

Origen de las brechas de la base del Jurásico de Leitza (Cordillera Vasco-Cantábrica oriental, Navarra)

Origin of the Lowermost Jurassic breccias of Leitza (eastern Basc-Cantabric Range, Navarra)

R. Gallego (*), M. Aurell (**), B. Badenas (**), B. Fontana (*) y G. Meléndez (*)

(*) Área de Paleontología, Dpto. Geología, Univ. Zaragoza, 50009-Zaragoza

(**) Área de Estratigrafía, Dpto. Geología, Univ. Zaragoza, 50009-Zaragoza

ABSTRACT

Extensional tectonic activity at the Triassic-Jurassic boundary in the eastern Basc-Cantabric Range (N Spain) involved the generation of a set of semigraben basins. The largest basin appears related to the Leitza fault, which determined both the accumulation of a thick succession of a caothic and poorly sorted breccia and the upwelling of basalts. These breccias grade up into massive dolomites deposited in shallow to supratidal marine restricted environments. Sinemurian relative sea level rise involved the flooding of these basins and the setting of an extensive carbonate ramp.

Key words: Basc-Cantabric Range, Early Jurassic, semigraben basins, breccias.

Geogaceta, 15 (1994), 26-29

ISSN: 0213683X

Introducción

En la mayor parte de los trabajos realizados sobre el Lías de la cuenca Vasco-Cantábrica se considera como base del mismo un tramo de dolomías y calizas dolomíticas, denominado comúnmente "carniolas", que abarcaría, aproximadamente, desde el Rhetiense al Sinemuriense Inferior. De acuerdo con esto se ha asumido que el tránsito Triásico-Jurásico no supone una ruptura en la sedimentación (Dahm, 1965; Soler y José, 1971; Villalobos y Ramírez del Pozo, 1971; Duvernois *et al.*, 1972).

La existencia de una discordancia angular y erosiva asociada a una etapa tectónica sinsedimentaria durante el límite Triásico-Jurásico ha sido reconocida en la cuenca Ibérica por San Román y Aurell (1992). De esta manera, en numerosos puntos de la Cordillera Ibérica, las brechas y dolomías del Hettangiense no sólo se encuentran sobre las dolomías atribuidas al Rhetiense (Fm. Imón: Goy *et al.*, 1976), sino que pueden yacer discordantemente sobre otras unidades triásicas o incluso paleozoicas (Aurell *et al.*, 1992). Anteriormente, en el Pirineo Central, Garrido (1973) reconoció la existencia de una notable ruptura sedimentaria en el límite Rhetiense-Hettangiense relacionada con una fase tectónica de distensión. En la cuenca Vasco-Cantábrica

Occidental, Robles *et al.*, (1988) han puesto de manifiesto la existencia de una superficie de truncamiento erosivo-

nal que bisela una unidad de dolomías tableadas (que según los autores podría ser equivalente a la Fm. Imón) y parte

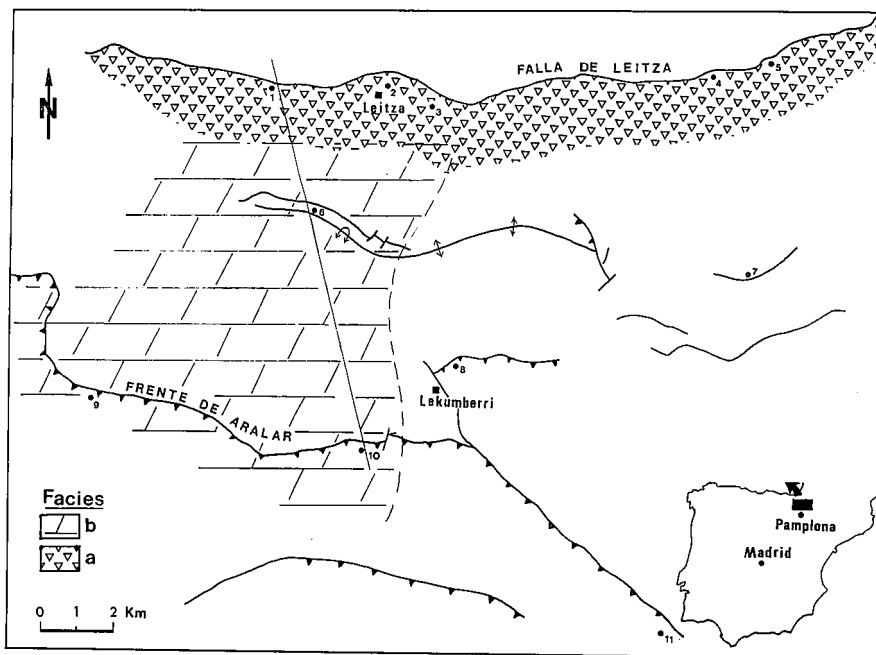


Fig. 1.— Mapa de situación en el que se señalan los perfiles estudiados y la distribución espacial de facies durante el Hettangiense. Perfiles: 1: Areso, 2: Leitza, 3: Gorritzaran, 4: Erasun, 5: Saldias, 6: Gorriti, 7: Beruete, 8: Lekumberri, 9: Aldaon, 10: Baraibar, 11: Goldaraz. Facies: a: Brechas y ruditas, b: Calizas dolomíticas y dolomías. Las facies de dolomías masivas y brechas se extienden por todo el dominio estudiado.

Fig. 1.— Location map showing both the recorded sections and the facies distribution during the Hettangian. Sections: 1: Areso, 2: Leitza, 3: Gorritzaran, 4: Erasun, 5: Saldias, 6: Gorriti, 7: Beruete, 8: Lekumberri, 9: Aldaon, 10: Baraibar, 11: Goldaraz. Facies: a: Breccias and rudites, b: Dolomitic limestones and dolomites. The massive dolomites and breccias facies spread all across the studied area.

de las facies detríticas del Triás, caracterizando el tránsito Rhetiense-Hettangiense aunque sin ofrecer una explicación para este truncamiento.

El objeto del presente trabajo es mostrar la existencia de una etapa de fracturación en el límite Rhetiense-Hettangiense, que ha originado una potente serie de brechas sedimentarias, reconocidas en la base del Lías en toda la zona septentrional del Jurásico navarro (cuenca Vasco-Cantábrica oriental). La formación de estas brechas está asociada a la actividad tectónica extensional de la denominada Falla de Leitza durante esta etapa (fig. 1). La potente serie de brechas es de difícil estudio, debido a su intensa tectonización, marmorización y a su carácter en ocasiones masivo, lo que ha generado interpretaciones muy variadas. Lamare (1936) opina que la marmorización y brechificación general se deben al metamorfismo, mientras que Duvernois *et al.* (1972) las interpretan como brechas de cabalgamiento. Pero generalmente han sido incluidas en el tramo de "carniolas", consideradas como brechas de colapso, generadas por la disolución diagenética de niveles evaporíticos intercalados con dolomías (Villalobos y Ramírez del Pozo, 1971; Soler y José, 1972; Meléndez, 1976; Garmendia y Robles, 1991).

Análisis de facies

Los resultados de este trabajo están basados en el análisis de facies de 11 perfiles estratigráficos, cuya situación se indica en la Fig. 1. Los datos expuestos están referidos a la unidad basal del Lías. Sus facies se pueden agrupar en tres grandes grupos: brechas y ruditas, dolomía masivas y brechas y calizas dolomíticas y dolomías. De acuerdo con los datos expuestos en trabajos precedentes (ver Robles *et al.*, 1988), esta unidad se ha atribuido al Hettangiense. En determinados perfiles esta unidad se apoya sobre una serie de dolomías tableadas atribuidas al Rhetiense (i.e., equivalente lateral de la Fm. Imón). La relación entre ambas unidades se ha podido estudiar en el perfil de Areso, donde se encuentra una superficie de erosión irregular desarrollada sobre estas dolomías tableadas. En otros perfiles las dolomías tableadas están ausentes, de manera que la unidad basal del Lías se apoya sobre otras unidades triásicas o incluso paleozoicas. En estas ocasiones

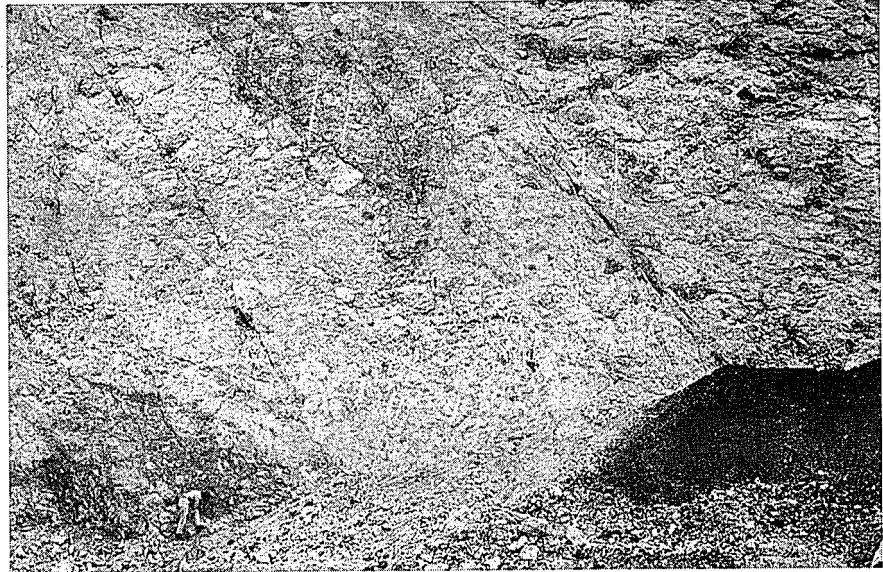


Fig.2.— Aspecto de campo de la facies de brechas y ruditas en la base del perfil de Areso (corte de la autovía de Leitza). a: Vista general del afloramiento. b: Detalle de las brechas.

Fig.2.— Field view of the breccias and rudites facies at the base of the Areso section (Leitza motorway section). a. General view of the outcrop. b. Detailed view of the breccias.

se trata generalmente de un contacto mecánico, si bien no se puede descartar, en algunos puntos (e.g., Gorriztaran), que esta situación refleje una relación de discordancia angular entre el Jurásico y las unidades infrayacentes.

Brechas y ruditas

Esta facies se localiza en el margen septentrional del área estudiada, a lo largo del afloramiento limitado al Norte por la Falla de Leitza. Se encuentra en la base de la unidad, sobre la discontinuidad del límite Triásico-Jurásico. Su po-

tencia es muy variable, desde 75 m en Erasun a 230 m en Gorriztaran. La facies pasa lateral y verticalmente a dolomías masivas y calizas dolomíticas. Únicamente en Saldias se presenta interstratificada con las carniolas, hacia la parte superior de la serie.

Se trata de megabrechas masivas con fábrica variable, granosostenida y no granosostenida, con clastos carbonatados y siliciclásticos heterométricos (hasta varios metros) y generalmente angulosos, de origen variado (Fig.2). La mayor parte de los clastos son de *mudstone* masivos, o con laminación algal, y dolomíticos. Algunos de ellos

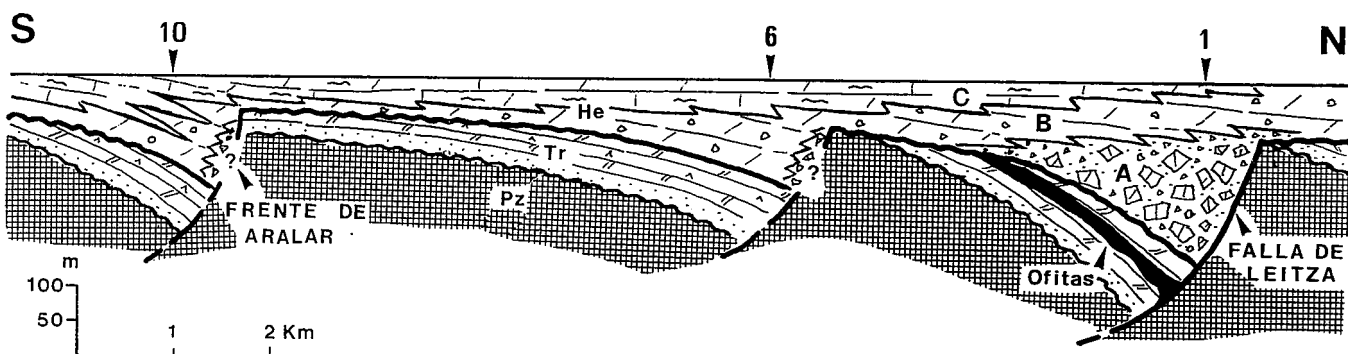


Fig.3.— Sección transversal a la cuenca en la que se muestra la distribución de facies durante el Hettangiense (ver Fig. 1 para su localización; los números de la parte superior corresponden a los perfiles de referencia). Pz: Paleozoico, Tr: Triásico, He: Hettangiense. Facies (Hettangiense): A: Brechas y ruditas, B: Dolomías masivas y brechas, C: Calizas dolomíticas y dolomías.

Fig.3.— Cross-section across the sedimentary basin showing facies distribution during Hettangian (see Fig. 1 for location; numbers in the upper part are section of reference). Pz: Paleozoic, Tr: Triassic, He: Hettangian. Facies (Hettangian): A: Breccias and rudites, B: Massive dolomites and breccias, C: Dolomitic limestones and dolomites.

se pueden identificar como correspondientes a las unidades dolomíticas triásicas (Muschelkalk, Rhetiense). Además se encuentran clastos brechoides carbonatados que localmente presentan cuarzo, anhidrita, opacos y clastos metamórficos. En la parte inferior de la unidad se encuentran granos redondeados o angulosos de cuarzo (desde tamaño arena hasta 5 cm) y pequeños clastos negros lutíticos, normalmente metamorfizados. Estos componentes derivan de las unidades paleozoicas y triásicas (Buntsandstein) infrayacentes. La matriz de esta brecha está formada por granos de tamaño arena o limo de composición silíceo, lutítica y carbonatada.

Interpretación. Las brechas que contienen clastos paleozoicos y triásicos son interpretadas como el resultado de la erosión de paleorelieves, con la formación de abanicos al pie de los mismos. Sin embargo, el hecho de que la mayor parte de los clastos carbonatados sean de edad jurásica, indica que la mayor parte de la brecha es intraclástica, originada por la ruptura tectónica de la incipiente plataforma del Jurásico Inferior. El transporte fue muy breve, como se deduce de la baja clasificación y escaso o nulo redondeamiento de los clastos, así como de la reducida extensión lateral de esta facies.

Dolomías masivas y brechas

Las dolomías masivas oquerosas, denominadas tradicionalmente carniolas, afloran en todo el área de estudio, generalmente interestratificadas con facies de calizas dolomíticas. Al Norte se

localizan en transición gradual sobre las facies de brechas y ruditas. En la parte central y meridional del área de estudio las carniolas pueden llegar a constituir toda la unidad. Hacia el Este, el límite superior de estas facies es generalmente brusco y viene marcado por la presencia de las calizas tableadas de las unidades suprayacentes (Sinemuriense Inferior). La potencia observada varía entre 10 y 85 m.

Aunque predominan las dolomías masivas oquerosas, pueden también presentarse estratificadas en bancos de hasta 1 m, en ocasiones con superficies ferruginosas internas. Localmente contienen clastos angulosos de caliza y dolomía de tamaño centimétrico. A menudo llegan a constituir auténticas brechas, estratificadas en niveles centimétricos a métricos. Estas brechas generalmente son no granosostenidas; pueden ser oquerosas o, por el contrario, muy compactas, y estar bien cementadas. Contienen clastos angulosos heterométricos de 1 a 7 cm y composición calcárea; se pueden identificar clastos micríticos y dolomíticos con laminación algal así como niveles de *wackestone* a *packstone* intraclástico, con ocasionales ooides y bioclastos (foraminíferos bentónicos, crinoides y bivalvos de concha gruesa muy fragmentados y a menudo con gruesas envueltas micríticas). Ocasionalmente se encuentran clastos de brechas de cantos planos así como evidencias del depósito primario de evaporitas: porosidad móldica, cristales de anhidrita y yeso.

Interpretación. El origen de estas facies se ha relacionado tradicionalmente con la disolución de evaporitas

interestratificadas con calizas y dolomías depositadas en ambientes supramarales, acompañada de procesos de dolomitización y brechificación debida a colapso (e.g., Morillo Velarde y Meléndez, 1979). Este proceso de brechificación está apoyado por el carácter anguloso de los clastos, lo que evidencia un escaso transporte y por la similar composición de la matriz y los clastos. Los clastos carbonatados con laminación algal y retrabajados evidencian un ambiente de depósito inter o supramaral en condiciones restringidas, con depósito de sedimentos evaporíticos. Además, la presencia de clastos calcáreos con facies bioclásticas y oolíticas sugiere la instalación esporádica de ambientes de *lagoon* y barrera.

Calizas dolomíticas y dolomías

En la parte noroccidental y occidental del área de estudio se reconoce, a techo de la unidad de dolomías masivas (en Aldaon, Gorriti, Gorritzaran, Barai-bar), y/o intercaladas con ellas en niveles de 1 a 10 m (en Erasun y Goldaraz), una facies de calizas dolomíticas y dolomías, bien estratificadas, con potencias totales entre 20 a 80 m. Hacia el Este la unidad está muy reducida o ausente (Fig. 1). Se trata de calizas ligeramente dolomitizadas de textura *mudstone* y dolomías microcristalinas tableadas, dispuestas en capas de 0.1 a 0.5 m de espesor. La laminación algal es frecuente. Ocasionalmente contienen bioclastos (foraminíferos bentónicos, bivalvos y equinodermos, generalmente fragmentados) así como cuarzo, anhi-

drita y opacos como accesorios. Esta facies se encuentra en tránsito gradual a las calizas laminadas y oolíticas bien estratificadas del Sinemuriense Inferior.

Interpretación. Esta facies se depositó en una llanura mareal carbonatada, con episódicas exposiciones subaéreas. Cuando estas facies están intercaladas con las dolomías masivas, representan etapas de mayor influencia marina en los ambientes marinos restringidos descritos anteriormente. Teniendo en cuenta su relación de cambio lateral de facies con las unidades laminadas, oolíticas y bioclásticas suprayacentes, esta facies correspondería a los depósitos más proximales de la rampa carbonatada del Sinemuriense Inferior.

Discusión: evolución sedimentaria

En nuestro modelo, de modo similar a lo observado en la cuenca Ibérica septentrional (San Roman y Aurell, 1992), proponemos la generación de una serie de cuencas de semigraben, originadas por fallas lístricas normales (Fig.3). Esto concuerda con la distribución observada de facies y potencias de la unidad estudiada y la orientación similar de las facies de brechas y ruditas y de los accidentes tectónicos.

En el límite Triásico-Jurásico comenzó la ruptura de la rampa triásica, donde se había depositado durante el Rhetiense una facies carbonatada marina somera. Esta ruptura fue consecuencia de una actividad tectónica extensional que provocó la reactivación de la denominada Falla de Leitza. Según Martínez Torres (1989), el movimiento dextral de esta falla en relación con la traslación de la placa Ibérica respecto a la europea no se iniciaría probablemente más que a partir del Oxfordiense. El movimiento extensional de la misma durante el inicio del Jurásico propuesto en nuestro trabajo, explica tanto el emplazamiento de rocas basálticas (ofitas)

emplazadas en el Keuper (Martínez Torres, *loc. cit.*) como el rejuvenecimiento del relieve con la consiguiente erosión y acumulación de brechas sedimentarias en la cuenca adyacente. Además, hemos postulado la existencia de otros semigrabenes de menor extensión. Estos se formarían a partir de otras fallas, como en el caso del Frente de Aralar. La tectónica de algunos de estos accidentes se invertiría durante la compresión Alpina posterior, cuando actuaría como frentes de cabalgamiento.

Estas cuencas de semigraben fueron rellenadas por unidades de brechas y ruditas y por sucesiones de carbonatos y evaporitas. Los primeros materiales depositados fueron las brechas, generadas por la erosión de los bloques triásicos elevados o por la ruptura tectónica de la incipiente plataforma carbonatada del Jurásico Inferior. Estas brechas cubren discordantemente varias unidades triásicas o incluso paleozoicas, y cambian vertical y lateralmente hacia el Sur a unidades carbonatadas y evaporíticas depositadas en un ambiente de *sabkha* con episódicas influencias marinas (dolomías y calizas dolomíticas intercaladas con las carnioles).

Las calizas dolomíticas y dolomías que se localizan hacia el techo de la unidad estudiada corresponden a sedimentos depositados en un ambiente de llanura intermareal. La extensión lateral de estas calizas dolomíticas y dolomías tableadas refleja una progresiva inundación de la cuenca desde el NW (ver Fig. 1). Continuando con la tendencia transgresiva, el medio evolucionó hacia condiciones submareales, con el depósito de las calizas laminadas, oolíticas y bioclásticas del Sinemuriense Inferior. La inundación de la cuenca desde dominios más septentrionales concuerda con el registro generalizado de una fauna de ammonoideos de afinidad subboreal en la cuenca Vasco-Cantábrica durante el Lotharingiense (Braga *et al.*, 1988).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto O. F. 948/90 de la Diputación Foral de Navarra.

Referencias

- Aurell, M.; Meléndez, A.; San Román, J.; Guimerà, J.; Roca, E.; Salas, R.; Alonso, A. y Mas, R. (1992): *III Congr. Geol. España, Actas*, 1, 50-54.
- Braga, J. C.; Comas-Rengifo, M. J.; Goy, A.; Rivas, P. y Yébenes, A. (1988): *Ciencias de la Tierra (Geología)*, 11, 17-45.
- Dahm, H. (1965): *Beih. Geol. Jhrb.*, 44, 13-54.
- Duvernois, C.; Floquet, M. y Humbel, B. (1972): *Mémoire synthétique, thèse de doctorat de 3ème cycle, Univ. de Dijon*, 240 pp.
- Garmendia, J. M. y Robles, S. (1991): *Geogaceta*, 10, 6-10.
- Garrido, A. (1973): Tesis Doct., *Univ. de Granada*, 395 pp.
- Goy, A.; Gómez, J. J. y Yébenes, A. (1976): *Estudios Geol.*, 32, 391-423.
- Lamare, P. (1936): Thèse de Doctorat, *Univ. de París*, 464 pp.
- Martínez Torres, L. M. (1989): Tesis Doct., *Univ. de Bilbao*, 291 pp.
- Meléndez, F. (1976): *II Jornadas del Petróleo y Gas Natural*, Ponencia I, 117-137.
- Morillo Velarde, M. J. y Meléndez, F. (1979): *Cuadernos Geol.*, 10, 149-166.
- Robles, S.; Pujalte, V. y Valles, J. C. (1988): *Ciencias de la Tierra (Geología)*, 11, 1-15.
- San Román, J. y Aurell, M. (1992): *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 99, 101-117.
- Soler y José, R. (1971): *Bol. Geol. Min.*, 82, 406-428.
- Soler y José, R. (1972): *Bol. Geol. Min.*, 83, 582-594.
- Villalobos, L. y Ramírez del Pozo, J. (1971): *Cuad. Geol. Ibérica*, 2, 541-458.