



CINEMÁTICA DE FALLAS NORMALES MENORES TARDI- Y POST-VARISCAS EN LA SECCIÓN COSTERA DE LA RÍA DEL EO (N DE ESPAÑA)

Kinematics of late- and post-Variscan minor normal faults in the coastal section of Eo estuary (N of Spain)

Sergio Llana Fúnez y María González Pérez

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, calle J. Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo,
llanasergio@uniovi.es, g.iamar@hotmail.com

Abstract: *In this work we target the analysis of low to intermediate dipping minor faults, often extensional, formed in lower Paleozoic metamorphic rocks in northwestern Iberia. All fracturing events from the late stages of the Variscan orogeny onwards were developed in the study area in upper crustal conditions. The attribution of fault rocks and structures to the different fracturing episodes requires, in addition to mapping relations, the establishment of fault kinematics in minor structures. Given the difficulties in the exposure of major fault zones in the area, minor structures are key to unravel the tectonic evolution. Based on the orientation of slip surfaces and other secondary fractures, and map patterns, three main extension directions for the normal faults can be defined. The dominant extension direction is NW-SE, consistent with the activity along the youngest Variscan structures, a few kilometers to the W: the Vivero and the Areoura faults. A second NE-SW extension is consistent with the orientation of faults bounding Permian-Triassic basins further East. A third set of faults, trending N-S, are consistent with the major extension direction during the opening of the Atlantic, common to the W of the study area.*

Keywords: *extension, normal fault, Variscan orogeny, Permian-Triassic extension, joints.*

Resumen: *En este trabajo abordamos el estudio de fallas menores de ángulos bajos a intermedios, frecuentemente extensionales, formadas sobre rocas metamórficas del Paleozoico inferior en un sector costero del noroeste peninsular. Todos los eventos de fracturación desde el final de la orogenia varisca hasta nuestros días se han producido en la zona de estudio en condiciones de corteza superior. La atribución de tipos de rocas de falla y de estructuras secundarias a los diferentes episodios tectónicos en la zona de estudio requiere, además de conocer las relaciones cartográficas de estructuras mayores, la consideración de la cinemática de las estructuras menores. Dada la dificultad de afloramiento de las grandes estructuras, las estructuras menores resultan clave para comprender y diferenciar los diferentes episodios tectónicos que han afectado a las rocas que ahora se encuentran en la superficie. En base a la orientación de las superficies de deslizamiento en fallas secundarias y a otros rasgos estructurales se pueden establecer tres orientaciones dominantes de extensión. La primera y más penetrativa, de dirección NO-SE, es coherente con grandes estructuras extensivas variscas tardías situadas al O: las fallas de Vivero y de Areoura. La segunda, de dirección NE-SO, es equiparable geoméricamente a las fallas que cobijan las cuencas permotriásicas en el margen noribérico en el sector central de la costa Cantábrica. La tercera, definida por fallas N-S, es similar a la observada en estructuras cartográficas en el continente y en el margen continental noribérico y coherente con la apertura del océano Atlántico.*



Palabras clave: extensión, falla normal, orogenia varisca, extensión permotriásica, diaclasas.

Llana-Fúnez, S., González Pérez, M., 2022. Cinemática de fallas normales menores tardi-post-variscas en la sección costera de la ría del Eo (N de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 35 (2): 58-72.

Introducción

La mayor parte de la corteza superior en el noroeste de la Península Ibérica está constituida por sucesiones litológicas que, con la excepción de pequeñas cuencas sedimentarias cenozoicas (Santanach *et al.*, 1994), están dominadas por rocas cristalinas, ya sean metamórficas o ígneas, en su mayoría intensamente deformadas por la orogenia varisca (p. ej., Pérez-Estaún *et al.*, 1991). Esta corteza, con este tipo de rocas, ha sufrido posteriormente varios episodios de extensión de muy distinta magnitud y cinemática (p. ej., Boillot y Mallod, 1988; Cadenas *et al.*, 2018). La ausencia de materiales de edad Mesozoica y Cenozoica que pudieran haber ejercido de marcadores de estas deformaciones posteriores, hace difícil no solo la datación relativa de las estructuras en las diferentes etapas de extensión sino, incluso, una asignación fiable a episodios tectónicos. Aunque las consecuencias del último evento extensivo que dio lugar a la apertura del océano Atlántico son evidentes, principalmente *offshore*, hacia el continente los registros de los diferentes episodios extensionales que afectaron la región quedan muy atenuados por la escasa magnitud de los saltos de falla. Si bien son evidentes las consecuencias finales del último evento extensivo que dio lugar a la apertura del océano Atlántico, el registro estructural hacia el continente de los sucesivos episodios extensionales disminuye considerablemente en paralelo a la reducción de la magnitud de los saltos en las fallas, por estos motivos, han sido poco estudiados sobre la corteza continental emergida, ya que en muchos casos el salto asociado a estas fallas está por debajo del nivel de resolución de los mapas geológicos.

En la búsqueda del registro geológico de esta larga y variada historia tectónica, planteamos el estudio de estructuras menores que puedan ser reconocibles a escala de afloramiento y que, de acuerdo a su cinemática, puedan aportar información sobre la historia tectónica regional. Nos fijamos en un sector concreto de la costa cantábrica, en la desembocadura del río Eo entre Asturias y Galicia, donde la exposición del sustrato paleozoico es localmente continua y donde existe una cartografía previa de detalle (Fernández-Catuxo, 1990). La zona de estudio muestra una particularidad adicional con respecto a otras áreas próximas de las zonas internas del orógeno varisco: en una de las pequeñas penínsulas de la costa preserva un afloramiento de conglomerados carboníferos discordantes sobre el basamento de paleozoico inferior (p. ej., Marcos, 1973), lo que indica que en la fase final del orógeno la serie del Paleozoico inferior cartografiada ya se encontraba cerca de la superficie y el registro estructural, por tanto, ha sido, hablando en términos corticales, somero desde entonces.

La cuantificación de los saltos asociados a aquellas fallas que tengan rango cartográfico requiere del reconoci-

miento adecuado de la estratigrafía. Para asistir en el reconocimiento de alguno de los litotipos característicos de los miembros de la Serie de los Cabos, unidad dominante en este sector de la Cordillera Varisca, se aportan datos geoquímicos de algunas de las unidades de pizarras en la zona de estudio, que se comparan con los datos existentes en la bibliografía regional, con el objeto de poder identificar objetivamente algunas de las unidades y permitir cuantificar con mayor precisión el salto en la falla normal cartográfica principal.

Los estudios clásicos regionales describen la presencia de fallas normales menores a lo largo de la sección costera que, por lo general, se muestran con ángulos elevados (p. ej., Bastida y Pulgar, 1978). Sin embargo, la presencia de fallas menores con ángulos bajos no ha sido documentada previamente. Basándonos en la orientación de las superficies de deslizamiento en estas fallas, en las estructuras secundarias asociadas y en el trazado cartográfico que presentan, se han podido establecer tres orientaciones dominantes de extensión, coherentes con sendos episodios en la evolución tectónica en esta parte de la Placa Ibérica.

Contexto tectónico regional

Evolución tectónica durante el desarrollo de la orogenia varisca

A lo largo de la línea de costa actual y del entorno emergido más cercano en la zona de estudio quedan expuestos materiales paleozoicos del cinturón pizarroso del orógeno varisco, muy abundantes en la Zona Astur-Occidental Leonesa (ZAOL) con respecto a las zonas tectónicas adyacentes, deformados fundamentalmente en el Carbonífero (p. ej., Pérez-Estaún *et al.*, 1991). Durante las etapas iniciales del orógeno, las rocas de la ZAOL desarrollan una foliación tectónica fundamentalmente definida por el progresivo crecimiento de filosilicatos desde el este hacia el oeste, conforme aumenta el grado metamórfico hacia el núcleo del orógeno. Esta foliación tectónica, muy penetrativa y de carácter regional, se dispone subparalela a los planos axiales de pliegues acostados, con vergencia hacia el este. Estas dos estructuras se asignan, en su conjunto, a la primera fase de deformación varisca (p. ej., Marcos, 1973; Bastida y Pulgar, 1978). La localización de la deformación en los flancos inversos de algunos de estos pliegues deriva en la formación de cabalgamientos, que en algunos casos acumulan grandes desplazamientos. Estas grandes estructuras, junto con las estructuras menores asociadas en el entorno de las zonas de cizalla, más localizadas, constituyen la segunda fase de deformación varisca (Marcos, 1973). Uno de estos cabalgamientos desplaza varios kilómetros hacia el este el manto de Mondoñedo, la estructura más caracterís-

tica de este sector de la cadena varisca por sus dimensiones kilométricas (p. ej., Bastida *et al.*, 1986).

En las etapas finales del orógeno varisco, un último pulso de acortamiento asociado a la convergencia, produce grandes pliegues de plano axial subvertical, que localmente desarrollan una foliación de crenulación, preferentemente en las zonas de charnela (Bastida y Pulgar, 1978). Esta asociación de estructuras se identifica con la tercera fase de deformación varisca (Marcos, 1973). Hacia el oeste, es decir, hacia las partes internas del orógeno, estos pliegues de tercera fase están acompañados por zonas de cizalla subverticales de escala cortical que, con movimientos en dirección, acomodan parcialmente la convergencia entre las grandes placas involucradas en la colisión. Esta fase está acompañada de fusión parcial de la corteza y de diversas intrusiones graníticas con efecto en el comportamiento mecánico del conjunto de la litosfera (p. ej., Llana-Fúnez y Marcos, 2007). Relacionadas con esta tercera fase, al oeste de la zona de estudio, se desarrollan dos grandes fallas normales con salto kilométrico. Una de ellas, de la que se tiene referencia desde hace tiempo, es la falla de Vivero, que con más de 100 km de longitud sigue longitudinalmente la estructura del orógeno (Matte, 1968; Martínez *et al.*, 1996; Lopez-Sanchez 2013). Hacia el SE, la falla de Vivero se ramifica en otras de similar cinemática, como la falla de Chandoiro (Arias *et al.*, 2002), o la falla de San Vicente de la Cabeza (Farias y Marcos, 2019). En el sector de la costa cantábrica se ha añadido a esta etapa, por su cinemática y relaciones estructurales, la falla de Areoura, de dirección NE-SO, que afecta a la base del manto de Mondoñedo llegando a desplazarlo varios kilómetros (Marcos, 2013). Tanto la falla de Vivero como la de Areoura muestran sentidos de movimiento opuestos, pero una dirección de extensión común, aproximadamente ONO-ESE, en ambos casos asociadas a las etapas finales de la orogenia varisca (Lopez-Sanchez *et al.*, 2015).

Registro estructural de los episodios de extensión entre el Pérmico y el Cretácico

El periodo de actividad tectónica de la falla de Vivero se inicia al menos hace 303 Ma y culmina hace 287 Ma (Lopez-Sanchez *et al.*, 2015). No hay documentada ninguna otra falla normal más reciente, con cinemática similar, asociada al orógeno varisco. No es hasta el final del Pérmico, en la transición al Triásico, cuando se inicia una extensión continental en la actual costa mediterránea que se prolonga hacia el noroeste y alcanza parcialmente el sector central de la costa cantábrica (Arche y López-Gómez, 1996), atravesando oblicuamente la cadena varisca, tanto sus zonas externas como las internas. Esta extensión se traduce en la formación de fallas normales de alto ángulo que acomodan algunas de las cuencas pérmicas del centro de Asturias (ver figura 1 en López-Gómez *et al.*, 2019). El trazado cartográfico de las cuencas pérmicas y su registro estratigráfico indica la probable existencia de un paleo-relieve sobre el que se depositaron los materiales a lo largo de este periodo (López-Gómez *et al.*, 2019). Aunque las estructuras no están suficientemente estudiadas en

el sector central cantábrico, hacia el este, en el borde de la cobertera mesozoica vascocantábrica, sí se ha determinado una dirección de extensión aproximadamente SO-NE (Espina *et al.*, 1996).

En la plataforma continental noribérica, hacia el Cantábrico occidental, se desarrolló una cuenca sedimentaria post-varisca donde los espesores de materiales pérmicos son más modestos que en el continente (Cadenas *et al.*, 2018). La base de esta cuenca es bastante planar y de bajo relieve, no es, por tanto, coherente ni con la existencia de grandes paleo-relieves ni con la presencia de fallas normales de alto ángulo limitando cuencas profundas, lo que se ha interpretado como indicativo de que, en el tránsito entre el Pérmico y el Triásico, el relieve varisco asociada a la raíz orogénica había sido ya denudado (Llana-Fúnez *et al.*, 2019).

El episodio de extensión principal en el noroeste peninsular tiene lugar a finales del Jurásico y principios del Cretácico (p. ej., Cadenas *et al.*, 2020). Se desarrolla en dos dominios diferenciados: el cantábrico y el atlántico. En el Golfo de Vizcaya se caracteriza por una extensión aproximada N-S que culmina con la formación de corteza oceánica y un adelgazamiento de la corteza continental, especialmente hacia el este (p. ej., Tugend *et al.*, 2015; Cadenas *et al.*, 2018). En el sector atlántico, se caracteriza por una extensión continental aproximada O-E que culmina con la formación de varios miles de kilómetros de corteza oceánica y un adelgazamiento de la corteza continental (p. ej., Vázquez *et al.*, 2008; Nirrengarten *et al.*, 2018; Somoza *et al.*, 2021). En el margen continental cantábrico se han descrito numerosas estructuras extensionales sumergidas que muestran una geometría coherente con la extensión N-S (Cadenas y Fernández-Viejo, 2017), pero en el continente, estas estructuras son menos reconocibles al haber sido afectadas por la deformación compresiva posterior durante el ciclo alpino (p. ej., Uzkeda *et al.*, 2016). En el margen continental atlántico también se han descrito numerosas estructuras extensionales sumergidas (p. ej., Vázquez *et al.*, 2008; Nirrengarten *et al.*, 2018). En el continente, algunas de las estructuras cartográficas que afectan a la formación de relieve también se pueden asociar, por su orientación N-S, con la extensión jurásica, sin embargo, no se han reportado estructuras menores en la zona emergida asociadas a este episodio.

Registro estructural de la convergencia alpina

Durante el Paleógeno, el borde septentrional de la Península Ibérica constituyó el límite de placas activo entre Iberia y Eurasia (Boillot y Malod, 1988). La convergencia, en dirección N-S produjo, primero, el levantamiento de los Pirineos, y posteriormente, de la Cordillera Cantábrica (p. ej., Teixell *et al.*, 2018). En el sector central de la Cordillera Cantábrica supuso la reactivación de algunas de las estructuras previas orientadas favorablemente para la compresión N-S, especialmente en la zona emergida, y la formación de cabalgamientos y fallas inversas de dirección E-O, entre ellos, el cabalgamiento basal con vergencia sur que levanta la cordillera y la hace cabalgar sobre la Cuenca

del Duero (Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1999). Este cabalgamiento es la estructura principal de la cordillera que controla los rasgos principales de su relieve actual (Alonso *et al.*, 2007).

Entre el Oligoceno y el Mioceno, el frente activo se traslada al margen meridional de Iberia, interrumpiéndose la actividad tectónica en el norte peninsular (Srivastava *et al.*, 1990). La convergencia en el límite septentrional de Iberia tiene una corta duración, y se atenúa progresivamente hacia el oeste. En el sector emergido de la Cordillera Cantábrica, se pueden diferenciar dos dominios tectónicos de acuerdo al tipo de estructuras que acomodan esta convergencia decreciente en intensidad hacia el oeste lo que, a su vez, está directamente relacionado con la cantidad del acortamiento: un dominio asturleonés caracterizado por cabalgamientos y fallas inversas de dirección E-O que acomodan mayor acortamiento; y un dominio asturgalaico en el que el menor acortamiento se acomoda mediante un sistema principal de fallas de alto ángulo en dirección NO-SE y otro sistema conjugado de fallas subverticales que acomoda un menor acortamiento de dirección NE-SO (Llana-Fúnez y López-Fernández, 2015).

Características de la zona de estudio

El sector de la costa estudiado se encuentra en el límite autonómico entre Asturias y Galicia e incluye, por una parte, una sección costera de acantilado rocoso orientado E-O común a ambas comunidades y, por otra parte, las secciones N-S de las dos orillas de la desembocadura del río Eo, la ría del Eo (o de Ribadeo) (Fig. 1). Dentro del marco tectónico regional descrito, la zona de estudio se encuadra en dos zonas de interés en dos momentos diferentes de la historia

tectónica, uno, a finales del ciclo varisco, y el otro, en el ciclo alpino. Con respecto a la estructura varisca, el sector de costa estudiado se localiza en el flanco normal de pliegues acostados de entidad cartográfica pertenecientes al manto de Mondoñedo, en los que la foliación tiene una dirección subparalela a la línea de costa y relativa poca inclinación. Esta zona está próxima al frente del manto, donde los pliegues de fase 1 se encuentran relativamente erguidos o verticalizados, adoptando una disposición coincidente con la de los pliegues de fase 3, también subverticales y homoaxiales con los de fase 1 (ver figura 4 en Bastida y Pulgar, 1978). La posición de la anisotropía en las rocas del basamento, relativamente tendida al encontrarse en el flanco normal de pliegues acostados, es importante de cara a registrar los diferentes episodios de extensión, todos con una componente de extensión en posición horizontal y sin haber sufrido rotaciones sustanciales posteriores. Con respecto a la estructuración alpina, la zona de estudio se encuentra aproximadamente en el tránsito entre el dominio asturleonés y el asturgalaico, que coincide con la progresiva desaparición de la elevación regional de la rasa costera principal (López-Fernández *et al.*, 2020).

La presencia de una falla a lo largo de la ría del Eo ya fue recogida por Adaro y Junquera (1916) en un corte E-O de la costa, en el que además se indica su carácter de falla normal y una inclinación hacia el oeste. Esta estructura fue incorporada en algunos de los trabajos clásicos posteriores (Bastida y Pulgar, 1978; Fernández-Catuxo, 1990), pero no en el mapa geológico nacional (Marcos y Bastida, 1980).

Sucesión litológica

Las bases de la estratigrafía del Paleozoico en el área de estudio fueron establecidas por los trabajos de Färber

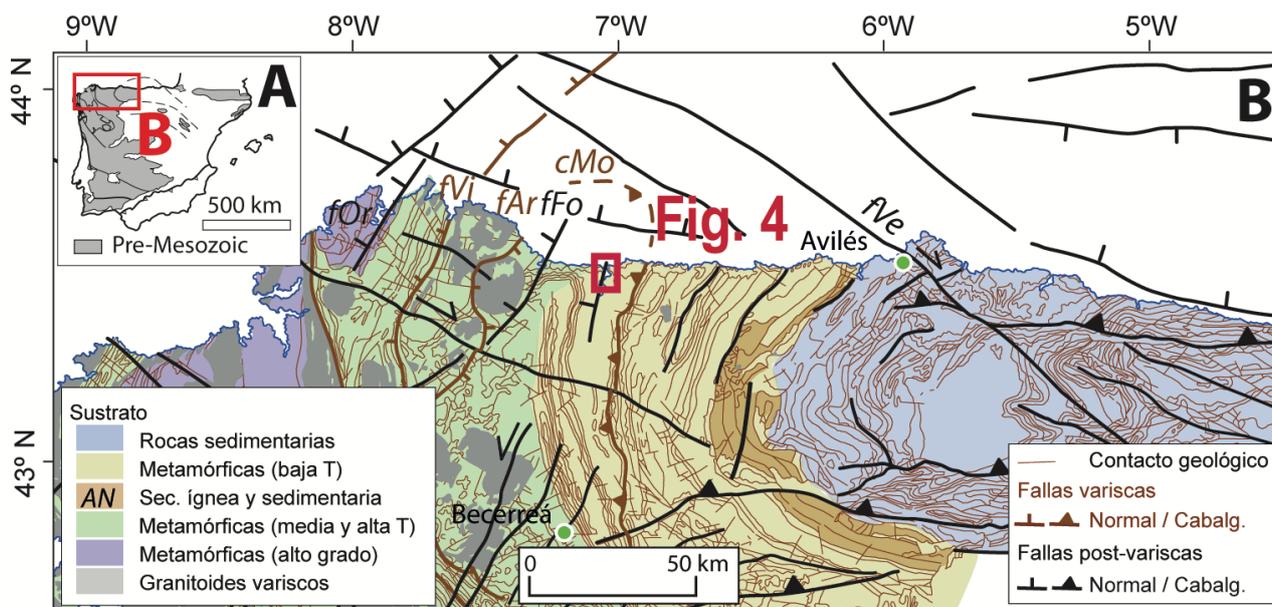


Fig. 1.- A) Mapa de la Península Ibérica mostrando la distribución de sustrato rocoso Pre-Mesozoico. B) Mapa geológico del noroeste de la península Ibérica, basado en el Mapa Geológico de España a 1:1 000 000 (IGME) del que se muestra la geología de fondo (contactos geológicos, en marrón, y tipos de rocas). Destacadas en negro, se encuentran fallas posteriores al orógeno varisco. Abreviaturas para las estructuras: fOr, falla de Ortigueira; fVi, falla de Vivero; fAr, falla de Areoura; cMo, cabalgamiento de Mondoñedo; fFo, falla de Foz; fVe, falla de Ventaniella. En la leyenda, AN: Antiforme del Narcea.

y Jaritz (1964) y Jaritz y Walter (1970) y más tarde en el sector septentrional de la ZAOL por Marcos (1973), Marcos y Bastida (1980). Posteriormente, Marcos y Pérez-Estaún (1981) distinguieron varios miembros cartográficos dentro de una de las unidades estratigráficas más potentes, la Serie de los Cabos. Posteriormente, Fernández-Catuxo (1990) aporta una cartografía de detalle de la zona de estudio, aplicando la subdivisión de la Serie de los Cabos propuesta por Marcos y Pérez-Estaún (1981) a detalles de la cartografía recogidos en la hoja 10 del mapa geológico nacional (ver información complementaria en Marcos y Bastida, 1980). Con algunas modificaciones y precisiones, estas cartografías constituyen la base del presente trabajo. A continuación, se describen brevemente las unidades que conforman la columna estratigráfica regional, basada en los autores mencionados que, de manera sintética, se muestra en la figura 2.

Las Capas de Transición constituyen la unidad superior del Grupo Cándana, de edad Cámbrico Inferior. Están constituidas por pizarras verdosas con intercalaciones de areniscas, margas y dolomías. Si bien, el Grupo Cándana está dominado en otras zonas del noroeste peninsular por la presencia de cuarcitas, dentro del manto de Mondoñedo se presenta en facies más pelíticas y con reducción de espesores en el flanco normal de los pliegues (Marcos, 1973; Arias, 1991). En el entorno de la mina de Rubiales, situada en el autóctono del manto de Mondoñedo, Arias (1990) distingue tres miembros dentro de esta unidad. Datos de geoquímica obtenidos cerca de este yacimiento serán utilizados, más adelante, como referencia geoquímica de los litotipos dominantes en esta unidad.

La Fm. Vegadeo se caracteriza por la presencia de calizas y dolomías entre pizarras verdosas. A pesar de sus modestos 100-300 m de potencia, esta unidad de edad Cámbrico Inferior, constituye un nivel guía importante a nivel regional que se ha utilizado, frecuentemente, para la estimación de los saltos en las fallas variscas (Marcos, 1973; Arias, 1991; Arias *et al.*, 2002).

La Serie de los Cabos, de edad Cámbrico Medio y Superior, es una unidad de rocas siliciclásticas que supera los 4 km de potencia (Marcos, 1973). Marcos y Pérez-Estaún (1981) diferenciaron varios tramos. El tramo más bajo de esta serie está constituido por pizarras verdes entre las que se intercalan niveles margosos y capas milimétricas y centimétricas de dolomías (Fig. 3A, B). En la literatura aparecen también denominadas como Capas de Riotorto

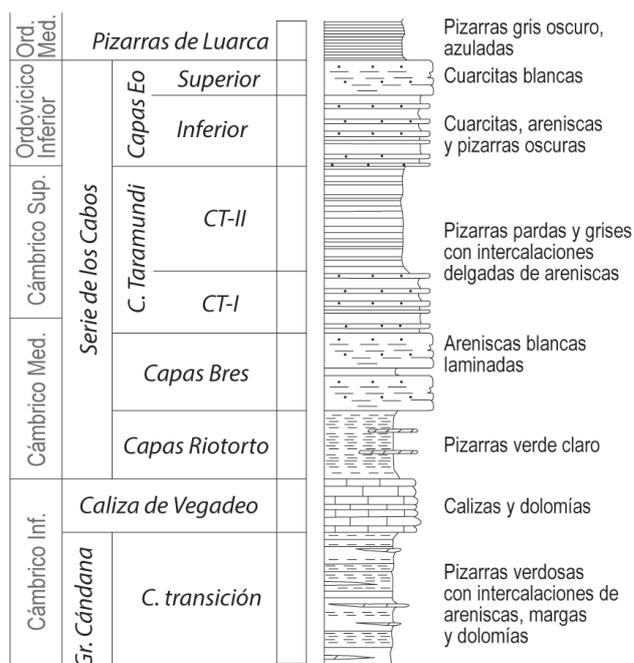


Fig. 2.- Columna estratigráfica idealizada en el Dominio del Manto de Mondoñedo (según Marcos, 2013 y referencias incluidas). La columna incorpora la subdivisión en unidades cartográficas de Marcos y Pérez-Estaún (1981).

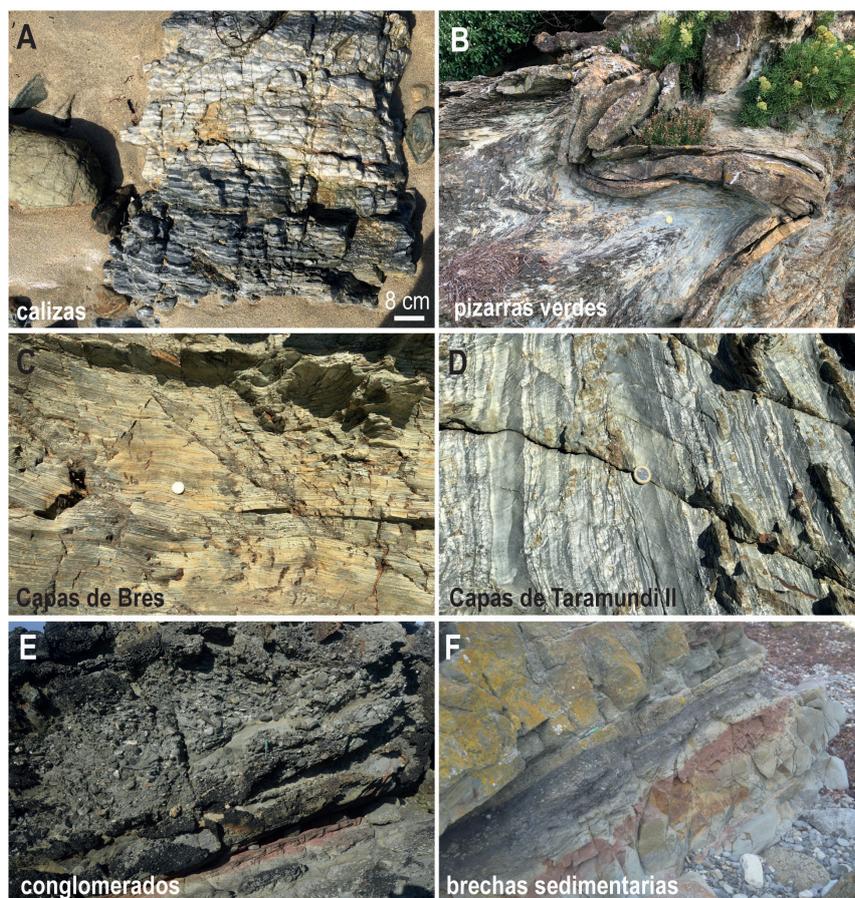


Fig. 3.- Rocas características en la zona de estudio: A) niveles de calizas próximas a la Fm. Vegadeo; B) pizarras verdes con niveles centimétricos de dolomías; C) pizarras y areniscas intercaladas en las Capas de Bres; D) pizarras oscuras y niveles limolíticos de las Capas de Taramundi II; y E) conglomerados de cantos angulosos discordantes sobre la Serie de los Cabos; y F) brechas sedimentarias dentro de la sucesión carbonífera discordante sobre el paleozoico inferior.

(Marcos, 2013). En estos términos de pizarras verdes, Barrois (1882) reconoce la presencia de trilobites, hallados en el entorno de la ría del Eo. Posteriormente, Färber y Jaritz (1964) consideran estos términos como margas con fauna (“*faunenmergel*”) y las vinculan cartográficamente con las calizas de Vegadeo. Sobre ellas se disponen las Capas de Bres, dominadas por areniscas con frecuentes estructuras sedimentarias (Fig. 3C). Por encima se sitúan las Capas de Taramundi I, constituidas por pizarras grises y niveles aislados de areniscas y, en la parte estratigráficamente más alta, las Capas de Taramundi II, que se caracterizan por alternancias de niveles centimétricos de lutitas oscuras con niveles limolíticos claros (Fig. 3D).

En la Punta del Cuerno o del Torno (Fig. 4), se disponen en contacto angular sobre la Serie de los Cabos conglomerados formados por cantos angulosos y subredondeados de pizarras y areniscas (Fig. 3E), que van reduciendo notablemente la angulosidad en sentido estratigráficamente

ascendente. También se observan niveles lutíticos por encima de las facies más conglomeráticas, algunos de los cuales contienen fragmentos angulosos y aspecto de brechas sedimentarias (Fig. 3F). Esta sucesión discordante ha sido datada con flora como Estefaniense B (Färber y Jaritz, 1964; Álvarez Ramis, 1966; Bastida y Marcos, 1980; Gómez Miranda y Asensio Amor, 1984). El término de punta del Cuerno fue utilizado por Färber y Jaritz (1964) y Gómez Miranda y Asensio Amor (1984). La punta del Torno es el topónimo actual que recoge el Instituto Geográfico Nacional.

Métodos

La adquisición de datos estructurales se ha realizado utilizando la aplicación *Fieldmove Clino* en un móvil iPhone 6S (Allmendinger *et al.*, 2017). Los datos exportados en formato *csv* se ordenan, seleccionan y agrupan en localidades en una hoja Excel. Las localizaciones de los datos estructurales, previa comprobación, se incorporan a un archivo de datos puntuales *shapefile* para su integración en el mapa geológico mediante la aplicación QGIS. En la elaboración del mapa geológico se han utilizado datos topográficos vectoriales, ortofotomágenes y el modelo digital del terreno con una resolución de 5 m (MDT05) del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

La proyección de los datos estructurales se ha realizado con *Stereonet* (Cardozo y Allmendinger, 2013), en todos los casos sobre el hemisferio inferior de una proyección equiareal. El cálculo de los valores propios en las distribuciones de polos para obtener la dirección dominante de los ejes de los pliegues, así como el eje de los pliegues a partir de los datos de estratificación y/o foliación, se ha realizado también en *Stereonet*. Los contornos de densidades para los polos de los planos de falla y de diaclasa se realizan según Kamb con un intervalo de 2-sigma.

La sucesión litoestratigráfica del Paleozoico inferior en la ZAOL contiene numerosos términos pe-líticos, algunos dentro de la Serie de los Cabos y otros en unidades infra- y suprayacentes, que son susceptibles de confusión. Con el propósito de establecer, en primer lugar, diferencias objetivas entre los diferentes tipos de pizarras y, en segundo lugar, para su comparación

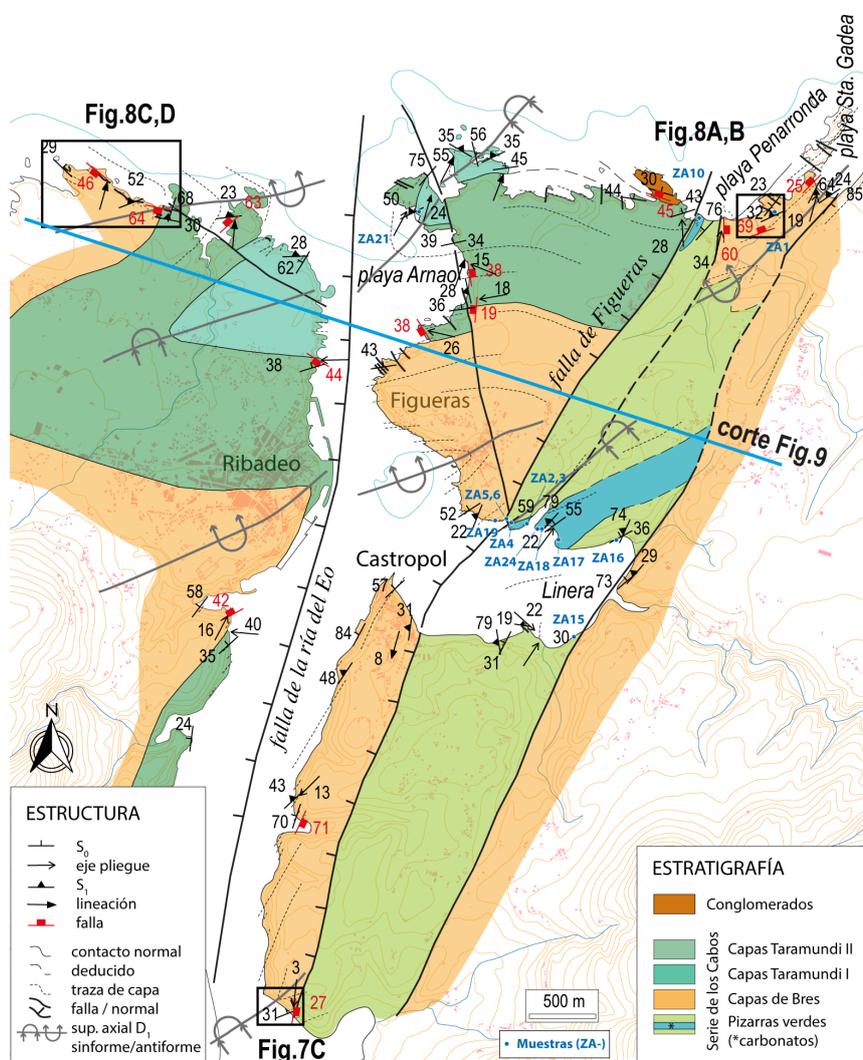


Fig. 4.- Mapa geológico del área de estudio, basado en el trabajo previo de Bastida y Pulgar (1978), Marcos y Bastida (1980) y Fernández-Catuxo (1990). Base topográfica del IGN, escala 1:25.000, con curvas de nivel cada 10 m. La incorporación de nuevas observaciones de relación entre foliación y estratificación ha permitido identificar pliegues menores de fase 1 no recogidos en cartografías previas. El nivel carbonatado en la orilla septentrional de Linera se encuentra en posición de flanco normal, teniendo tanto a techo como a muro las pizarras verdes de la base de la Serie de los Cabos.

muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	L.O.I	TOTAL
ZA 15	50,12	15,19	5,58	0,04	7,10	4,99	0,14	4,51	0,60	0,14	11,40	99,80
ZA 16	47,87	13,95	5,90	0,06	7,01	8,07	0,22	4,02	0,54	0,12	12,16	99,91
ZA 17	53,76	16,47	7,13	0,03	5,16	3,60	0,13	5,13	0,65	0,17	7,50	99,73
ZA 17*	53,76	16,49	7,13	0,03	5,17	3,59	0,12	5,14	0,65	0,17	7,50	99,75
ZA 19	46,44	14,01	5,65	0,06	7,48	7,13	0,24	4,34	0,56	0,13	13,51	99,55
ZA 18	44,01	13,70	4,33	0,08	10,20	7,63	0,31	3,27	0,64	0,15	15,61	99,92
ZA 19B	47,99	18,54	5,60	0,03	9,60	2,87	0,13	4,17	0,71	0,16	10,11	99,91
ZA 16B	49,21	19,91	4,97	0,01	7,14	2,29	1,40	4,84	0,77	0,16	8,66	99,35
ZA 1	59,11	18,76	6,80	0,03	3,55	0,16	0,18	5,91	0,81	0,11	4,52	99,93
ZA 21	55,81	21,22	8,28	0,06	2,72	0,04	0,89	4,41	1,02	0,09	4,98	99,52
ZA 24 ⁺	3,68	1,05	0,82	0,14	19,40	28,07	0,27	0,32	0,04	0,02	46,13	99,94

* réplica, ⁺ muestra de dolomía

Tabla 1.- Datos geoquímicos de elementos mayores (%) de las muestras analizadas por fluorescencia de rayos X (FRX).

con los datos de geoquímica disponibles en la literatura, se han recogido un total de 9 muestras de pizarra en el área de estudio (Tabla 1). Ocho muestras proceden de pizarras verdes de diferente tonalidad aflorantes en la ensenada de Linero, en el margen derecho de la ría del Eo (Fig. 3B), una procede de las pizarras grises, características de las Capas de Taramundi II (Fig. 3D). Cuatro de las muestras de pizarras verdes superan los 2 kg de peso, el resto son muestras de mano. En ambos casos, las muestras fueron primero trituradas y luego pulverizadas. Los polvos fueron analizados por fluorescencia de rayos X en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Oviedo utilizando un espectrómetro Phillips PW2404. La reproducibilidad de los análisis se comprobó con la repetición de los análisis en una de las muestras (ZA-17). Se incluye el análisis de una muestra de dolomía dentro de las pizarras verdes (ZA-24).

Resultados

Geoquímica

Las descripciones de la sucesión de pizarras verdes en las Capas de Transición incluyen litologías similares a las de las pizarras verdes en la base de la Serie de los Cabos, aunque como veremos, existen diferencias significativas en la geoquímica. Los resultados de los análisis químicos en las 10 muestras recogidas se presentan en la tabla 1. A pesar de la variedad química que pueden presentar las lutitas, no hay una clasificación universal para este tipo de rocas (Rollinson y Pease, 2021), por lo que se utilizarán combinaciones de diferentes óxidos para caracterizar diferentes aspectos de la geoquímica de las muestras y litotipos, particularmente las de pizarras verdes. Los datos aportados en este trabajo se contrastarán con los existentes en pizarras de techar, que aportan análisis de pizarras en unidades que van desde el Precámbrico hasta el Devónico (Cárdenes *et*

al., 2013). También se han tenido en cuenta los numerosos análisis existentes para los diferentes litotipos de las Capas de Transición en el entorno del yacimiento Pb-Zn de Rubiales (Arias, 1991) algunos de los cuales presenta similitudes con las pizarras grises del área de estudio.

El gráfico que enfrenta los contenidos en escala logarítmica de Fe₂O₃/K₂O frente a SiO₂/Al₂O₃ (Herron, 1988) permite clasificar, tanto las pizarras verdes como las pizarras grises (Capas de Taramundi II), como lutitas, solapando parcialmente los datos disponibles en los términos pelíticos de las Capas de Transición, pero en claro contraste con las pizarras ordovícicas de unidades superiores de la secuencia estratigráfica de la ZAOL, en general todas con mayores contenidos en sílice (Fig. 5A).

Los contenidos en MgO frente a SiO₂ han sido útiles a la hora de diferenciar los diferentes litotipos de pizarras de techar de diferentes facies y edades (Fig. 5 en Cárdenes *et al.*, 2013). La figura 5B muestra claras diferencias entre las pizarras verdes en la parte baja de la Serie de los Cabos, con un mayor contenido en MgO, con respecto a las infra-yacentes de las Capas de Transición y, también, respecto a las de las pizarras del Ordovícico, en ambos casos con contenidos significativamente inferiores en MgO.

Los datos de geoquímica, de acuerdo a los contenidos de SiO₂/20, K₂O + Na₂O y TiO₂ + MgO + Fe₂O₃ en un diagrama ternario, proporcionan información sobre el grado de madurez de los sedimentos detríticos (Kroonenberg, 1990). Como se aprecia en la Fig. 5C, las pizarras verdes se encuentran en una posición intermedia entre las pizarras ordovícicas, relativamente muy poco maduras, y las lutitas de las Capas de Transición, más maduras y próximas al vértice más rico en sílice. Si bien, en los análisis de Arias (1991) no se dispone de analítica de TiO₂, la contribución esperada sobre el tercer vértice de este óxido es menor en comparación con la de Mg y Fe, mucho más abundantes. Aunque la geoquímica de las lutitas grises de las Capas de Taramundi II es similar a la de la formación Agüeira (Fig.

5A y B), no ocurre lo mismo con el grado de madurez, que permite diferenciar las lutitas grises de las pizarras del ordovícico superior (Fig. 5C).

El último análisis de los datos geoquímicos se realiza en el contexto del contenido relativo de carbonatos. Basándose en Brumsack (1989) y Niebuhr (2005), el diagrama ternario representando los tres componentes más importantes de sedimentos carbonatados (filosilicatos en el vértice de $5 \times \text{Al}_2\text{O}_3$, cuarzo SiO_2 y carbonato $2 \times \text{CaO}$), permite representar los términos de mezcla entre lutitas y carbonatos, que siguen la línea recta entre las composiciones promedio de lutitas y el vértice de CaO . En la Fig. 5D se representa la composición promedio de las pizarras de la Fm. Luarca y la Fm. Agüeira (en ambos casos, correspondientes a los litotipos que se explotan para pizarra de techo, extraídos de los datos de Cárdenes *et al.*, 2013),

con contenidos bajos de calcio, como en algunas de las pizarras verdes y como en la muestra de pizarras grises de las Capas de Taramundi II. Sobre este diagrama ternario se han representado los términos carbonatados y lutíticos ricos en CaO de los miembros Medio-Superior e Inferior de las Capas de Transición (Arias, 1991), que muestran desde el vértice carbonatado una progresiva mezcla con composiciones lutíticas siguiendo la línea de mezcla de las margas. En la mayor parte de las muestras de pizarras verdes, sí se aprecia un creciente contenido en componente carbonatado, el cual sigue la línea de mezcla de las margas. La clasificación de estos materiales como margas solo fue realizada anteriormente por Färber y Jaritz (1964), ya que todos los autores posteriores únicamente se han referido a ellas como pizarras, sin precisar la presencia de una componente carbonatada en estas rocas de grano fino.

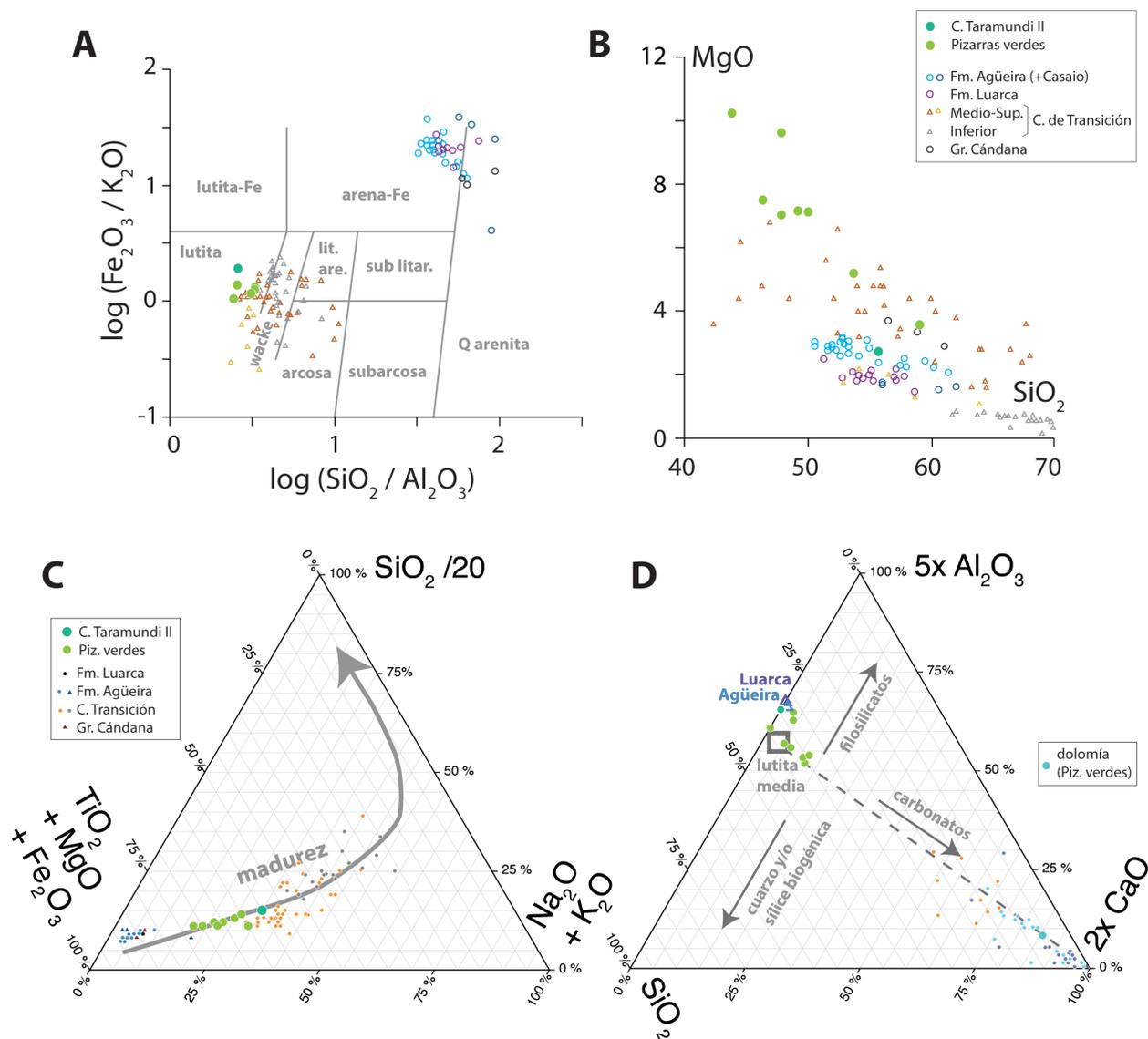


Fig. 5.- Caracterización geoquímica de pizarras y carbonatos. En A) se muestra en escala logarítmica las relaciones entre Fe y K frente a Si y Al, que permiten distinguir los diferentes litotipos en rocas detríticas (según Herron, 1988). B) Contenido en Mg frente a Si, que permite discriminar los diferentes litotipos de pizarras de techo en la ZAOL (Cárdenes *et al.*, 2013). C) Diagrama ternario mostrando la madurez de materiales terrígenos a partir de datos de geoquímica de elementos mayores (según Kroonenberg, 1990). D) Diagrama ternario que enfrenta Ca, Si y Al y que permite determinar la mezcla entre carbonatos y lutitas (según Niebuhr, 2005). Explicación de resultados en el texto principal.

Estructura

La mayor parte de la sección costera se encuentra en posición de flanco normal de pliegues acostados dentro del manto de Mondoñedo. Hacia el este de la playa de Santa Gadea comienza la franja de deformación asociada al frente del manto, donde predominan pliegues subverticales, tanto de fase 1 como de fase 3 (Bastida y Pulgar, 1978). El límite con la zona frontal asociada al manto de Mondoñedo lo forma la falla de Figueras, que desde la playa de Penarronda recorre la zona de estudio en dirección SSO-NNE (Fernández-Catuxo, 1990). Esta falla es subvertical y debido a la aparición de pizarras verdes y calizas en el bloque oriental, bien pertenecientes a la base de la Serie de los Cabos o a la Fm. Vegadeo, se ha interpretado que la falla hunde el bloque occidental (Fernández-Catuxo, 1990 y referencias incluidas). Los niveles carbonatados hacia el este en Linera (Fig. 4), en posición de flanco normal, tienen tanto a techo como a muro pizarras verdes, motivo por el cual ha sido necesario precisar la unidad de pertenencia de las pizarras que los contienen (la Tabla 1 recoge los datos de muestras tanto a techo como a muro). La caracterización geoquímica de las pizarras verdes realizada en este trabajo, descrita en el apartado precedente, refuerza la interpretación de las pizarras verdes y sus carbonatos intercalados como pertenecientes a la parte basal de la Serie de los Cabos.

El mapa de la figura 4 mantiene los rasgos principales de las cartografías previas, pero distingue la existencia de un flanco inverso siguiendo el margen derecho de la ría, no obstante, no tiene mayor impacto en el reconocimiento de las estructuras más tardías, objeto de este trabajo. La estructura más conspicua en toda el área estudiada es una foliación tectónica de carácter regional, S_1 , que es especialmente penetrativa en los términos pelíticos, y menos perceptible o incluso inexistente en los términos más ricos en cuarzo. Está asociada a pliegues acostados de entidad

cartográfica, algunos de los cuales aparecen representados en el mapa de la figura 4 y que fueron definidos en trabajos previos (Bastida y Pulgar, 1978; Marcos y Bastida, 1980; Fernández-Catuxo, 1990). En los flancos normales de los pliegues acostados, muy tendidos, es difícil separar la foliación tectónica de la estratificación porque el ángulo entre ambas es muy bajo. En los flancos inversos, donde la estratificación está más verticalizada y el ángulo entre ambas estructuras es mayor, sí es más fácil reconocer y diferenciar ambas estructuras (Fig. 3D).

La proyección conjunta de todos los datos de la estratificación, S_0 , y de la foliación tectónica regional, S_1 , recogidos en la zona de estudio, permite apreciar algunos aspectos estructurales relevantes (Fig. 6A). Por ejemplo, que la estratificación y la foliación están afectadas por pliegues con ejes homoaxiales que pinchan entre 20 y 30° hacia N20. También, que los datos de la lineación de intersección entre la estratificación y la foliación, L_1 , así como de la lineación mineral, coinciden con la mencionada posición del eje de plegamiento local, y además con la de los ejes de un buen número de pliegues medidos en el campo. Existe, no obstante, una serie de ejes de pliegues en una posición casi perpendicular a la dirección regional que no se han podido correlacionar con ninguna estructura cartográfica.

La proyección estereográfica conjunta de estructuras frágiles, tanto diaclasas dominantes como fallas/estrías, permite realizar observaciones sobre la estructura local (Fig. 6B). Se aprecia una mayor concentración de polos de diaclasas en el entorno de la dirección de plegamiento regional, lo que indicaría que una gran parte de las diaclasas son perpendiculares a los ejes de los pliegues. Respecto a las fallas, se pueden deducir dos cosas, por una parte, la mayoría de los polos se centran en el medio de la proyección, indicando la presencia de fallas de relativo bajo ángulo. Por otra parte, se aprecian tres submáximos: el dominante se sitúa en el cuadrante suroriental, el segundo en

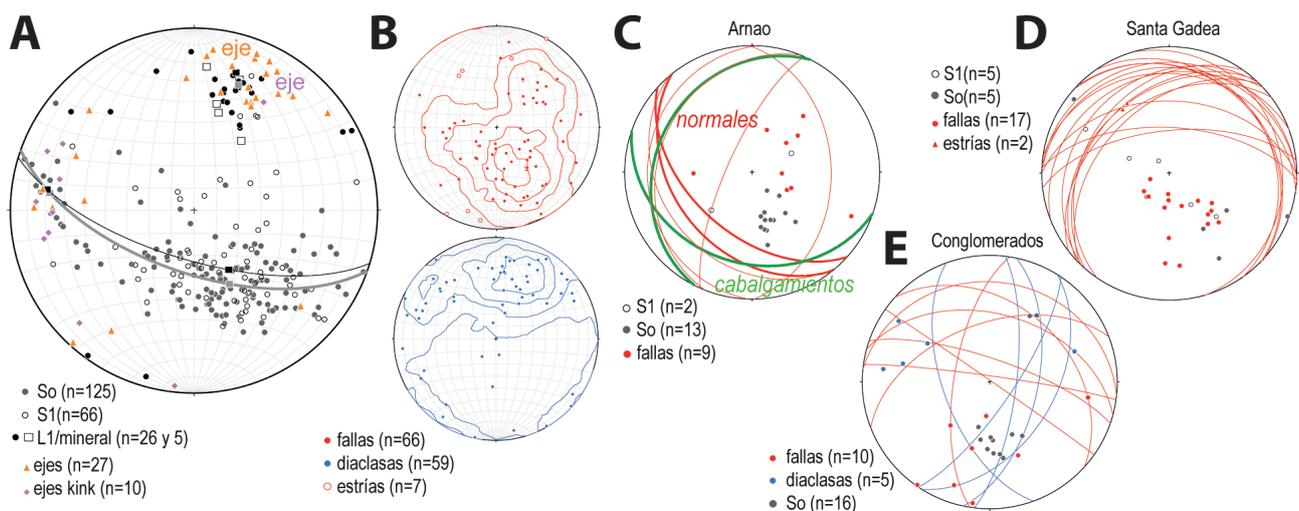


Fig. 6.- Proyección estereográfica de datos estructurales en la zona de estudio. A) Proyección equiareal global de datos de estratificación (S_0), foliación tectónica regional (S_1), lineación mineral y de intersección L_1 , y ejes de pliegues. B) Proyección equiareal global de polos de fallas (en rojo) y diaclasas (en azul) sobre la que se muestran los contornos de densidad de los mismos datos. Datos estructurales de estratificación, foliación tectónica, planos de falla, estrías y diaclasas en tres localidades específicas: C) en la playa de Arnao, D) en la playa de Santa Gadea, y E) en los conglomerados carboníferos discordantes en la punta del Torno. Se indica el número de medidas de cada elemento en todas las proyecciones.

el cuadrante nororiental y el tercero, mucho más tenue, se encuentra en dirección E-O.

Las superficies de deslizamiento asociadas a las fallas son, en general, superficies lisas, es decir, que en su mayoría no presentan estrías. Las superficies tienen dimensiones

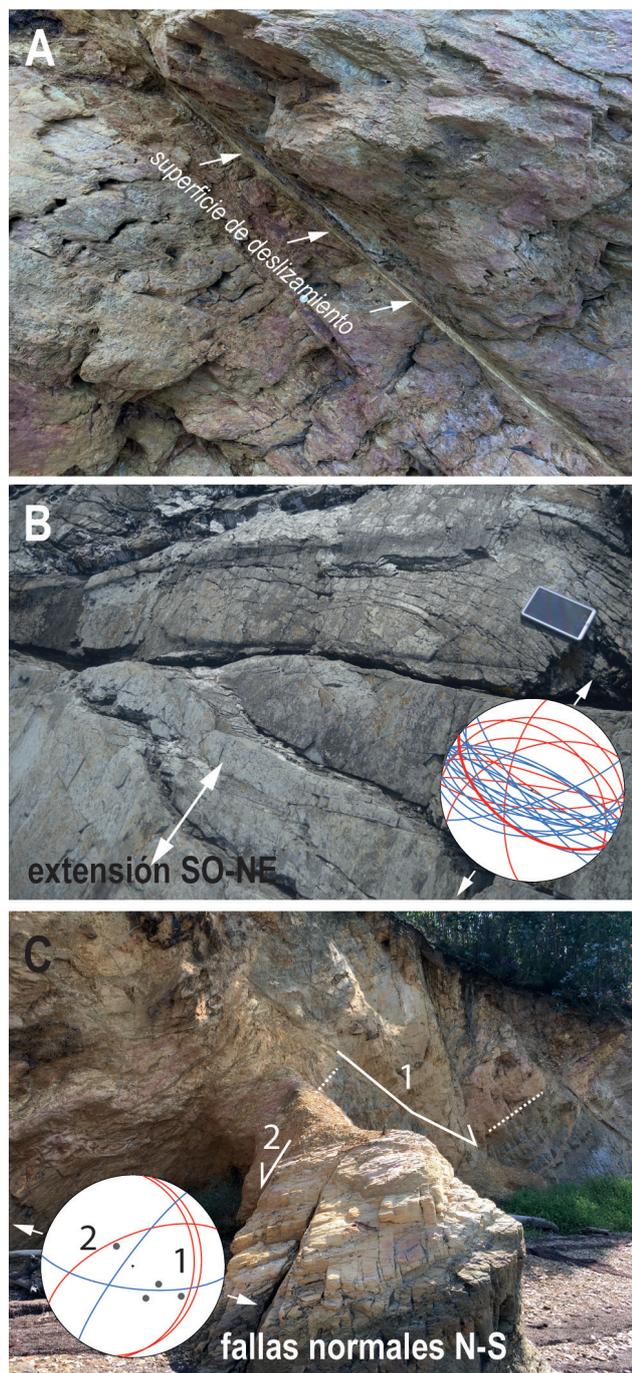


Fig. 7.- A) Superficie de deslizamiento en falla de ángulo intermedio a bajo en la playa de Santa Gadea. B) Estiramiento en dirección suroeste-noreste (SO-NE) en una sección paralela a la estratificación. La sección en la imagen es un talud inclinado hacia el mar. C) fallas normales en la desembocadura del río Eo. Las principales, de dirección N-S, están indicadas con (1) y las secundarias, de dirección NE-SO con (2). Ver localización de las imágenes en la Fig. 4. En las proyecciones, aparecen en rojo planos de falla y en azul diaclasas. Los polos de plano en gris oscuro corresponden a la estratificación, los huecos a la foliación S_1 .

métricas a decamétricas. Muchas de las fallas desarrollan harinas de fallas en bandas milimétricas (Fig. 7A), que desaparecen en los taludes expuestos a la acción erosiva del mar, aunque persisten las superficies de baja rugosidad sobre el bloque inferior. En el bloque superior de estas superficies, son frecuentes grietas de extensión (Fig. 7B) que pueden utilizarse para deducir la dirección de transporte en las superficies de cizalla, en general, siempre próxima a la línea de máxima pendiente. No existen marcadores que permitan cuantificar los saltos, pero en general, se trata de saltos centimétricos a decimétricos para las fallas que no llegan a tener expresión cartográfica (Figs. 7C, 8A, B).

Si bien, de manera conjunta las fallas no muestran un patrón de orientación común tan bien definido como el de las estructuras dúctiles, localmente sí existen tendencias destacables, como ya se ha anticipado con el análisis de la orientación de superficies de falla en proyección estereográfica. En el sector oriental, entre las playas de Penarronda y Santa Gadea, existen numerosas fallas de bajo ángulo con dirección NE-SO (Fig. 6C), que sugieren una dirección de extensión NO-SE (Fig. 8). Algunas de las fracturas, están acompañadas por venas y diques de cuarzo (Fig. 8B, C), que en secciones perpendiculares a la foliación tectónica parecen corresponder con cuellos asimétricos de budines (Fig. 8D). En el sector más occidental estudiado (Fig. 4), existe una orientación preferente de las fallas normales con dirección NO-SE y extensión NE-SO (Figs. 6C y 7B). Finalmente, el extremo sur de la zona de estudio, se han podido reconocer fallas normales de dirección N-S y con buzamiento hacia el este (Fig. 7C).

La última localidad que proporciona datos estructurales de interés regional es la punta del Cuerno o del Torno donde afloran los conglomerados carboníferos (Fig. 3E, F), que no registran la larga historia tectónica varisca dúctil. La proyección estereográfica en la Fig. 6E muestra la presencia de numerosas fracturas con una dirección dominante E-O y una posición dominante de diaclasas subverticales con dirección N-S.

Exceptuando la falla de dirección N-S que sigue el trazado de la ría, en los otros casos, no es evidente la presencia de una estructura cartográfica mayor con la que pudieran estar relacionadas las superficies de deslizamiento halladas. La falla que sigue la ría, aunque ha sido cartografiada por los autores previos, sin embargo, no se ha realizado una estimación del salto acumulado.

Discusión: interpretación de los tres sistemas de fallas normales reconocidas

La presencia de una secuencia sedimentaria Carbonífera sinorogénica sobre las pizarras del Paleozoico inferior en el sector costero entre Galicia y Asturias, indica que el nivel de erosión había sido suficiente como para haber expuesto las pizarras en superficie. La consecuencia principal de la posición de estas rocas en la corteza en los eventos tectónicos posteriores, es que todos los fenómenos de deformación se enmarcan en condiciones corticales relativamente superficiales y, por tanto, no son esperables cambios significativos en la mineralogía de las rocas de

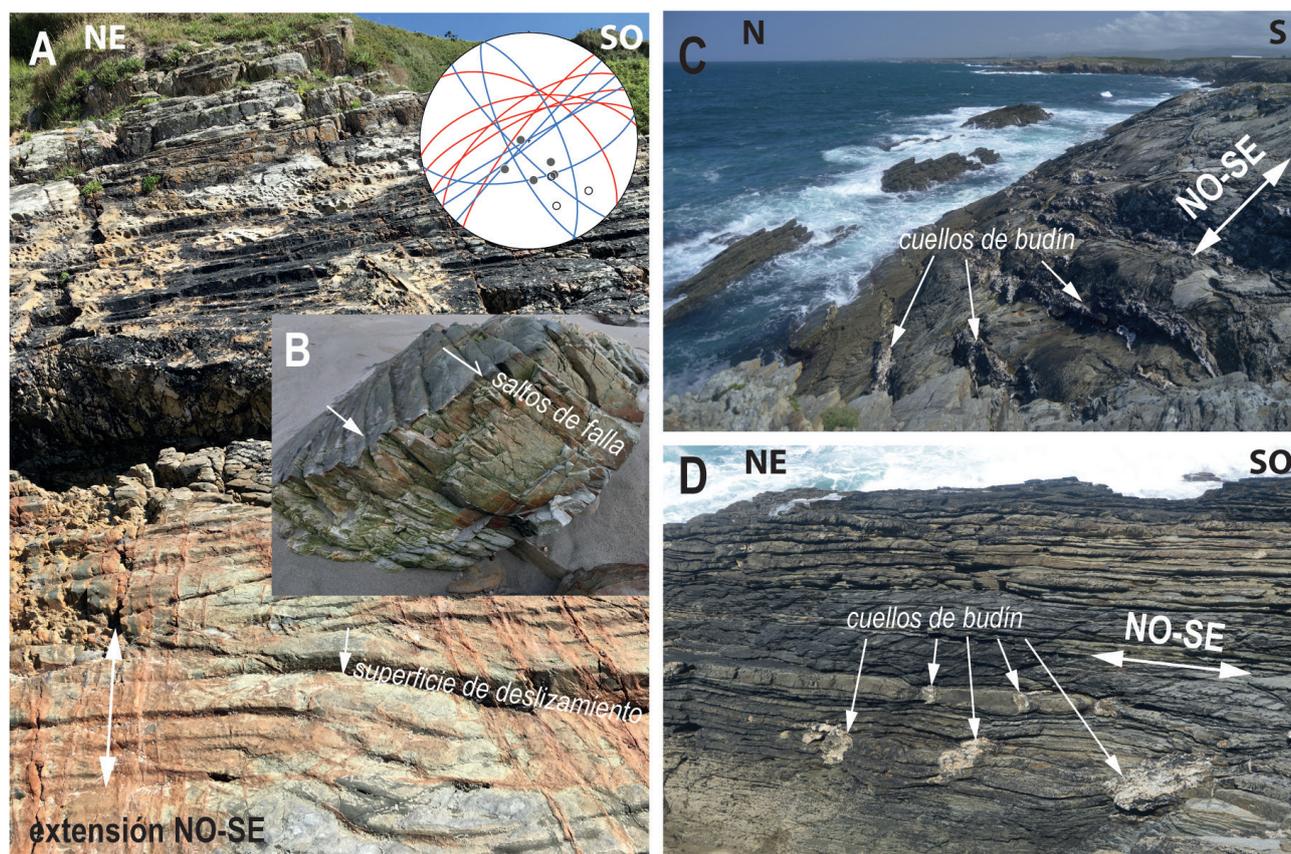


Fig. 8.- Estructuras asociadas a la extensión NO-SE. A) fracturación con una dirección de extensión NO-SE en flanco normal. La imagen muestra una superficie de estratificación afectada por numerosas fallas (los planos de falla aparecen en sombra). B) En una sección transversal de la fracturación que se muestra en la foto anterior, se aprecian los saltos asociados a cada una de las fallas (indicada con flechas una de las fallas). C) Relación de las venas de cuarzo, precipitadas en cuellos de budín, con la extensión vista sobre el plano de la estratificación. Fotografía paralela a la costa, mirando hacia el E. D) Ídem de la anterior, en una vista perpendicular a la estratificación. Notar la localización de las venas en los cuellos de budines de las capas competentes. Ver localización de los afloramientos en la Fig. 4. La proyección estereográfica en A muestra en rojo planos de falla, en azul diaclasas, en gris planos de estratificación y en blanco planos de la foliación S_1 .

falla asociadas a las estructuras. Gran parte de la historia tectónica posterior ha estado dominada por episodios de extensión de variada magnitud. El primero, en la fase final del orógeno varisco, a comienzos del Pérmico. El segundo, a finales del Pérmico e inicios del Triásico. Y el tercero, a partir del Jurásico. Si bien la cinemática de las estructuras puede ser variada localmente en relación a fenómenos de difracción por cambios en el contraste de propiedades elásticas de cuerpos geológicos (p. ej., Faulkner *et al.*, 2006), la reducida extensión del área de estudio y la ausencia de grandes contrastes reológicos entre las unidades estratigráficas del Paleozoico inferior, permiten asumir que durante cada uno de los eventos extensionales mencionados, dicha cinemática ha debido ser relativamente constante en cada uno de ellos.

La presencia de estructuras mayores extensionales en el entorno regional del área de estudio con cinemática similar a las aquí descritas, permite considerar esta asunción como factible. Las principales y más próximas de dichas estructuras reconocidas en las etapas finales de la orogenia varisca son la falla de Vivero (Lopez-Sanchez *et al.*, 2015) y la falla de Areoura (Marcos, 2013). El desplazamiento acumulado en cada una de ellas es del orden de varios ki-

lómetros. El elevado ángulo de la falla de Vivero implica que el adelgazamiento de la raíz cortical varisca ha debido de ser relativamente modesto, y mayor en el caso de la de Areoura por su buzamiento más tendido (20° según Marcos, 2013). Ambas fallas forman un sistema conjugado de fallas extensionales con una dirección aproximadamente perpendicular al trazado de la fábrica varisca, esto es, en dirección NO-SE. Esta dirección es coherente con la extensión más penetrativa observada en las capas competentes de cuarcitas entre pizarras en la sección entre las playas de Penarronda y Santa Gadea, donde además dominan las fallas normales con buzamiento hacia el noroeste. El budiñaje en capas competentes y la precipitación de venas de cuarzo en los cuellos de los budines (Fig. 8C y D) implica una cinemática, con estiramiento en dirección NO-SE, que es coherente con el episodio de extensión al final de la orogenia varisca en este sector de la cadena.

Los restantes y posteriores episodios de extensión son menos evidentes en el área de estudio que el ya mencionado. Las fallas son menos frecuentes, están muy espaciadas y muestran una distribución local. El siguiente episodio de extensión tras la finalización del orógeno varisco, con una dirección de extensión NE-SO, se puede relacionar genéti-

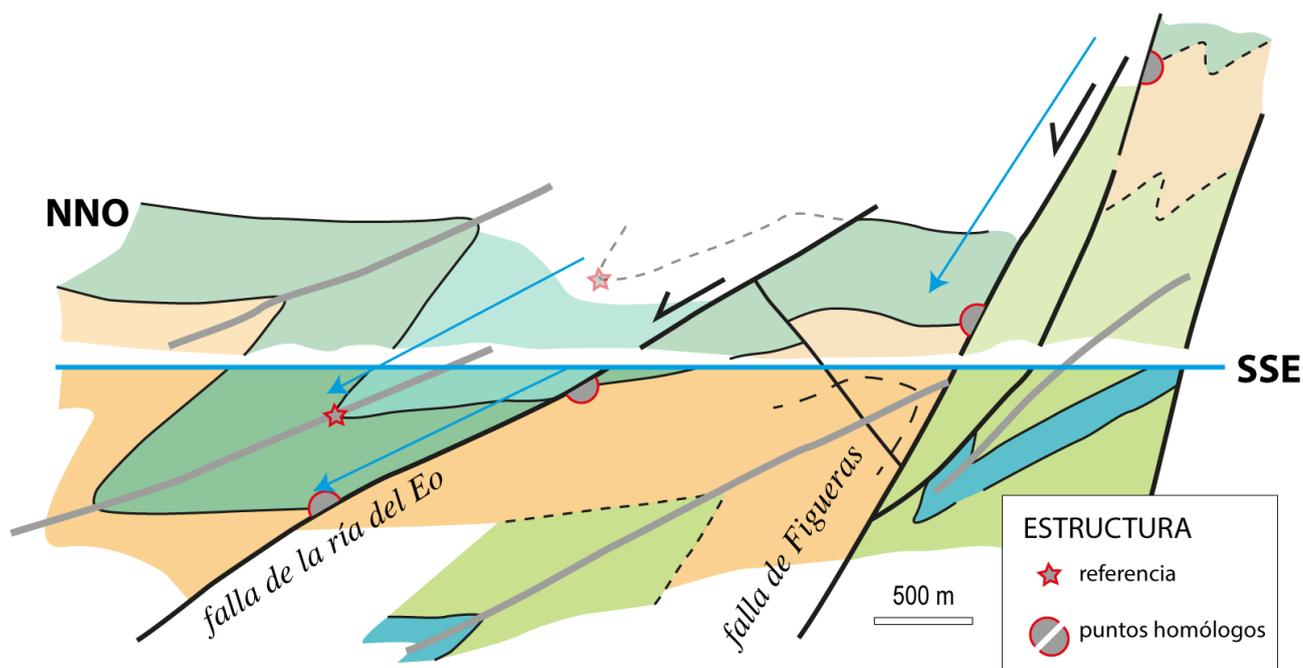


Fig. 9.- Corte geológico en dirección NNO-SSE a través de la desembocadura del río Eo (localización de la línea de corte en la Fig. 4). La orientación del corte es perpendicular a la dirección de los pliegues que afectan tanto a la estratificación como a la foliación tectónica regional (Fig. 6). Sobreimpuestos al corte se muestran marcas de referencia para el cálculo del salto en las dos estructuras principales atravesadas, siendo la primera la falla bajo la ría y, la segunda, la falla de Figueras, desde la playa de Penarronda. Aunque no se encuentra aflorante, una falla de bajo ángulo, explica la repetición del pliegue sinformal en ambos bloques de la falla que aprovecha la ría. La leyenda de las unidades es la misma que en la figura 4.

camente con las fallas que cobijan cuencas permotriásicas en el sector central de Asturias (Arche y López-Gómez, 1996; López-Gómez *et al.*, 2019). La estructura principal en el sector central cantábrico es la falla de Ventaniella, que no solo se encuentra alejada de la zona de estudio, sino que además afecta al bloque más rígido, que sobrevive a varios episodios de extensión (Ziegler, 1988). Las fallas observadas en la costa de la playa de Arnao (Fig. 4) muestran un buzamiento bajo que podría asociarse con este episodio de extensión (Fig. 6E).

La apertura del océano Atlántico se inicia en el Jurásico, edad de la corteza oceánica más antigua. En relación a este episodio tectónico de escala global, el noroeste de la península Ibérica se encuentra en una situación muy particular, puesto que registra tanto la extensión E-O que produce la formación de un océano de más de 3000 km de ancho en esta latitud, como parte de la extensión asociada a una rama de dirección perpendicular a la principal que da lugar al Golfo de Vizcaya (p. ej., Tugend *et al.*, 2015). La confluencia de los dos dominios de extensión y su relativa proximidad, permite anticipar la presencia de estructuras con cinemáticas locales muy diferentes. Sin embargo, el registro estructural no es homogéneo. En la proyección estereográfica de la Fig. 6B se observa un submáximo que implica la presencia de fallas de dirección N-S que, en contraste con las agrupaciones de fallas anteriores, no se encuentran limitadas a zonas concretas, sino que aparecen más o menos distribuidas por la zona costera estudiada. A diferencia de las anteriores, estas mesoestructuras se podrían correlacionar con las fallas N-S de entidad cartográfica que se muestran en la figura 4 afectando la ría

y su entorno. Fallas normales no aflorantes como la que se interpreta que se encuentra bajo la ría, han sido descritas en zonas adyacentes, especialmente hacia el oeste. El mapa geológico de la figura 1 ya recoge alguna de estas estructuras. Por ejemplo, la falla de Ortigueira, descrita por Marcos y Farias (1999) en el entorno del complejo de Cabo Ortegal, para la que estiman un salto vertical de entre 1 y 2 km; o la falla de Foz, que para Marcos (2013) excede el kilómetro de salto vertical. En ambos casos, las fallas hunden el bloque occidental y los saltos se acomodan, aparentemente, en estructuras de alto ángulo.

Para la estimación del salto en la falla principal que define la posición de la ría, se ha realizado un corte geológico en dirección N110E, perpendicular a la dirección de los pliegues de fase 1 y fase 3. El eje del sinforme acostado de fase 1, que aparecen a ambos lados de la ría y de la falla, constituye, por tanto, la línea homóloga de referencia en ambos bloques de falla sobre la que se calculará el salto de la falla. Puesto que el trazado del corte es prácticamente perpendicular a la traza de la falla normal, el salto calculado en esta sección será muy cercano al movimiento paralelo a la dirección de máxima pendiente del plano de falla, minimizando la contribución en dirección. La inclinación de 30° del eje del pliegue regional (Fig. 6A) implica que un corte vertical constituye una sección oblicua a los pliegues y estructura varisca, pero es suficiente para establecer un rango de movimiento de esta falla. La magnitud del salto obtenida, del orden de 1,4 km, es similar a la determinada para fallas de similar cinemática mencionadas previamente y, probablemente, para otras en el dominio de extensión jurásica atlántica que reproduzcan mejor la extensión asociada a la formación del océano Atlántico.

Conclusiones

La mitad occidental de Iberia ha experimentado varios episodios de extensión cortical desde el final de la orogénesis varisca. El registro tectónico de los diferentes episodios extensivos es evidente en los márgenes del continente, pero testimonial en el dominio continental que, mayormente, no ha sido afectado. El estudio de detalle de fallas menores (en algunos casos con superficies de deslizamiento asociadas) afectando al basamento en el entorno de la desembocadura del río Eo, ha permitido discriminar varios episodios de extensión que se han intentado correlacionar con las fases de extensión fini- y post-variscas reconocidas en la literatura. La primera de ellas y más penetrativa se ha asimilado a la extensión fini-varisca, que con una dirección de estiramiento NO-SE produjo, con una orientación subperpendicular, las principales fallas cartográficas y también abundantes fallas menores. Un segundo grupo de fallas, de dirección NO-SE, podrían ser correlacionadas de manera tentativa con estructuras del sector cantábrico central, formadas durante la extensión permotriásica. El último grupo de estructuras considerado corresponde a fallas cartográficas de dirección N-S, que serían compatibles con la extensión jurásica que da lugar a la apertura del océano Atlántico. Por otra parte, a pesar de que la zona de estudio se encuentra localizada en el dominio cantábrico de la extensión jurásica, es decir, el dominio asociado a la formación del Golfo de Vizcaya, el tipo y orientación de estructuras encontradas en la zona de estudio sugieren que la extensión asociada a la apertura del océano Atlántico ha tenido una mayor prevalencia en el registro estructural de la zona emergida del continente.

Agradecimientos y financiación

Parte del trabajo asociado a este manuscrito se ha financiado en el marco del proyecto CGL-2017-86487-P de la Agencia Estatal de Investigación (AEI) y en el marco de una ayuda a grupos de investigación del Gobierno del Principado de Asturias (GEOCANTABRICA, GRUPIN14-044). Algunos de los datos de fallas normales menores han sido extraídos del TFG de M. González Pérez, presentado en la Universidad de Oviedo en 2020. SLF agradece a Álvaro Rubio la ayuda en el uso de la geoquímica para caracterizar objetivamente algunas de las rocas estudiadas. La revisión por parte de Pablo Valverde Vaquero y Pedro Pablo Hernández Huerta de una versión previa del manuscrito ha mejorado, sin duda, la calidad del trabajo. SLF quiere destacar los cuarenta años que abarcan dos de las aportaciones de Alberto Marcos, entre 1973 y 2013, a la geología regional de la zona de estudio. Estas publicaciones relacionan dos de sus zonas de trabajo favoritas. Sirva como pequeño homenaje a la figura de Alberto Marcos Vallauré, geólogo de la Universidad de Oviedo y editor de esta revista entre los años 1992 y 1996.

Contribución de autores

Una parte de las observaciones de estructuras presen-

tadas proceden del trabajo realizado por M.G.P. para su trabajo fin de grado. El planteamiento inicial, así como las tareas de coordinación, supervisión y obtención de financiación para el resto de trabajo presentado fue realizado por S.L.F.

Referencias

- Adaro, L., Junquera, G., 1916. Hierros de Asturias. En: Criaderos de hierro de España. Memorias del IGME, Tomo 2, (Adaro y Madro, L. Ed). IGME, Madrid, 610 p.
- Allmendinger, R.W., Siron, C.R. Scott, C.P., 2017. Structural data collection with mobile devices: Accuracy, redundancy and best practices. *Journal of Structural Geology*, 102: 98-112. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.07.011>
- Alonso, J.L., Pulgar, F.J., García-Ramos, J.C., Barba, P., 1996. Tertiary basins and alpine tectonics in the Cantabrian Mountains. En: Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics (P.F. Friend, C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, pp. 214-227. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524851.031>
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., Pedreira, D., 2007. El relieve de la Cordillera Cantábrica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2: 151-163.
- Álvarez Ramis, C., 1966. La flora fósil Estefaniense de la punta de la Rubia, Figueras, Asturias. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*: 64, 151-153.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00202-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00202-8)
- Arias, D., 1991. La caracterización geoquímica y mineralógica del yacimiento de Pb-Zn de Rubiales (Lugo, España). Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, 263 p.
- Arias, D., Farias, P., Marcos, A., 2002. Estratigrafía y Estructura del Antiforme del Olló de Sapo en el área de Viana do Bolo-A Gudiña (Provincia de Orense, NO de España): nuevos datos sobre la posición estratigráfica de la Formación porfiróide Olló de Sapo. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 23: 9-19.
- Barrois, Ch., 1882. Recherches sur le terrains anciens des Asturias. *Mémoires de la Société Géologique Du Nord*: 2, Memoir 1, 630 p, 20 Planches.
- Bastida, F., Martínez Catalán, J.R., Pulgar, J.A., 1986. Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 8: 415-430. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90060-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90060-X)
- Bastida, F., Pulgar, J.A., 1978. La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 10: 75-124.
- Boillot, G., Malod, J., 1988. The North and North-West Spanish continental margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1: 295-316.
- Brumsack, H.J., 1989. Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geologische Rundschau*, 78 (3): 851-882. <https://doi.org/10.1007/BF01829327>
- Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., 2017. The Asturian Basin within the North Iberian margin (Bay of Biscay): seismic characterization of its geometry and its Mesozoic and Cenozoic cover. *Basin Research*, 29: 521-541. <https://doi.org/10.1111/bre.12187>
- Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., Pulgar, J.A., Tugend, J., Manatschal, G., Minshull, T.A., 2018. Constraints Im-

- posed by Rift Inheritance on the Compressional Reactivation of a Hyperextended Margin: Mapping Rift Domains in the North Iberian Margin and in the Cantabrian Mountains. *Tectonics*, 37: 2016TC004454, 28 p. <https://doi.org/10.1002/2016TC004454>
- Cadenas, P., Manatschal, G., Fernández-Viejo, G., 2020. Unravelling the architecture and evolution of the inverted multi-stage North Iberian-Bay of Biscay rift. *Gondwana Research*, 88: 67-87. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.06.026>
- Cárdenes, V., Rubio-Ordoñez, A., Monterroso, C., Calleja, L., 2013. Geology and geochemistry of Iberian roofing slates. *Chemie der Erde*, 73: 373-382. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2012.11.004>
- 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>
- Espina, R.G., Alonso, J.L., Pulgar, J.A., 1996. Growth and propagation of buckle folds determined from syntectonic sediments (the Ubierna Fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). *Journal of Structural Geology*, 18 (4): 431-441. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00103-K](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00103-K)
- Farias, P. y Marcos, A., 2019. Geodynamic evolution of the San Vitero basin, a foreland-type basin developed in the hinterland of the Variscan Orogen (Zamora, NW Spain). *Journal of Iberian Geology*, 45: 529-551. <https://doi.org/10.1007/s41513-019-00108-w>
- Färber, A.V., Jaritz, W., 1964. Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW-Spanien). *Geologisches Jahrbuch*, 81: 679-738.
- Faulkner, D., Mitchell, T.M., Healy, D., Heap, M.J., 2006. Slip on 'weak' faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone. *Nature*, 444: 922-925. <https://doi.org/10.1038/nature05353>
- Fernández-Catuxo, F., 1990. Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Ría del Eo (NW España). *Geogaceta*, 8: 109-112.
- Gómez Miranda, M.J., Asensio Amor, I., 1984. Nota sobre depósitos Estefaniense B y Cuaternario de la Punta del Cuerno (Límite Galaico-Astur). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 7: 241-253.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (5): 820-829. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Jaritz, W., Walter, R., 1970. Faziesuntersuchungen im Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien un Prov. Lugo). *Geologisches Jahrbuch*, 88: 509-552.
- Kroonenberg, S.B., 1990. Geochemistry of quaternary fluvial sands from different tectonic regimes. *Geochemistry of the Earth's surface and of mineral formation. 2nd international Symposium*: 88-91. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90172-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90172-4)
- Llana Fúnez, S., Marcos, A., Alonso, J.L., Fernández Viejo, G., 2019. Interpretación tectónica de la sección cortical del orógeno Varisco en el noroeste de la península Ibérica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 27.3: 293-300.
- Llana-Fúnez, S., Marcos, A., 2007. Convergence in a thermally softened thick crust: Variscan intracontinental tectonics in Iberian plate rocks. *Terra Nova*, 19: 393-400. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00763.x>
- Llana-Fúnez, S., López Fernández, C., 2015. The seismogenic zone of the continental crust in Northwest Iberia and its relation to crustal structure. *Tectonics*, 34: 1751-1767. <https://doi.org/10.1002/2015TC003877>
- López-Fernández, C., Llana-Fúnez, S., Fernández-Viejo, G., Domínguez-Cuesta, M.J., Díaz-Díaz, L.M., 2020. Comprehensive characterization of elevated coastal platforms in the north Iberian margin: A new template to quantify uplift rates and tectonic patterns. *Geomorphology*, 364: 107242. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107242>
- Lopez-Gómez, J., Martín-González, F., Heredia, N., de la Horra, R., Barrenechea, J.F., Cadenas, P., Juncal, M., Diez, J.B., Borruel-Abadía, V., Pedreira, D., García-Sansegundo, J., Farias, P., Galé, C., Lago, M., Ubide, T., Fernández-Viejo, G., Gand, G., 2019. New lithostratigraphy for the Cantabrian Mountains: A common tectonostratigraphic evolution for the onset of the Alpine cycle in the W Pyrenean realm, N Spain. *Earth-Science Reviews*, 188: 249-271. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.008>
- Lopez-Sanchez, M.A., 2013. Análisis Tectónico de la Falla de Vivero (Galicia, NO de España). Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 164 p y anexos.
- Lopez-Sanchez, M.A., Marcos, A., Martínez, F.J., Iriondo, A., Llana-Fúnez, S., 2015. Setting new constrains on the age of crustal-scale extensional shear zone (Vivero fault): implications for the evolution of Variscan orogeny in the Iberian massif. *International Journal of Earth Sciences*, 104: 927-962. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1119-1>
- Marcos, A., 1973. Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 6: 3-113.
- Marcos, A., Bastida, F., 1980. Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 10 (Ribadeo). IGME, Madrid.
- Marcos, A. 2013. Un nuevo mapa geológico de la parte septentrional del Domo de Lugo (Galicia oriental, NO de España): implicaciones sobre la estratigrafía, estructura y evolución tectónica del Manto de Mondoñedo. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 33: 171-200.
- Marcos, A., Farias, P., 1999. La estructura de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegale y su autóctono relativo (Galicia, NO de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 21: 201-221.
- Marcos, A., Pérez-Estaún, A., 1981. La estratigrafía de la Serie de los Cabos en la Zona de Vegadeo (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 11: 89-94.
- Martínez, F.J., Carreras, J., Arboleya, M.L., Dietsch, C., 1996. Structural and metamorphic evidence of local extensión along the Vivero fault coeval with bulk crustal shortening in the Variscan chain (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 18: 61-73. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00080-W](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00080-W)
- Matte, P., 1968. La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geologie Alpine*, 44: 155-280.
- Niebuhr, B., 2005. Geochemistry and time-series analyses of orbitally forced Upper Cretaceous marl-limestone rhythmites (Lehrte West Syncline, northern Germany). *Geological Magazine*, 142 (1): 31-55. <https://doi.org/10.1017/S0016756804009999>
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N., Sauter, D., 2018. Kinematic Evolution of the Southern North Atlantic: Implications for the Formation of Hyperextended Rift Systems. *Tectonics*, 37: 89-118. <https://doi.org/10.1002/2017TC004495>
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J.R. 1991. Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90060-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90060-6)
- Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina, R.G., Marín, J.A., 1999. La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona

- Cantábrica. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 21, 283-294.
- Rollinson, H. Pease, V., 2021. Using Geochemical Data. To Understand Geological Processes. Cambridge University Press, Cambridge, 346 p. <https://doi.org/10.1017/9781108777834>
- Santanach, P., 1994. Las Cuencas Terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19: 57-71.
- Somoza, L., Medialdea, T., Terrinha, P. Ramos, A., Vázquez, J.T., 2021. Submarine Active Faults and Morpho-Tectonics around the Iberian Margins: Seismic and Tsunami Hazards. *Frontiers in Earth Science*, 9: 653639. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.653639>
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90442-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90442-B)
- Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquant, M., Lagabrielle, Y., 2018. Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics*, 724-725: 146-170. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.009>
- Tugend, J. Manatschal, G., Kuszniir, N.J., 2015. Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, 43: 15-18. <https://doi.org/10.1130/G36072.1>
- Uzkeda, H., Bulnes, M., Poblet, J., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., 2016. Jurassic extension and Cenozoic inversion tectonics in the Asturian Basin, NW Iberian Peninsula: 3D structural model and kinematic evolution. *Journal of Structural Evolution*, 90: 157-176. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.08.003>
- Vazquez, J.T., Medialdea, T., Ercilla, G., Somoza, L., Estrada, F., Fernández Puga, M.C., Gallart, J., Gràcia, E., Maestro, A., Sayago, M., 2008. Cenozoic deformational structures on the Galicia Bank Region (NW Iberian continental margin). *Marine Geology*, 249: 128-149. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.09.014>
- Ziegler, P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 43: 1-198. <https://doi.org/10.1306/M43478>

MANUSCRITO RECIBIDO: 06-09-2022

REVISIÓN RECIBIDA: 30-11-2022

MANUSCRITO ACEPTADO: 09-12-2022