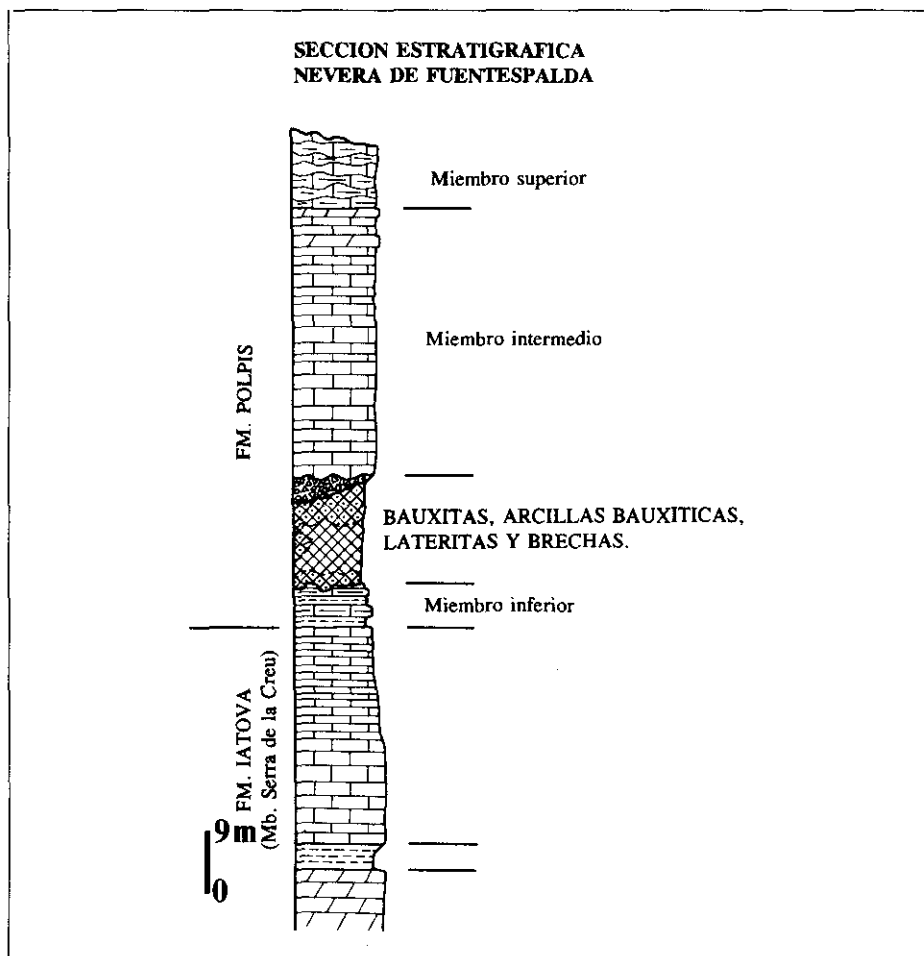


Fig. 3.—Sección estratigráfica del Jurásico de la Nevera de Fuentespalda y localización de las bauxitas.

Fig. 3.—Stratigraphic section of the Nevera de Fuentespalda with the location of the bauxites.

Loriguilla; b) Intermedio (39 m) que consiste de calizas con algunas secuencias estratocrecientes; y c) Superior (16 m) de calizas margosas incipientemente nodulosas con algunos niveles dolomíticos y un techo muy karstificado. Las cavidades rellenas con bauxitas se localizan en el miembro inferior o más frecuentemente en el contacto entre los miembros inferior y medio, de modo que pueden faltar, lateralmente en la Nevera de Fuentespalda, por erosión paleokárstica más de 55 m correspondientes a la Fm. Polpís.

Localmente, en el contacto entre las bauxitas y la roca encajante hay nódulos de yeso en forma de flor de hasta 5 cm y costras de 1 a 2 cm de espesor de goethita y hematites. Este encostramiento recubre las irregularidades de la pared caliza y penetra incluso a través de las pequeñas fracturas y fisuras. La roca encajante en algunos puntos aparece dolomitizada.

El paleokarst está fosilizado por la Fm. arenas de Utrillas (Albiense-Cenomaniense inferior) y/o por calizas dolomitizadas del Cenomaniense. Sin embargo, los rellenos de las bolsadas kársticas nunca tienen facies arenosas. Este paleokarst se encuentra tectonizado en algunos puntos del flanco N invertido del anticlinal, de modo que los materiales jurásicos se ponen en contacto, por falla inversa, con las calizas y dolomías del Cenomaniense. Localmente, entre las areniscas albienses y el muro jurásico, fosilizando el paleokarst, se encuentran arcillas blancas, rojizas o grises, a veces con lignitos, que fueron explotadas para su uso como refractarios en la Mina San Miguel. En la Fuente Formenta y en la Mina San Miguel, estas arcillas con lignitos contienen un conjunto de esporas y polen atribuible al Aptiense (Combes, 1969).

ORIGEN DE LAS BAUXITAS

ROCA MADRE: LA FORMACIÓN CANTAPERDIUS

Consideramos que las bauxitas se han originado a partir de rocas madre lateríticas¹. Existen importantes afloramientos de arcillas ferralitizadas en las proximidades de los yacimientos de bauxitas kársticas estudiados (Combes, 1969). Estas arcillas presentan texturas y composición similares a las de las arcillas lateríticas asociadas a las bauxitas de los afloramientos de Fuentespalda. Aproximadamente a 4 km de distancia hacia el SE, en el área de los

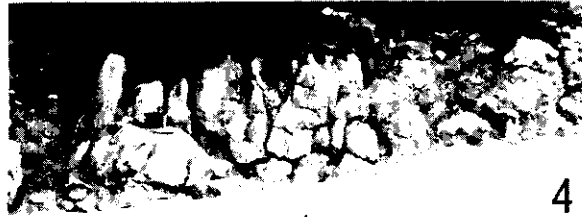
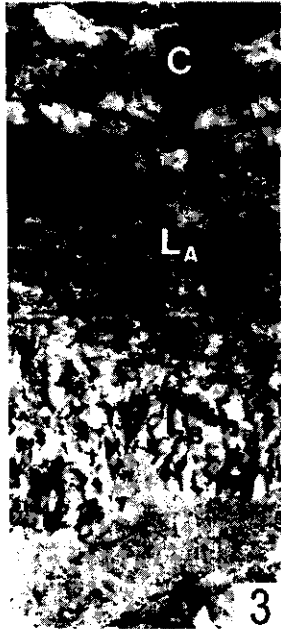
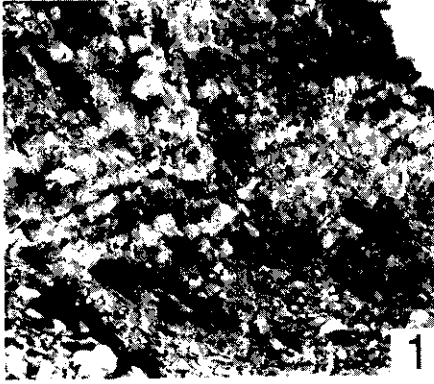
¹ Para evitar confusiones terminológicas usaremos los términos laterita, lateritización y bauxitización en el sentido de Bardossy (1982, p. 14).

Puertos de Beceite, hay calizas de agua dulce y arcillas lateríticas (Fm. Cantaperdius; Salas, 1987) (lámina II, fig. 2). Las asociaciones de flora de algas carofíceas han permitido precisar una edad Barremiense para estos materiales. Esta formación alcanza una potencia de 350 m en la zona de Herbers. La base de esta unidad suele presentar un nivel con una potencia comprendida entre 2 y 33 m de arcillas lateríticas, muy características, de aspecto "flameado", además hay otros niveles de forma lantejonar intercalados, con una potencia máxima por nivel de unos 10 m. Las arcillas lateríticas de la Fm. Cantaperdius muestran en algunos puntos excelentes ejemplos de facies y perfiles típicos de paleosuelos (lámina II, fig. 3) con "marmorización", huellas y tubos de raíces (rizocrecciones), así como rubefacciones sobre substratos calizos con señales de alteración meteórica y morfologías kársticas (lámina II, fig. 4 y 5). A menudo aparecen niveles de pisoides y pequeñas concreciones de óxidos de hierro.

Las arcillas están compuestas por caolinita, goethita, hematites, calcita y pequeñas proporciones de cuarzo, rutilo, gibbsita, boehmita, illita y clorita. Localmente contienen boehmita (hasta 7,4 % según Combes, 1969). Su composición media en Al_2O_3 es del 34,89 % (I.G.M.E., 1974). La comparación entre los análisis químicos y mineralógicos de estas arcillas y las bauxitas estudiadas muestra que el cambio entre ambas necesita sólo una desilificación parcial y descalcificación de las arcillas. Además la composición química de las arcillas lateríticas asociadas a las bauxitas en las bolsadas kársticas es la

LÁMINA II. Fig. 1.—Calizas margosas del Miembro Inferior de la Fm. Polpís en contacto con el cual suelen aparecer las bauxitas. Fig. 2.—Calizas de la Fm. Cantaperdius, puede observarse el aspecto noduloso incipiente y el gran tamaño de las huellas de raíces. Fig. 3.—Perfil de paleosuelos en lateritas y calizas de agua dulce de la Fm. Cantaperdius (proximidades del monte Cantaperdius). C: calizas (*wackestone*) bioturbadas con tubos verticales de raíces; LA: arcillas lateríticas con huellas de raíces; LB: arcillas lateríticas con pisoides y concreciones ferruginosas. Fig. 4.—Aspecto del paleokarst en las calizas de la Fm. Cantaperdius fosilizado por las arcillas lateríticas. Fig. 5.—Detalle de la parte derecha de la fotografía anterior en la que puede observarse una pequeña paleodolina rellena de arcillas lateríticas.

PLATE II. Fig. 1.—Marly limestones in the Lower Member of the Polpís Fm. in which the bauxites often appear. Fig. 2.—Limestones of the Cantaperdius Fm. We can notice the nodular aspect and the big rhizocretions. Fig. 3.—Paleosoil profile in laterites and fresh-water limestones of the Cantaperdius Fm. (near the Cantaperdius hill). C: limestones (*wackestone*) with well-preserved vertical rhizocretions. LA: lateritic clays with rhizocretions. LB: lateritic clays with ferruginous pisoids and concretions. Fig. 4.—Paleokarst in the limestones of the Cantaperdius Fm. covered by lateritic clays. Fig. 5.—Detail of the right part of the former photo in which we can see lateritic clays filling a small paleodoline.



misma que la de las arcillas lateríticas de la Fm. Cantaperdius (Combes, 1969).

Las calizas presentan estratificación de orden decimétrico a métrico y abundan las superficies de estratificación de aspecto ondulado y noduloso. Son *wackestone* generalmente de color blanco o beige claro, con carofitas, ostrácodos, fragmentos de gasterópodos y lamelibranquios, intraclastos de color negro o gris y huellas de raíces; también presenta tramos más rubefactados y "marmorizados", más nodulosos, de aspecto conglomerático, así como partes dolomitizadas de color gris. Entre estas calizas predominantemente blancas se observan algunas intercalaciones de calizas rojas con abundantes manchas limoníticas de color ocre y con filoncillos ferruginosos. Estas calizas rojas contienen a menudo niveles muy rubefactados, arriñonados o nodulares con marcas de corrosión y perforaciones. Las arcillas lateríticas se presentan asociadas a estas calizas rojas fosilizándolas o como cambio lateral de las mismas.

MODELO SEDIMENTARIO Y MARCO PALEOGEOGRÁFICO

La Fm. Cantaperdius está compuesta mayoritariamente por carbonatos de agua dulce que ocuparían los sectores marginales de una bahía o golfo y pasarían transicionalmente a los medios litorales y costeros adyacentes (Fm. de margas y calizas de Les Artoles; Salas, 1987) (fig. 4). Cabe interpretar estas facies como el resultado de alternancias de medios palustres y lacustres. En los primeros se desarrollarían suelos hidromorfos con abundante bioturbación causada por las raíces de plantas. Los ascensos periódicos (¿estacionales?) de la lámina de agua darían lugar a condiciones lacustres, con la acumulación de fango micrítico. En conjunto estas facies se han interpretado como depositadas en un ambiente de charcas carbonatadas (*carbonate swamps*).

Más concretamente, el modelo de depósito de la Fm. Cantaperdius probablemente correspondería a lagos costeros abiertos hidrológicamente con secuencias de rampa de bajo gradiente (rampa) y baja energía (Tucker y Wright, 1990). Los bajos gradientes de pendiente hacen a estos sistemas muy susceptibles a las pequeñas fluctuaciones del nivel del lago, controlado a su vez directamente por el nivel del mar y que influirán en el depósito de carbonatos de marismas (palustres), así como de intercalaciones arcillosas aluviales con edafogénesis intensa. Las calizas palustres están modificadas por procesos edáficos similares a los descritos por Freytet y Plaziat (1982). La exposición subaérea de micritas calcáreas lacustres dio lugar al desarrollo de paleosuelos, con características típicas como, brechificación, rizolitos, microkarst, distintas

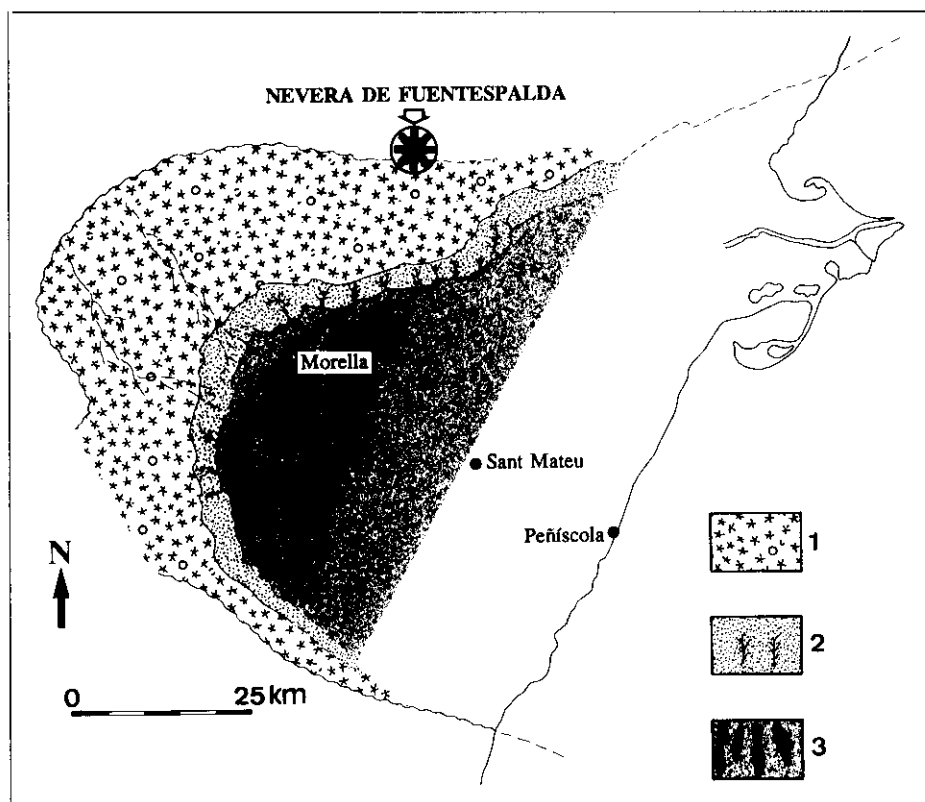


Fig. 4.—Paleogeografía del golfo de la Cuenca del Maestrazgo durante el Barremiense medio. Leyenda. 1: ambientes de marismas y carbonatos de agua dulce (Fm. Cantaperdius). 2: medios internareales. 3: ambientes de *lagoon* y barras de marea. (2 y 3: Fm. Les Artoles). Ligeramente modificado de Salas, 1987.

Fig. 4.—Paleogeography of the Maestrazgo Basin Gulf during the Middle Barremian. Key. 1: Swamps and freshwater limestones (Cantaperdius Fm.). 2: Intertidal environments. 3: Lagoon and tidal bars. (2 and 3: Les Artoles Fm.). From Salas, 1987.

cavidades y sedimentos internos e impregnaciones de óxidos de hierro. Estas litologías se encuentran dispuestas en secuencias transgresivas-regresivas, pero más comúnmente forman ciclos incompletos. Así algunas de las marcas relacionadas con exposición subaérea, tales como tubos de raíces, atraviesan varias secuencias.

Estos lagos son típicamente someros, carecen de estratificación permanente y al presentar muy poca pendiente desde la zona eulitoral hasta la cuenca lacustre más profunda, tienen una zona litoral muy extensa de modo que fluc-

tuaciones de pequeña escala del nivel del agua darían lugar a cambios ambientales notables, así los descensos del nivel del agua expondrían áreas extensas de los márgenes del lago con desecación y modificación edafogénica.

Los cuerpos de agua dulce se encontrarían desplazados hacia el interior de la cuenca en momentos de bajo nivel relativo del mar (*lowstand systems tracts*). En la secuencia deposicional del Barremiense basal este desplazamiento de la cuña de carbonatos de agua dulce hacia el centro de la cuenca fue muy significativo (Martin-Closas y Salas, 1991). Esta secuencia de depósito es correlacionable con un ciclo de tercer orden en la curva global de cambios del nivel del mar (Haq, Hardenbol & Vail, 1987).

Durante el Barremiense las etapas prolongadas de exposición subaérea del sustrato darían lugar a su karstificación y edafización, con el desarrollo de suelos lateríticos. Estos suelos lateríticos se encuentran mejor desarrollados en el sector de los Puertos de Beceite. Los sustratos de los mismos pueden ser tanto carbonatos de agua dulce como carbonatos marinos someros. En el flanco sur del sinclinal de Fredes, los suelos lateríticos se disponen sobre carbonatos marinos más o menos salobres. Mientras que en el anticlinal de Herbers o en el Parrissal de Beceite las lateritas se desarrollan sobre carbonatos de agua dulce. La lateritización del material arcilloso original, con la pérdida de alcalinos y alcalinotérreos debía proporcionar soluciones ricas en Ca y Mg que podían causar dolomitizaciones locales en las calizas blancas con carofitas.

Las arcillas se depositaron en áreas próximas a sistemas distributarios y provendrían de la erosión de rocas aluminosas del macizo del Ebro emergido al N. El medio suficientemente húmedo permitiría el desarrollo y la presencia de una vegetación abundante enraizada, de modo comparable a los manglares actuales. La aparición periódica de un medio ácido por la oxidación de la piritita y por la presencia de ácidos orgánicos ligados a la vegetación, ha podido favorecer la alteración de la caolinita a gibbsita y boehmita, diseminadas o en pisoides, y a redistribuir el hierro. Estas condiciones de marisma costera afectada por el nivel del mar oscilante pueden ser muy parecidas a las descritas para las bauxitas de l'Ariège, Guyana y Surinam (Combes et al., 1989). Las exposiciones subaéreas periódicas en un clima tropical favorecerían la ferralitización y los procesos edáficos. En el sector de los Puertos de Beceite, en Cantaperdius hay cuatro niveles de lateritas intercaladas mayoritariamente entre carbonatos de agua dulce que pasan lateralmente a facies marinas muy someras. Así en el Barremiense hubo como mínimo cuatro etapas de lateritización que van acompañadas de la karstificación del sustrato calcáreo. El origen de estas discontinuidades intrabarremienses con exposición subaérea y

lateritización podría ser eustático: existe una correlación muy buena con las secuencias y discontinuidades de Haq, Hardenbol & Vail (1987) durante el Barremiense (Salas, 1987).

La parte más septentrional (Nevera de Fuentespalda) quedó emergida de modo que las arcillas lateríticas permanecieron por encima del acuífero, preservadas sobre las calizas jurásicas así que durante el Barremiense y parte del Albiense pudieron continuar su evolución y bauxitización en este área emergida (Combes, 1969). Más o menos simultáneamente a los procesos de bauxitización actuaron fenómenos de erosión que eliminaron parte de las capas de arcillas lateríticas, conservándose sólo las que se encontraban en depresiones kársticas que son las que se pudieron transformar definitivamente en bauxitas. Después, los materiales de facies Utrillas se depositaron transgresivamente sobre el Jurásico cubriendo las cavidades bauxíticas, de modo que esta cobertura ha permitido que los rellenos de bauxitas se conserven hasta nuestros días. Los fenómenos de bauxitización y de relleno de cavidades kársticas son anteriores al depósito de las facies Utrillas, como parece indicar el hecho de que nunca se encuentra ningún elemento de aquella facies entre las bauxitas.

Las cavidades ya estaban formadas, al menos en gran parte, cuando se han depositado los sedimentos arcillo-lignitosos y las arenas de la Fm. Utrillas. En efecto estas rocas que son poco resistentes, en el caso de una karstificación importante posterior a su depósito habrían entrado a formar parte del relleno de las cavidades. Los sedimentos arcillosos y lignitosos han fosilizado las bolsas kársticas ya rellenas, al menos en su mayor parte de modo que la formación del karst sería pues, al menos mayoritariamente, aptiense o preaptiense (Combes, 1969). Quizás la etapa de karstificación más importante en el sector de la Nevera de Fuentespalda tuvo lugar durante el Valanginiense superior, que corresponde a una discontinuidad estratigráfica a la que se encuentra ligado un paleokarst muy importante (D2 de Salas, 1987).

Sería por tanto probablemente un yacimiento autóctono o paraautóctono producido por el lixiviado conjunto, "in situ" o a lo largo de cortas distancias, de productos de meteorización en o hacia paleodolinas y cuevas de un relieve kárstico. Una mayor distancia de transporte implicaría la presencia de contaminantes (arena, grava,...) que no están presentes en la bauxita. El transporte y fosilización del paleorelieve kárstico tuvo lugar probablemente durante el Aptiense o Albiense inferior dadas las edades de las rocas madre (Fm. Cantaperdius) y de los materiales fosilizantes (Fm. Utrillas).

La existencia de costras ferruginosas y de yeso sobre las paredes de la bolsa, así como de cementos calcíticos fibrosos, la dolomitización secundaria de la roca encajante y la formación tardía de caolinita y gibbsita indicarían

una posterior evolución epigenética post-aptiense que incluiría probablemente la reactivación de la karstificación. El origen de las mineralizaciones en costros de yeso y óxidos e hidróxidos de hierro fue ya interpretado por Combes (1969, p. 37-38) como el resultado de la oxidación de arcillas grises piritosas que localmente aparecen sobre las bolsadas kársticas rellenas de bauxitas. La oxidación de estas arcillas piritosas suprayacentes provocaría la aparición de aguas con débil pH cargadas de sulfato ferroso y ácido sulfúrico. Estas aguas circularían a lo largo de las paredes de las cavidades. En contacto con la superficie calcáreo-dolomítica se produciría una neutralización rápida y la precipitación de hidróxido férrico a partir del sulfato ferroso. Este hidróxido férrico por deshidratación daría lugar a la goethita y a la hematites. El ácido sulfúrico disolvería la superficie carbonatada con la aparición de yeso. Los cementos calcínicos que aparecen en las brechas de las bolsadas kársticas recuerdan a los descritos por Assereto y Folk (1980) como antiguos cementos aragoníticos gigantes (*Giant paleo-aragonite rays o raggioni*) de forma botroidal, reemplazados por calcita y típicos de la diagénesis vadosa en cuevas. También es posible que en algunos puntos estas reactivaciones tardías de karstificación, producidas quizás incluso después de los plegamientos terciarios, sean las responsables de la génesis de caolinita y gibbsita secundarias (Laiglesia y Ordóñez, 1990) habiendo provocado además removilizaciones y el hundimiento de los materiales bauxíticos como lo demuestra la estructura heterogénea-caótica descrita anteriormente.

PRINCIPALES CONTROLES GENÉTICOS

Como iremos viendo a continuación el área de Fuentespalda durante el Barremiense-Aptiense reunía las condiciones ideales para la formación de bauxitas, de acuerdo con los tres controles genéticos principales favorables para la bauxitización deducidas para el Tethys mediterráneo (Bardossy y Dercourt, 1990): a) climático; b) geomorfológico; y c) tectónico.

Según los mapas paleogeográficos (por ejemplo, Dercourt et al., 1986) el área del Maestrazgo se situaría a una paleolatitud aproximada entre 26 y 27,5 °N durante el Barremiense-Aptiense. Actualmente las zonas climáticas favorables para la bauxitización se sitúan entre las latitudes 30° N y 30° S (Bardossy & Dercourt, 1990), aunque el gradiente diferente de temperaturas hace que estos márgenes puedan haber sido notablemente diferentes para el Cretácico inferior. Además en el interior de la zona comprendida entre las latitudes 30° N y 30° S existen grandes territorios áridos-desérticos y semi-

desérticos donde se excluye la bauxitización. Las áreas con clima tropical de tipo monzónico (tipo Am en la clasificación de Köppen) son las más favorables para la bauxitización, de modo que las reconstrucciones paleoclimáticas de pluviosidad son muy importantes. Así, Parrish (1985) para el Barremiense-Aptiense registra, principalmente debido a la ruptura de la Pangea, un sistema de circulación monzonal, de modo que sitúa un área aislada de bajas presiones sobre la Europa occidental en sus mapas paleoclimáticos de invierno y verano que constituiría una zona con altas precipitaciones. Del mismo modo los conjuntos microflorísticos (principalmente las relaciones entre esporas y Gimnospermas bialadas) del Cretácico inferior de la Cuenca del Maes-trazgo indican la existencia de un clima cálido y húmedo durante la mayor parte del Cretácico inferior, exceptuando el Aptiense superior-Albiense inferior (Solé de Porta y Salas, 1991). Hay que decir sin embargo que estos datos contrastan con los de Ruffell y Batten (1990) que consideran una fase árida para el Barremiense-Aptiense inferior en Europa occidental, antes de pasar a un clima más húmedo en el Aptiense superior y Albiense inferior, estos autores ligan esta fase árida al descenso del nivel del mar Barremiense.

En cuanto a los controles geomorfológico y tectónico, la mayor parte de los yacimientos de bauxitas mediterráneas se han formado a baja cota, bien sobre plataformas carbonatadas costeras o en depresiones en el interior del continente, y muchos de los yacimientos bauxíticos aparecen asociados a la estructuración de plataformas neríticas por una tectónica distensiva (Bardossy y Dercourt, 1990).

El periodo de alteración ha debido de ser lo suficientemente duradero por encima del nivel del manto acuífero, en caso contrario, en condiciones geomorfológicas desfavorables, con nivel topográficamente bajo pero nivel acuífero próximo a la superficie se generaría un medio fundamentalmente reductor que traería consigo la menor presencia o ausencia de bauxitas que no habrán podido formarse a partir de las arcillitas, o que incluso una vez formadas pueden haber sido inundadas rápidamente en un medio marino y reductor, sufriendo cloritización diagenética.

En el golfo del Maestrazgo durante el Barremiense medio (Salas 1987) existían accidentes tectónicos de zócalo importantes de dirección NE-SW, como la alineación de Tarragona al N, y de dirección NW-SE como las de Montalbán-Oropesa y Ateca-Castellón, situadas al S (ver figura 6.9 de Salas, 1987) que delimitarían un mosaico de bloques con áreas de difente subsidencia. En la mayoría de los casos la distribución de facies y potencias estaría relacionada con estas antiguas alineaciones del zócalo que condicionarían un

sistema de dispositivos en semigraben limitados por fallas de tipo lístrico (Salas, 1983).

Así el depósito de las arcillas lateríticas y su posterior bauxitización pudo estar controlado por fallas normales, probablemente lístricas, que dieron lugar a una serie de escalones y cubetas en semigraben, limitadas por fallas sinse-dimentarias en conexión con el movimiento de bloques más o menos bascu-lados durante la fase de *rifting*, que fueron uno de los principales mecanismos de control de la sedimentación. Exceptuando la secuencia de depósito haute-riviense, que presenta una tasa de subsidencia tectónica muy baja, el interva-lo Kimmeridgiense-Aptiense (unos 30 millones de años aproximadamente), amplitud máxima de la discontinuidad estratigráfica en la Nevera de Fontes-palda, puede considerarse una gran etapa de *rifting* generalizado, que vendría seguida por otra gran etapa postrift de subsidencia térmica que abarcaría des-de el Albiense hasta el final del Mesozoico (Salas, 1991).

Los términos del Cretácico inferior se adelgazan progresivamente hacia el N al acercarse al antiguo Macizo del Ebro y no existen ya en la región de Fuentespalda materiales de edad Tithonico-Aptiense, como ya hemos indicado anteriormente, salvo los restos de bauxitas y arcillas lateríticas de edad Barremiense. Este modelo presenta analogías muy significativas con las bau-xitas de L'Ariège al S de Francia (Combes, 1969). Serían yacimientos muy parecidos en cuanto a roca encajante, edad y fosilizante a las bauxitas, funda-mentalmente barremienses, de l'Ariège en Gorges de l'Arize (Canals) y en Baychet. En ambas áreas (Maestrazgo y Ariège) existe un substrato de mate-riales de edad Kimmeridgiense constituido por zonas emergidas durante el Neocomiense. Aparece una superficie karstificada irregular, ondulada, sobre materiales cada vez más antiguos hacia el N, con una serie fosilizante trans-gresiva, en cuya base se observan a su vez materiales cada vez más modernos que se han depositado sobre términos cada vez más antiguos hacia el N. Esta transgresión general con varias pulsaciones comenzó en el Barremiense, quan-do el mar se instaló al S. Después del depósito de sedimentos margosos o ar-cillosos, distintos episodios regresivos menores provocaron la alteración de estos depósitos a bauxitas o arcillas más o menos bauxíticas. Durante el Albiense inferior o al fin del Aptiense, se produjo la transgresión marina prin-cipal y la fosilización completa del paleokarst por los sedimentos.

CONCLUSIONES

– Las bauxitas de la Nevera de Fuentespalda se encuentran rellenando bol-sadas y cavidades kársticas encajadas en las calizas y calizas margosas del

Oxfordiense superior-Kimmeridgiense (Fm. Polpís) y localmente en la parte superior de las calizas con esponjas del Oxfordiense medio-superior (Fm. Iátova, Mb. Serra de la Creu).

– El paleokarst está fosilizado por las arenas, y localmente arcillas con lignitos, de la Fm. Utrillas (Aptiense-Albiense) y por calizas dolomitizadas de edad Cenomaniense.

– Las bauxitas se habrían originado a partir de la bauxitización, durante el Barremiense-Aptiense de las arcillas lateríticas de la Fm. Cantaperdius.

– Son yacimientos autóctonos o parautóctonos originados “in situ” o con muy poco transporte, localizados en áreas muy restringidas donde se habrían dado las condiciones climáticas, geomorfológicas y tectónicas favorables para la génesis y preservación de las bauxitas.

– En etapas posteriores al desarrollo primario principal de las bauxitas y a la fosilización del paleokarst han tenido lugar procesos de reactivación de la karstificación con importantes transformaciones epigenéticas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los Dres. P. J. Combes y L. Korpás la revisión crítica y corrección de este manuscrito. Para la realización de este trabajo se ha contado con financiación de la CICYT a través de los proyectos PB87-0971 y PB89-0230, y de la Junta de Andalucía a través de los grupos de investigación. Este trabajo es una contribución al proyecto del I.G.C.P. 287.

BIBLIOGRAFÍA

- ASHAUER, H. & TEICHMULLER, R. (1935). Origen y desarrollo de las cordilleras variscas y alpidicas de Cataluña. *Publ. extr. sobre geol. España*, III: 5-102 (1946).
- ASSERETO, R.L. & FOLK, R.L. (1980). Diagenetic fabrics of aragonite, calcite and dolomite in an ancient peritidal spelean environment: Triassic Calcare Rosso, Lombardia, Italy. *J. Sedim. Petrol.*, 50: 371-394.
- BARDOSSY, G. (1982). *Karst Bauxites*. Elsevier. 441 pp.
- BARDOSSY, G. & DERCOURT, J. (1990). Les gisements de bauxites téthysiens (Méditerranée Proche et Moyen Orient); cadre paléogéographique et contrôles génétiques. *Bull. Soc. géol. France*, 6:869-888.
- BULARD, P.F. (1972). Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre (Spagne). *Thèse Doct. Sciences, Univ. Nice*, 353 pp.

- CABALLERO, A., MELÉNDEZ DEL VALLE, F. & MARTÍN-VIVALDI, J.L. (1974). Yacimientos españoles de bauxitas y alunitas. *Bol. Geol. Min. España*, 85: 32-42.
- CANEROT, J. (1974). Recherches géologiques aux confins des chaînes ibériques et catalane (Espagne). *Thèse Doct. Univ. Toulouse. Enadimsa, Trab. de Tesis*, n. 4: 517 pp.
- CLOSAS MIRALLES, J. (1945). Criaderos de bauxita y su explotación. *Informe inédito. "La Alquimia" C.A.*, Barcelona. 146 pp.
- CLOSAS MIRALLES, J. (1954). Las bauxitas del NE de España. *XIX Congr. Geol. Intern. Alger*, sect. 12, fasc. 12, 199-223.
- COMBES, P.J. (1967). Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: Paléogéographie du Crétacé inférieur et bauxites dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 264: 703-706.
- COMBES, P.J. (1969). Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, Le Languedoc et L'Ariège (France). *Tesis Doctoral, Univ. Montpellier, Mém. Centre d'Etudes et Rech. Geol. et Hydrogéol.* Montpellier, III-IV, 342 pp.
- COMBES, P.J., GLAÇON, G. & GLAMBAST, L. (1966). Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Crétacé inférieur du Nord-Est du Maestrazgo (Espagne). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 10: 390-391.
- COMBES, J.P., PEYBERNES, B., MEDUS, J. & MONGIN, D. (1989). Bauxites, horizons à mollusques et palynoflore dans le gisement de Bacqué (Pyrénées ariégeoises): situation sur la marge européenne au Crétacé inférieur, environnement de dépôt, rôle de l'eustatisme. *Eclogae geol. Helv.*, 82: 113-131.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, LA, SOROKHTIN, O. WESTPHAL, M., BASHENOV, M.L., LAUER, J.P. & BIJU-DUVAL, B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- FONT, J.M. (1951) Análisis rontgenográfico de algunas bauxitas de la región NE de España. *Estudios geol.*, 7: 113-130.
- FREYTET, P. & PLAZIAT, J.C. (1982). Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contrib. Sediment.*, 12, 213 pp.
- GALÁN, E., LÓPEZ-AGUAYO, F. & AZA, S. (1976). Bauxitic clays of NE Teruel (Spain). *Seventh Conf. Clay Miner. and Petrol.*, Karlovy Vary, 487-497.
- GINER, J. (1980). Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (sector oriental). *Tesis Doct., Univ. Barcelona*. 316 pp.
- GÓMEZ, J.J. (1979). El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 4: 1-686.

- GUIMERÁ, J. (1983). Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 297: 425-430.
- GUIMERÁ, J. (1988). Estudi estructural de l'enllac entre la Serralada i la Serralada Costanera Catalana. *Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona*. 600 pp.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- I.G.M.E. (1974). Investigación de minerales de bauxita. Fuentespaldá (Teruel, Tarragona). Fase previa. *Colección Informe. Ministerio de Industria*. 77 pp.
- LAIGLESIA, A. y ORDOÑEZ, S. (1990). Cristalinidad de caolinitas en yacimientos de bauxitas cársticas del NE de España. *Bol. Soc. Españ. Mineral.*, 13: 81-90.
- LAPPARENT, A.F. de (1950). Niveau stratigraphique des bauxites d'Espagne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 230: 983-984.
- MARTÍN-CLOSAS, C. y SALAS, R. (1991). Estratigrafía secuencial y carbonatos de agua dulce en la Cordillera Ibérica oriental. Su caracterización bioestratigráfica. *III Coloquio del Cretácico de España, Resúmenes*: 43
- MELÉNDEZ, G., AURELL, M. & ATROPS, F. (1990). Las unidades del Jurásico superior en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica: nuevas subdivisiones litoestratigráficas. *Cuad. Geol. Iber.*, 14: 225-245.
- MOLINA, J.M. (1991). A review of karst bauxites and related paleokarsts in Spain. *Acta Geol. Hungar.*, 34: 179-194.
- MOLINA, J.M. & SALAS, R. (1990). Mesozoic karstic bauxites in Fontdespaldá (province of Teruel, Spain): origin and paleogeography. *I.G.C.P. 287, Working Meeting n. 2, Delphi (Greece). Abstracts*, 29-30.
- MOTTA, F. & ROCH, E. (1962). Bauxites d'Espagne: observations et interprétations. *Acta geol. Hungar.*, 7: 285-291.
- ORDÓÑEZ, S. (1977). Las bauxitas españolas como mena del aluminio. *Serie Universitaria, Fundación Juan March*, 33, 64 pp.
- ORDÓÑEZ, S., BUSTILLO, M., FORT, R. & MENDUIÑA, J. (1989a). Estudio geoquímico de las bauxitas del noreste de España. *III Congreso de Geoquímica de España*, 1: 61-71.
- ORDÓÑEZ, S., BUSTILLO, M., FORT, R. & MENDUIÑA, J. (1989b). Trace element geochemistry of karstic bauxites from Northeast Spain. *28th Internat. Geol. Congr. Washington*, 3: 495.
- ORDÓÑEZ, S., FORT, R. y BUSTILLO, M. (1990). Estudio de las tierras raras en las bauxitas kársticas del Noreste de la Península Ibérica. *Estudios geol.*, 46: 373-384.
- PARRISH, J.T. (1985). Global paleogeography, atmospheric circulation and rainfall in the Barremian Age (late Early Cretaceous). *U.S. Dep. Int., Geol. Surv. Open-File Rep.*, 85-728.

- RUFFELL, A.H. & BATTEN, D.J. (1990). The Barremian-Aptian arid phase in western Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 80: 197-212.
- SALAS (1983). Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica. *Com. Congr. Nac. Sedimentología*, Menorca. 3.34-3.38.
- SALAS, R. (1987). El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d' Espadà. Anàlisi de conca. *Tesis Doctoral, Univ. Barcelona*. 345 p.
- SALAS, R. (1991). Historia de la subsidencia durante el Mesozoico y evolución tectonosedimentaria cretácica de las cuencas del margen oriental de Iberia. *III Coloquio del Cretácico de España, Resúmenes*: 61.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1950). Estudio geológico de los criaderos de bauxita del NE de España. *Imp. Antonio Rovira, Artes gráficas*, Barcelona. 35 pp.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1954). Geología de las bauxitas españolas. *R. Soc. esp. Hist. Nat., T. extraord. Homen. E. Hernández-Pacheco*, pp. 579-607.
- SOLÉ DE PORTA, N. & SALAS, R. (1991). Conjuntos microflorísticos del Cretácico inferior de la Cuenca del Maestrazgo. Cordillera Ibérica oriental. *III Coloquio del Cretácico de España, Resúmenes*: 66.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990). *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Sci. Publ., 482 pp.

Manuscrito recibido: 20 enero 1992.

Revisión aceptada: 5 mayo 1993.