



LOS MONTES OBARENES: DIAPIRISMO E INVERSIÓN TECTÓNICA EN EL MARGEN SUR DE LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA

The Obarenes Mountains: squeezed diapirs associated with tectonic inversion in the southern margin of the Basque-Cantabrian Basin

Sergio Mirumbrales Ayllón¹, Antonio M. Casas Sainz² y Teresa Román Berdiel²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza.
sergio.2knil@gmail.com

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. acasas@unizar.es, mtdjrb@unizar.es

Abstract: *The Sierra de Cantabria and the Obarenes Mountains are the southern limit of the Basque-Cantabrian Basin, whose tectonic inversion occurred as a consequence of the Alpine compression during the Paleogene/Neogene. This study presents a structural analysis in which the main structures of the Obarenes Mountains are mapped in detail, with special emphasis on the geometry and evolution of the Sierra de Cantabria-Montes Obarenes Frontal overthrust. To this end, geological mapping was carried out at a 1:25,000 scale and structural data were collected to define the structures present and to construct four geological cross-sections. The area is characterised by a system of folds and thrusts with a local E-W direction and southwards vergence. This belt formed by Mesozoic materials is detached from the basement, implying a case of thin-skinned tectonics in which the Upper Triassic (Keuper facies) is the main detachment level. From the geometrical point of view, the thrust front shows features resulting both from the inversion of previous extensional structures and from the squeezing of Mesozoic diapirs aligned with the basin margin. Paleostresses inferred from pitted cobbles, indicate a NNW-SSE dominant compression, thus suggesting a slight strike-slip component for the main thrust.*

Keywords: *Basque-Cantabrian Basin, Obarenes Mountains, thin-skin tectonics, Sierra de Cantabria-Montes Obarenes Frontal Thrust, squeezed diapirs.*

Resumen: *La Sierra de Cantabria y los Montes Obarenes suponen el límite meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica, cuya inversión tectónica se produjo como consecuencia de la Orogenia Alpina. En este estudio se presenta un análisis estructural de las principales estructuras de un sector de los Montes Obarenes, poniendo especial énfasis en la geometría y evolución del Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. Con este fin, se ha realizado una cartografía geológica a escala 1:25.000, así como la toma de datos estructurales que han permitido construir cuatro cortes geológicos y definir las estructuras presentes. Se concluye que el área de estudio se caracteriza por un sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección localmente E-W y vergencia sur. Este cinturón formado por materiales mesozoicos se encuentra despegado del basamento suponiendo un caso de tectónica de piel fina en el que el Keuper actúa como nivel de despegue principal. Desde el punto de vista geométrico, el frente de cabalgamiento presenta rasgos resultantes tanto de la inversión de estructuras extensionales previas como del aplastamiento de diapiros mesozoicos alineados con el margen de la cuenca. Los estados de esfuerzos inferidos a*



partir de lineaciones de disolución de clastos indican la existencia de una cierta componente direccional.

Palabras clave: *Cuenca Vasco-Cantábrica, Montes Obarenes, tectónica de piel fina, Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes, squeezed diapirs.*

Mirumbrales Ayllón, S., Casas Sainz, A. M., Román Berdiel, T., 2023. Los Montes Obarenes: diapirismo e inversión tectónica en el margen sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 36 (2): 30-45.

Introducción

La Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC) constituye la prolongación occidental de la Cadena Pirenaica. El estudio de esta cuenca se ha realizado desde diferentes puntos de vista a lo largo de las últimas décadas (Portero y Ramírez del Pozo, 1972; Martínez Torres *et al.*, 1984; Rat, 1988; Hernáiz-Huerta *et al.*, 1993; Cuevas *et al.*, 1999; Pedrera *et al.*, 2017; Floquet y Martín-Chivelet, 2019; Muñoz, 2019) y cabe destacar los perfiles de sismica de reflexión del proyecto MARCONI (Fernández-Viejo *et al.*, 2011; Roca *et al.*, 2011; Carola *et al.*, 2015) que han permitido interpretar la estructura profunda de la misma. El interior de la CVC, en su mitad sur, presenta una estructura de pliegues laxos (Ábalos, 2016), pero en su margen sur, en su contacto con la Cuenca del Ebro, su estructura se complica considerablemente. En este sentido, Ramírez del Pozo (1973) definió la “Franja Móvil de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes” como un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección E-W y vergencia generalizada hacia el sur. Diferentes trabajos tratan sobre la estructura en superficie de la Sierra de Cantabria como son los de Martínez Torres (1984, 1993) o los de Ábalos y Llanos (1998). Este cinturón se inscribe en el Surco Navarro-Cántabro (Barnolas y Pujalte, 2004).

No obstante, no existen estudios que traten la estructura en detalle de los Montes Obarenes, que constituyen el segmento occidental de esta alineación montañosa. El objetivo principal del presente estudio es la caracterización estructural de un sector del margen sur de la CVC localizado al suroeste de la ciudad de Miranda de Ebro (Fig. 1B) y su contacto con las cuencas cenozoicas del Ebro y de Miranda. La Cuenca del Ebro es el antepaís del cabalgamiento surpirenaico (en nuestro caso, la denominada Franja Móvil) y la Cuenca de Miranda se define como una cuenca intramontañosa (Robles *et al.*, 2014) rellena por materiales de origen continental y transportada como cuenca de *piggyback* en el bloque superior del cabalgamiento surpirenaico.

Metodología

Con el fin de caracterizar la estructura de la zona de estudio se realizó una cartografía geológica a escala 1:25.000 en la que se muestran las estructuras más importantes del área. De forma complementaria a la cartografía se han realizado cuatro cortes geológicos seriados de direcciones N-S y NE-SW. La toma de datos se centró por un lado en la medida de la orientación de la estratificación (S_0), y por

otro en la medida de orientaciones de juntas de extensión y fallas conjugadas en las calizas y dolomías del Cretácico Superior, además de lineaciones de disolución en cantos impresos de conglomerados cenozoicos. Cabe destacar que, a pesar del intensivo trabajo de campo realizado, el número de datos estructurales obtenidos es escaso, debido a la densa cobertura vegetal y a la alteración superficial de muchos materiales de la serie, sin embargo, consideramos que la información es valiosa y permite reconstruir una buena parte de la evolución de la zona. Como información complementaria de cara a la interpretación general, en las dos cuencas cenozoicas se midieron paleocorrientes en materiales del Mioceno. Los datos medidos se procesaron posteriormente mediante los softwares StereoNet (Allmendinger *et al.*, 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013) y FaultKin (Marrett y Allmendinger, 1990). Para el caso de las fallas conjugadas, se trataron utilizando el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977).

Situación Geológica

La Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC) abarca desde el contacto con el Pirineo Centro-Oriental mediante la denominada Falla de Pamplona hasta el contacto con el Macizo Ibérico en Asturias. La Falla de Pamplona presenta orientación NNE-SSW y a lo largo de la misma se superponen una serie de diapiros alineados, cuyo núcleo está formado por la facies Keuper del Triásico Superior (Brinkmann y Logters, 1968; Cuevas *et al.*, 1999). En su límite meridional el Pirineo Occidental o Cuenca Vasco-Cantábrica limita con la Cuenca del Ebro (Fig. 1A, Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997).

La CVC se divide geológicamente en tres sectores: El Arco Vasco, el Surco Navarro-Cántabro y la Plataforma Norcastellana (Barnolas y Pujalte, 2004). El Surco Navarro-Cántabro está caracterizado por ser la parte marginal de una zona con elevada subsidencia durante el Mesozoico (Barnolas y Pujalte, 2004; García-Senz *et al.*, 2019) y por una tectónica, post-inversión, de piel fina. Limita al ENE con el Arco Vasco mediante la falla de Bilbao-Alsasua. El área de estudio se localiza en el límite meridional del Surco Navarro-Cántabro de la CVC en el contacto entre este y la Cuenca del Ebro (Fig. 1B). En la zona de estudio los materiales mesozoicos (Triásico superior-Maastrichtiense) se superponen a los cenozoicos de la cuenca del Ebro (Oligoceno-Cuaternario) mediante el Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. Al norte de este contacto, en el bloque superior del cabalgamiento, se loca-

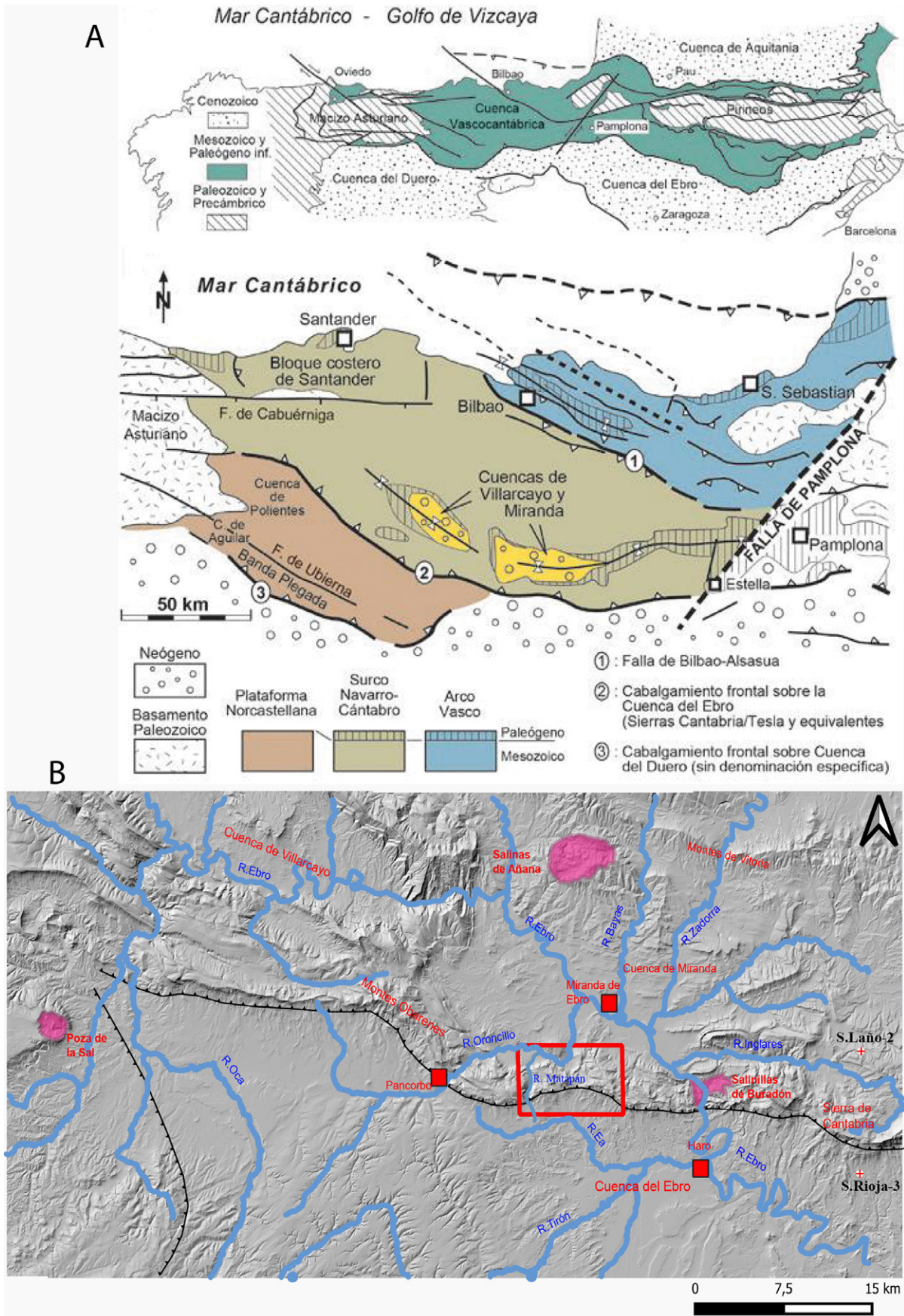


Fig. 1.- A) Contexto geológico y principales sectores geológicos de la Cuenca Vasco-Cantábrica (tomado de Robles *et al.*, 2014). B) Imagen del Modelo Digital del Terreno con la ubicación del área de estudio. Se delimita el Cabalgamiento Frontal de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes así como las principales masas diapíricas cercanas: Diapiro de Poza de la Sal, Diapiro de Salinas de Añana, y Diapiro de Salinillas de Buradón. El recuadro rojo indica el área de estudio.

lizan los materiales lacustres (Mioceno) de la cuenca intramontañosa de Miranda (Robles *et al.*, 2014), que presenta geometría sinclinal (Fig. 1A).

Las estructuras principales del área de estudio, de norte a sur, vienen definidas por: 1) el flanco sur del Sinclinal de Miranda-Treviño-Urba, de dirección E-W, estructura que se alarga unos 60 Km en la dirección de su eje y presenta una longitud de onda de 15 km, en cuyo núcleo se encuentran los materiales cenozoicos de la Cuenca de Miranda, que alcanzan los 3500 m de espesor en su depocentro (Astibia *et al.*, 2000). 2) Al sur de la Cuenca de Miranda aparece la mencionada Franja Móvil de Montes Obarenes-Sierra de Cantabria, caracterizada por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección aproximada N100E. La estructura principal de este dominio es su Cabalgamiento Frontal, cuya traza cartográfica presenta dirección E-W. 3) La Cuenca del Ebro, rellena por materiales aluviales, lacustres y fluviales, que ha actuado como cuenca de antepaís de la CVC, y cuyo conocimiento en su sector occidental experimentó un fuerte desarrollo a partir de la década de 1950 (Riba, 1956; Muñoz Jiménez, 1991). La compañía CAMPSA realizó el sondeo Rioja-3 (ver situación en la Fig. 1B) de 5395 m de profundidad entre los años 1978-79 (Lanaja, 1987), en el que se atraviesan 5120 m de sedimentos cenozoicos en las inmediaciones del frente de cabalgamiento. En este sondeo los materiales cenozoicos se encuentran inmediatamente por encima de pizarras paleozoicas. No obstante, otros sondeos realizados en el Surco Riojano (Casas-Sainz, 1992) muestran una del-

gada cobertera de calizas del Cretácico Superior por debajo de los materiales cenozoicos.

Estratigrafía

Pese a no aflorar en el área de estudio, en los alrededores de la zona de estudio se encuentran numerosos afloramientos del Triásico Superior en facies Keuper constituyendo el núcleo de diapiros salinos. Algunos de los ejemplos más relevantes son el diapiro de Salinas de Añana, el diapiro de Poza de la Sal y, de menores dimensiones, el diapiro de Salinillas de Buradón (Fig. 1B). En el sondeo Laño 2 (ver situación en la Fig. 1B), cuya profundidad es de 2195 m, realizado por la compañía CIEPSA en 1958 se atribuye a la facies Keuper una potencia de 75 m (Lanaja, 1987). Esta unidad constituye el nivel plástico en el que se enraízan la mayoría de las fallas presentes en la zona y actúa como nivel de despegue regional. Los materiales más antiguos aflorantes en la zona de estudio corresponden al tránsito Rhaetiense-Hettangiense y se identifican como calizas dolomíticas brechificadas de tonos grises con restos de bivalvos y rellenos arcillosos de tonalidad anaranjada que se corresponderían con la Formación Cortes de Tajuña (Fig. 2A). Estos son los únicos materiales jurásicos aflorantes en la zona. Sobre la Fm. Cortes de Tajuña se superponen en discordancia los materiales del Cretácico Inferior en facies Weald (Valangiense-Hauteriviense). Esta unidad está formada por arcillas de tonos rojizos en las que se intercalan cuerpos de

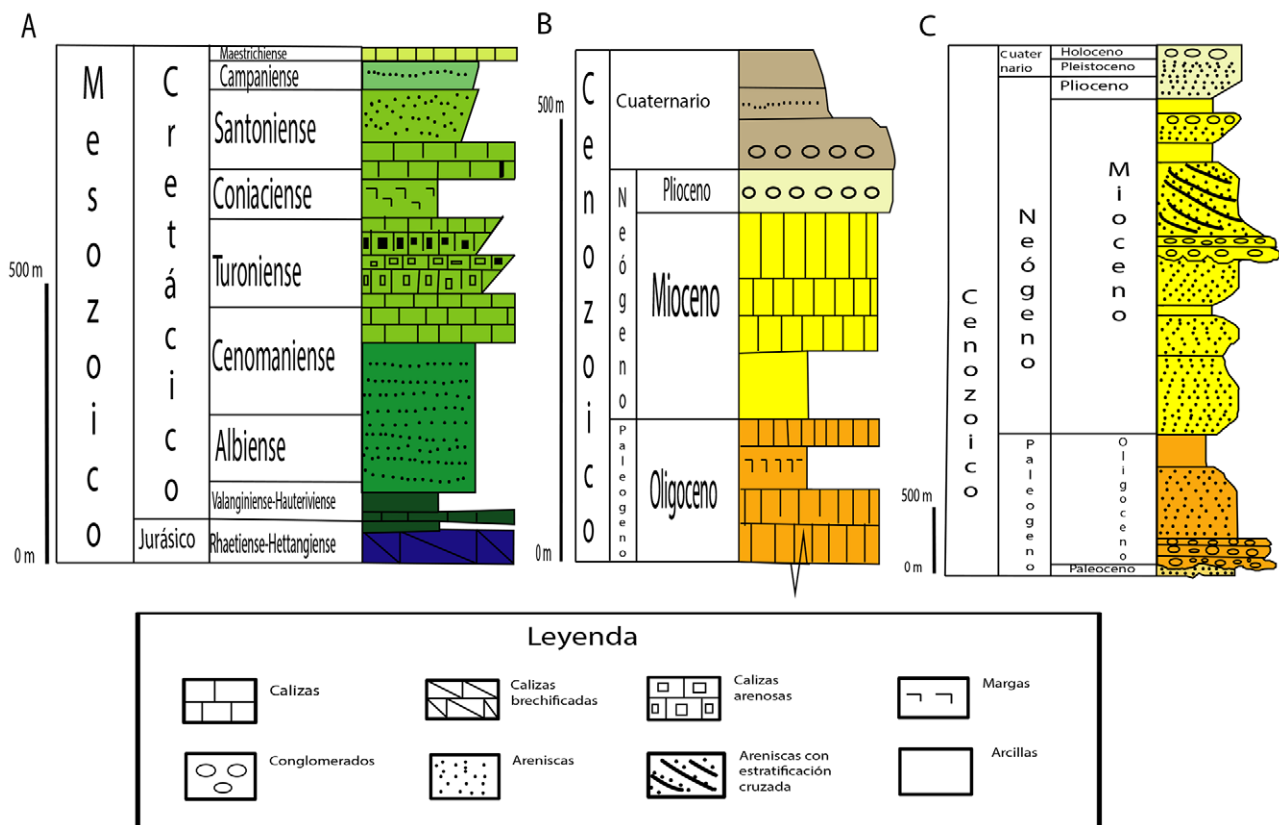


Fig. 2.- A) Columna estratigráfica del Mesozoico de la franja móvil de los Montes Obarenes-Sierra de Cantabria. B) Columna estratigráfica del Cenozoico de la Cuenca de Miranda. C) Columna estratigráfica del Cenozoico de la Cuenca del Ebro.

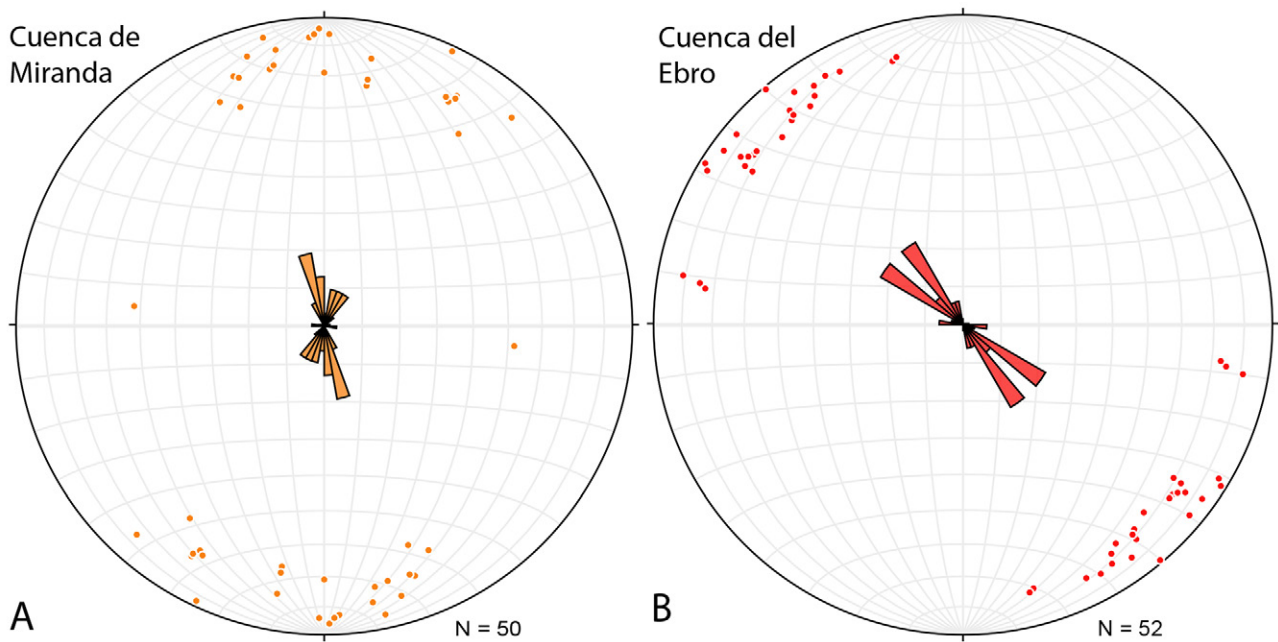


Fig. 3.- Diagrama en rosa de las paleocorrientes. A) Paleocorrientes de la Cubeta de Miranda obtenidas al NE de la zona. B) Dirección de las paleocorrientes obtenidas en la cuenca del Ebro, en la parte SE de la zona de estudio.

calizas dolomitizadas de color ocre. La Formación Utrillas, cuya litología se compone de arenas eólicas y lutitas con niveles de carbón y frecuentes costras ferruginosas (Aguilar *et al.*, 1971) se presenta discordante por encima de la facies Weald. Es una unidad diacrónica cuyo registro en la CVC comienza en el Albiense superior y finaliza en el Cenomaniense inferior (Arostegui *et al.*, 2000). En concordancia con las Arenas de Utrillas se dispone la denominada “Serie Calcárea del Cretácico Superior”. Esta serie abarca desde el Cenomaniense medio hasta el Santoniense inferior. Se caracteriza por el predominio de calizas, generalmente tableadas, de tonos grises (Aguilar *et al.*, 1971). También hay un tramo de calizas nodulosas que han sido atribuidas al Turoniense (Portero y Ramírez del Pozo, 1972). La Serie Calcárea del Cretácico Superior se diferencia de las calcarenitas del Santoniense superior en que estas muestran tonos ocreos con niveles arenosos a techo. En el Campaniense aparece un nivel de arenas finas de aspecto similar a la Formación Utrillas. No obstante, en este caso no aparecen niveles carbonosos ni costras ferruginosas. Para terminar con los materiales mesozoicos se distingue un nivel de dolomías grises de 20 m de potencia correspondiente al Maastrichtiense (Fig. 2A).

En la Cuenca Intramontaña de Miranda los materiales son principalmente de origen aluvial, lacustre y fluvial (Fig. 2B). Destaca en el paisaje la “Facies Detrítica de Miranda” constituida principalmente por arcillas de tonos rojos (Mioceno inferior). Incluidos dentro de ellas se encuentran depósitos de conglomerados poco cementados de clastos principalmente calcáreos y matriz arenosa con intercalaciones lenticulares de areniscas de tonos anaranjados, correspondientes a materiales de origen fluvial. En los cuerpos lenticulares se midieron paleocorrientes,

que indican una dirección de aporte SSE-NNW (Fig. 3A). Asociadas a las arcillas lacustres se superpone “la Facies Carbonatada de Miranda” constituida por una serie de calizas y margas de tonos blanco-grisáceos bien estratificadas (Mioceno). Bajo los materiales miocenos se encuentra una secuencia de materiales constituidos por calizas blancas lacustres y margas ocreas en estratos con orientación E-W y buzamiento comprendido entre 35 y 50°N. Algunos autores (Robles *et al.*, 2014) atribuyen a estos materiales una edad Oligocena.

En la Cuenca del Ebro se aprecian cuerpos de conglomerados a lo largo de todo el frente de cabalgamiento, correspondientes a las facies proximales de abanicos aluviales. Estos conglomerados presentan esqueleto de cantos calcáreos. Algunos de estos cantos contienen bioclastos (restos de briozoos y rudistas principalmente). Su matriz se compone de arcillas y arenas de color anaranjado. Esta formación se ha definido como Formación Conglomerados del Perdón (Castiella *et al.*, 1978), atribuidos al Oligoceno superior. Estratigráficamente por encima de estos conglomerados (y probablemente también en cambio lateral de facies hacia el centro de la cuenca) se disponen las areniscas de origen fluvial de la Formación de Haro. Estas areniscas presentan tonos ocreos y numerosas laminaciones cruzadas en las que se han podido medir direcciones de paleocorrientes que indican flujo en dirección NW-SE (longitudinal a la cuenca, ver Muñoz Jiménez, 1991, Fig. 3B). Se han asimilado a las “Facies de Haro” todos aquellos materiales con características similares a esta formación y edades comprendidas entre el Mioceno y el Plioceno (Fig. 4), que presentan espesores comprendidos entre 100 y 200 m en la zona próxima al frente de cabalgamiento (Portero y Ramírez del Pozo, 1977; Lanaja, 1987).

Macroestructura

Desde el punto de vista macroestructural, la estructura general de los Montes Obarenes-Sierra de Cantabria se corresponde con un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección variable desde ENE-WSW a E-W y NW-SE, con vergencia sur, que cabalga sobre la Cuenca del Ebro (Fig. 4). La estratificación de las unidades cretácicas tiene una dirección media N104E con buzamientos variables tanto hacia el norte como hacia el sur, lo que permite definir una dirección general de plegamiento WNW-ESE (10/284, Fig. 5). Esta dirección es coherente con la mayoría de los pliegues encontrados en la zona de estudio (Fig. 4).

Con el fin de caracterizar la macroestructura del área de estudio se han realizado cuatro cortes geológicos perpendiculares a la dirección estructural principal, que se describen a continuación.

Corte occidental (carretera Bu-730)

Este corte corresponde a la parte más occidental de la zona de estudio coincidiendo con el trazado de la carretera Bu-730 que conecta las localidades de Buggedo y Foncea (Fig. 4). En el bloque superior se aprecian varios cabalgamientos siendo el más meridional el Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes (Fig. 6A).

El Cabalgamiento de Peña Mayor se extiende lateralmente desde la carretera Bu-730 hacia el W en dirección a Pancorbo. Este cabalgamiento afecta al conjunto de la cobertera mesozoica enraizándose en la facies Keuper. Esta estructura verge hacia el sur y en superficie presenta un plano de dirección 085/30N. Además, se ha interpretado un retrocabalgamiento asociado, de poca entidad, que no llega a afectar a las calizas de la Serie Calcárea Cretácica. Este retrocabalgamiento presenta la misma dirección que el cabalgamiento principal, y al igual que el Cabalgamiento de Peña Mayor, se enraza en la facies Keuper. En conjunto, se define una estructura en pop-up caracterizada por la presencia de un anticlinal de bloque superior con buzamientos bajos en la zona de charnela (Fig. 7A).

Dentro del relleno cenozoico de la Cubeta de Miranda se diferencian dos unidades; la primera es previa a la discordancia angular del Plioceno (Portero y Ramírez del Pozo, 1972) y la segunda, posterior, abarca el Pleistoceno y el Cuaternario. En el bloque inferior (Cuenca del Ebro) las unidades de la cuenca de antepaís se encuentran plegadas formando un sinclinal donde las capas llegan a presentar buzamientos invertidos que, a medida que incrementa la distancia con respecto al frente de cabalgamiento, pasan de los conglomerados del borde de cuenca a capas de areniscas subhorizontales en facies de Haro.

Corte centro-occidental

Este corte se localiza 3 km al este del previamente descrito y pasa al este de la localidad de Cellorigo (Fig. 4). Sus características son similares al corte anterior. En el bloque superior se reconoce el anticlinal de bloque superior del Cabalgamiento de Sierra de Cantabria denominándose, en este caso, anticlinal tumbado de Cellorigo (Figs. 6B y 7B).

La continuidad lateral de este anticlinal es de aproximadamente 1,5 Km y su traza cartográfica presenta una dirección aproximada WNW-ESE. Este pliegue volcado hacia el sur con engrosamiento de charnela y flancos adelgazados afecta, en superficie, a las unidades en facies Weald, a las Arenas de Utrillas y a la Serie Calcárea del Cretácico Superior. En profundidad, el núcleo de este anticlinal está ocupado por materiales de la facies Keuper y por las carnioles de la Formación Cortes de Tajuña (Fig. 6B).

El cabalgamiento frontal se divide en este punto en dos superficies. Más al norte, se identifican también dos fallas normales de orientación NNW-SSE que afectan a los materiales cretácicos, con buzamiento hacia el norte (Fig. 6B).

En la Cubeta de Miranda se reconoce una discordancia angular entre las facies carbonatadas (Mioceno superior) y las facies detríticas (Oligoceno-Mioceno Inferior) en las inmediaciones de la Llana de Orón (Figs. 6B y 7C). La Llana de Orón es una pequeña elevación (701 m s.n.m.) donde se puede diferenciar una secuencia inferior constituida por calizas blancas y margas que presentan dirección W-E y que buzaban entre 45 y 50° hacia el N. Para algunos autores (Robles *et al.*, 2014) esta serie es oligocena, anterior a la individualización de la Cuenca de Miranda. Por encima de estos se encuentra una secuencia posterior que se conforma por arcillas de tonos rojos y una serie de calizas y margas blancas lacustres, que presentan buzamientos suaves (10-15°) hacia el SE.

En el bloque inferior del cabalgamiento frontal se mantiene la estructura descrita anteriormente. Sin embargo, en este corte no afloran los Conglomerados del Perdón, siendo las areniscas y arcillas que constituyen la facies de Haro los materiales que están en contacto con el frente de cabalgamiento de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes.

Corte centro-oriental (carretera Bu-733)

Este tercer corte se localiza 2,5 km al este del anterior coincidiendo con el trazado de la carretera Bu-733 y quedando ubicado al oeste de la localidad de Galbárruli (Fig. 4).

En el bloque superior se puede observar que las arenas del Santoniense se acuan a medida que nos desplazamos hacia el sur, al igual que les ocurre a las calizas del Maastrichtiense (Fig. 6C). En relación a los cortes que se encontraban más al W ciertas unidades experimentan también cambios de espesor. Estas unidades abarcan el intervalo temporal comprendido entre el Valanginiense y el Santoniense, que en los cortes aparecen representadas como la facies Weald, la Formación Utrillas y la Serie calcárea del Cretácico Superior (Cenomaniense-Santoniense). En el Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes el anticlinal de bloque superior (anticlinal de la Tolacha) está expuesto en el corte de la carretera Bu-733 (Fig. 6C). Se caracteriza por ser un pliegue tumbado con vergencia hacia el sur, con una traza axial de dirección E-W. En el corte se aprecia que la geometría general de este pliegue pudo haber sido similar a la del Anticlinal de Cellorigo. El flanco septentrional es prácticamente horizontal. En él aflora la Formación Carnioles de Cortes de Tajuña y por debajo de ella se encuentra la facies Keuper.

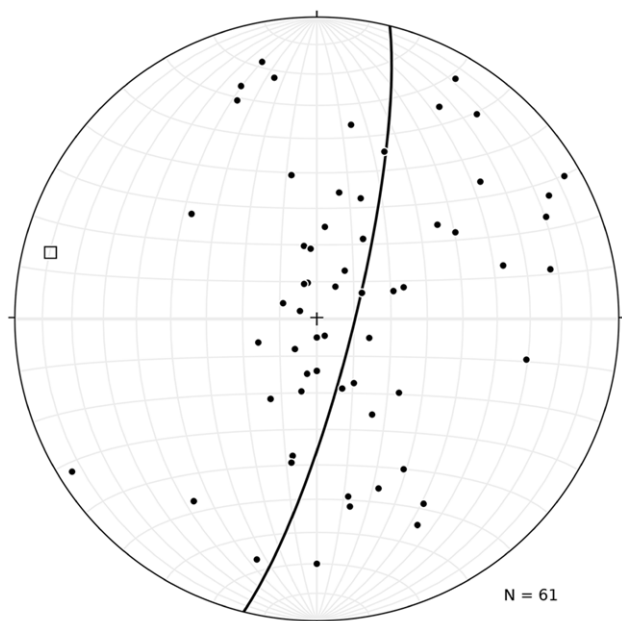


Fig. 5.- Estereograma (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) que muestra la orientación media del eje del plegamiento regional (cuadrado hueco, 10/284) y el plano de movimiento (014/80 E) obtenido a partir de los planos de S_0 en materiales Cretácicos.

Con respecto a los materiales de la Cubeta de Miranda estos buzan ligeramente hacia el sur sin presentar deformaciones notables. En el bloque inferior se mantiene la estructura de los dos cortes anteriores, pero en este caso los Conglomerados del Perdón vuelven a aparecer asociados al frente de cabalgamiento.

Corte oriental

Este corte es el más oriental del área de estudio y corresponde a la transversal ubicada al este de Galbárruli (Fig. 4). El bloque superior presenta una secuencia de cabalgamientos en la que se distinguen hasta seis láminas cabalgantes; cinco de ellas en superficie y una sexta en profundidad (Fig. 6D). La cuarta lámina aflora en las inmediaciones de la localidad de Galbárruli en forma de klippe (Fig. 4). Estas láminas se identifican gracias a los conglomerados cenozoicos que aparecen en ellas (Fig. 7D). Cada una de las láminas, a excepción de la klippe, muestran un cuerpo de conglomerados que subyace a la traza de cabalgamiento. En todas ellas la secuencia es idéntica: las trazas de cabalgamiento se enraízan en el Keuper y en cada una de ellas se aprecia un sinclinal seguido de un anticlinal. Los anticlinales de bloque superior de esta secuencia ganan inclinación con cada lámina hacia el norte, siendo los planos axiales más verticales en las láminas más septentrionales. Los cambios de potencia descritos en el corte anterior también se mantienen en este corte, así como la ausencia de las arenas del Santoniense y las calizas del Maastrichtiense a medida que nos desplazamos hacia el sur dentro del corte.

En general, las estructuras del bloque superior presentan dirección W-E. Como se puede apreciar en los cortes geológicos, la mayor parte de las fallas presentes en este

bloque se enraízan en el Keuper que actúa como nivel de despegue regional de las mismas, aunque no llega a aflorar en esta zona. Sin embargo, sí que es posible apreciar el material inmediatamente suprayacente; la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, aflorante en el anticlinal de La Tolacha y en la klippe de Galbárruli (Figs. 4 y 6C).

En la Cuenca de Miranda se puede discernir la discordancia del Plioceno sobre el Mioceno (Fig. 6D). No se han identificado deformaciones destacables. En el bloque inferior las unidades dominantes en superficie corresponden a la facies de Haro.

Mesoestructuras

Definida la macroestructura del área de estudio, a continuación, se describen los datos de carácter mesoestructural. A pesar de su escaso número, la utilidad de estos datos radica en la diferente naturaleza de los mismos y en la interpretación que permiten sobre la geometría, la cinemática y los estados de esfuerzo que afectaron a los Montes Obarenes.

Lineaciones de disolución de clastos

Las lineaciones de disolución de clastos se tomaron en la Formación Conglomerados del Perdón del Oligoceno superior, en las inmediaciones de la localidad de Fonca (ver la situación del punto de medida en la figura 4). Este conglomerado presenta un plano medio de estratificación 068/50S. Las lineaciones de disolución presentes en los contactos entre clastos del conglomerado sintectónico de Fonca (Fig. 8A) muestran una dirección dominante NNE-SSW. Además, se aprecia un máximo secundario en dirección NNW-SSE. El diagrama de densidad muestra un tercer máximo en dirección ESE-WNW.

Juntas de extensión

En la Serie Calcárea del Cretácico Superior, especialmente al oeste de Cellorigo, se aprecian varias familias de juntas de extensión (ver la situación del punto de medida en la figura 4). La medida de los planos de estas juntas de extensión y la posterior representación de sus polos ha permitido definir las direcciones de extensión (σ_3) de la zona de estudio encontrándose el máximo extensivo en dirección NW-SE. Se aprecian otros dos máximos secundarios en direcciones NNW-SSE y en dirección W-E (Fig. 8B).

Fallas conjugadas

Debido a las malas condiciones de afloramiento de la zona de estudio no se han encontrado apenas fallas con estrías con las que poder inferir la cinemática de las mismas ni las direcciones de los ejes de esfuerzo que permitieron dicho movimiento. Aquellas que se han encontrado afectan a los materiales de la Serie Calcárea del Cretácico Superior. Estas fallas han aportado dos direcciones de compresión principales siendo estas NE-SW y NNW-SSE (Fig. 8C y D).

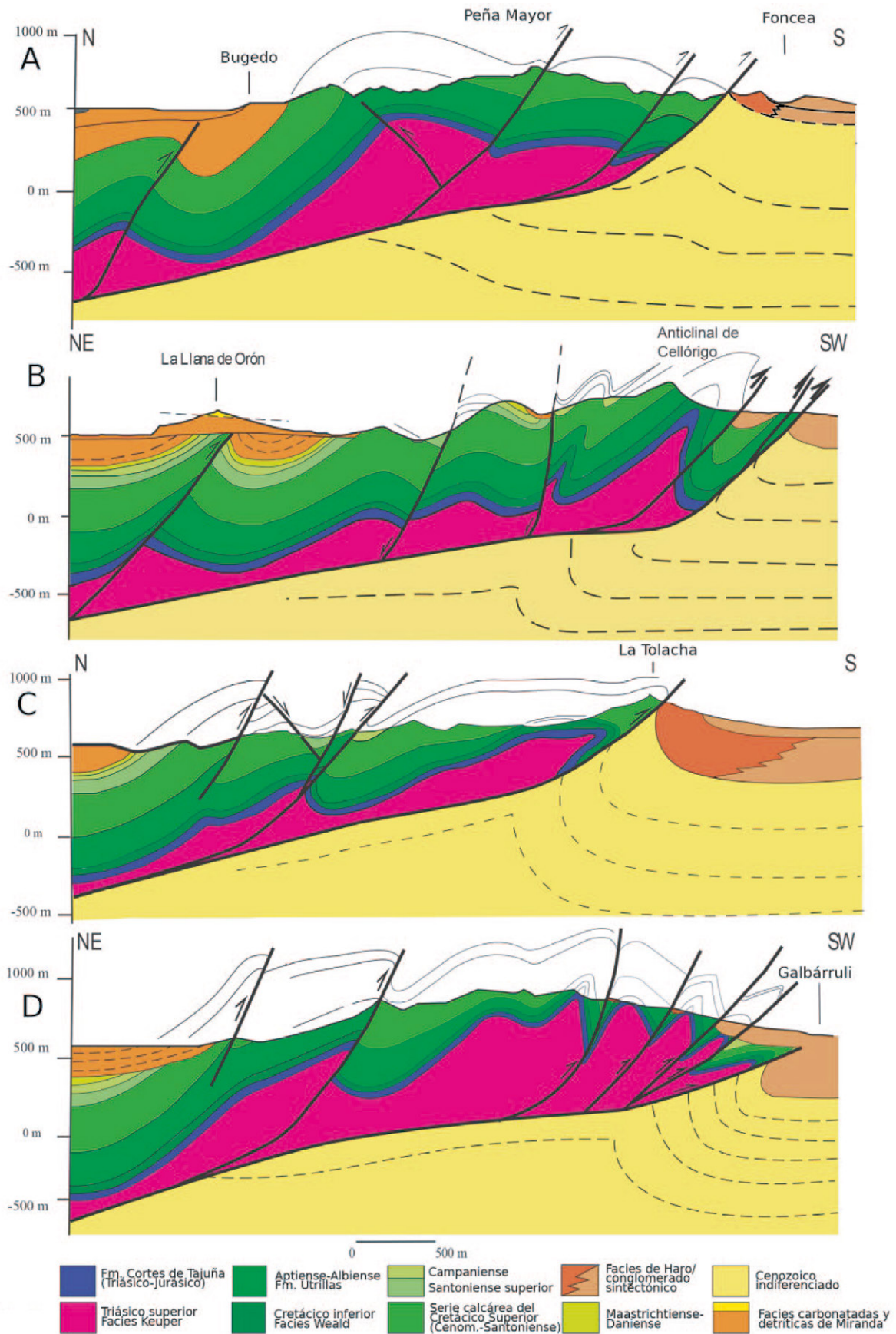


Fig. 6.- Cortes geológicos de la zona de estudio. A) Corte N-S de la zona más occidental del área de estudio que sigue el trazado de la carretera Bu-730 que une los pueblos de Bugedo y Foncea. B) Corte N-S. La traza del mismo pasa al este de la localidad de Cellórigo. C) Corte N-S que sigue el trazado de la carretera Bu-733 quedando ubicado al oeste de la localidad de Galbárruli. D) Corte de orientación NE-SW de la parte más oriental de la zona de estudio.

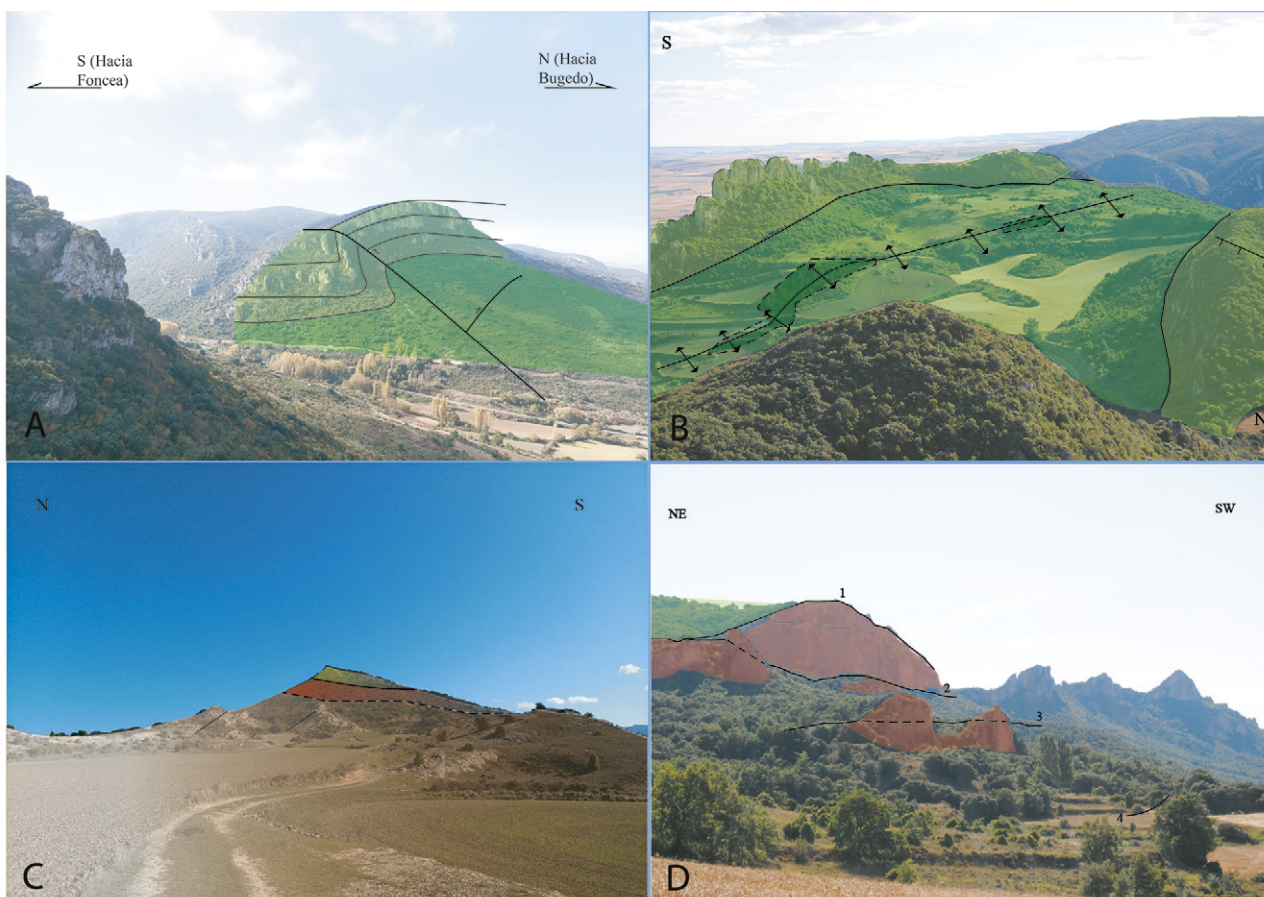


Fig. 7.- A) Detalle del Cabalgamiento de Peña Mayor y del retrocabalgamiento asociado. B) Detalle del Anticlinal de Cellorigo visto desde La Muela. C) Detalle de la Lлана de Orón. Los materiales calcáreos inferiores que buzan unos 50° hacia el norte, son previos a la cuenca intramontañosa de Miranda y están datados como Oligocenos (Robles *et al.*, 2014). D) Vista en campo de las láminas cabalgantes de Galbárruli en las que se pueden observar los cuerpos de Conglomerados del Perdón.

Interpretación y discusión

El Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes es la estructura principal que pone en contacto los materiales mesozoicos del bloque superior con los cenozoicos de la Cuenca del Ebro. La orientación de esta estructura, con variaciones locales, se ajusta a una dirección “Pirenaica” WNW-ESE. Para ciertos autores (Heredia *et al.*, 2019) la mayoría de las fallas actuales que presentan esa orientación son antiguas fallas tardi-variscas. No obstante, el hecho de que la cobertera esté despegada del basamento puede ser indicativo de que el origen de esta falla se encuentra más bien asociado al rift que afectó a la Cuenca Vasco-Cantábrica durante el Mesozoico. Esta falla, reactivada durante la Orogenia Alpina, se movilizó hacia el sur desde el Eoceno hasta el Mioceno. Su cinemática pudo verse modificada, o afectada, por las estructuras preexistentes, que a su vez condicionarían la dirección de transporte del cabalgamiento en cada etapa de su historia. Globalmente, el acortamiento tectónico en la Cuenca del Ebro por acción de los cabalgamientos de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes y equivalentes, al norte, y del Cabalgamiento de Demanda-Cameros, al sur, es de más de 40 Km, de los cuales algo menos de la mitad corresponderían al frente norte (Muñoz-Jimenez y Casas-Sainz, 1997). No obstante, este

cálculo resulta difícil de precisar. A ello habría que añadir el acortamiento asociado a las láminas de cabalgamiento descritas en el presente trabajo.

Tectónica salina y tectónica extensional en las etapas previas a la compresión

Desde el final de Pérmico y principios del Triásico en el dominio de la Península Ibérica se generaron cuencas extensionales en las que se acumularon importantes cantidades de sedimentos (Arche y López-Gómez, 1996; De Vicente *et al.*, 2009; Liesa *et al.*, 2018). Estas cuencas se ligan a dos procesos de rifting: al este, el Rift Tethysiano y al oeste la apertura del Océano Atlántico (García-Lasanta *et al.*, 2018 y referencias allí incluidas). Entre ambos rifts se generó a lo largo de la Península Ibérica un sistema de rift multidireccional, preferentemente con orientación E-W a NW-SE, que conectaba ambos (De Vicente *et al.*, 2009; Liesa *et al.*, 2018; Heredia *et al.*, 2019; Martín-Chivelet *et al.*, 2019). El rift en la Cuenca Vasco-Cantábrica se mantuvo activo hasta el Cenomaniense inferior (Serrano *et al.*, 1993). Durante el Triásico Superior se depositaron las evaporitas y lutitas que constituyen las facies Keuper (Olivé Davó *et al.*, 1985), y que tendrán una influencia importante en la evolución posterior de la cuenca. Durante la Orogenia

Alpina las fallas normales que actuaron durante el Mesozoico se invierten como cabalgamientos. La compresión provocó que el Keuper se movilizase hacia los bordes de la cuenca siendo esta unidad plástica capaz de transmitir la deformación como nivel de despegue regional, separando la cobertera mesozoica y cenozoica (jurásico-cuaternario) de aquellos materiales del Paleozoico y del Triásico inferior y medio en primera instancia, y de los materiales cenozoicos posteriormente. La existencia de direcciones estructurales variadas en la zona de estudio (desde ENE a WNW) es indicativa de que el cabalgamiento resultante de la inversión probablemente resulta de la unión de diferentes segmentos de fallas normales con diferentes orientaciones, que probablemente reflejaban los condicionantes impuestos por la fracturación tardihercínica. De hecho, una vez “corregidas” las direcciones anómalas probablemente resultado de los efectos de la tectónica salida anterior (o posterior) se obtiene un plano de movimiento para las orientaciones de la estratificación (168/85E) que se vincula a un eje de plegamiento promedio de dirección cercano a E-W (05/258) (Fig. 9), coherente con la dirección de acortamiento en la zona.

La historia diapírica del Pirineo y, por ende, de la Cuenca Vasco-Cantábrica comenzó con el depósito de la facies Keuper en el Triásico Superior y se refleja en la evolución posterior de la cuenca mediante cambios de facies y de espesor de las unidades suprayacentes (e.g. Frankovic *et al.*, 2016; Casas, 2019; Roca *et al.*, 2021; Ramos *et al.*, 2022). En la CVC existen alineaciones de diapiros subcirculares en dirección ESE-WNW en el límite de las distintas unidades de la cuenca (Pinto *et al.*, 2005). Evidencias de diapirismo se pueden encontrar en las cercanías de la zona de estudio, como los diapiros de Salinillas de Buradón o el más conocido de Salinas de Añana (Olivé Davó *et al.*, 1978; Olivé Davó *et al.*, 1985; Cuevas *et al.*, 1999; Frankovic *et al.*, 2016). La posterior inversión tectónica de la CVC durante la Orogenia Alpina ha enmascarado en muchos casos el comportamiento de la actividad halocinética precompresional (Saura *et al.*, 2016).

En el área de estudio propiamente dicha, el efecto halocinético se puede apreciar en la alta dispersión de la orientación de la estratificación en relación al eje de plegamiento promedio (Fig. 5), así como en cambios de potencia de las unidades a pequeña escala (aunque también existen explicaciones alternativas). Los efectos del diapirismo también se pueden apreciar en los cortes geológicos como variaciones en la geometría original de los pliegues, o dispositivos geométricos que son compatibles con un espesor importante del nivel de despegue en relación a la cobertera (e.g. Santolaria *et al.*, 2015, 2017 y referencias allí incluidas). Estos efectos se pueden apreciar en el pliegue de la Tolacha (Fig. 6C), que presenta una geometría de pliegue volcado que ha sido modificado en su flanco norte por la existencia (probablemente previa) un domo salino.

La cronología relativa de la deformación asociada a la tectónica salina no es fácil de establecer, debido a la escasez de afloramientos y a la calidad de los mismos. Dado que se observan estructuras, compatibles con movimientos diapíricos, previas y contemporáneas con la compresión,

podemos inferir la contribución de dichos movimientos tanto durante la etapa extensional como durante la compresional. El hecho de que el sistema de cabalgamientos de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes constituya un límite de cuenca (Fig. 10) permite establecer la hipótesis de que, al inicio de la compresión alpina parte del material evaporítico del Keuper se movilizó hacia este límite por lo que la deformación compresiva se vio acentuada tanto por procesos halocinéticos como facilitada por la posible existencia de estructuras diapíricas en el borde de cuenca que actualmente no son visibles en superficie, pero que podrían ser responsables del cambio de orientación de las estructuras y su disposición poco regular en comparación con un sistema de cabalgamientos.

Direcciones de compresión y cinemática del cabalgamiento

Las lineaciones de disolución tomadas en Los Conglomerados del Perdón de Foncea muestran que la dirección principal de acortamiento es NNE-SSW (Fig. 8A). Además, se aprecia un máximo secundario en dirección NNW-SSE. Este segundo máximo es compatible con los resultados obtenidos a partir de fallas conjugadas mediante el método de los diedros rectos (Fig. 8D) y con el máximo extensional secundario de dirección W-E aportado por las juntas de extensión (Fig. 8B). Del mismo modo, el diagrama de densidad de las lineaciones de disolución de clastos (Fig. 8A) muestra un tercer máximo en dirección ESE-WNW. El hecho de que se registren dos máximos principales de acortamiento (NNE-SSW y NNW-SSE), y teniendo en cuenta que la dirección de acortamiento principal durante la orogenia alpina en la zona es NNE-SSW (Casas-Sainz, 1992, 1993), puede indicar que la dirección de acortamiento NNW-SSE sea una desviación de la primera en las proximidades del cabalgamiento o bien que ambas eran direcciones de acortamiento principales (como ha sido sugerido por Liesa y Simón, 2009 y Simón, 2019 en otras áreas del NE peninsular).

Las direcciones de acortamiento identificadas probablemente afectaron a la cinemática del cabalgamiento modificando su dirección de transporte por lo que el Cabalgamiento Frontal de Sierra de Cantabria-Montes Obarenes no es una falla inversa pura, sino que presenta también una componente direccional, como muestran algunas rocas de falla en las proximidades de Galbárruli. No obstante, se necesitarían nuevos y mejores datos para determinar de manera fehaciente la componente direccional asociada al cabalgamiento.

Relación de la estructura con la sedimentación: la evolución del relieve

El levantamiento de los Montes Obarenes por acción del cabalgamiento frontal surpirenaico explica las paleocorrientes encontradas en las Areniscas de Haro (Fig. 3B). Estas paleocorrientes muestran que el área fuente de los sedimentos se encontraba al NW con flujo hacia el SE, donde se situaría el centro de la cuenca durante el Mioceno (Fm. Zaragoza).

A medida que los Montes Obarenes se elevaban por acción del Cabalgamiento Frontal de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes, la Cuenca Vasco-Cantábrica desarrolló, en su extremo sur, dos cuencas intramontañosas; la Cuenca de Villarcayo y la Cuenca de Miranda de Ebro. Según Robles *et al.* (2014) este tipo de cuencas se generan en las últimas etapas de formación de un orógeno. En el caso de la Cuenca de Miranda las direcciones de paleocorrientes obtenidas (Fig. 3A) presentan un

máximo claro en dirección NNW-SSE siendo el resto de direcciones menos significativas. A modo general se puede decir que todas ellas se encuentran entre la dirección mayoritaria y la NNE-SSW. Estas direcciones de paleocorrientes evidencian que los relieves de Montes Obarenes-Sierra de Cantabria se elevaban en el sector meridional, constituyendo el área fuente de los depósitos detríticos (abanicos de corto recorrido) de la Cuenca de Miranda.

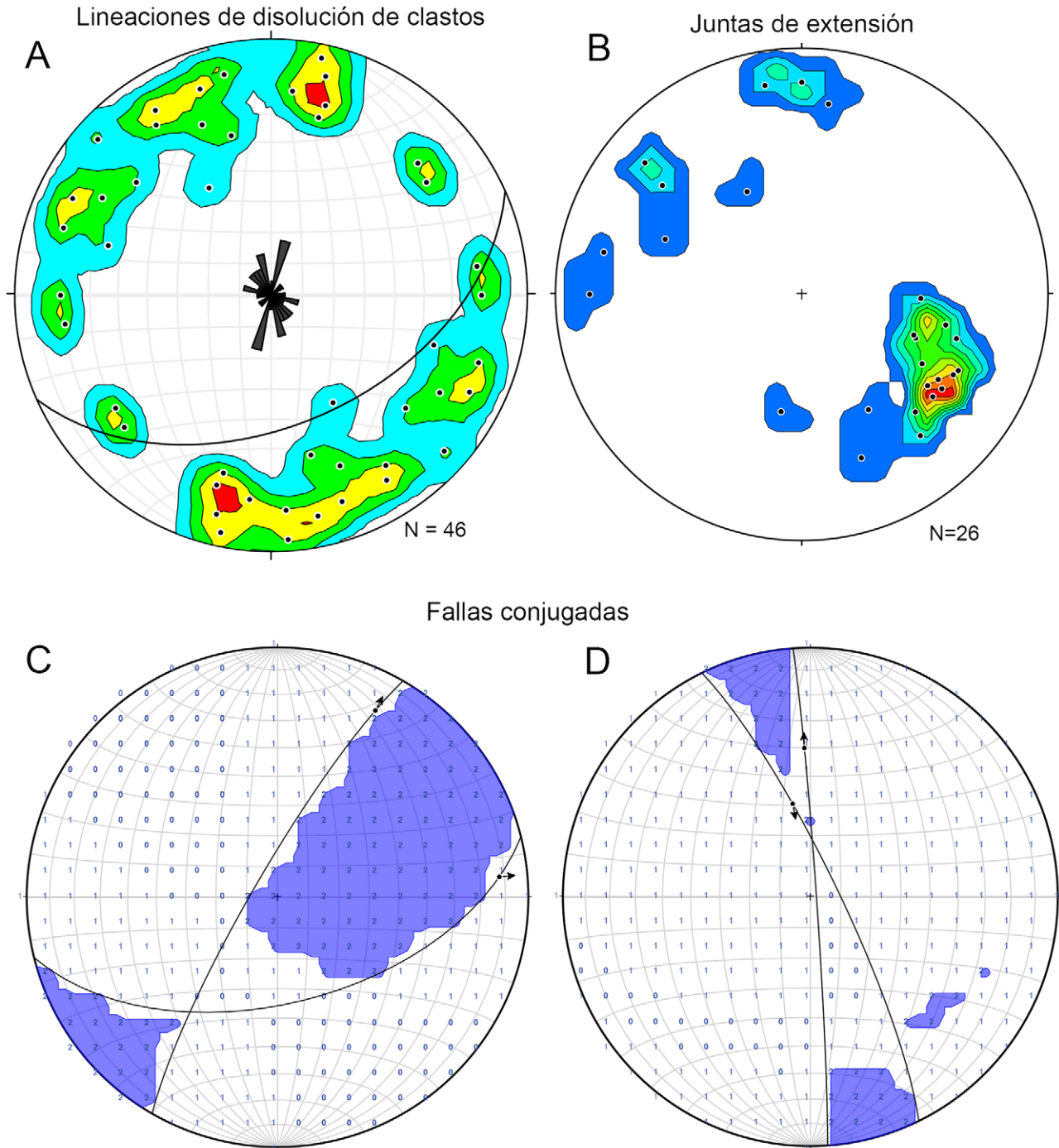


Fig. 8.- A) Diagrama en rosa y diagrama de densidad de las lineaciones de disolución de clastos oligocenos (*Kamb contour*, intervalo de contorno de 1%). B) Distribución de los polos de las juntas de extensión medidas en las calizas del Cenomaniense-Santonense (método de conteo de 1% del área, intervalo de contorno de 2%). C y D) Diedros rectos de dos pares de fallas. En azul se delimita el diedro compresivo.

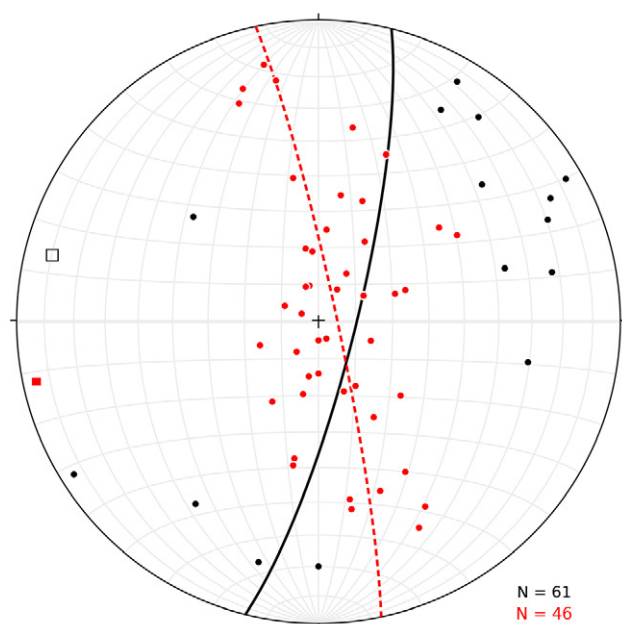


Fig. 9.- Estereograma (proyección de Schmidt, hemisferio inferior) que muestra la orientación media del eje de plegamiento regional (10/284, cuadrado negro hueco) y el plano de movimiento (014/80 E, plano negro) obtenido a partir de todos los planos de S_0 . En rojo se muestra la corrección de estos valores sin tener en cuenta la dispersión de los valores de S_0 debida al diapirismo.

Como se ha indicado antes, durante el Cuaternario en los Montes Obarenes hay pocos flujos de agua que se movilicen en esta dirección, ya que el drenaje actual está marcado por el exorreísmo de la cuenca y la instalación del Ebro como cauce principal. El ejemplo actual que refleja la influencia del paso del endorreísmo al exorreísmo es el río Matapán, que fluye en dirección S-N (Fig. 1B), desembocando en la Cuenca de Miranda. Este hecho muestra el cambio paleogeográfico desde el Mioceno, cuando la Cuenca de Miranda se encontraba a una altura similar o igual a la que se encuentra la cuenca de antepaís, a la situación actual en que el drenaje de la cuenca intramontañosa se sitúa a menor altura que el Surco de la Bureba. De este modo, el ejemplo citado se puede interpretar como un caso de inversión de drenaje controlado por la erosión y no por la tectónica.

Relación con otras estructuras y con la evolución de la microplaca Ibérica

Desde el Campaniense basal hasta el Paleoceno superior, desde el cron 34 hasta el cron 25 respectivamente (Vissers y Meijer, 2012) Iberia presentó un movimiento en dirección NE siendo este movimiento el responsable de la unión de la placa Ibérica con la placa Euroasiática y, en el caso de la Cuenca Vasco-Cantábrica, se mantuvo desde el inicio de la compresión en el Santoniense hasta el Neógeno. Desde el cron 25 (56 Ma) hasta el cron 6 (Mioceno inferior, 20 Ma), la dirección de convergencia es diferente e Iberia se traslada hacia el NO (Visser y Meijer, 2012). Dichos movimientos se ligan al acortamiento que presentó la corteza de la Placa Ibérica durante la orogenia alpina

que se plasmaron en el levantamiento de la cadena pirenaica (Muñoz, 2019). Para algunos autores (Quintana *et al.*, 2015) la Placa Ibérica transfirió el acortamiento orogénico en su conjunto debido a un nivel de despegue en la corteza media. Este nivel de despegue pudo transferir igualmente el estado de esfuerzos por el conjunto de la placa Ibérica (ver De Vicente, 2018).

Las direcciones de acortamiento obtenidas a partir de las lineaciones de disolución de clastos (Fig. 8A) son compatibles con la macroestructura representada en la cartografía y los cortes geológicos. Teniendo en cuenta los datos de paleoesfuerzos recogidos en áreas cercanas (Casas Sainz, 1992), la dirección NNE-SSW podría corresponder a la dirección de compresión primaria y la dirección de compresión NNW-SSE a una desviación de la primera, a escala regional o a escala local, aunque algunos autores (Liesa y Simón, 2009) en otras zonas de la placa Ibérica consideran ambas como direcciones de compresión primarias.

Conclusiones

Los Montes Obarenes se caracterizan por ser un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección general E-W en el que dominan los materiales cretácicos. En este sector el desplazamiento se transmitió a través de la Facies Keuper que actúa como nivel de despegue de la mayor parte de las fallas presentes en la zona (Fig. 10), así como del Cabalgamiento Frontal de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. Este sistema constituye un caso de tectónica de piel fina, en el que la cobertera está despegada del basamento y se apoya sobre la molasa cenozoica a lo largo de un cabalgamiento de desplazamiento plurikilométrico. Los materiales del Keuper, depositados durante los estadios iniciales del rift de la Cuenca Vasco-Cantábrica permitieron el desarrollo de las estructuras diapíricas presentes en esta zona (Fig. 10). Estas se pueden caracterizar como *squeezed diapirs* ya que la actividad compresiva posterior ha generado la extrusión de su núcleo y en muchos casos ha dado lugar al paralelismo de los flancos de los anticlinales resultantes, al contrario de lo que ocurre en zonas más internas de la cuenca, donde son claramente reconocibles y presentan en muchos casos geometría circular en planta. La tectónica salida también se puede considerar como la causante de la dispersión en los polos de la estratificación medida en la cobertera mesozoica. La dirección de transporte inferida para el cabalgamiento estudiado es preferentemente sur. Esta dirección de transporte es congruente con la vergencia de los pliegues y cabalgamientos de la zona, con las mesoestructuras analizadas y con la dirección de transporte principal en la zona Sur-Pirenaica.

Agradecimientos y financiación

Este trabajo muestra los resultados de un Trabajo de Fin de Grado financiado parcialmente por la Universidad de Zaragoza y por la Agencia Estatal de Investigación (AEI/10.13039/501100011033), proyecto PID2019-108753GB-C22 y el Gobierno de Aragón (E32_20R:

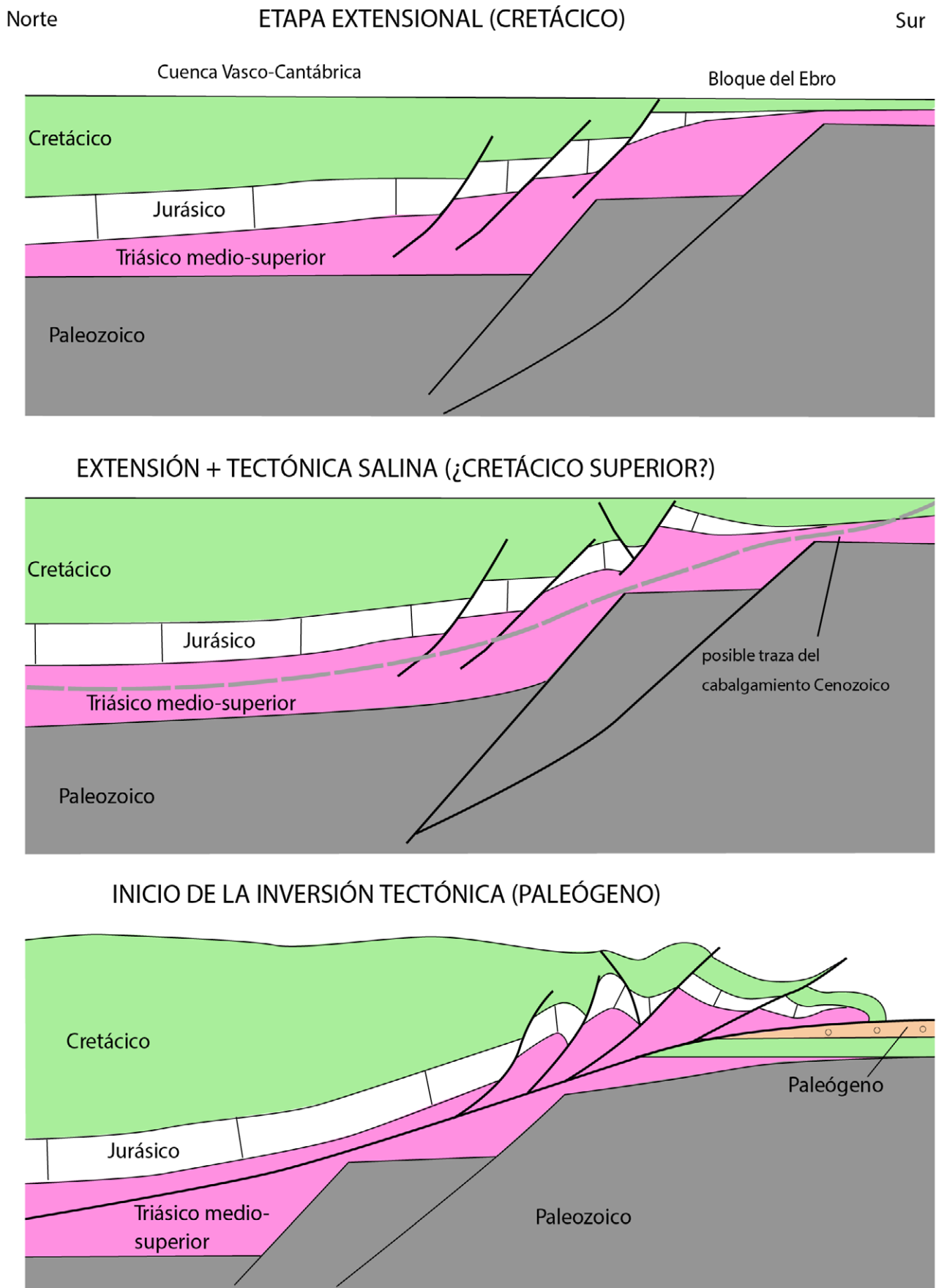


Fig. 10.- Esquema que muestra la interpretación de las distintas etapas de la evolución del margen sur de la cuenca Vasco-Cantábrica en el sector estudiado.

Grupo de Investigación Geotransfer). Los autores agradecen las minuciosas revisiones de los doctores Nestor Vegas y Andrés Gil Imaz, que sin duda han ayudado a mejorar el trabajo.

Contribución de autores

Propuesta del tema y jornada de campo introductoria en la zona: A.C. y T.R.; obtención de datos: S.M.; análisis: S.M.; elaboración del trabajo: S.M.; figuras: S.M. y A.C.; supervisión: A.C. y T.R.; revisión del manuscrito: A.C. y T.R.

Referencias

- Ábalos, B., 2016. Geologic map of the Basque-Cantabrian Basin and a new tectonic interpretation of the Basque Arc. *International Journal of Earth Sciences*, 105(8): 2327-2354. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1291-6>
- Ábalos, B., Llanos, H., 1998. Structure of the "Sierra de Cantabria" (Southern Pyrenean Frontal Thrust, Basque Country, Spain): a new perspective from section balancing. *C. R. de l'Académie des Sciences de Paris, série II*, 319: 475-481.
- Aguilar, M.J., del Pozo, R., Riba, O., 1971. Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos*, 27: 497-512.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D., 2013. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(6): 1309-1318. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309>
- Arche, A., López-Gómez, J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266(1-4): 443-464. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00202-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00202-8)
- Arostegui, J., Irabien, M.J., Sangüesa, J., Zuluaga, M.C., 2000. La formación de Utrillas en el borde sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica: aspectos estratigráficos, mineralógicos y genéticos. *Estudios Geológicos*, 56(5-6): 251-267. <https://doi.org/10.3989/egcol.00565-6142>
- Astibia, H., Aranburu, A., Suberbiola, X.P., Murelaga, X., Sesé, C., Cuesta, M.A., Moyà-Solà, S. Baceta, J.I., Badiola A., Köhler, M., 2000. Un nouveau site à vertébrés continentaux de l'éocène supérieur de Zambrana (Bassin de Miranda-Treño, Alava, Pays Basque). *Geobios*, 33(2): 233-248. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(00\)80021-2](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(00)80021-2)
- Barnolas, A., Pujalte, V. (editores), 2004. *La Cordillera Pirenaica*. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 233-241.
- Brinkmann, R., Logters, H., 1968. Diapirs in Western Pyrenees and Foreland, Spain, in: *Diapirism and Diapirs*, AAPG Special Volume A153, Tulsa, Oklahoma.
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51: 193-205. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>
- Carola, E., Muñoz, J.A., Roca, E., 2015. The transition from thick-skinned to thin-skinned tectonics in the Basque-Cantabrian Pyrenees: the Burgalesa Platform and surroundings. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8): 2215-2239. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1177-z>
- Casas, A., 2019. El Pirineo en el marco de la Tectónica de Placas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 27(3): 301-313.
- Casas-Sainz, A., 1992. El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubia*, 4: 11-220.
- Casas Sainz, A.M., 1993. Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, 6(3): 202-216. <https://doi.org/10.1080/09853111.1993.11105248>
- Castiella, J., Solé, J., Valle de Lersundi, J., 1978. Mapa Geológico de Navarra (escala 1:200.000), Servicio Geológico de la Diputación Foral de Navarra.
- Cuevas, J., Aranguren, A., Badillo, J.M., Tubía, J.M., 1999. Estudio estructural del sector central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantabrica). *Boletín Geológico y Minero*, 110(1): 3-18.
- De Vicente, G., 2018. El registro geológico de las deformaciones alpinas en Iberia: partición de la deformación o fases tectónicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 31 (2): 13-22.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., Fernández-Lozano, J., 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 470(3-4): 224-242. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.003>
- Fernández-Viejo, G., Gallastegui, J., Pulgar, J.A., Gallart, J., 2011. The MARCONI reflection seismic data: A view into the eastern part of the Bay of Biscay. *Tectonophysics*, 508(1-4): 34-41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.06.020>
- Floquet, M., Martín-Chivelet, J., 2019. Late Cretaceous Post-Rift to Convergence in Iberia. *North Iberian Continental Margin: The Basque-Cantabrian Basin and the Castilian Ramp*. En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C., Oliviera J.T.). SPRINGER, Cham, Switzerland, 314. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_7
- Frankovic, A., Eguiluz, L., Martínez-Torres, L.M., 2016. Geodynamic evolution of the Salinas de Añana diapir in the Basque-Cantabrian basin, western Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 83: 13-27. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.12.001>
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Soto, R., Calvin, P., Moussaid, B., El Houardi, H., Kullberg, J.C., Villalain, J.J., 2018. Inversion tectonics and magnetic fabrics in Mesozoic basins of the Western Tethys: A review. *Tectonophysics*, 745: 1-23. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.005>
- García-Senz, J., Rosales, I., Robador, A., Pedrera, A., 2019. The Basque-Cantabrian Rift Basin. En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Volume 3: The Alpine Cycle* (Quesada C., Oliviera J.T., Eds.). Springer Nature Switzerland, 171-182.
- Heredia Carballo, N., Martín-González, F., Suárez-Rodríguez, A., 2019. Basque-Cantabrian Pyrenees. *The Variscan Heritage*. En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Volume 3: The Alpine Cycle* (Quesada C., Oliviera J.T. Eds.). Springer Nature Switzerland, 34-36.
- Hernáiz-Huerta, P.P.H., Serrano, A., Malagón, J., Cañas, C.R., 1993. Evolución estructural del margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, (15): 143-146.
- Lanaja, J.M., 1987. Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. IGME.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., Casas, A.M., 2018. La tectónica de inversión en una región intraplaca: La Cordillera Ibérica.

- Revista de la Sociedad Geológica de España, 31 (2): 23-50.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., 2009. Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474(1-2): 144-159. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.002>
- Marrett, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of structural geology*, 12(8): 973-986. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90093-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E)
- Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., Aguado, R., Arias, C., Arribas, J., Arribas, M.E., Vilas, L., 2019. The late Jurassic-early Cretaceous rifting. *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, 3. The Alpine Cycle: 169-249. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_5
- Martínez Torres, L.M., 1993. Corte Balanceado de la Sierra Cantabria (Cabalgamiento de la Cuenca Vasco-Cantábrica sobre la Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, 14: 113-115.
- Martínez Torres, L.M., 1984. Geología de la Sierra de Cantabria entre Palomares y Toloño. *Azterlanak*, 4: 68.
- Martínez Torres, L.M., Eguluz Alarcón, L., Ramón Lluch, R., Llanos Acebo, H., 1984. Geometría del Pirineo Occidental y Arco Vasco. *I Congreso Español de Geología*, 3: 207-217.
- Muñoz-Jiménez, A., 1991. Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja) (Doctoral dissertation, Universidad de Zaragoza).
- Muñoz-Jiménez, A., Casas-Sainz, A.M., 1997. The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9(1): 65-85. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1997.00031.x>
- Muñoz, J.A., 2019. Alpine Orogeny: Deformation and Structure in the Northern Iberian Margin (Pyrenees s.l.). *The Basque-Cantabrian Pyrenees*. En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (Quesada C., Oliviera J.T.). SPRINGER. Cham, Switzerland, 467-470. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_9
- Olivé Davó, A., Ramírez Merino, J.I., Gabaldón, V., 1985. Mapa geológico de España a escala 1:200.000, hoja Bermeo-Bilbao. Instituto Geológico y Minero de España.
- Olivé Davó, A., Ramírez Merino, J.I., Riba Arderiu, O., 1978. Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 137 (Miranda de Ebro). IGME, Madrid.
- Pedraza, A., García-Senz, J., Ayala, C., Ruiz-Constán, A., Rodríguez-Fernández, L.R., Robador, A., González Menéndez, L., 2017. Reconstruction of the exhumed mantle across the North Iberian Margin by crustal-scale 3-D gravity inversion and geological cross section. *Tectonics*, 36(12): 3155-3177. <https://doi.org/10.1002/2017TC004716>
- Pinto, V., Casas, A., Rivero, L., Torné, M., 2005. 3D gravity modeling of the Triassic salt diapirs of the Cubeta Alavesa (northern Spain). *Tectonophysics*, 405(1-4): 65-75. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.010>
- Portero, J.M., Ramírez del Pozo, J., 1977. Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 169 (Casalzarreina) y memoria. IGME, Madrid, 45.
- Quintana, L., Pulgar, J.A., Alonso, J.L., 2015. Displacement transfer from borders to interior of a plate: A crustal transect of Iberia. *Tectonophysics*, 663: 378-398. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.046>
- Ramírez del Pozo, J., 1973. Síntesis geológica de la provincia de Alava. Onra Cultural, Caja de Ahorros Municipal de la Ciudad de Vitoria; Institución Sancho el Sabio.
- Ramos, A., García-Senz, J., Pedraza, A., Ayala, C., Rubio, F., Peropadre, C., Mediato, J.F., 2022. Salt control on the kinematic evolution of the Southern Basque-Cantabrian Basin and its underground storage systems (Northern Spain). *Tectonophysics*, 822, 229178. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229178>
- Rat, P., 1988. The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates: some facts but still many problems. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 1: 327-348.
- Riba, O., 1956. La Cuenca Terciaria de Miranda-Treviño. CIEPSA (Inédito)
- Robles, S., Aranburu, A., Apraiz, A., 2014. La Cuenca Vasco-Cantábrica: génesis y evolución tectonosedimentaria. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 22(2): 99-99.
- Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O., Ellouz, N., 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics*, 30(2). <https://doi.org/10.1029/2010TC002735>
- Roca, E., Ferrer, O., Rowan, M.G., Muñoz, J.A., Butillé, M., Giles, K.A., de Matteis, M., 2021. Salt tectonics and controls on halokinetic-sequence development of an exposed deepwater diapir: The Bakio Diapir, Basque-Cantabrian Basin, Pyrenees. *Marine and Petroleum Geology*, 123: 104770. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104770>
- Santolaria, P., Vendeville, B.C., Graveleau, F., Soto, R., Casas-Sainz, A., 2015. Double evaporitic décollements: Influence of pinch-out overlapping in experimental thrust wedges. *Journal of Structural Geology*, 76: 35-51. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.04.002>
- Santolaria, P., Casas-Sainz, A.M., Soto, R., Casas, A., 2017. Gravity modelling to assess salt tectonics in the western end of the South Pyrenean Central Unit. *Journal of the Geological Society*, 174(2): 269-288. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-027>
- Saura, E., Ardèvol i Oró, L., Teixell, A., Vergés, J., 2016. Rising and falling diapirs, shifting depocenters, and flap overturning in the Cretaceous Sopeira and Sant Gervàs subbasins (Ribagorça Basin, southern Pyrenees). *Tectonics*, 35(3): 638-662. <https://doi.org/10.1002/2015TC004001>
- Serrano, A., Hernaiz, P.P., Malagón, J., Rodríguez Cañas, C., 1993. Tectónica distensiva y halocinesis en el margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15: 131-134.
- Simón, J.L., 2019. Evolución de paleofuerzos registrada en la cuenca cenozoica de Montalbán (Teruel, Cordillera Ibérica) (No. ART-2019-122040).
- Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews*, 114(1-2): 61-83. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.05.001>

MANUSCRITO RECIBIDO: 23-05-2023

REVISIÓN RECIBIDA: 27-09-2023

ACEPTACIÓN DEL MANUSCRITO REVISADO: 07-11-2023