

La cuenca terciaria continental del Diapiro de Murgia: la Formación Izarra (Oligoceno superior-Mioceno inferior, Cuenca Vasco-Cantábrica)

The tertiary continental basin of the Murgia Diapir: the Izarra Formation (late Oligocene-early Miocene, Basque-Cantabrian Basin)

M. A. López-Horgue ⁽¹⁾ y J. M^a Hernández ⁽²⁾

⁽¹⁾ Dpto. de Ingeniería Minera y Metalúrgica y Ciencia de los Materiales, Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Minera y Obras Públicas, Universidad del País Vasco, Colina de Beurko s/n, 48901 Barakaldo.

⁽²⁾ Miramon.KutxaEspacio de la Ciencia, Mikeletegi 43, 20009 Donostia-San Sebastián

ABSTRACT

The tertiary continental Izarra Formation (Alava, Basque-Cantabrian Basin) is formally described for the first time. Its materials were deposited on a small basin originated in the central part of the Murgia diapir. Those materials are subdivided in four members which are: a) a basal unit of red marls and conglomerates formed in diapiric-fringe alluvial systems; b) the intermediate member consists of marls and limestones with paedogenic structures deposited in a temporary inundated outer alluvial plain; c) a top unit with calcareous lutites and fossiliferous limestone concretions (Konservat-Lagerstätten) of lacustrine origin; and d) a calcareous tufa unit overlying the basal member and originated next to hard-water springs whose stratigraphic correlation with the intermediate and top members is not clear. The chemical content of the water was at least locally influenced by sulfates and carbonates derived from the diapir and surrounding cretaceous carbonates and ore deposits.

Key words: Izarra Formation, Oligocene-Miocene, Alluvial, Lacustrine, Paedogenesis, Konservat-Lagerstätten, Water-chemistry.

Geogaceta, 33 (2003), 123-126
ISSN:0213683X

Introducción

Las poblaciones de Izarra y Murgia se localizan en el cuadrante noroeste de la provincia de Álava. Ambas se disponen en la zona de influencia del denominado Diapiro de Murgia (Ríos, 1952). Dicha estructura se generó como consecuencia del ascenso de materiales plásticos del Triás Keuper (arcillas y yesos principalmente) a través de una potente serie mesozoica, la cual llega a alcanzar cerca de 15.000 m en esta zona de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Este diapiro se encuentra alineado según una dirección aproximada N120°E con los diapiros de Villasana de Mena y Orduña, al noroeste, y con los de Maestu y de Estella-Lizarrá al sureste. Esta lineación estructural es predominante en las estructuras de esta parte de la Cuenca Vasco-Cantábrica (zona Navarro-Cántabra; e. g. Feuillée y Rat, 1971). De hecho, la elongación del contorno del diapiro y algunas fallas relacionadas, presentan directrices similares. Asimismo, se distinguen importantes fallas de dirección N30-40°E, fallas radia-

les, fallas anulares, zonas brechificadas y pliegues menores asociados.

Los primeros movimientos diapíricos comenzaron en momentos de pleno desarrollo de series marinas en la Cuenca Vasco-Cantábrica. Según Stackelberg (1960), la halocinesis comienza en el Albiense, culminándose en el Campaniense la fase principal de ascenso y llegando a aflorar. Es en este momento cuando adquiere su morfología de tipo lacolito, la cual se inclina hacia el suroeste en las fases principales de la Orogenia Alpina (Eoceno superior-Oligoceno). A partir de esta edad, la cuenca deja de ser marina, y el diapiro comienza a aflorar subaéreamente y a erosionarse. Como consecuencia, se origina una cubeta definida por los materiales más competentes del contorno del diapiro con una parte central deprimida desarrollada sobre los materiales arcillosos y salinos del Keuper. Esta cubeta se comporta en el Oligoceno superior-Mioceno inferior como una pequeña cuenca de sedimentación continental con desarrollo de ambientes aluviales en los bordes y ambien-

tes subacuáticos permanentes en partes centrales. Los materiales aquí depositados configuran la Formación Izarra, definida formalmente en este trabajo, en el cual se avanza una nueva propuesta estratigráfica y se presentan novedosas interpretaciones sedimentológicas de los subambientes diferenciados.

Antecedentes

Los materiales neógenos objeto de este estudio no habían sido tratados de manera formal en trabajos previos. Stackelberg (1960), en su tesis doctoral sobre el Diapiro de Murgia, sugiere un origen lacustre para estos materiales continentales y realiza un corte en el barrio de Gillerna, al suroeste de Murgia, donde cita restos vegetales que él atribuye al Mioceno superior. Asimismo, Brinkmann y Lögters (1968) atribuyen estos materiales al Mioceno, sin ahondar en mayores consideraciones.

En la hoja 111 (Orduña) del mapa geológico a escala 1:50.000, del IGME (1979), se hace un intento de división de

FORMACION IZARRA

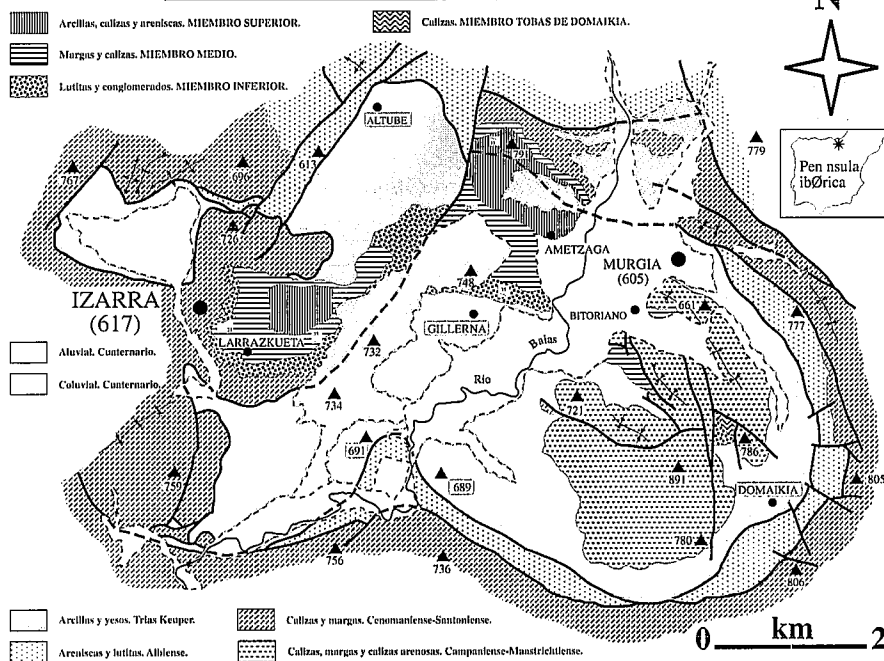


Fig. 1.- Cartografía geológica del Diapiro de Murgia con indicación de los afloramientos de la aquí definida Formación Izarra.

Fig. 1.- Outline geological map of Murgia Diapir with indication of the newly defined Izarra Formation outcrops.

los materiales continentales del Diapiro de Murgia en tres tramos, esquema luego utilizado por Fernández-Marrón *et al.* (1979) en su trabajo sobre un nivel de concreciones carbonatadas rico en restos vegetales que atribuye al Oligoceno inferior. No obstante, dichas divisiones no son distinguidas en la cartografía ni tratadas en detalle. En la cartografía geológica a escala 1:25.000 (hojas de Orduña, Zuya y Foronda) del EVE (1993) se presenta un esquema similar con tres divisiones estratigráficas cartografiadas.

A partir del último trabajo citado, únicamente se suceden estudios de índole paleontológica sobre los interesantes restos de vegetales e insectos delicadamente conservados en un nivel de aproximadamente un metro de espesor de concreciones carbonatadas en la parte alta de la formación (e. g., Arillo, 1994; Barrón, 1996). Como excepción, cabe destacar la interpretación sedimentológica realizada por Barrón (1999) sobre este nivel de concreciones fosilíferas.

El presente trabajo ofrece una novedosa y más precisa estructuración estratigráfica e interpretación sedimentológica sobre estos materiales. Esta comunicación representa el primer resultado de las investigaciones llevadas a cabo en los últimos dos años, y se enmarca dentro de un proyecto estratigráfico-paleontológico más amplio auspiciado por el Museo de

Ciencias Naturales de Álava/Arabako Natur Zientzien Museoa.

Corte tipo, límites y procedencia de la denominación

En general, los afloramientos de la Formación Izarra son escasos como consecuencia de la espesa cobertera vegetal existente. No obstante, las obras de construcción de la autopista A-68 Bilbao-Zaragoza, pusieron al descubierto un corte muy continuo en las inmediaciones de la población de Larrazkueta, en el término municipal de Izarra. Las coordenadas UTM de este corte son: -inicio (base), 926.800/665.250; -final (techo), 928.250/666.150. Otros cortes complementarios, aunque discontinuos, son los de Ametzaga, Gillerna y Domaikia, todos ellos en el término municipal de Murgia.

La potencia medida en el corte tipo alcanza 130 m, aunque en dicho corte no se llega a observar el techo de la formación por encontrarse cubierto. Un análisis más detallado de la arquitectura estratigráfica revela cambios laterales de espesor. Estimaciones basadas en cortes complementarios y análisis cartográfico permite estimar que la potencia máxima puede llegar a los 300 m.

El límite inferior de la unidad viene marcado por un tramo conglomerático basal, el cual se dispone indistintamente

sobre materiales del Cretácico superior (Cenomaniense superior-Coniaciense, en la zona de Izarra y Ametzaga) y del diapiro (bloques jurásicos y arcillas del Keuper, en las zonas de Altube y Gillerna-Domaikia). El límite superior más alto se encuentra en la zona de Ametzaga y corresponde a una superficie de erosión actual.

La denominación de la unidad deriva del término municipal donde se encuentra el corte tipo.

Edad de la Formación Izarra

Todos los análisis bioestratigráficos realizados hasta el momento están basados exclusivamente en restos polínicos y macroflóricos obtenidos en el nivel de concreciones carbonatadas de la parte alta de la unidad. Por tanto dichos valores deben ser considerados como edad mínima de la formación. Así, Fernández-Marrón (1996) identifica la zona polínica SP8a del piso Chatiense (Oligoceno final). Por otra parte, Barrón (1999) compara la asociación macroflórica con asociaciones similares de cuencas terciarias continentales europeas e ibéricas, con lo cual precisa una edad Mioceno inferior-medio. Trabajos en curso sobre faunas ictiológicas apoyan la datación de Mioceno inferior (Barrón, 2001, com. pers.).

Estratigrafía de la Formación Izarra

La cartografía detallada de todos los afloramientos disponibles de la Formación Izarra, resumida en el mapa de la Figura 1, y el estudio de los cortes estratigráficos han permitido proponer un nuevo esquema litoestratigráfico mostrado en la Figura 2. Según este esquema, la Formación Izarra está subdividida en tres subunidades con rango de miembro, que se suceden gradualmente en la vertical, y que son reconocibles, aunque con ciertas variaciones de espesor y facies, a lo largo de toda la cubeta. Existe un cuarto miembro reconocible únicamente en el área de Domaikia, cuya altura estratigráfica exacta no ha podido ser precisada debido a la escasez de afloramientos.

Miembro Inferior Clástico

En el corte tipo la potencia máxima medida para este miembro es de 33 metros, donde descansa en suave discordancia (14°) sobre margas y calcarenitas del Cenomaniense superior-Coniaciense. En el sector de Gillerna-Domaikia, zona este de la cuenca, se dispone de manera discordante sobre materiales diapíricos. Está

constituido por lutitas micáceas de tonos rojizos entre las que se intercalan niveles conglomeráticos de base erosiva, potencia decimétrica y granoclasificación positiva. Estos niveles se agrupan en secuencias positivas de orden métrico. Los conglomerados presentan extraclastos de naturaleza caliza (áreas fuentes cretácicas carbonatadas), areniscosa (erosión del Albiense) y metálica (goethita, hematites, resultantes de la erosión de mineralizaciones del borde de diapiro), así como intraclastos tobáceos, lutíticos e incluso conglomeráticos. La matriz, cuando existe, es arenoso-arcillosa y ocasionalmente presenta jacintos de compostela, prueba evidente de la erosión de arcillas triásicas. El cemento es carbonatado, a modo de énvuelas blanquecinas, menisco o *pendant*.

De manera testimonial, se observan niveles de lutitas rojas con litoclastos, gasterópodos y micas.

En conjunto, representan un medio aluvial de borde de cuenca, formado por una red fluvial ligada probablemente a pequeños abanicos aluviales de borde de diapiro.

Miembro Medio Margoso-Calcáreo

La potencia medida en el corte tipo alcanza 80 metros. Se superpone en continuidad estratigráfica concordante sobre el miembro anterior. Se compone de lutitas rojas calcáreas que rápidamente dan paso a margas de colores gris o beige. Entre estas últimas se distinguen niveles irregulares de rizolitos (rizocreaciones *sensu* Hernández, 2000), los cuales aumentan su frecuencia hacia techo.

Intercalados entre las margas, son frecuentes los niveles limosos de pocos centímetros de espesor con gasterópodos dulceacuícolas de 1-10 mm de longitud y capas de lignito, así como niveles centimétricos de margocaliza-marga calcárea y caliza con laminación paralela y *microcodium* (Freytet y Plaziat, 1982), y otros signos de alteración pedogénica como peloides (Platt y Wright, 1992) y grietas circumgranulares (Wright y Tucker, 1991). Más raramente se distinguen areniscas (grauvacas) de espesor centimétrico, base erosiva y laminación paralela con abundantes restos vegetales, gasterópodos, ostrácodos, litoclastos calcáreos cretácicos pedogenizados e intraclastos. También se han reconocido concreciones framboidales de calcita de origen diagenético tardío. En el corte tipo este miembro termina con un tramo de menos de 2 metros de espesor de margas calcáreas-margocalizas grises laminadas con un alto contenido en restos vegetales e hidrocarburos (prob. metano).

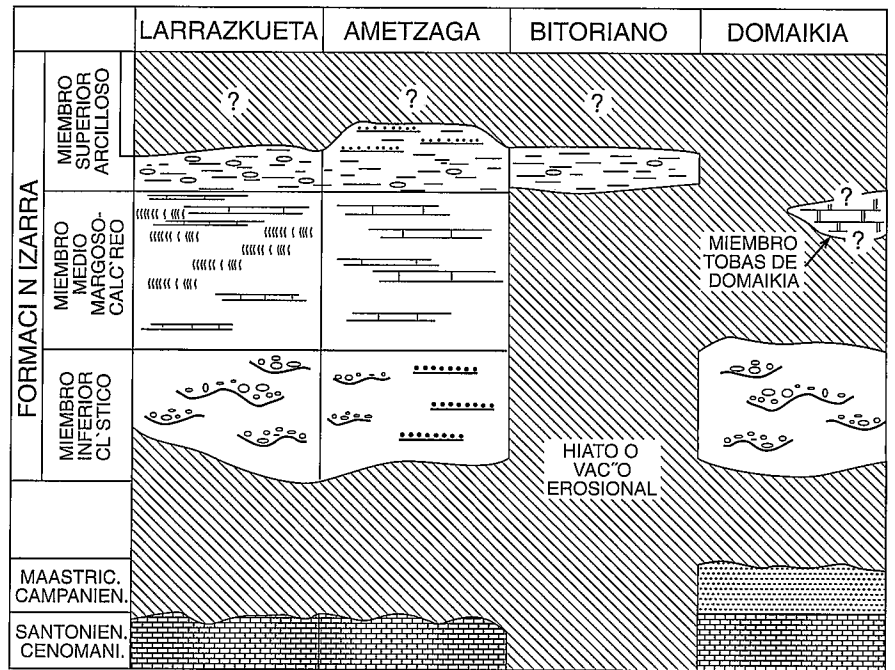


Fig. 2.- Esquema estratigráfico de la Formación Izarra en el que se detallan los miembros que la integran.

Fig. 2.- Stratigraphic scheme of the Izarra Formation with the four members distinguished.

Este miembro representa una orla aluvial distal respecto de la zona aluvial proximal, con canales fluviales alimentadores, en tránsito a un área inundada por debajo del nivel freático regional. En este medio se establecerían comunidades vegetales acuáticas que soportarían fluctuaciones en la columna de agua. El color de las facies es directamente dependiente de estas fluctuaciones que condicionan los procesos pedogénicos de oxidación-reducción en el sustrato.

Miembro Superior Arcilloso

Es el de menor registro en el corte tipo, no sobrepasando 7 metros de espesor. Se presenta concordantemente en transición vertical sobre el miembro anterior. Consta de margas arcillosas y limolitas calcáreas de color gris. Presentan una laminación paralela bien desarrollada con láminas alternantes oscuras, ricas en materia orgánica, y claras, con un mayor contenido en limo. Asimismo se distinguen acumulaciones de gasterópodos de 1-3 mm de largo y algunos restos carbonosos. En este miembro se localiza un tramo de aproximadamente un metro de espesor con concreciones carbonatadas que contienen restos de macroflora, insectos, peces y decápodos cuya conservación permite clasificarlas como *Konservat-Lagerstätten* (Barrón *et al.*, 2002; *sensu* Seilacher, 1990). Dichas concreciones conservan la laminación sin

deformaciones y su morfología es discooidal, paralelas a la laminación y con un espesor medio cercano a 1 cm. No llegan a formar capas verdaderas sino que son discontinuas y dispersas entre las margas. Asociadas al tramo con concreciones se distinguen láminas de 2-3 mm de espesor formadas en más de un 75% por cristales idiomorfos de yeso, menos del 5 % de euclorina y marga. En la zona norte de la cuenca (Ametzaga), donde este miembro presenta al menos 50 m de espesor, se distinguen algunas capas decimétricas de grauvacas con laminación paralela y base conglomerática.

Estos materiales se originaron en un medio acuático estable (lacustre muy somero), en el cual existía sedimentación carbonatada por precipitación directa del carbonato cálcico disuelto en el agua, y decantación de limos y arcilla procedente de los sistemas clásticos de margen. De manera esporádica llegaban aportes terrígenos principalmente de tamaño limo y arena, acarreados por corrientes de mayor entidad procedentes de la orla aluvial. Barrón (1999) propone la presencia de velos algales para explicar el origen de las concreciones, si bien, la ausencia de restos fosilizados de filamentosos o microestructuras arborescentes en las concreciones, como ocurre en otros casos de precipitación algal y/o bacteriana (Hernández, 2000) no apoya tal hipótesis. La delicada laminación interna de las concreciones y su morfología apunta más

bien a un origen no sedimentario (pedogénico o diagenético), siendo consecuencia de la migración y concentración del carbonato cálcico procedente del mismo sedimento. De esta manera, puede explicarse el empobrecimiento en carbonato de estos sedimentos y su concentración en núcleos carbonáticos compactos y homogéneos. Es muy posible que la existencia de restos orgánicos en la matriz (vegetales, insectos, crustáceos, etc...) favoreciera la concentración del carbonato a su alrededor. Finalmente, la presencia de yeso y euclorina, al menos en el tramo con concreciones, sugiere aportes ricos en sulfato, cuyo origen más probable sea el lavado de las series del Keuper y de las mineralizaciones del borde del diapiro.

Miembro Tobas de Domaikia

Se trata de un conjunto litológico suprayacente de manera concordante al Miembro Inferior Clástico en la zona de Domaikia, y sin equivalente litológico en el resto de la cuenca. Por tanto, su correlación con los otros dos miembros es complicada.

Consta de un único tramo, de hasta 5 metros de espesor, de tobas con estratificación decimétrica a masiva. Se distinguen dos facies principales: por una parte, tobas con laminación paralela muy bien desarrollada en la que se distinguen crecimientos laminados positivos puntuales de forma columnar de hasta 6 cm de altura; y, por otra parte, tobas masivas con moldes de hojas y tallos de macrofitas con envolturas microcristalinas laminadas.

El origen de este miembro debe estar relacionado a una zona con importante precipitación carbonatada favorecida por la existencia de aguas muy duras. La actividad fisiológica de comunidades de cianobacterias en zonas subacuáticas marginales favorece la precipitación de carbonato cálcico y la formación de tobas finamente laminadas. De igual manera, la concentración de macrofitas en los eco-

sistemas costeros del sistema acuoso induce la rápida precipitación del carbonato excedente en las aguas, provocando la encapsulación de la vegetación (Ordoñez *et al.*, 1986). El sustrato calizo Campaense-Maastrichtense del sector este de la cubeta, debía ser el responsable directo de la dureza de las aguas y su saturación en carbonato cálcico.

Conclusiones

Se han definido formalmente como Formación Izarra los materiales continentales depositados durante el Oligoceno Superior y Mioceno inferior en la cubeta de origen diapírico circunscrita al Diapiro de Murgia, en la provincia de Álava.

Se han distinguido tres miembros en el corte tipo con validez regional, que ordenados de muro a techo son: Miembro Inferior Clástico, Miembro Medio Margoso-Calcáreo y Miembro Superior Arcilloso.

Se ha diferenciado asimismo el Miembro Tobas de Domaikia, reconocible únicamente en la zona este de la cuenca.

El análisis preliminar de facies y la arquitectura estratigráfica sugieren un medio continental de tipo acuoso permanente (lacustre muy somero a humedal) con ligeras variaciones estacionales, en tránsito con un sistema aluvial de orla. El quimismo de las aguas se vió, al menos localmente, influenciado por aportes de carbonatos desde el sustrato calizo, y de cationes con origen en materiales del Trías Keuper y en masas mineralizadas de la orla diapírica.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Museo de Ciencias Naturales de Álava/Arabako Natur Zientzien Museoa. Agradecemos la determinación de los sulfatos al Dr. Juan Jiménez Millán, de la Universidad de Jaén, y los comentarios de Eduardo Barrón, de la Universidad Complutense de Madrid. Asimismo, queremos agradecer la amabilidad y facilidades prestadas en todo

momento por la dirección y el personal de Autopista Vasco-Aragonesa.

Referencias

- Arillo, A. (1994): *Bol. Geol. Min.* 105, 325-328.
- Barrón, E. (1996): *Estud. Mus. Cienc. Natur. Alava* 10-11, 45-52.
- Barrón, E. (1999): *Rev. Esp. Paleont.* 14(1), 123-145.
- Barrón, E., Arillo, A. y Ortuño, V. (2002): En De Renzi, M., Pardo, M. V., Belinchón, M., Peñalver, E., Montoya, P. y Márquez-Aliaga, A. (Eds.) *Current Topics on Taphonomy and Fossilization*, Ayto. de Valencia, 247-256.
- Brinkmann y Lögters (1968): En J. Braunstein y G. D. O'Brien (Eds.), *Diapirism and diapirs*, AAPG Bull., 275-292.
- EVE (1993): *Mapa geológico del País Vasco* 1:25.000, hojas de Orduña (111-I,II) y Zuya (112-I).
- Fernández Marrón, M.T. (1996): *Rev. Esp. Micropaleont.* 28(3), 93-100.
- Fernández Marrón, M.T., Olivé, A., Del Olmo, P. y Portero, J.M. (1979): *Bol. Geol. Min.* 90(1), 6-12.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982): *Contributions to Sedimentology* 12, Springer-Verlag, 213 pp.
- Hernández, J.M^a (2000): *Tesis Doctoral*, Universidad del País Vasco: 324 pp.
- IGME (1979): *Mapa geológico de España* 1:50.000, hojas de Orduña (111) y Vitoria (112).
- Ordoñez, S., González-Martín, J.A. y García del Cura, M.A. (1986): *Rev. Mat. Proc. Geol.* 4, 229-255.
- Platt, N.H. y Wright, V.P. (1992): *Jour. Sedimen. Petrol.* 62(6), 1058-1071.
- Ríos, J. M. (1952): *Notas y Com. del IGME* 28, 50-87.
- Seilacher, A. (1990): En *Paleobiology, a synthesis*, Blackwell, 266-270.
- Stackelberg, U. (1960): *Beiheft zum Geologischen Jahrbuch* 66, 63-94.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. (1991): En *Calcretes*. IAS. Repr. Ser. 2, Blackwell, 352 pp.