

Análisis estadístico de las directrices estructurales del Margen de Galicia y su relación con la evolución cenozoica del sector noroeste del Margen Ibérico

A. Maestro^(1,2), G. Jané⁽¹⁾, E. Llave⁽¹⁾, J. López-Martínez⁽²⁾, F. Bohoyo⁽¹⁾ y M. Druet⁽¹⁾

(1) Área de Geología del Subsuelo y Almacenamiento Geológico. Instituto Geológico y Minero de España.
C/ Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid), España.

a.maestro@igme.es; g.jane@igme.es; e.llave@igme.es; f.bohoyo@igme.es; m.druet@igme.es

(2) Departamento de Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid,
Ciudad Universitaria de Cantoblanco, 28049 Madrid, España.

adolfo.maestro@uam.es; jeronimo.lopez@uam.es

RESUMEN

Los métodos estadísticos de análisis de la superficie de la corteza basados en los Modelos Digitales del Terreno (MDT) se aplican a los elementos estructurales y se han convertido en una herramienta fundamental en los estudios tectónicos. En este trabajo se ha realizado el análisis de la morfoestructura del Margen de Galicia y las llanuras abisales de Iberia y Vizcaya a partir del Modelo Digital Batimétrico (MDB), lo que ha permitido identificar unos 5800 lineamientos. El mayor número de ellos se sitúa en la zona de los altos de Charcot y Coruña, en el sector occidental del Banco de Galicia, en la zona de las plataformas marginales y en el sector septentrional del Margen de Galicia. El análisis de los lineamientos muestra que estos presentan dos direcciones dominantes, E-O y NE-SO. Además, se observa la presencia de otros máximos relativos de direcciones NO-SE y N-S, respectivamente. La longitud total acumulada de los lineamientos identificados supera los 45000 km. La moda se ha determinado en torno a 5000 m de longitud, y la media es de aproximadamente 7800 m, con una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes. Las orientaciones determinadas a partir del análisis de lineamientos se correlacionan con los sistemas de fallas de escala cortical, definidas a partir del estudio de las anomalías gravimétricas, magnéticas y de los perfiles de sismica multicanal. Estas fallas se desarrollaron en el Margen de Galicia durante las orogenias Varisca y Alpina y han rejugado bajo el campo de esfuerzos reciente.

Palabras clave: análisis estadístico, fallas, lineamientos, Margen de Galicia, modelo digital batimétrico, morfoestructura.

Statistical analysis of the structural trends in the Galician Margin and their relationship with the Cenozoic evolution of the northwestern sector of the Iberian Margin

ABSTRACT

Statistical methods of crust surface analysis based on Digital Terrain Models (DTM) and applied to structural elements have become a useful tool in tectonic studies. This paper presents a DTM morphostructural analysis of the Galicia Margin and the Iberian and Biscay abyssal plains, which has identified about 5,800 lineaments. The highest number of lineaments are located in the Charcot and Coruña Highs, in the western sector of the Galicia Bank, in the marginal platforms zone and in the Galicia northern margin. The lineaments analysis shows that they have two dominant directions, E-W and NE-SW. In addition, two other relative maxima of NW-SE and N-S directions have been determined. The cumulative total length of the identified lineaments exceeds 45,000 km. The statistical parameters have a length mode of around 5,000 m, a length average of about 7,800 m and a log-normal distribution of the length frequency. The orientations determined from the analysis of the lineaments are a reflection of the crustal scale fault systems established from gravimetric and magnetic anomalies and multi-channel seismic profiles. These faults developed in the Galicia Margin during the Variscan and Alpine orogenies and were reactivated under the recent stress field.

Keywords: statistical analysis, faults, lineaments, Galicia Margin, digital terrain model.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction and methodology

Statistical methods of surface crust analysis, such as morphological analysis based on Digital Terrain Models (DTM), provide rapid information for the study of subsurface geology (Jordan et al., 2005). The purpose of this study is to identify the main structural trends in the Galicia Margin from the lineament analysis determined by the morphological features of the seabed surface. The Bathymetrical Digital Model (BDM) of the seafloor used in this study was compiled from multibeam data from several voyages of the Spanish EEZ program.

The morphology, structure and sedimentary sequence of northwestern Iberia is fundamentally due to its tectonic evolution, characterised by several extensional and compressive episodes from the late-Variscan to the present-day. The orientation of the trends of the morphological elements of the study area is very constant, showing four preferred directions: N-S, NE-SW, E-W and NW-SE (Fig. 1).

The morphostructural study of the Galicia Margin and the Iberian and Biscay abyssal plains was based on the digital shaded relief model, using visual methods for determining the lineaments. The generated vector file was analysed using an automatic scanning programme. This generates a file that provides the following lineament parameters: the initial and final XY coordinates, the orientation in degrees and the length in metres. We analysed these data using statistical programmes to establish orientation frequency diagrams in the form of histograms, rose diagrams and smoothed frequency curves, as well as length frequency histograms and orientation/length relationships diagrams.

Results and discussion

Lineaments orientation and length

The detailed analysis of the sea floor BDM has identified 5,800 lineaments throughout the study area (Fig. 2A and B). The highest number of lineaments is in the Charcot and Coruña highs, in the western sector of the Galicia Bank, in the marginal platforms, zone and in the northern sector of the margin.

The analysis of the lineaments shows that they have two dominant directions, E-W and NE-SW. In addition, two other relative maxima of the NW-SE and N-S directions have been determined (Fig. 2C and D). The cumulative total length of the lineaments identified exceeds 45,000 km. The statistical parameters show a mode length of around 5,000 m, an average length of about 7,800 m and a log-normal distribution of the length frequency (Fig. 3A). Taking into account the smoothed frequency curve and the histogram of the number of lineaments by orientation, there is an absolute maximum around N085E and three relative maxima in the directions N045E, N130E and N000E (Fig. 3B and C).

The relationship between the lineament orientations and lengths shows that the highest concentration of data corresponds to those with E-W, NE-SW and NW-SE orientations and lengths of between 5,000 m and 10,000 m (Fig. 3D). The E-W lineaments are dominant in the length range of 2,500 m to 5,000 m. Lineaments of lengths greater than 10,000 m show several preferred directions, with those in the NE-SW direction predominating over those in the NW-SE direction, whilst lineaments with lengths greater 15,000 m show a dominant NE-SW orientation (Fig. 3D).

In addition, the distribution of the lineament orientations was analysed by considering separately those located in the continental slope and the abyssal plain. The above-mentioned directions were maintained in both physiographical provinces, although the N-S orientation is barely noticeable in the abyssal plain. Thus, there is a main NE-SW orientation and two secondary E-W and NW-SE directions (Figs. 4, 5 and 6).

Spatial variation and density of lineaments

The spatial variation analysis of the lineaments was done by dividing the study area into equi-dimensional cells in order to determine the dominant orientations in the different sectors that can be differentiated by their physiographical characteristics. This grid is used later to establish the lineament density. In order to determine the dimensions of the most appropriate grid, Delaunay's method of triangulation (Preparata and Shamos, 1985) was applied to the mid-points of the lineaments, thus obtaining the average values of the distance between neighbouring lineaments (Fig. 7). A total of 11,564 distance data between lineaments, with values ranging between 505 m and 265 km, were obtained. The average distance is 5,664 m for the data set, and the distances have a

log-normal distribution with a mode of around 4,000 m. To ensure that the cells are sufficiently representative so as to have a geological meaning and to avoid situations in which cells have no data, two criteria have been taken into account. The first is the criterion established by Casas et al. (2000) in which the optimal cell size is defined by the P95 value of the distance between lines, which in this case is approximately 12 km (Fig. 8C). The second is the one defined by Cortés et al. (2003) which established that the cell size should be between four and five times the average spacing and, given that the average value of the spacing is 5,664 m (Fig. 8C), this value is 25 km.

From the division of the study area into a grid of 25 x 25 km, lineaments in the NE-SW and NW-SE directions are observed, in general, throughout the Galicia Margin and in the adjacent abyssal plains. Lineaments with N-S orientation are observed mainly in the northern sector of the Galicia Margin. Lineaments with E-W to ENE-WSW orientations are located in the Biscay Abyssal Plain, the Charcot High and in the northern part of the Coruña High (Figs. 9, 12 and 13).

Several zones of elongated morphology are shown in the density maps generated throughout the study area (Figs. 10 and 11). The northern part of the Galicia Margin and the Charcot High show elongated high-density area with E-W direction; the eastern part of the northern sector of the Galicia Margin and the marginal platforms zone show elongated density isolines with NW-SE direction; in the Galicia Bank and in the Coruña and Finisterre Highs, the density isolines are elongated in the NE-SW direction; finally, in the Galicia Bank there is an elongated density area with N-S direction.

Comparison between lineaments and fractures

In order to interpret correctly the lineaments obtained in this study, we have compared the orientations obtained from the morphostructural analysis with other studies carried out in this sector, where tectonic lineaments have been established from geophysical and geological information. Roberts and Kidd (1984) analysed a series of transects made with the GLORIA side scan sonar, which show a series of lineaments that relate to normal faults and thrust sheets. The lineaments established by these authors have an absolute maximum with N-S direction, a relative maximum with NE-SW direction, and two other secondary maxima, but of lesser importance, with NW-SE and E-W orientations (Fig. 14A). These directions are similar to the orientations obtained from our BDM lineaments analysis (Fig. 14A).

Subsequently, Druet (2004, 2018) and Druet et al. (2018) identified a series of lineaments derived from the gravimetric anomalies analysis that relate to different tectonic structures. The result of the lineament analysis obtained from the Free-air gravimetric anomaly map shows an absolute maximum with NNW-SSE direction and two relative maxima with NE-SW, ENE-WSW and ESE-WNW orientations (Fig. 14B). The lineament analysis obtained from the Bouguer gravimetric anomaly map interpretation shows a maximum with NNW-SSE direction and two relative maxima with ENE-WSW and NE-SW directions (Fig. 14C). A comparison of the results obtained from the lineament analysis deduced from the Free-air and Bouguer gravimetric anomaly maps (Druet, 2004, 2018 and Druet et al., 2018) with those obtained from the lineaments derived from the DBM analysis, shows that the N-S and NE-SW directions are coincident. However, the other lineament directions show a difference of about 20° between those obtained from the Free-air and Bouguer gravimetric anomalies maps and from the BDM. This could be due to the lineaments from the BDM analysis being Riedel fractures (shallow ones – BDM analysis) related to the reactivation of basement faults (deep ones – gravimetric analysis) under the recent stress field.

Finally, the tectonic structures of the Galicia Margin shown in the Geological Map of Spain and Portugal at 1:1,000,000 scale (Rodríguez-Fernández et al., 2015) have a preferred NE-SW orientation, and three secondary directions with N-S, NW-SE and E-W orientations (Fig. 14D). A comparison of the distribution of tectonic structure directions with the lineament orientations obtained from the BDM analysis, shows that there is a great similarity between both, and there is a less evident separation between the NE-SW and E-W directions in the mapped faults (Fig. 14D).

Relationship between the lineament density and the cortical structure of the Galicia Margin

The variations in lineament density and its relationship with underlying macrostructures are related to the role of large basement structures as inhomogeneities and 'stress amplification zones' (Pollard and Segall, 1987; Sassi et al., 1993; Sassi and Faure, 1997). In the Galicia Margin, this relationship is especially clear, locating the maxima of lineament density in areas that define basement faults and in areas of significant deformation established from the analysis of gravimetric and magnetic anomalies and seismic profiles (Druet, 2004, 2018; Rodríguez-Fernández et al., 2015; Druet et al., 2018).

Introducción

Los métodos estadísticos de análisis de la superficie de la corteza, como es el análisis morfológico basado en los Modelos Digitales del Terreno (MDT), proporcionan información rápida para el estudio la geología del subsuelo (Jordan *et al.*, 2005). El análisis morfológico de las características topográficas ha sido durante mucho tiempo aplicado a los estudios estructurales (Hobbs, 1912; Frisch, 1997) y se ha convertido en una herramienta fundamental en los estudios tectónicos (Siegal and Gillespie, 1980; Drury, 1987; Prost, 1994; Keller and Pinter, 1996). La mayoría de los estudios tectónicos que utilizan MDTs se realizan utilizando modelos del relieve sombreados únicamente (Simpson and Anders, 1992; Byrd *et al.*, 1994; Collet *et al.*, 2000).

El objetivo de este trabajo se centra en la identificación de las principales direcciones estructurales existentes en el Margen de Galicia a partir del análisis de lineamientos, determinados por los rasgos morfológicos de la superficie del fondo marino extraídos de un Modelo Digital Batimétrico (MDB). Este trabajo analiza con más detalle algunos de los aspectos presentados en un estudio previo llevado a cabo en este mismo sector (Maestro *et al.*, 2018), completando de este modo la información mostrada. Se ha considera-

do como lineamientos a aquellos rasgos físicos de la superficie de la corteza cartografiables de forma lineal rectilínea o suavemente curvilínea, que constituyen discontinuidades estructurales naturales de la superficie del terreno y que por lo general reflejan fenómenos estructurales del subsuelo (O'Leary *et al.*, 1976). Las trazas de fracturas lineales más evidentes son aquellas definidas por los planos de falla con buzamientos elevados (Prost, 1994; Drury, 1987; Goldsworthy and Jackson, 2000).

Marco geológico

En la morfología del Margen Ibérico los procesos tectónicos y los elementos estructurales suponen condicionantes destacados (Maestro *et al.*, 2013, 2015). La morfología, estructura y secuencia sedimentaria del noroeste de Iberia es fundamentalmente debida a su evolución tectónica, caracterizada por varios episodios extensionales y compresivos desde la etapa tardi-varisca hasta la actualidad. La orientación de los elementos morfológicos de la zona de estudio muestra unas pautas muy constantes de orientaciones, presentando cuatro direcciones preferentes N-S, NE-SO, E-O y NO-SE (Fig. 1). Estas directrices, que podemos

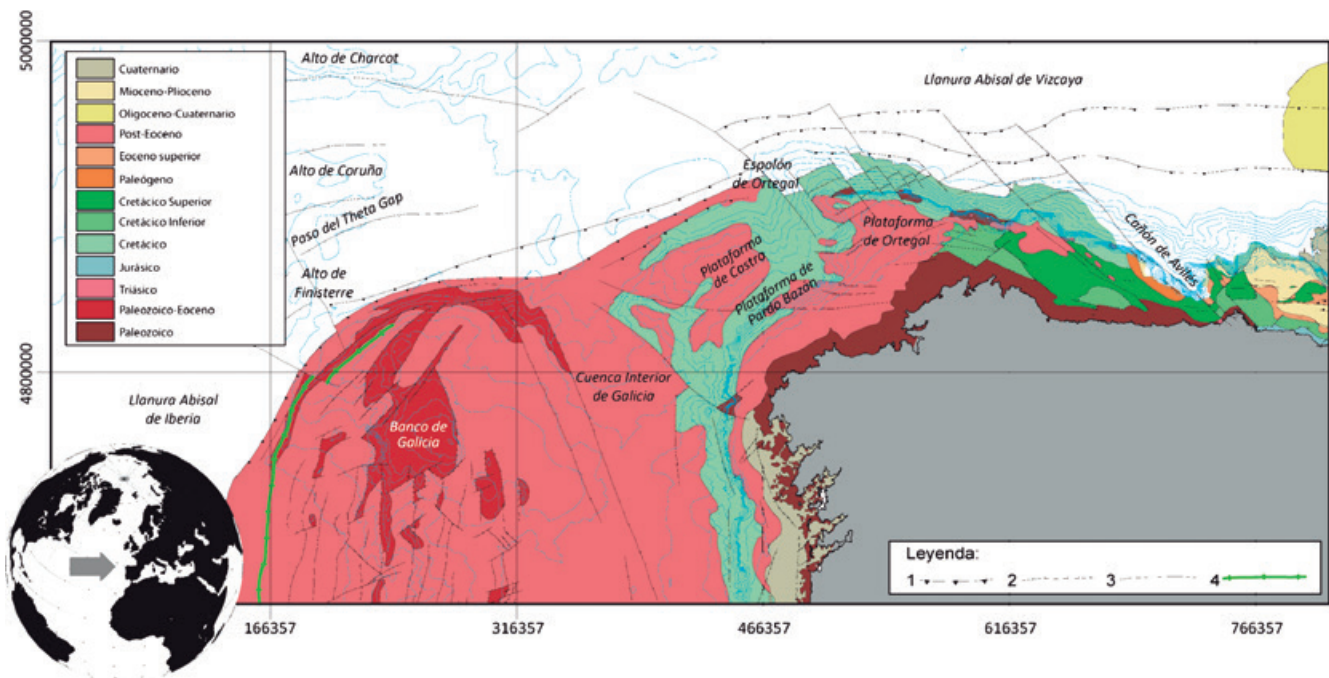


Figura 1. Mapa geológico y tectónico del Margen de Galicia y de las llanuras abisales adyacentes modificado de Rodríguez-Fernández *et al.* (2015). El mapa batimétrico se ha realizado a partir de datos de satélite y de campañas oceanográficas (Smith and Sandwell, 1997; Ministerio de Defensa de España, 2012). Figura adaptada de Maestro *et al.* (2018).

Figure 1. Geological and tectonic map of the Galicia Margin and the adjacent abyssal plains modified by Rodríguez-Fernández *et al.* (2014, 2015). The bathymetric map has been made from satellite and oceanographic data (Smith and Sandwell, 1997; Spanish Ministry of Defence, 2012). Figure adapted from Maestro *et al.* (2018).

relacionar con accidentes tectónicos de escala cortical, se han reactivado en determinados momentos de la historia geológica en relación a los sucesivos campos de esfuerzos tectónicos transmitidos al interior de la Placa Ibérica desde sus márgenes activos. Esto determinó, dependiendo de su situación dentro de la placa, qué fracturas se reactivarían y qué tipo de movimiento y estructuras asociadas generarían, condicionando de este modo la evolución sedimentaria a lo largo del Mesozoico y Cenozoico.

A lo largo del sector noroeste de la Península Ibérica se observa que las fallas NO-SE, N-S y NE-SO son muy abundantes, presentando un gran recorrido con longitudes de traza ocasionalmente superiores a varios centenares de kilómetros. Son también muy características las fallas E-O, aunque por lo general aparecen muy segmentadas por las anteriores y muestran, por tanto, trazas mucho menores (Fig. 1). Estas fallas presentan predominantemente movimientos en dirección durante la etapa tardi-varisca (Arthaud and Matte, 1975). Durante la etapa de extensión mesozoica, en relación al desarrollo del *rift* Triásico que compartimentó Europa, África y Norteamérica y de la apertura del Océano Atlántico Norte durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, las fallas de dirección N-S a NO-SE actuaron como normales, mientras que las de dirección NE-SO funcionaron como direccionales (Mauffret and Montadert, 1987; Boillot *et al.*, 1988; Murillas *et al.*, 1990; Pinheiro *et al.*, 1996; Whitmarsh *et al.*, 1996; Whitmarsh and Sawyer, 1996; Srivastava *et al.*, 2000; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003; Henning *et al.*, 2004). Desde el Paleógeno hasta el Mioceno el margen fue afectado por un régimen compresivo de dirección N-S en el contexto de la Orogénia Alpina (Boillot and Malod, 1988; Murillas *et al.*, 1990; Srivastava *et al.*, 1990; Olivet, 1996; Pinheiro *et al.*, 1996; Alvarez-Marrón *et al.*, 1997). Los numerosos estudios realizados sobre la complejidad estructural y reactivación de poblaciones de fallas indican que la deformación compresiva alpina ha sido capaz de movilizar el conjunto de fallas citadas, de modo que la mayor parte de los desplazamientos de las estructuras variscas observables son compatibles con el acortamiento cenozoico, funcionando las fallas de dirección NE-SO y NO-SE como direccionales, las de orientación N-S como normales y las de dirección E-O como inversas (De Vicente *et al.*, 2004). Desde hace 9 Ma (Tortonense), y coincidiendo con una reestructuración de primer orden en las pautas sedimentarias de las Cuencas cenozoicas del Antepaís Ibérico (Calvo *et al.*, 1993), el acercamiento Eurasia-Iberia respecto a África gira hacia una orientación más NO-SE (Anderweg, 2002), lo que contribuye a mantener el edificio estructural anterior, cambiando algunos sentidos de movimiento en las fa-

llas más importantes. Así, con esta nueva dirección de acortamiento, las fallas se reactivarán, actuando las estructuras NE-SO como fallas inversas, las fallas NO-SE como normales, y las fallas N-S como sinestrales con componente normal (González-Casado and Giner, 2000; De Vicente, 2004; Martín-González *et al.*, 2010; Druet *et al.*, 2018). Durante esta etapa, la reactivación de las estructuras tectónicas del Margen Continental de Galicia queda reflejada tanto en los rasgos morfológicos del fondo marino, como en el control que estas estructuras reactivadas tienen sobre los procesos sedimentarios.

Giner *et al.* (1999) y González-Casado and Giner (2000) analizan la tectónica reciente en el sector noroeste de la Península Ibérica a partir del análisis de las fallas de escala macroestructural. En su estudio, realizan una cartografía detallada de todas las fallas identificadas en los mapas geológicos de este sector, que fuesen posteriores a las estructuras hercínicas y que estuviesen asociadas con el relieve o con las cuencas cenozoicas. El resultado que obtienen del análisis estadístico de estas fracturas les permite establecer que existen tres orientaciones principales: NE-SO, NO-SE y N-S. Las fallas NE-SO son las más abundantes y están asociadas con la mayoría de las cuencas cenozoicas, especialmente en relación con la evolución de las cuencas terciarias del occidente asturiano. Las fallas NO-SE son las siguientes estructuras más frecuentes y están asociadas al desarrollo de pequeñas pero profundas cuencas de tipo *pull-apart*. Monge-Ganzuzas (1986) y Santanach (1996) asocian el desplazamiento de las fallas NO-SE con el desarrollo de las cuencas terciarias. Estas fallas están muy bien representadas en el sector del Cabo Ortegal, donde limitan además esta zona elevada por el sur. Generalmente tienen una gran continuidad lateral, pudiendo seguirse su traza a lo largo de muchas decenas de kilómetros. Por último, las fallas N-S son menos abundantes, localizándose fundamentalmente en el sector occidental de Galicia, donde se prolongan hacia Portugal, y controlan el desarrollo de pequeñas cuencas cenozoicas.

Metodología

El análisis de los elementos lineales o lineamientos identificados a partir del MDB requiere del establecimiento de métodos que permitan el tratamiento de gran número de datos, de manera que se puedan establecer, de forma rápida y sencilla, conclusiones fiables acerca de los resultados obtenidos (orientación, longitud y densidad) y permitiendo efectuar comparaciones entre ellos. El estudio de la morfoestructura del Margen Continental de Galicia y las llanuras abi-

sales de Iberia y Vizcaya, ha sido realizado a partir un Modelo Digital Batimétrico (MDB) obtenido de una compilación de datos de batimetría multihaz de alta resolución de las campañas oceanográficas del Plan Científico de la Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE). De este MDB se ha elaborado un modelo del relieve sombreado, utilizando métodos visuales para la determinación de lineamientos. El fichero vectorial que se genera se analiza mediante un programa de exploración automática. El programa barre la imagen desde un origen de coordenadas que, en nuestro caso, se sitúa en función de la localización del norte geográfico. Inicialmente el barrido, por filas y columnas de píxeles, comienza en el eje X y luego en el Y, hasta que se detiene en primer punto de la línea. Posteriormente se procede al seguimiento de la misma. Una vez que el seguimiento de la línea ha finalizado y se alcanza su punto final, el programa sigue barriendo a partir del píxel siguiente al inicial de la línea anterior, comenzando de nuevo el proceso. El programa de exploración automática genera un

fichero que proporciona los siguientes parámetros: las coordenadas XY inicial y final (para el sistema de coordenadas en que están representados los datos, en nuestro caso en coordenadas UTM Huso 29, datum WGS84), la orientación en grados (en sentido horario respecto al norte establecido) y la longitud en metros (obtenida cuando los datos se representan en coordenadas UTM). Los datos de este fichero fueron analizados mediante programas estadísticos para establecer diagramas de frecuencia de orientación en modo de histogramas y rosas y curvas de frecuencia suavizada, diagramas de frecuencia de longitud en histogramas, y relaciones orientación/longitud. Las curvas de frecuencia suavizadas se han elaborado mediante la técnica propuesta por Wise and McCrory (1982). Este método permite eliminar el ruido estadístico introducido por el muestreo, gracias a la utilización del concepto de promedio de ventanas rodantes o medias móviles. Liesa and Arlegui (1996) han evaluado la fiabilidad de los resultados e identificado los posibles problemas analíticos que presenta

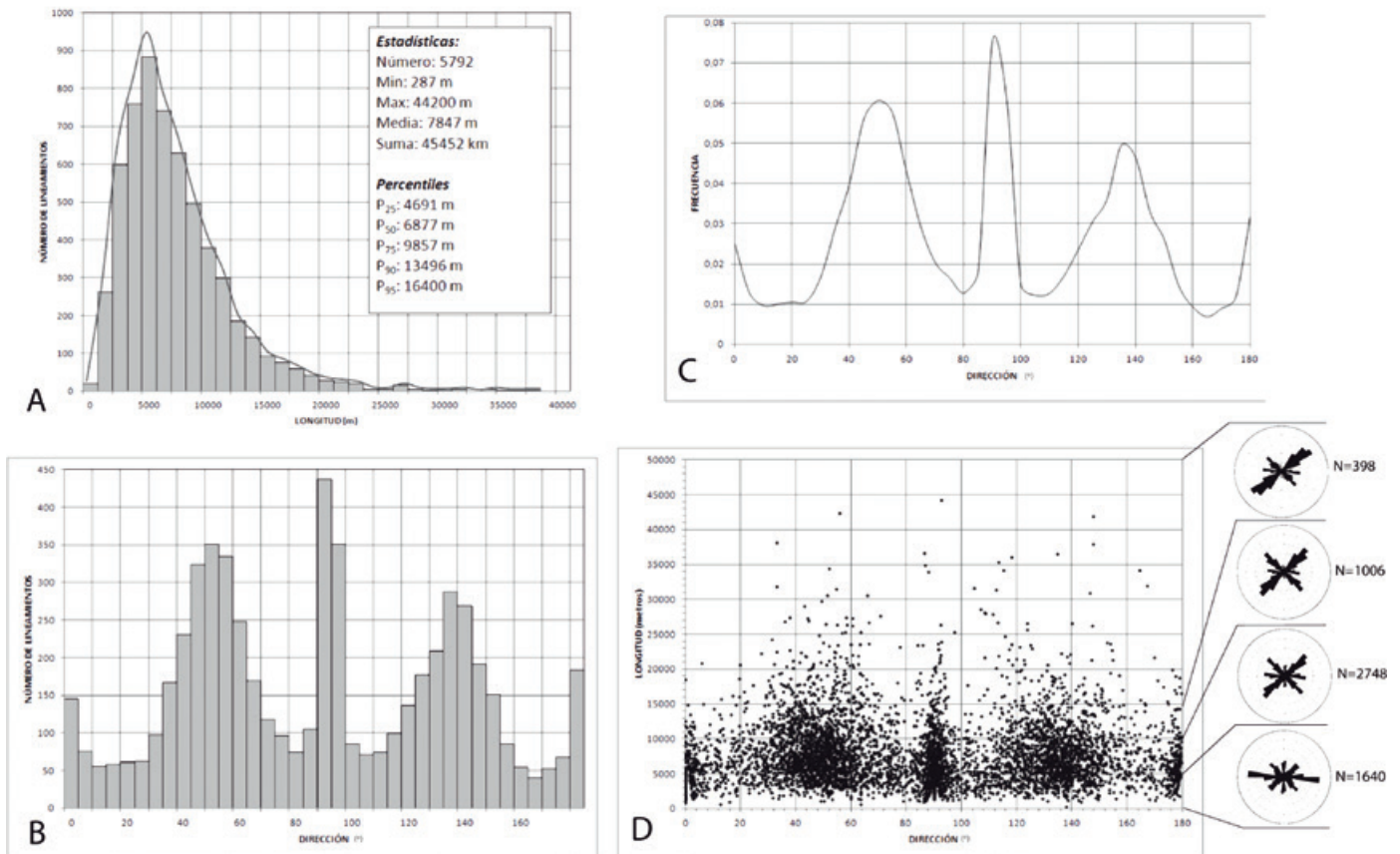


Figura 2. (A) MDB de la zona de estudio. (B) Mapa de lineamientos identificados en la zona de estudio. (C) y (D) Diagramas en rosa mostrando las principales orientaciones de los lineamientos en la zona de estudio, en función del número de lineamientos y de su longitud en kilómetros, respectivamente. El círculo externo corresponde al 10% de los lineamientos. Figura adaptada de Maestro *et al.* (2018).

Figure 2. (A) BDM of the study area. (B) Map of lineaments of the study area. (C) and (D) Rose diagrams showing the main lineaments orientations of the study area, according to the number of lineaments and their length in kilometres, respectively. The outer circle corresponds to 10% of the lineaments. Figure adapted from Maestro *et al.* (2018).

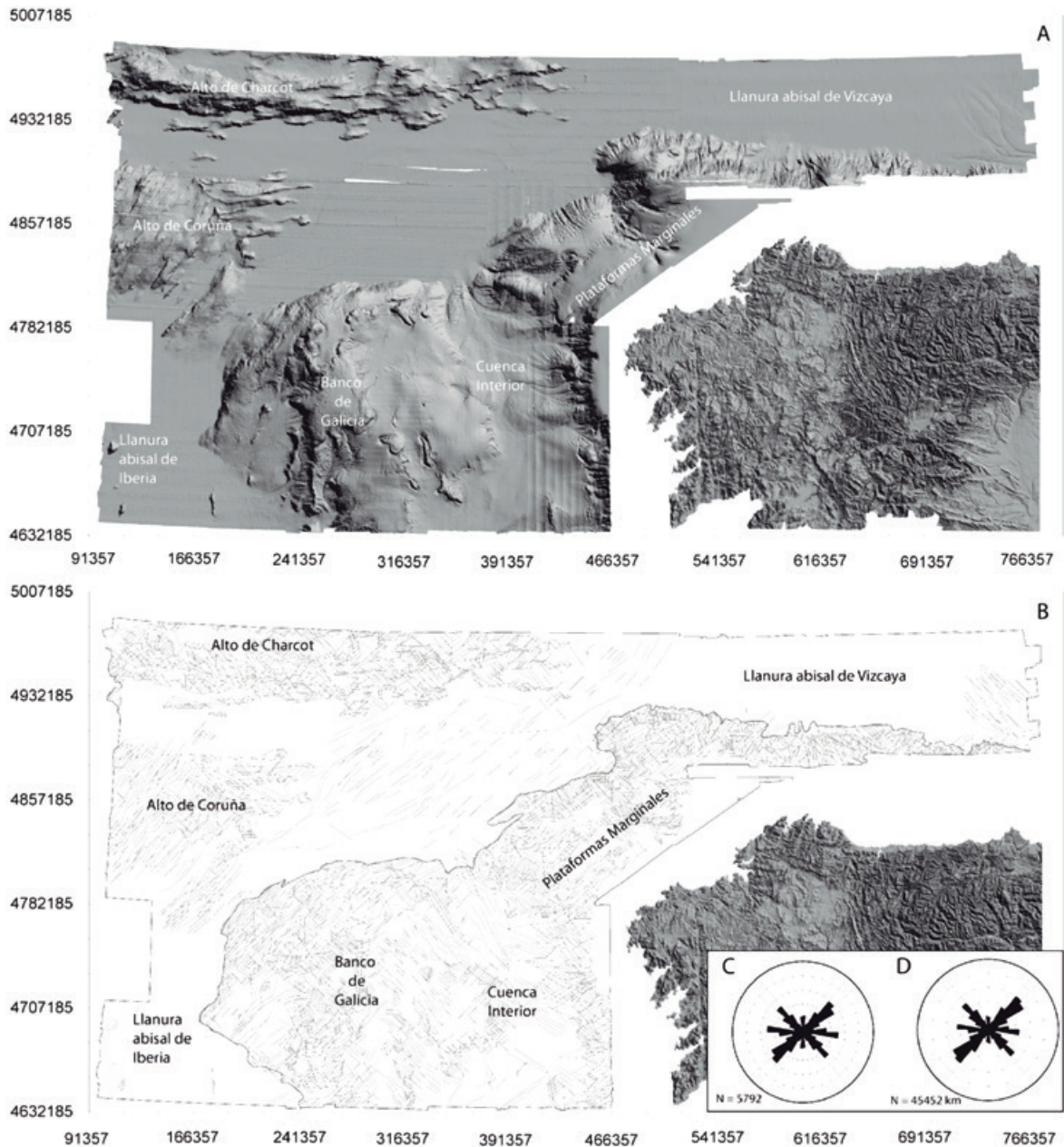


Figura 3. (A) Histograma mostrando las longitudes de los lineamientos cartografiados. (B) Histograma indicando la frecuencia relativa de la orientación de los lineamientos. (C) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos. (D) Relación entre la orientación de los lineamientos y su longitud. Los diagramas en rosa de la derecha indican la orientación de los lineamientos en función de los intervalos de longitud indicados (el círculo externo corresponde al 10%). Figura adaptada de Maestro *et al.* (2018).

Figure 3. (A) Histogram showing the lengths of the mapped lineaments. (B) Histogram indicating the relative frequency of the lineaments orientation. (C) Smooth frequency curve of the lineaments orientation. (D) Relationship between the orientation of the lineaments and their length. The rose diagrams on the right indicate the lineament orientation according to the indicated length intervals (the outer circle corresponds to 10%). Figure adapted from Maestro *et al.* (2018).

el proceso descrito, centrándose en la calidad de los valores obtenido en cuanto a la orientación y longitud de las líneas, estableciendo que, a menor longitud de las líneas, el error en la orientación es mayor. El análisis direccional se ha realizado sobre unos 5800 elementos lineales.

Resultados

Orientación y longitud de los lineamientos

El análisis detallado del modelo digital de la batimetría del fondo ha permitido identificar unos 5800 lineamientos a lo largo de toda la zona de estudio (Figs.

2A y B). El mayor número de lineamientos se sitúa en la zona de los altos de Charcot y Coruña, en el sector occidental de la zona del Banco de Galicia, en la zona de las plataformas marginales y en el sector septentrional del margen.

El análisis de los lineamientos identificados, considerando tanto el número de lineamientos como la longitud de la traza de éstos, muestra que presentan dos direcciones dominantes, E-O y NE-SO. Además, se observa la presencia de un máximo relativo de dirección NO-SE y, en menor medida, N-S (Figs. 2C y D). La longitud total acumulada de los lineamientos identificados supera los 45000 km. Se observa una moda en torno a 5000 m, una longitud media de aproximadamente 7800 m y una distribución logarítmico-normal en la frecuen-

cia de longitudes (Fig. 3A). La dirección de la totalidad de los datos fue analizada considerando, por un lado, el número de lineamientos en cada dirección y, por otro, la longitud de la traza de cada lineamiento. Atendiendo a la curva de frecuencia suavizada, se puede determinar un máximo absoluto alrededor de N085E y tres máximos relativos en N045E, N130E y N000E (Fig. 3B). El resultado de los análisis estadísticos considerando el número de datos presenta un máximo absoluto en dirección E-O (N090E) y máximos relativos destacados en N050E, N135E y N175E (Fig. 3C).

La relación entre la orientación y la longitud de los lineamientos muestra que la mayor concentración de datos corresponde a los de orientaciones E-O, NE-SO y NO-SE y longitudes comprendidas entre 5000 y

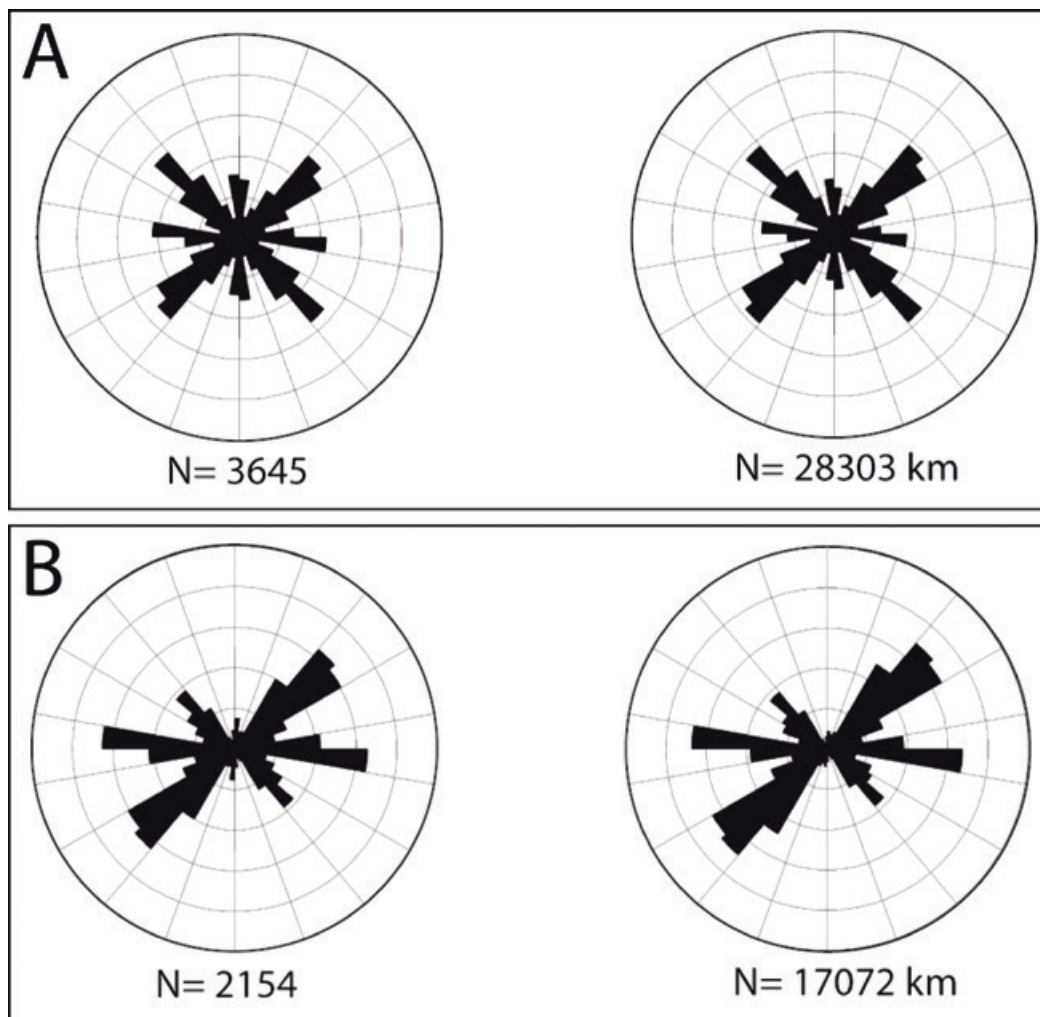


Figura 4. Diagramas en rosa mostrando las principales orientaciones de los lineamientos en el talud continental (A) y llanura abisal (B) del área estudiada, en función del número de lineamientos (diagramas de la izquierda) y de su longitud expresado en km (diagrama de la derecha). El círculo externo representa el 10% de los lineamientos.

Figure 4. Rose diagrams showing the main lineaments orientations in the continental slope (A) and abyssal plain (B) of the study area, based on the number of lineaments (diagrams on the left) and their length in kilometres (diagram on the right). The outer circle represents 10% of the lineaments.

10000 m (Fig. 3D). Los lineamientos de dirección E-O son dominantes en el intervalo de longitudes comprendido entre 2500 y 5000 m, a medida que aumenta la longitud de los lineamientos también disminuye la importancia de esta orientación. Los lineamientos mayores a 10000 m muestran varias direcciones preferentes, predominando los de direcciones NE-SO y NO-SE, mientras que en los lineamientos con longitudes por encima de 15000 m se observa que la orientación dominante es la NE-SO (Fig. 3D).

Además, se ha llevado a cabo un análisis de la distribución de las orientaciones considerando el talud continental y llanura abisal por separado. Para este análisis se ha tenido en cuenta el número de lineamientos en cada dirección y la longitud de la traza de cada lineamiento, observándose como dato significativo que la orientación N-S apenas es perceptible en la llanura abisal. Incluso, cuando se consideran las orientaciones en función de la longitud de la traza, esta

orientación no se aprecia en la llanura abisal, quedando en esta región por tanto una orientación principal NE-SO y dos secundarias, E-O y NO-SE (Fig. 4).

En el talud continental, la longitud total acumulada de los lineamientos identificados supera los 28000 km. Se observa una moda en torno a 5000 m, una longitud media de aproximadamente 7765 m y una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes (Fig. 5A). Los resultados de estos análisis muestran que existen dos máximos absolutos en dirección N055-060E y N135-140E y máximos relativos, uno muy destacado en N090-095E, N180-185E y N005-010E (Fig. 5A). En la curva de frecuencia suavizada se observan los dos máximos absolutos alrededor de N055E y N135E, otro máximo relativo destacado en N090E y un último en N005E (Fig. 5B). El resultado de los análisis estadísticos considerando el número de datos presenta tres máximos absolutos en dirección N055E, N090E y N135E y un máximo relativo en N175E (Fig. 5C).

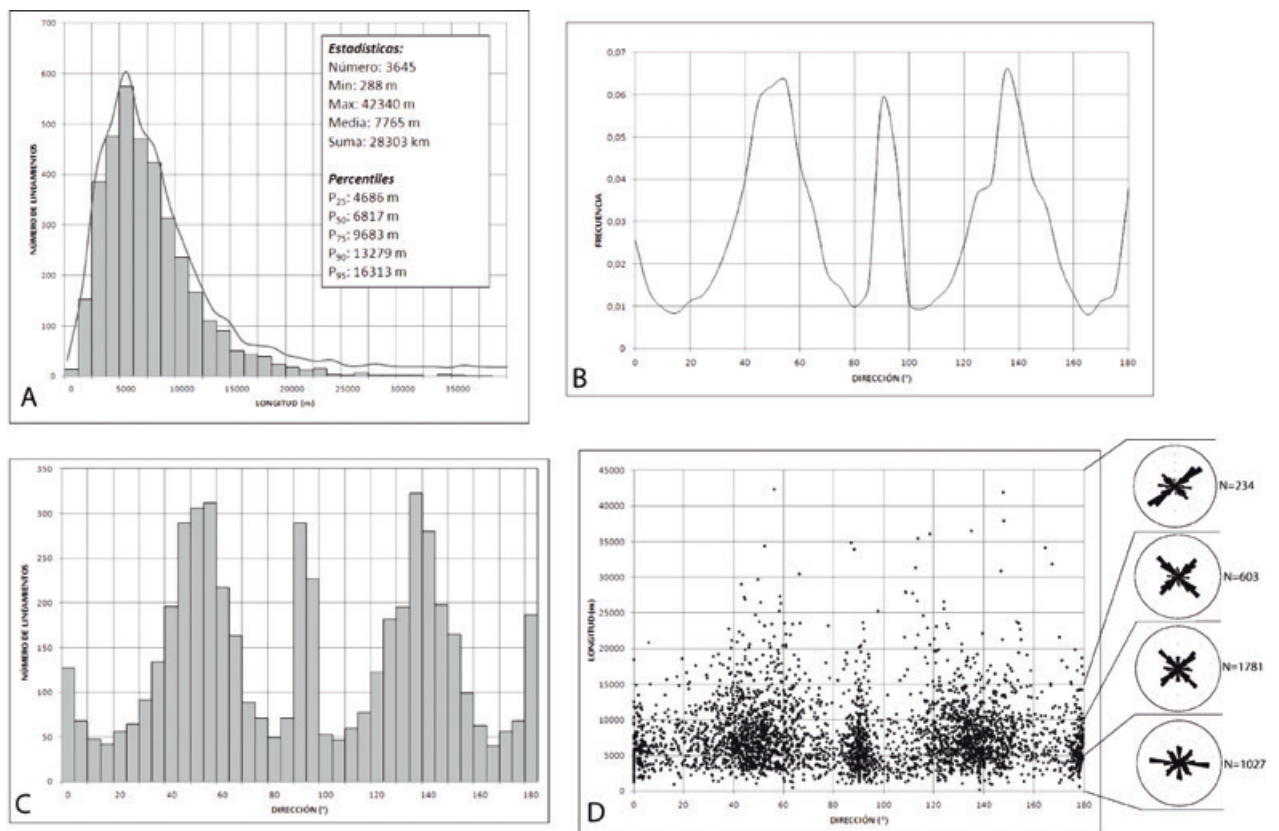


Figura 5. (A) Histograma indicando la frecuencia relativa de la orientación de los lineamientos cartografiados en el talud continental de la zona de estudio. (B) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos cartografiados en el talud continental. (C) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos en el talud continental. (D) Relación entre la orientación de los lineamientos y su longitud. Los diagramas en rosa de la derecha indican la orientación de los lineamientos en función de los intervalos de longitud indicados (el círculo externo corresponde al 10%). Figura adaptada de Maestro et al. (2018).

Figure 5. (A) Histogram showing the lengths of the mapped lineaments in the continental slope of the study area. (B) Histogram indicating the relative frequency of the orientation of the lineaments. (C) Smooth frequency curve of the orientation of the lineaments. (D) Relationship between the orientation of the lineaments and their length. The rose diagrams on the right indicate the orientation of the lineaments according to the indicated length intervals (the outer circle corresponds to 10%). Figure adapted from Maestro et al. (2018).

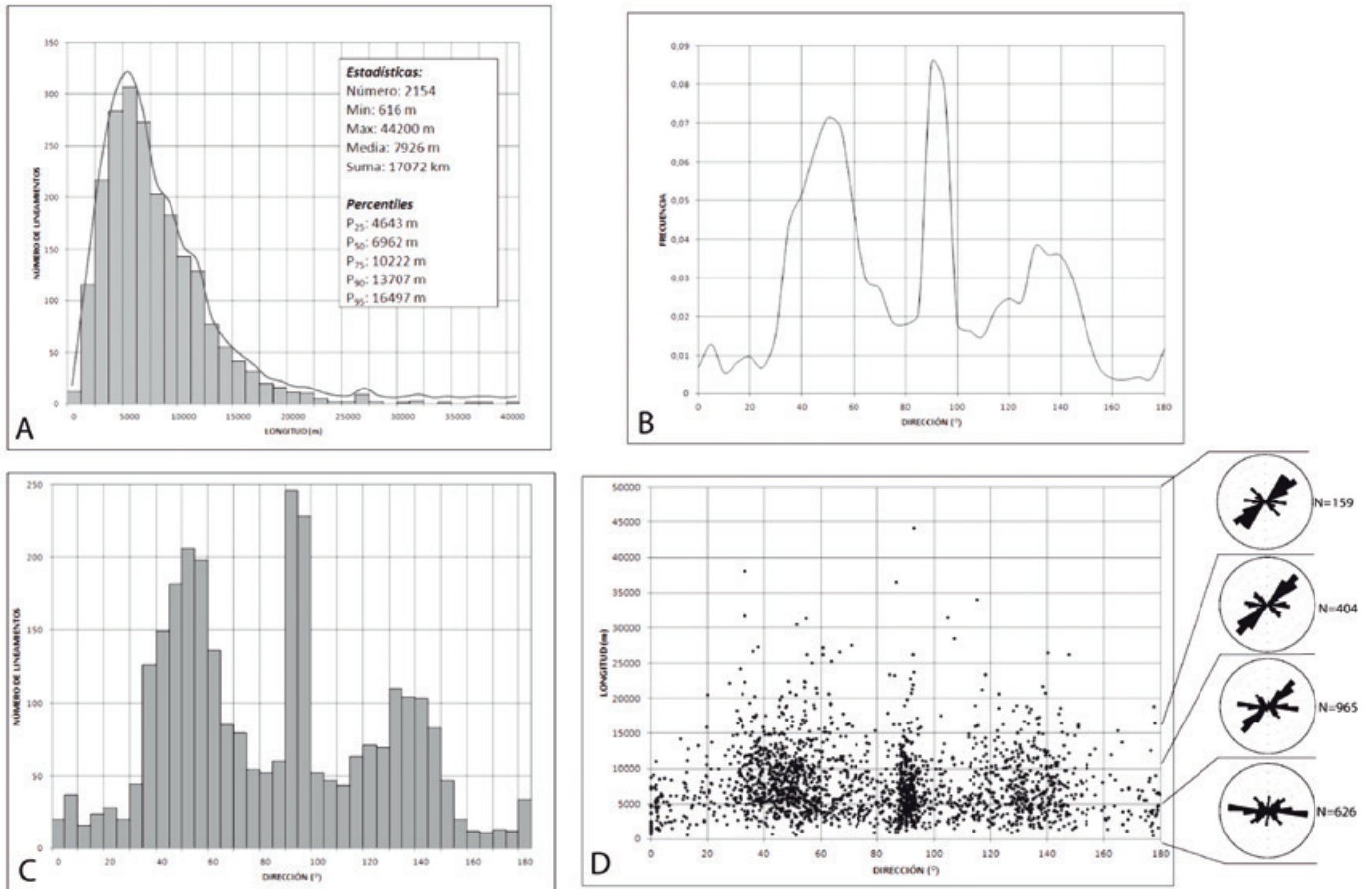


Figura 6. (A) Histograma indicando la frecuencia relativa de la orientación de los lineamientos cartografiados en la llanura abisal de la zona de estudio. (B) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos cartografiados en la llanura abisal. (C) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos en la llanura abisal. (D) Relación entre la orientación de los lineamientos y su longitud. Los diagramas en rosa de la derecha indican la orientación de los lineamientos en función de los intervalos de longitud indicados (el círculo externo corresponde al 10%). Figura adaptada de Maestro et al. (2018).

Figure 6. (A) Histogram showing the lengths of the mapped lineaments in the abyssal plain of the study area. (B) Histogram indicating the relative frequency of the orientation lineaments. (C) Smooth frequency curve of the lineaments orientation. (D) Relationship between the lineaments orientation and their length. The rose diagrams on the right indicate the lineaments orientation according to the indicated length intervals (the outer circle corresponds to 10%). Figure adapted from Maestro et al. (2018).

La relación entre la orientación y la longitud de los lineamientos en el talud continental muestra que la mayor concentración de datos corresponde a los de orientaciones NE-SO, NO-SE y, en menor medida, E-O y longitudes comprendidas entre 5000 y 10000 m (Fig. 5D). En el intervalo de longitudes comprendido entre 0 y 5000 m, la dirección dominante de los lineamientos es E-O, que irá perdiendo importancia a medida que aumenta la longitud de los lineamientos. Por encima de los 5000 m de longitud, los lineamientos muestran varias direcciones preferentes, siendo los valores máximos los de dirección NE-SO que NO-SE, mientras que en los lineamientos con longitudes por encima de 15000 m se observa que la orientación dominante es la NE-SO (Fig. 5D).

En la llanura abisal, la longitud total acumulada de los lineamientos identificados supera los 17000 km.

Se observa una moda también en torno a 5000 m, una longitud media de unos 7900 m y una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes (Fig. 6A). La curva de frecuencia suavizada muestra un máximo absoluto alrededor de N090E y dos máximos relativos en N050E y N130E (Fig. 6B). Si analizamos las orientaciones preferentes en función del número de lineamientos, se observa que existe un máximo absoluto en dirección N090E y dos máximos relativos en N050E y N130E (Fig. 6C).

La relación entre la orientación y la longitud de los lineamientos en la llanura abisal muestra que el mayor número de datos corresponde a las orientaciones NO-SE y E-O y longitudes comprendidas entre 5000 y 10000 m (Fig. 6D). Los lineamientos con longitudes entre 0 y 5000 m muestran una dirección preferente E-O. A medida que aumenta la longitud de los linea-

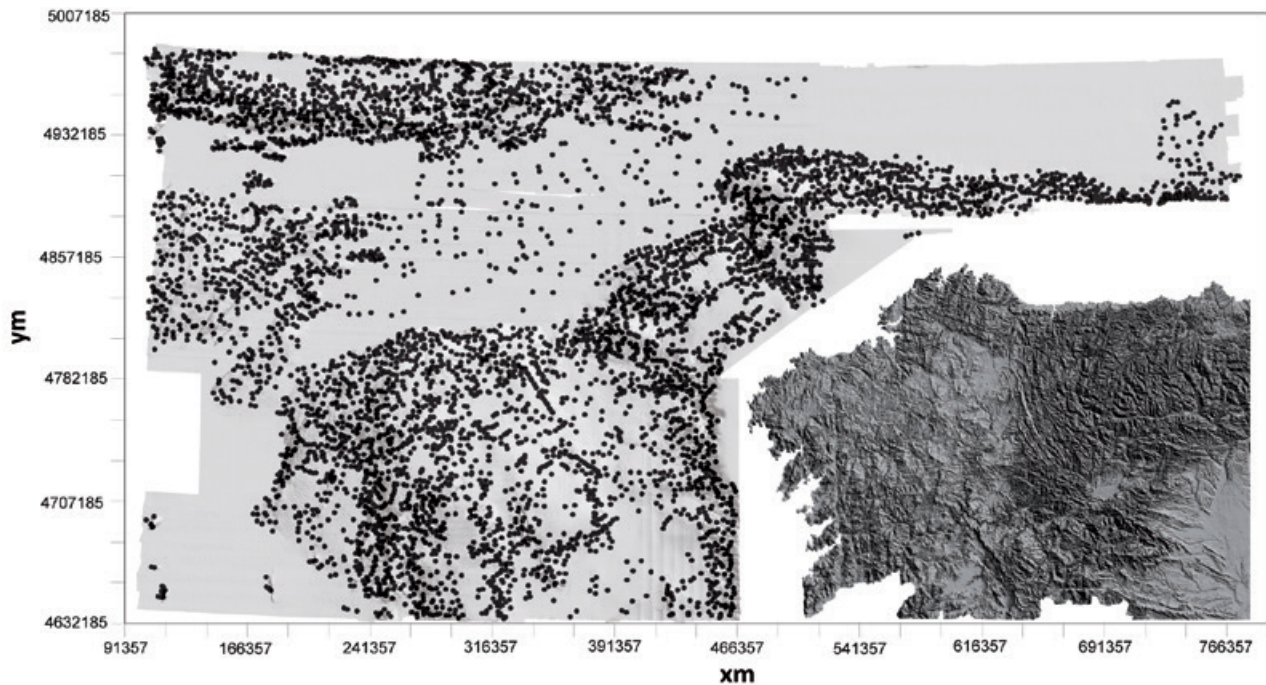


Figura 7. Mapa de distribución de los puntos medios de los lineamientos. Figura adaptada de Maestro *et al.* (2018).

Figure 7. Distribution map of the midpoints of the lineaments. Figure adapted from Maestro *et al.* (2018).

mientos esta tendencia cambia. Se observa que entre los 10000 y 15000 m de longitud predominan las orientaciones NE-SO y E-O y a partir de los 15000 m de longitud la orientación dominante es NO-SE (Fig. 6D).

Variación espacial y densidad de los lineamientos

Con objeto de llevar a cabo el análisis de la variación espacial de los lineamientos, se ha realizado una división en celdas equidimensionales para poder determinar las orientaciones dominantes en los diferentes sectores de la zona de estudio. Para que las celdas en las que se ha dividido la zona de estudio tengan un significado estadístico y geológico, se ha considerado como criterio el espaciado entre lineamientos. Esta retícula será la que utilizaremos posteriormente para establecer la densidad de lineamientos. Para determinar las dimensiones de la retícula más adecuada, se ha aplicado el método de triangulación de Delaunay (Preparata and Shamos, 1985) a los puntos medios de los lineamientos; así obtenemos el valor medio de la distancia entre lineamientos próximos (Fig. 7).

La distancia media entre tres lineamientos ha sido establecida como la media aritmética de los tres lados del triángulo que forman, y se representa en el centro

de cada triángulo (Fig. 8A). Este proceso se consigue por medio de un programa informático (TRIANGLE, realizado por J. Bernal, no publicado) que calcula la media aritmética de los tres lados de cada triángulo. Para observar las variaciones de la distancia y su distribución espacial en la zona de estudio, se ha elaborado un mapa de contornos de las distancias medias entre lineamientos (Fig. 8B). Se han obtenido un total de 11564 datos de distancias entre lineamientos con valores que oscilan entre 505 m y 265 km. El valor de la distancia media es de 5664 m para la totalidad de datos, y presenta una distribución logarítmico-normal con una moda en torno a los 4000 m (Fig. 8C).

Como se ha mencionado anteriormente, para que la representatividad de las celdas tenga un significado geológico, evitando situaciones en las que varias celdas no presenten datos, se ha tenido en cuenta dos criterios: el establecido por Casas *et al.* (2000), donde el tamaño óptimo de la celda es el definido por el valor de P_{95} de la distancia entre lineamientos, siendo en nuestro caso este valor de aproximadamente 12 km (Fig. 8C); y el definido por Cortés *et al.* (2003), donde establece que el tamaño de celda debe ser entre cuatro y cinco veces el espaciado promedio y, teniendo en cuenta que el valor medio del espaciado es 5664 m (Fig. 8C), este valor es de 25 km.

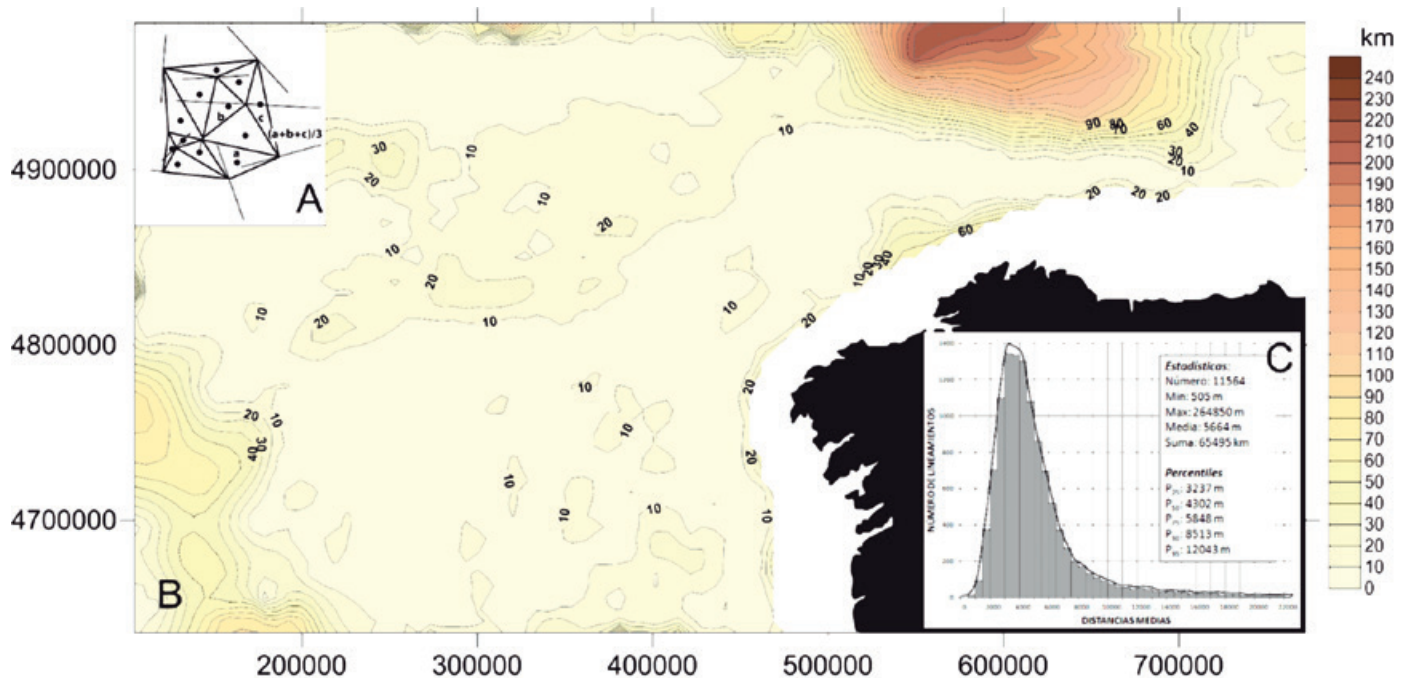


Figura 8. (A) Método para calcular las distancias medias de los lineamientos por el método de triangulación de Delaunay. (B) Mapa de contornos de distancias medias entre lineamientos obtenidos a partir de la aplicación del método de triangulación de Delaunay. (C) Histograma de las distancias medias entre lineamientos obtenidos a partir del método de triangulación de Delaunay. Figura adaptada de Maestro et al. (2018).

Figure 8. (A) Calculation of the average distances between lineaments by the Delaunay triangulation method. (B) Contour map of average distances between lineaments obtained from the application of the Delaunay triangulation method. (C) Histogram of the mean distances between lineaments obtained from the Delaunay triangulation method. Figure adapted from Maestro et al. (2018).

A partir de la división del área de estudio en una retícula de 25 x 25 km, se puede observar como a lo largo del sector del Banco de Galicia (ver Fig. 1) existen variaciones en las orientaciones de los lineamientos. En la parte más occidental se observa una orientación NE-SO dominante, que hacia la parte central se presenta junto a otro máximo relativo de dirección NO-SE. En la parte más oriental de este sector se observa una tendencia general en la orientación de los lineamientos donde éstos se disponen en dirección NO-SE (Fig. 9). La Cuenca Interior (ver Fig. 1) no muestra grandes variaciones, se puede observar que a lo largo de esta zona los lineamientos presentan dos orientaciones predominantes, NE-SO y NO-SE (Fig. 9). Hacia el noreste del margen se encuentra el sector de las plataformas marginales, compuesto por las plataformas de Ortegual, Pardo Bazán y Castro (ver Fig. 1). En esta zona se observa que en el extremo suroccidental la tendencia de los lineamientos es NE-SO, sin embargo, a medida que nos desplazamos hacia el norte, esta tendencia cambia, dominando los lineamientos con dirección NO-SE (Fig. 9). A lo largo del extremo septentrional del Margen de Galicia, dominan los lineamientos con una orientación NNE-SSO a N-S, aunque

se aprecia la existencia de algún otro máximo relativo, de menor relevancia, de dirección NO-SE (Fig. 9). En la parte más oriental de la Llanura Abisal de Vizcaya (ver Fig. 1) se aprecia una orientación NO-SE dominante, al norte de la Plataforma de Ortegual (ver Fig.1) la orientación dominante de los lineamientos es NE-SO, y se puede apreciar la existencia de otro máximo relativo de dirección ENE-OSO en el borde meridional del Alto de Charcot (ver Fig. 1). Hacia el suroeste de la cuenca la orientación dominante sigue siendo NE-SO (Fig. 9). En el sector occidental de la llanura abisal se encuentran los altos de Finisterre, Coruña y Charcot (ver Fig. 1). En el Alto de Finisterre los lineamientos presentan una dirección NE-SO dominante (Fig. 9). El Alto de Coruña presenta en su sector meridional y occidental una orientación predominante de los lineamientos NE-SO, mientras que en la parte septentrional la dirección de las directrices morfoestructurales es E-O (Fig. 9). Finalmente, en el Alto de Charcot, la tendencia general que se observa en los lineamientos es orientación ENE-OSO, aunque se aprecia la existencia de otro máximo relativo de dirección NO-SE (Fig. 9).

La densidad de los lineamientos se ha representado usando tanto el número como la longitud total

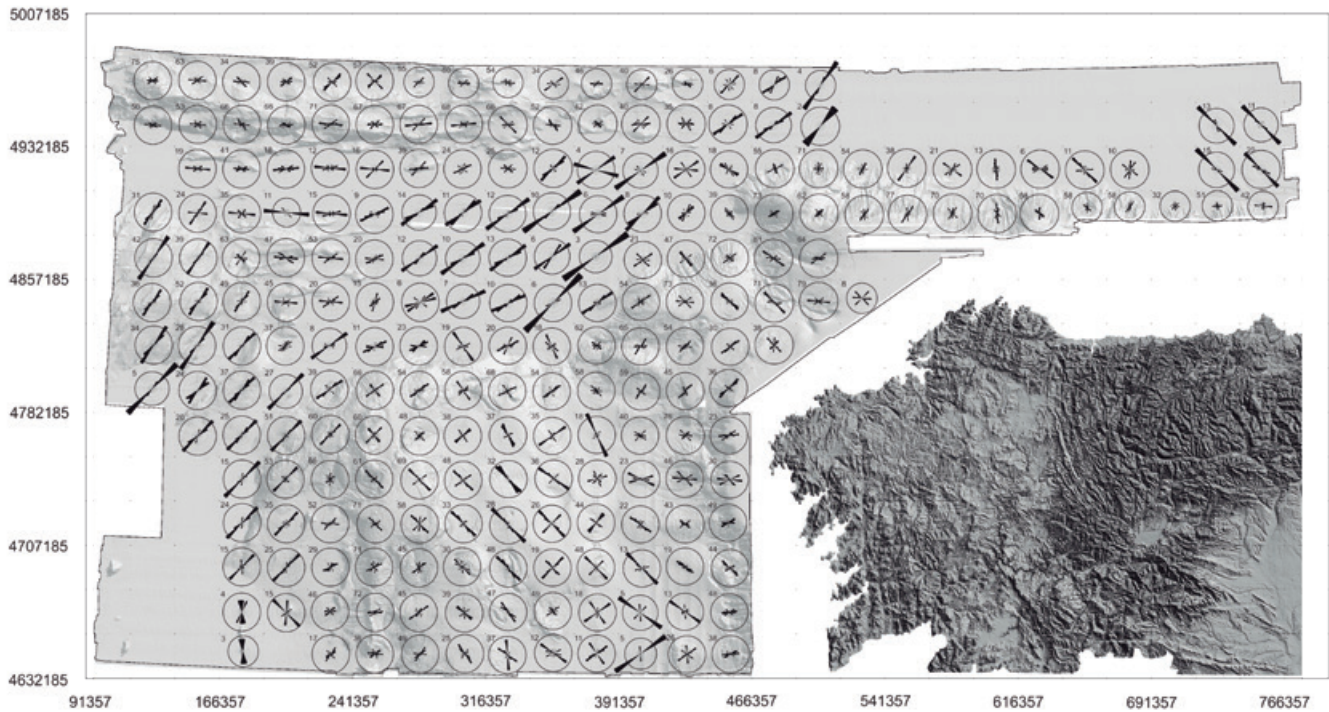


Figura 9. Diagramas en rosa mostrando la orientación de los lineamientos dentro de cada celdilla cuadrada de 25 x 25 km. El círculo externo representa el 20% de los lineamientos en cada celda. El número de lineamientos existente en cada celda se indica en su esquina superior izquierdo. Figura adaptada de Maestro *et al.* (2018).

Figure 9. Rose diagrams showing the orientation of the lineaments within each square cell of 25 x 25 km. The outer circle represents 20% of the guidelines in each cell. The number of lineament existing in each cell is indicated in its upper left corner. Figure adapted from Maestro *et al.* (2018).

acumulada de los lineamientos por kilómetro cuadrado. A partir de estos datos se han realizado mapas de densidades. Para la confección de estos mapas se ha usado las retículas de 12 x 12 km y 25 x 25 km.

En el mapa de densidades de longitudes de lineamientos realizado para un tamaño de celda de 12 x 12 km se observa cómo los contornos de densidad de longitudes muestran varias zonas de morfología elongada a lo largo de la zona de estudio (Fig. 10A). Por un lado, se observa cómo los valores de densidad más elevados en el extremo norte del margen continental presentan una morfología elongada de dirección E-O, en el extremo más oriental de la llanura abisal una morfología NO-SE y en el Alto de Charcot de dirección E-O (Fig. 10A). Además, otras zonas con altos valores de densidad se localizan en el sector del Banco de Galicia con una elongación en dirección NE-SO y N-S, en el sector de las plataformas marginales de dirección NO-SE y NE-SO y en los altos de Coruña y Finisterre de dirección NE-SO (Fig. 10A). El mapa de densidad realizado para un tamaño de celda de 25 x 25 km muestra las principales directrices generales pero presenta mucho menos detalle que en el de 12 x 12 km (Fig. 10B). Se mantiene la tendencia E-O en la

zona del Alto de Charcot, en el sector septentrional de la zona de los bancos estructurales y a lo largo del talud continental al norte de Galicia. En los extremos de las plataformas marginales se observa una tendencia NE-SO, mientras que hacia el oeste, en la zona de la Cuenca Interior, se observa una tendencia NO-SE. En el extremo occidental del Banco de Galicia se observa una morfología de dirección N-S.

Se han realizado además mapas de densidad de número de lineamientos para estos dos mismos tamaños de celda (Fig. 11). Para las celdas con un tamaño de 12 x 12 km se observan los valores más elevados de densidad de lineamientos a lo largo del talud continental en la zona de transición con las cuencas oceánicas (Fig. 11A). Además, otras zonas con altos valores de densidad serían el Alto de Charcot, Alto de Coruña, así como el sector de los bancos estructurales (Fig. 11A). En el mapa de densidad realizado para un tamaño de celda de 25 x 25 km se observa menor detalle que en el caso anterior. Se observa una tendencia E-O en la zona de los altos de Charcot, Coruña y sector septentrional de la zona de los bancos estructurales, en los márgenes de las plataformas marginales se observa una tendencia NE-SO, al oeste del Banco de Ga-

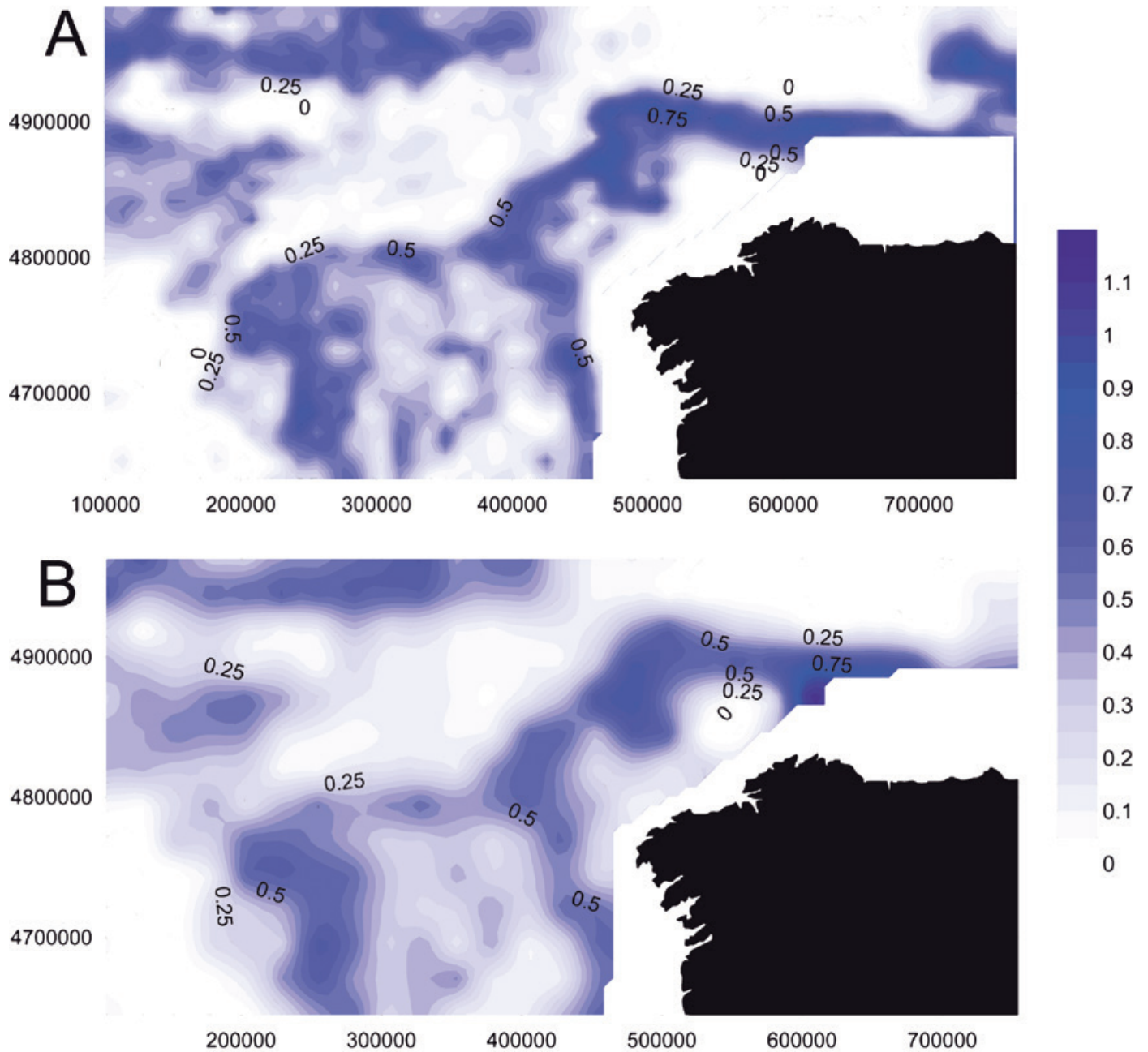


Figura 10. Mapa de densidad de longitudes de lineamientos en km/km^2 usando celdillas de diferentes dimensiones: (A) $12 \times 12 \text{ km}$ y (B) $25 \times 25 \text{ km}$. Figura (B) adaptada de Maestro et al. (2018).

Figure 10. Density map of the length of the lineaments in km/km^2 using cells of different dimensions: (A) $12 \times 12 \text{ km}$ and (B) $25 \times 25 \text{ km}$. Figure (B) adapted from Maestro et al. (2018).

licia se observa una tendencia N-S y en los extremos de las plataformas marginales y en el sector oriental de la parte septentrional del margen se observa una tendencia NO-SE (Fig. 11B).

Para la realización de mapas de densidades de longitudes y de número de lineamientos en función de su orientación, se ha utilizado únicamente el tamaño

de celda de $12 \times 12 \text{ km}$ (Figs. 12 y 13), ya que para un tamaño de celda superior se obtenían numerosos valores nulos y el mapa perdía significado geológico.

Atendiendo al número de lineamientos, los lineamientos de orientación E-O se localizan principalmente en el Alto de Charcot, describiendo una morfología elongada de dirección E-O, y a lo largo de diferentes

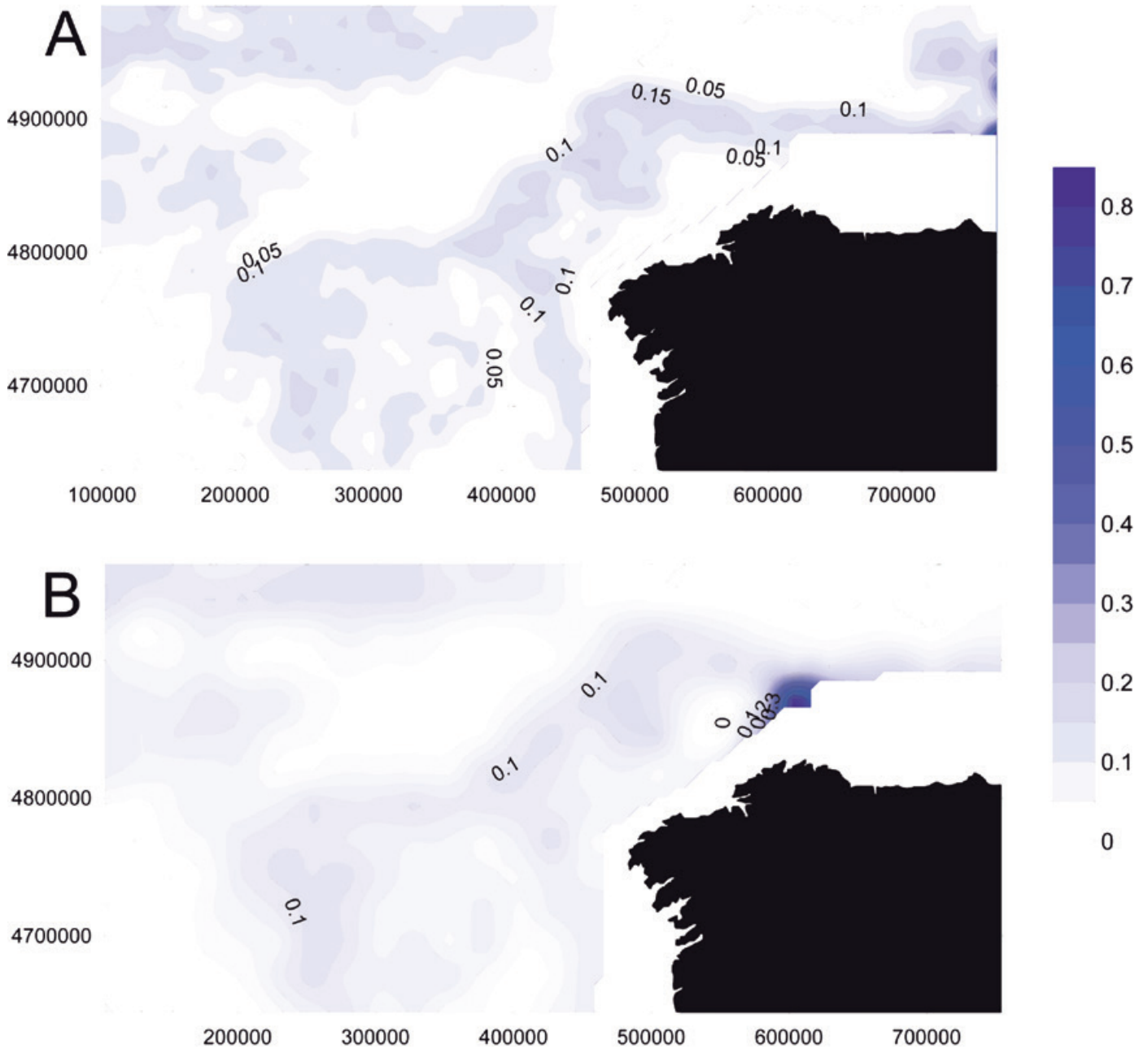


Figura 11. Mapa de densidad del número de lineamientos por km² usando celdillas de diferentes dimensiones: (A) 12 x 12 km y (B) 25 x 25 km. Figura (B) adaptada de Maestro et al. (2018).

Figure 11. Density map of the number of lineaments per km² using cells of different dimensions: (A) 12 x 12 km and (B) 25 x 25 km. Figure (B) adapted from Maestro et al. (2018).

zonas del talud continental atlántico (Fig. 12A). Se pueden observar otros máximos relativos en el extremo occidental del sector del Banco de Galicia, al oeste de la Plataforma de Ortegá y, en menor medida, en la Plataforma de Castro y en el extremo nororiental del Alto de Coruña (Fig. 12A). En el mapa de densidad de longitud de lineamientos se puede observar que los

valores más elevados se concentran en estas mismas zonas, aunque los máximos de densidad más relevantes se localizan en el Alto de Charcot (Fig. 13A).

Los lineamientos de dirección NE-SO son los más abundantes si nos centramos en la densidad en relación al número de lineamientos. Las máximas densidades se localizan en los extremos occidentales del

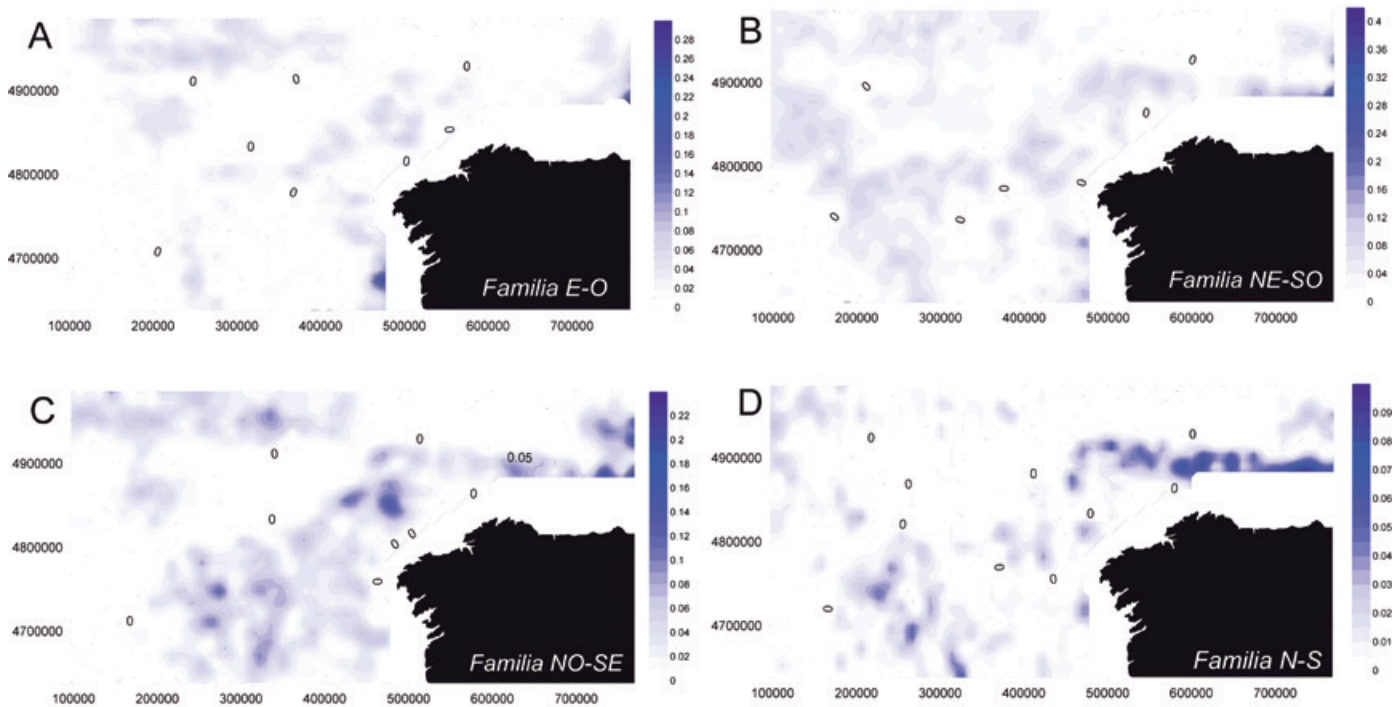


Figura 12. Mapas de densidad de número de lineamientos por km² usando un tamaño de celda de 12 x 12 km para los lineamientos de orientación E-O (A), NE-SO (B), NO-SE (C) y N-S (D).

Figure 12. Density maps of the number of lineaments per km² using a cell size of 12 x 12 km for the lineaments with E-W (A), NE-SW (B), NW-SE (C) and N-S (D) orientations.

sector del Banco de Galicia y de las plataformas marginales, mostrando ambas zonas una morfología de dirección NNO-SSE y NE-SO, en el borde del Espolón de Ortegá con unas morfologías de dirección NE-SO, y en los altos de Coruña y Finisterre, con una morfología irregular de tendencia NO-SE y NE-SO, respectivamente (Fig. 12B). Se puede observar que estas mismas zonas, principalmente los altos de Coruña y Finisterre, así como la zona occidental del Banco de Galicia, son las que concentran los lineamientos con longitudes más elevadas (Fig. 13B).

El mapa de densidades en función del número de lineamientos muestra que los lineamientos de dirección NO-SE se localizan, principalmente, en el sector del Banco de Galicia, describiendo morfologías de dirección NNO-SSE, al oeste de la Plataforma de Ortegá y noroeste de la Plataforma de Castro, con morfologías de dirección NO-SE y NE-SO, respectivamente, y en el sector septentrional del margen de Galicia, principalmente en el extremo oriental, con morfologías de dirección NO-SE y N-S (Fig. 12C). Además, en la llanura abisal se observan máximos con morfología elongada de dirección E-O en el Alto de Charcot, NO-SE y E-O en el Alto de Coruña, NE-SO en el extremo del Espolón de Ortegá y NO-SE en el extremo oriental de la llanura abisal (Fig. 12C). En estas mismas zonas se van a concentrar los valores de densidad de lon-

gitudes más elevadas, siendo la parte occidental de la Plataforma de Ortegá y el sector septentrional del margen donde se concentran los máximos de densidad más relevantes (Fig. 13C).

Finalmente, atendiendo a las densidades de lineamientos de dirección N-S en función del número de lineamientos, se observa que éstos se concentran fundamentalmente en tres zonas: en el sector del Banco de Galicia, donde se observan máximos puntuales dispersos con morfologías de dirección NNE-SSO; en el extremo occidental de las plataformas marginales; y en el sector septentrional del margen de Galicia extendiéndose desde el Espolón de Ortegá hasta el extremo más oriental de la zona de estudio con una orientación E-O (Fig. 12D). Del mismo modo, los valores de densidad de longitud más elevados se concentran a lo largo del margen septentrional y en la parte central y meridional del Banco de Galicia, presentando una distribución E-O en el margen septentrional y N-S en el entorno del Banco de Galicia (Fig. 13D).

Interpretación de los rasgos morfoestructurales del margen de Galicia

Comparación entre lineamientos y fracturas

El análisis detallado del MDB de la zona de estudio

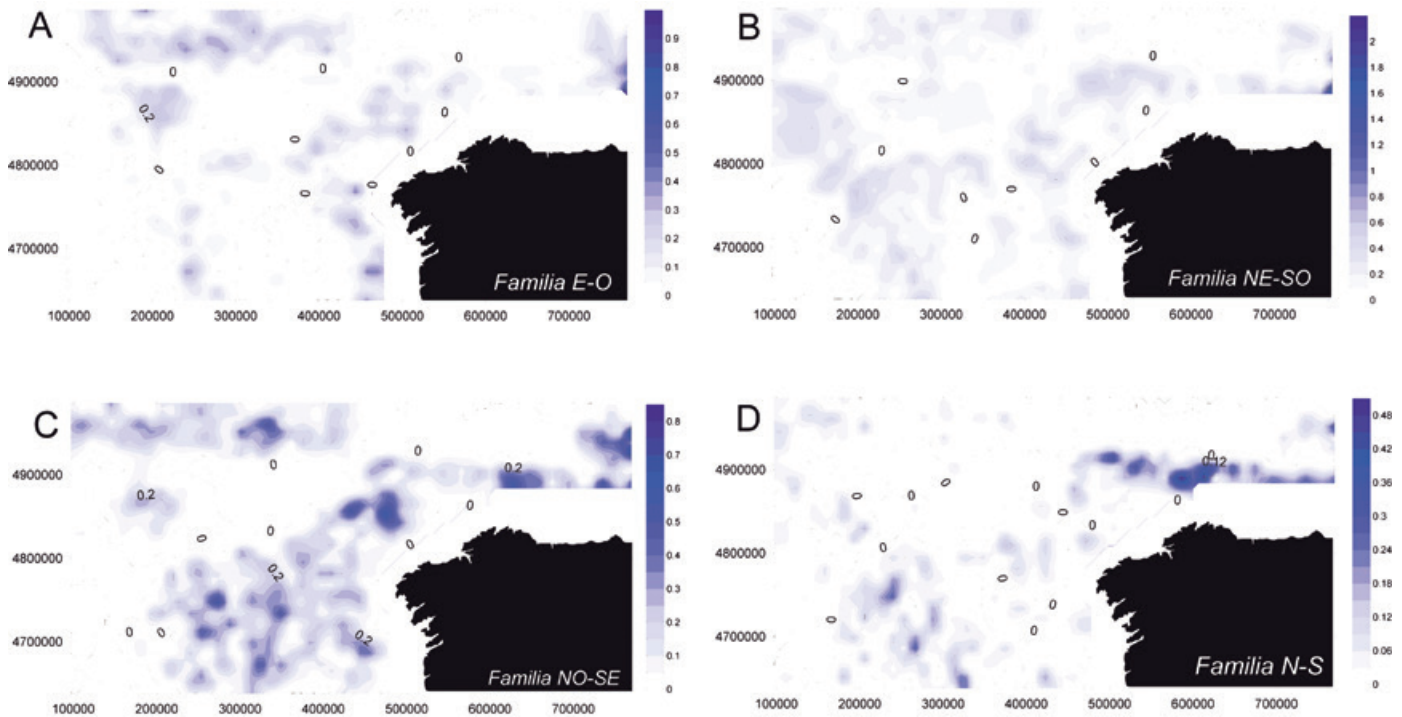


Figura 13. Mapas de densidad de longitudes de lineamientos en km/km² usando un tamaño de celda de 12 x 12 km para los lineamientos de orientación E-O (A), NE-SO (B), NO-SE (C) y N-S (D).

Figure 13. Density maps of the length of the lineaments in km/km² using a cell size of 12 x 12 km for the lineaments with E-W (A), NE-SW (B), NW-SE (C) and N-S (D) orientation.

ha permitido identificar unos 5800 lineamientos, que presentan una dirección dominante NE-SO (Fig. 2B y C). Además, se observa la presencia de otros máximos relativos de dirección NO-SO, E-O y, en menor medida N-S (Figs. 2B y C). Para poder interpretar los lineamientos obtenidos en este trabajo de una forma correcta se ha procedido a comparar las orientaciones obtenidas del análisis morfoestructural con otros estudios realizados en este sector, donde se establecen directrices tectónicas a partir de información geofísica y geológica.

El primer trabajo que analiza lineamientos en el margen noroeste de Iberia es el realizado por Roberts and Kidd (1984). Estos autores analizan una serie de transectos realizados con el sonar de barrido lateral GLORIA (Geological Long-Range Inclined ASDIC=Allied Submarine Detection Investigation Committee) en el sector noroeste del Margen Ibérico, con el propósito de encontrar evidencias de estructuras tectónicas desarrolladas durante la orogenia alpina y que habían podido ser determinadas al sur de Llanura Abisal de Vizcaya (Montadert *et al.*, 1971, 1974). Las sonografías obtenidas con el GLORIA muestran que el talud del margen noroeste español y el Banco de Galicia están disectados por una serie de lineaciones rectilíneas y arqueadas que se localizan fundamentalmente en la base del talud, y que estos

autores relacionan con fallas normales y láminas de cabalgamiento, respectivamente. En el Banco de Galicia, Roberts and Kidd (1984) describen la presencia de una serie de lineamientos de dirección NO-SE y NNE-SSO que corresponden con crestas y flancos de bloques basculados parcialmente expuestos o con una delgada cobertera sedimentaria, desarrollados durante la etapa de rifting del Jurásico Superior-Cretácico Inferior del margen occidental ibérico (Groupe Galice, 1979; Boillot *et al.*, 1979). En conjunto los lineamientos definidos por Roberts and Kidd (1984) al suroeste de la Llanura Abisal de Vizcaya y en el entorno del Banco de Galicia presentan un máximo absoluto de dirección N-S, un máximo relativo de dirección NE-SO, y otros dos máximos también secundarios, pero de menor entidad, con orientaciones NO-SE y E-O (Fig. 14A). Estas direcciones se asemejan a las orientaciones obtenidas del análisis de lineamientos a partir del MDB (Fig. 14A).

Posteriormente, Druet (2004 y 2018) y Druet *et al.* (2018) establecen a partir del análisis de anomalías gravimétricas una serie de lineamientos que relaciona con directrices tectónicas. En el mapa de anomalías gravimétricas de aire libre se observa cómo los flancos del Banco de Galicia vienen marcados por valores entre 100 y 20 mGal, con pendientes muy pronunciadas hacia el noroeste y sureste del mismo. En la parte no-

reste del Banco de Galicia se suma al efecto batimétrico el producido por la presencia la dorsal peridotítica, dando como resultado un máximo relativo muy pronunciado de anomalía de aire libre de dirección NE-SO. Destacan también la presencia de varias zonas de alto gradiente con orientaciones NNO-SSE, NNE-SSO y NE-SO. El resultado del análisis de los lineamientos obtenidos del mapa de anomalías gravimétrica de aire libre muestra un máximo absoluto en dirección NNO-SSE y dos máximos relativos con orientación NE-SO, ENE-OSO y ESE-ONO (Fig. 14B).

Druet (2004 y 2018) y Druet *et al.* (2018), para evitar la dependencia de los valores de anomalía gravimétrica con la batimetría, analizan los valores de anomalía gravimétrica de Bouguer. De forma general, se observa cómo los valores de anomalía de Bouguer aumentan hacia el oeste del Banco de Galicia, es decir, hacia la región de la corteza oceánica de la Llanura Abisal

de Iberia, y hacia el noroeste y norte de Galicia, hacia la Llanura Abisal de Vizcaya. Esta transición entre valores mínimos y máximos se realiza de forma discontinua, estando controlada por varias bandas de alto gradiente, en general alargadas en dirección NNO-SSE, NO-SE y E-O. En el mapa de anomalías de Bouguer destaca un eje de máximo relativo de dirección NNO-SSE, en la región de la Cuenca Interior, relacionado con el adelgazamiento de la corteza continental y la menor profundidad a la que se encuentra la Discontinuidad de Mohorovicic en esta área. Es posible identificar hacia el oeste del área de estudio una serie de pequeños máximos relativos alineados que concuerdan con la posición de la cresta de peridotitas descrita en este margen. Para finalizar, Druet (2004 y 2018) y Druet *et al.* (2018) aplican un filtrado de paso de banda a las anomalías de Bouguer, de modo que quedan suprimidas las anomalías de gran longitud de onda,

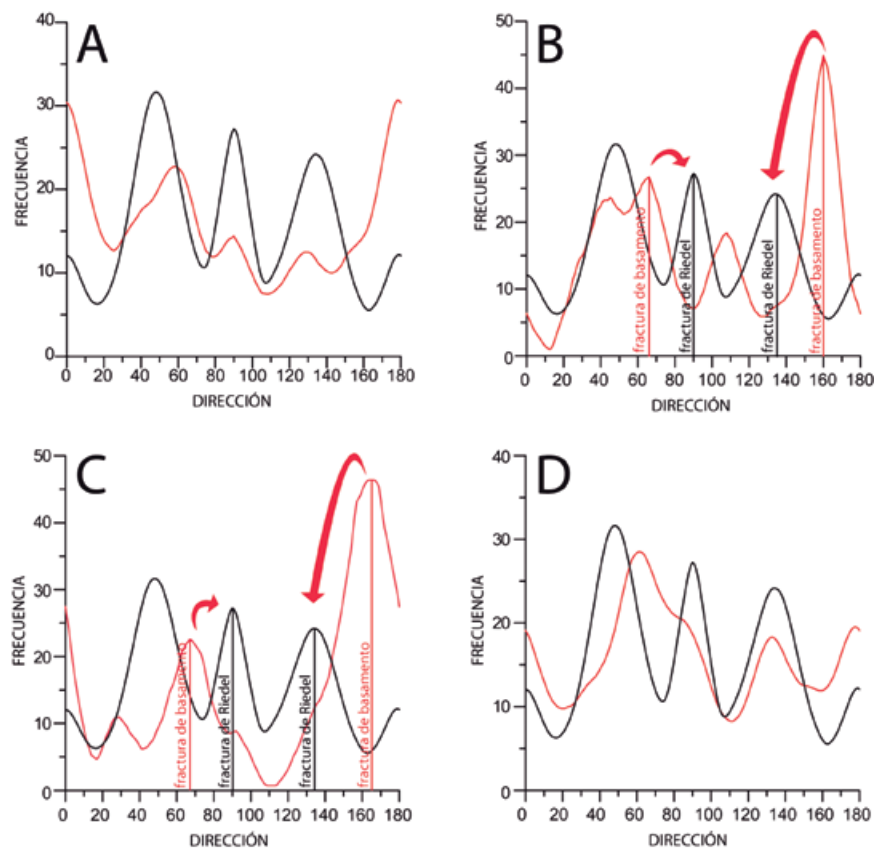


Figura 14. Curvas de frecuencias suavizadas mostrando las orientaciones determinadas del análisis de los lineamientos obtenidos del MDB (línea de color negro) y del análisis de A) las sonografías interpretadas por Roberts and Kidd (1984), B) análisis del mapa de anomalías de Aire Libre y C) del mapa de anomalías de Bouguer y del mapa de anomalías de Bouguer residual interpretados por Druet (2004, 2018) y Druet *et al.* (2018), y D) análisis de las orientaciones de las estructuras tectónicas cartografiadas en el Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2015) (líneas de color rojo). Figura adaptada de Maestro *et al.* (2018).

Figure 14. Smooth frequency curves showing the orientations determined from the analysis of the BDM (black line) and the analysis of A) the sonographs interpreted by Roberts and Kidd (1984), B) analysis of the Free Air gravity anomalies map and C) of the Bouguer gravity anomalies map and the residual Bouguer gravity anomalies map interpreted by Druet (2004, 2018) and Druet *et al.* (2018), and D) tectonic structure orientation analysis from the Geological Map of Spain and Portugal at 1: 1,000,000 scale (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2015) (red lines). Figure adapted from Maestro *et al.* (2018).

de carácter regional. Así, en el mapa de anomalía de Bouguer filtrado se reflejan las anomalías de longitud de onda entre 150 km y 33 km, que son las anomalías que relacionadas con los contrastes de densidad de la parte superior de la litosfera. Tras este análisis se observan varios ejes de máximos y mínimos relativos, la mayoría de las veces alineados según tres direcciones principales: N-S a NNO-SSE, NE-SO y NO-SE. En la mitad sur de la zona de estudio de este trabajo, predomina la presencia de ejes de máximos y mínimos con orientaciones N-S a NNO-SSE (identificados con más detalle en Druet, 2004), que relaciona con fallas normales asociadas a la tectónica distensiva acontecida en el margen entre el Jurásico Superior y el Aptiense. Por último, hacia la mitad norte del área de estudio, comienzan a predominar los ejes de máximos y mínimos con dirección NE-SO. Druet (2004, 2018) y Druet *et al.* (2018) proponen que algunas de estas lineaciones pueden estar relacionadas con estructuras desarrolladas durante la etapa distensiva mesozoica y reactivadas durante la fase compresiva de edad cenozoica. El análisis conjunto de los lineamientos obtenidos de la interpretación del mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer presenta un máximo de dirección NNO-SSE y dos máximos relativos de dirección ENE-OSO y NE-SO (Fig. 14C).

Si comparamos los resultados obtenidos del análisis de los lineamientos deducidos de la interpretación de los mapas de anomalías gravimétricas (anomalías de aire libre y Bouguer; Druet, 2004, 2018 y Druet *et al.*, 2018) con los obtenidos del análisis del MDB observamos en los tres casos que solo resulta coincidente la existencia de dos disposiciones preferentes de los lineamientos según las direcciones N-S a NNO-SSE y NE-SO. Las otras direcciones obtenidas presentan un desfase de unos 20°. Los lineamientos definidos a partir del análisis de las anomalías gravimétricas marcan discontinuidades a escala cortical que se pueden correlacionar con fallas de basamento. Sobre este basamento existe una cobertera sedimentaria compuesta por materiales mesozoicos y cenozoicos. Cuando se reactiva alguna de las fallas de basamento por esfuerzos de cizalla, esta deformación progresa hacia la cobertera desarrollándose varios sistemas de fracturas que, en general, son oblicuas a la dirección de movimiento relativo de los bloques. Los sistemas de fracturas que se forman se denominan R, R', P y T (Riedel, 1929). En la secuencia de desarrollo de estas fracturas al principio se forman las R y puede que algunas R'. Las fracturas R, también llamadas Riedels, se forman a unos 12° a 20° de la dirección de movimiento y tienen el mismo sentido de movimiento que los bloques. Si los desplazamientos de las fallas de basamento no son importantes las estructuras que se forman hacia

la cobertera serán por tanto fracturas R. Si se tiene en cuenta que el campo de esfuerzos reciente es de dirección NO-SE (González-Casado and Giner, 2000; Martínez-Díaz *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2008), las fracturas de basamento de dirección NNO-SSE se desplazarán con sentido de movimiento sinistral, y las de dirección ENE-OSO se moverán con sentido de movimiento dextral, por lo tanto en la cobertera se generan fallas con orientación NO-SE sinistral y E-O dextrales, respectivamente, semejantes a las que se han definido a partir del análisis del MDB (Fig. 14B y C).

Por último, si atendemos a la estructura tectónica del margen de Galicia que se presenta en el Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2015), se observa cómo ésta se caracteriza fundamentalmente por presentar relieves asociados a altos y depresiones, limitados por lo general, por estructuras tectónicas de componente direccional de orientación NO-SE y NE-SO, fallas normales de dirección N-S y estructuras de dirección E-O de carácter compresivo (ver Fig. 1). La Cuenca Interior, localizada entre el talud superior más próximo a la plataforma continental y el Banco de Galicia, presenta una orientación NNO-SSE a NO-SE, y está controlada por fallas normales (Vázquez *et al.*, 2008). Entre esta cuenca y el Banco de Galicia se localiza una zona constituida fundamentalmente por un sistema de altos y depresiones estructurales en el que el basamento está compartimentado por fallas normales de orientación NO-SE a N-S y NE-SO. El Banco de Galicia muestra una tendencia NNO-SSE. El sector meridional del banco presenta al este un escarpe de dirección NO-SE, que se relaciona con una falla de basamento normal, y al sur un escarpe relacionado con una falla de dirección NE-SO. El flanco occidental del banco presenta un escarpe que se relaciona con una falla normal de dirección N-S (Vázquez *et al.*, 2008), y el flanco norte también se asocia a una falla normal de dirección NE-SO. Hacia el oeste el paso del Banco de Galicia hacia la Llanura Abisal de Iberia se caracteriza por una sucesión de bloques rotados que dan lugar al desarrollo de tres semicuenas limitadas por fallas de dirección NNO-SSE a N-S (Vázquez *et al.*, 2008). El flanco noroeste del Banco de Galicia corresponde con un escarpe abrupto de morfología arqueada que pasa a disponerse hacia el este con una orientación NE-SO hasta la zona de las plataformas marginales y desde allí, bordeando el margen septentrional de Galicia, con dirección E-O, y que se relaciona con un cabalgamiento asociado al hundimiento de la corteza oceánica de la Llanura Abisal de Vizcaya bajo la corteza continental de Iberia (Vázquez *et al.*, 2009). La traza de este cabalgamiento está compartimentada por una serie de fallas direccionales de orientación NO-SE y movimiento dextral

relacionadas con la reactivación de desgarres tardihercínicos durante la orogenia alpina (Boillot and Malod, 1988; Boillot *et al.*, 1979), así como de orientación NNE-SSO, probablemente triásicas (Druet *et al.*, 2018). El análisis direccional del conjunto de estas estructuras, presenta una orientación preferente NE-SE, y tres direcciones secundarias con orientación N-S, NO-SE y E-O (Fig. 14D). Si comparamos esta distribución de direcciones con las obtenidas del análisis de orientaciones definidas a partir del MDB, se comprueba que existe una gran similitud entre ambas, existiendo una separación menos evidente entre las fracturas NE-SO y E-O en el caso de las direcciones establecidas a partir de las fallas cartográficas (Fig. 14D).

Por lo tanto, a la luz de los diferentes estudios previos de lineaciones de origen tectónico realizados en el margen noroeste de la Península Ibérica a partir de la interpretación de datos indirectos (sonografías, anomalías del campo gravitatorio terrestre, sísmica), se observa que las orientaciones determinadas a partir del análisis de lineamientos obtenidas del MDB de la zona de estudio son un reflejo de los sistemas de fracturas que han controlado los rasgos morfoestructurales que definen este sector. La relación entre las fallas inferidas a escala cortical a partir del análisis de las anomalías gravimétricas de Aire Libre y Bouguer y su reflejo en las lineaciones que se observan en la superficie del fondo marino, en algunas situaciones no pueden ser inferidas directamente como ya ha sido mencionado. Los modelos analógicos sugieren que cuando una fractura de basamento se desplaza la deformación se transfiere hacia las unidades suprayacentes desarrollando estructuras menores en la cobertera. Estas fracturas/fallas menores que se desarrollan en la cobertera no necesariamente se tienen que localizar justo sobre las fallas de basamento, pero sí dentro un abanico abierto hacia arriba como se proponen en los modelos de propagación de la deformación frágil realizados por Horsfield (1977), Naylor *et al.* (1986), Mandl (1988) y Whithjack *et al.* (1990). En la superficie, estas fracturas se desarrollan a lo largo de bandas localizadas sobre la falla de basamento principal y su orientación dependerá de la componente y dirección de deslizamiento entre los bloques individualizados por los planos de falla de basamento, de las características mecánicas y geométricas de la cobertera, y de la magnitud de los esfuerzos que inducen la deformación.

Relación entre la densidad de lineamientos y la estructura cortical del Margen de Galicia

La variación de densidad de lineamientos y su relación con macroestructuras infrayacentes ha sido estableci-

da ya en numerosos trabajos (ej. Bahroudi and Talbot, 2003; Cortes *et al.*, 2003; Seppehr and Cosgrove, 2005; Maestro *et al.*, 2008; Alfaro *et al.*, 2010). La explicación de este hecho se relaciona con el papel que juegan las grandes estructuras de basamento como inhomogeneidades y 'zonas de amplificación del esfuerzo' (Pollard and Segall, 1987; Sassi *et al.*, 1993; Sassi and Faure, 1997). En el Margen de Galicia, esta relación es especialmente clara, localizándose los máximos de densidad en zonas que marcan límites de unidades de basamento definidas por fallas corticales y áreas de importante deformación.

Los valores de anomalías gravimétricas nos permitirán establecer la extensión de formaciones geológicas, límites entre cuerpos de roca de diferente densidad, situación y dimensiones de grandes unidades intrusivas y zonas de contacto, presencia de zonas de fracturación y profundidad relativa de grandes unidades litológicas. Si atendemos a las anomalías gravimétricas de aire libre en el sector analizado, éstas presentan valores positivos en zonas elevadas tanto en el basamento oceánico, como es el caso del Alto de Charcot, de dirección E-O, y el Alto de Coruña, con orientación NE-SO, como en el basamento continental, Banco de Galicia y el talud superior del Margen de Galicia, de dirección N-S, el Banco de Finisterre y la dorsal peridotítica al norte del Banco de Galicia, con orientación NE-SO, y la Plataforma de Ortegal, de orientación E-O (Ministerio de Defensa de España, 2012). También se observa una serie de zonas de fuertes gradientes que se relacionan con la transición entre la corteza continental y la corteza oceánica, haciéndose más evidente al norte de la zona estudiada, donde se encuentran los mínimos valores de anomalía de Aire Libre.

Por otro lado, analizando el mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer, se observa que entre la costa de Galicia y el Banco de Galicia aparece un eje de máximos relativos de anomalía de Bouguer orientado NNO-SSE, el cual se corresponde con la Cuenca Interior (Ministerio de Defensa de España, 2012, Druet *et al.*, 2018). Coincidiendo con las zonas de alto gradiente y con la localización de la dorsal peridotítica se observa un máximo de densidad de lineamientos que se extiende al oeste del Banco de Galicia de norte a sur. En el borde septentrional del Banco de Galicia pasa a disponerse en dirección E-O y NE-SO en la zona de las plataformas marginales, disponiéndose nuevamente en dirección E-O en el margen septentrional de Galicia. Esta distribución define aproximadamente el límite entre las zonas de estrangulamiento (*necking*) y hiperextensión de la corteza continental (Druet *et al.*, 2018). Existen también algunas zonas de máxima densidad al este del Banco de Galicia que pueden definir zonas de fracturas del basamento, y sobre todo

a lo largo del talud superior del Margen Gallego con dirección N-S que definen claramente los límites de la Cuenca Interior, de claro carácter estructural, principalmente en el sector más oriental. Por último, cabe destacar que los máximos de lineamientos localizados en el Alto de Coruña, con dirección NE-SO, y en el Alto de Charcot, con dirección E-O, están claramente relacionados con los procesos de levantamiento, flexión y desarrollo de cabalgamientos en la corteza oceánica en estos sectores, asociados al acortamiento producido durante la orogenia alpina, fundamentalmente en el Eoceno, pero que perduran en la actualidad (Medialdea *et al.*, 2009).

El mapa de anomalías magnéticas también nos permite establecer diferentes unidades geológicas en función de sus características magnéticas, cuyos límites marcan discontinuidades corticales (Ministerio de Defensa de España, 2012). La zona norte del área de estudio presenta alineaciones de componente E-O con una predominancia de valores negativos en coincidencia con el Alto de Charcot. Es posible identificar dos alineaciones positivas de tendencia NE-SO: una situada al norte del Banco de Galicia, que concuerda con la posición de la cresta peridotítica, y otra situada hacia el oeste. La parte de transición entre corteza oceánica y continental queda determinada en aquellas bandas en las cuales se observa un fuerte gradiente en los valores de anomalía magnética. Esta región se encuentra situada inmediatamente al norte y oeste de la cresta peridotítica y al norte de un eje de máximos relativos en los valores de anomalías magnéticas y que con tendencia E-O se localiza en el margen septentrional de Galicia. Coincidiendo con esta zona, se localiza el máximo de densidad de lineamientos, por lo que su localización estaría definida por una clara anisotropía de la corteza que marca el límite entre la corteza continental y oceánica, tal y como ya se había puesto de manifiesto en el análisis de las anomalías gravimétricas descrito anteriormente.

Para finalizar, comparando las máximas densidades determinadas a partir del análisis de lineamientos obtenidos del MDT con respecto a las grandes estructuras tectónicas cartografiadas en el Margen de Galicia extraídas del Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2015), se puede observar la estrecha relación de las zonas de máxima densidad con las grandes macroestructuras que definen este sector, tanto en localización como en orientación de la distribución. Esta relación es especialmente clara al oeste del Banco de Galicia, donde en la parte meridional la zona de máxima densidad presenta una dirección N-S, coincidiendo con la existencia de un importante número de fallas normales, también de orientación N-S y que

caracterizan este sector con el desarrollo de una serie de altos estructurales y cuencas de tipo semigraben con vergencia hacia el oeste. En la parte noroeste del banco, la distribución de la zona de alta densidad de lineamientos muestra una orientación NE-SO, coincidiendo nuevamente no sólo con fallas normales de esta misma dirección, sino también con la presencia de la dorsal peridotítica y la existencia de un frente de cabalgamiento vergentes al noroeste. Este frente de cabalgamientos pasa a presentar una orientación E-O al norte del Banco de Galicia, y vuelve a disponerse en dirección NE-SO en la zona de la base de la Plataforma Marginal de Castro, coincidiendo con este trazado la superficie de máxima densidad de lineamientos. En el Margen Cantábrico el trazado del frente de cabalgamientos presenta una orientación E-O, igual que la distribución de la superficie de máxima densidad de lineamientos. En este sector cabe destacar cómo la superficie del máximo de densidad es más ancha al norte de la Plataforma Marginal de Ortegá (Figs. 10 y 11), coincidiendo con una zona muy tectonizada por la presencia de fallas normales de orientación NE-SO y NNE-SSO que son cortadas y desplazadas por una serie de fallas direccionales dextrales de orientación NO-SE. Por último, cabe destacar la existencia de una serie de máximos de densidad que se extienden en dirección NO-SE coincidiendo con fallas direccionales de esa misma orientación, tal y como se puede observar en el sector noreste de la Cuenca Interior y al este y noreste del Alto de Finisterre y el Paso de Theta Gap.

Conclusiones

El análisis detallado del modelo digital de la batimetría del fondo marino ha permitido identificar unos 5800 lineamientos en la zona de estudio. La longitud total de dichos lineamientos supera los 44000 km. Se observa una moda en torno a 5000 m, una longitud media de aproximadamente 7800 m y una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes.

Los lineamientos identificados a lo largo de los márgenes continentales de Galicia y Cantábrico presentan una dirección NE-SO dominante, y otros máximos relativos de direcciones NO-SE, E-O y N-S.

Los valores de densidad de lineamientos más elevados se localizan en el extremo norte del margen continental, en el extremo más oriental de la llanura abisal y en el Alto de Charcot. Además, otras zonas con altos valores de densidad se localizan en el sector del Banco de Galicia, en el sector de las plataformas marginales y en los altos de Coruña y Finisterre.

La directrices obtenidas del análisis del MDB marcan la orientación de las principales estructuras tec-

tónicas desarrolladas en el Margen de Galicia desde la etapa de deformación Varisca hasta la actualidad. Además en las zonas donde existe una cobertera sedimentaria cenozoica, establece la existencia de estructuras tectónicas en el basamento que han rejugado bajo el campo de esfuerzos dominante durante la orogénia Alpina hasta tiempo recientes.

Agradecimientos

Estamos especialmente agradecidos a todos los que participaron en las campañas oceanográficas del proyecto de investigación de la ZEEE (Zona Económica Exclusiva de España), encabezados por el Instituto Hidrográfico de la Marina y el Real Instituto y Observatorio de la Armada, y los comandantes y tripulaciones del BIO Hespérides. Los autores también están agradecidos al Dr. Javier Bernal (National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg, MD), quien desarrolló el programa TRIANGLE para la aplicación del método de Delaunay. Esta investigación fue financiada por los proyectos ZEEIGME (Ref. 2476) y GEOZEEE (Ref. 2833) del Instituto Geológico y Minero de España y a los proyectos PROGEZEE (CTM2011-13367-E) y SCORE (CGL2016-80445-R) de la Dirección General de Investigación, Desarrollo e Innovación del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades.

Referencias

Alfaro, P., López-Martínez, J., Maestro, A., Galindo-Zaldívar, J., Durán-Valsero, J.J. and Cuchí, J.A. 2010. Recent tectonic and morphostructural evolution of Byers Peninsula (Antarctica): insight into the development of the South Shetland Islands and Bransfield Basin. *Journal of Iberian Geology*, 36(1), 21-38.

Álvarez-Marrón, J., Rubio, E. and Torné, M. 1997. Subduction related structures of North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research*, 102 (10), 22.245-22.511.

Anderweg, B. 2002. *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: Effects and causes of changing stress fields*. Academisch Proefschrift, Vrije Universiteit Amsterdam, 178 pp.

Arthaud, F. and Matte, P. 1975. Les décrochements tardihercyniens du sudouest de l'Europe. Géometrie et essay de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.

Bahroudi, A. and Talbot, C.J. 2003. The configuration of the basement beneath the Zagro. Basin. *Journal of Petroleum Geology*, 26(3), 257-282.

Boillot, G. and Malod J. 1988. The north and north-west Spanish Continental Margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3/4, 295-316.

Boillot, G., Dupeuble, P.A. and Malod, J. 1979. Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Marine Geology*, 32, 53-70.

Boillot, G., Girardeau, J. and Kornprobst, J. 1988. Rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In: Boillot, G., Winterer, E.L. et al. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 103, 741-756.

Byrd, J.O.D., Smith, R.B. and Geissman, J.W. 1994. The Teton fault, Wyoming: neotectonics, and mechanisms of deformation. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B10), 20095-20122.

Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Meulen, A.J., Vera, J.A. and Mein, P. 1993. Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4), 29-40.

Casas, A.M., Cortés, A.L., Maestro, A., Soriano, M.A., Riaguas, A. and Bernal, J. 2000. LINDENS: a basic program for lineament analysis. *Computers & Geosciences*, 26, 1011-1022.

Collet, B., Taud, H., Parrot, J.F., Bonavia, F. and Chorowicz, J. 2000. A new kinematic approach for the Danakil block using a Digital Elevation Model representation. *Tectonophysics*, 316, 343-357.

Cortés, A.L., Soriano, A.M., Maestro, A. and Casas, A.M. 2003. The role of tectonic inheritance in the development of recent fracture systems, Duero Basin, Spain. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 4325-4345.

De Vicente, G. 2004. Capítulo 7: Estructura Alpina del antepaís Ibérico. In: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, 587-634.

De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J. and Fernández-Lozano, J. 2008. Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27, TC1009. DOI: 10.1029/2006TC002093.

De Vicente, G., Vegas, R., Guimerà, J. and Cloetingh, S. 2004. Estructura Alpina del antepaís Ibérico: Rasgos generales. In: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, 587-634.

Druet, M. 2004. *Análisis gravimétrico del margen occidental de Galicia*. Universidad Complutense de Madrid. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas, 39 pp.

Druet, M. 2018. *Geodinámica del margen continental de Galicia: Estructura profunda y morfotectónica*. Publicaciones

- del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Tesis Doctorales, 30, 235 pp.
- Druet, M., Muñoz Martín, A., Granja, J.L., Carbó, A., Acosta, J., Llanes, P. and Ercilla, G. 2018. Crustal structure and continent-ocean boundary along the Galicia continental margin (NW Iberia): insights from combined gravity and seismic interpretation. *Tectonics*, 37, 1576-1604.
- Drury, S.A. 1987. *Image Interpretation in Geology*. Allen and Unwin, London, 280 pp.
- Frisch, W. 1997. *Tectonic Geomorphology*. In: Frisch, W. (ed.) *Proceeding of the Fourth Int. Conf. on Geomorphology*. Z. Geomorphology N. F., Supplementary Band, Germany, 118 pp.
- Giner, J., González-Casado, J.M., Muñoz-Martín, A. and De Vicente, G. 1999. Recent tectonic in the northwest region of the Iberian Peninsula, an intraplate deformation. *11th Meeting of the 'Association of European Geological Societies' MAEGS-11*. European Palaeogeography and Geodynamics: A multidisciplinary approach. Abstracts, 17.
- Goldsworthy, M. and Jackson, J. 2000. Active Normal Fault Evolution in Greece Revealed by Geomorphology and Drainage Patterns. *Journal of Geological Society*, 157, 967-981.
- González-Casado, J.M and Giner, J. 2000. Relaciones entre fallas y sismicidad en el noreste peninsular. *Geogaceta*, 28, 71-74.
- Groupe Galice 1979. The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. In: Sibuet, J.C., and Ryan, W.B.F. (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 47 part 2*. Washington, U.S. Government Printing Office, 633-662.
- Henning, A.T., Sawyer, D.S. and Templeton, D.C. 2004. Exhumed upper mantle within the ocean-continent transition on the Northern West Iberia margin: evidence from prestack depth migration and total tectonic subsidence analyses. *Journal of Geophysical Research*, 109, B05103.
- Hobbs, W.H. 1912. *Earth Features and their Meaning*. Macmillan Co., New York, 610 pp.
- Horsfield, W.T. 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw*, 56, 363-370.
- Jané, G., Maestro, A., Ercilla, G., López-Martínez, J., de Andrés, J.R., Casas, D., González-Aller, D. and Catalán-Morollón, M. 2010. Occurrence of pockmarks on the Ortegaleira continental margin, northwestern Iberian Peninsula. *Marine and Petroleum Geology*, 27 (7), 1551-1564.
- Jordan, G., Meijninger, B.M.L., Van Hinsbergen, D.J.J., Meulenkamp, J.E. and Van Dijk, P.M. 2005. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 7, 163-182.
- Keller, E.A. and Pinter, N. 1996. *Active Tectonics (Earthquakes, Uplift and Landscape)*. Prentice-Hall Inc. New Jersey, 338 pp.
- Liesa, C.L. and Arlegui, E.L. 1996. Problemas metodológicos en el análisis de lineamientos tectónicos mediante programas de tratamiento digital de imágenes. *Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Física, Químicas y Naturales de Zaragoza*, 51, 151-163.
- Maestro, A., Bárcenas, P., Vázquez, J.T. and Díaz-del-Río, V. 2008. The role of basement inheritance faults in the recent fracture system of the inner shelf around Alboran Island, Western Mediterranean. *Geo-Marine Letters*, 28, 53-64.
- Maestro, A., Bohoyo, F., López-Martínez, J., Acosta, J., Gómez-Ballesteros, M., Llave, E., Muñoz, A., Terrinha, P.G., Dominguez, M. and Fernández, F. 2015. Influencia de los procesos tectónicos y volcánicos en la morfología de los márgenes continentales ibéricos. *Boletín Geológico y Minero*, 126 (2-3), 427-482.
- Maestro, M., Jané, G., Llave, E., López-Martínez, J., Bohoyo, F. and Druet, M. 2018. The role of tectonic inheritance in the morphostructural evolution of the Galicia continental margin and adjacent abyssal plains from digital bathymetric model (DBM) analysis (NW Spain). *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 107, 1267-1286.
- Maestro, A., López-Martínez, J., Llave, E., Bohoyo, F., Acosta, J., Hernández-Molina, F.J., Muñoz, A. and Jané, G. 2013. Geomorphology of the Iberian Continental Margin. *Geomorphology*, 196, 13-35.
- Mandl, G. 1988. *Mechanics of tectonic faulting. Models and basic concepts. Developments in Structural Geology 1*. Elsevier, Amsterdam, 408 pp.
- Martínez-Díaz, J.J., Capote, R., Tsige, M., Martín-González, F., Villamor, P. and Insua, J.M. 2002. Interpretación sismotectónica de las series sísmicas de Lugo (1995 y 1997): Un caso de triggering en una zona continental estable. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15, 195-209.
- Martín-González, F., Insua, J.M., Martínez-Díaz, J. and Giner, J. 2010. Estudio preliminar de las fallas sismogénicas en el NO de la Península Ibérica. *Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Sigüenza, 57-60.
- Mauffret, A. and Montadert, L. 1987. Rift Tectonics on the passive continental margin off Galicia. *Marine and Petroleum Geology*, 4, 49-70.
- Medialdea, T., Somoza, L., Bohoyo, F., Vázquez, J.T., Vegas, R., Patriat, M., Thinon, I., Ercilla, G. and León, R. 2009. Compresión cenozoica en la Cuenca de la Unión y Monte Submarino Armoricano (Llanura Abisal de Vizcaya). *6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico, MIA09*, 1-5 de Diciembre de 2009, Oviedo. Libro de Resúmenes, 77-80.
- Ministerio de Defensa de España 2012. *Margen Continental Gallego. Zona Económica Exclusiva Española. Mapas generales de batimetría, de anomalías geomagnéticas, gravimétricas de Aire Libre y Bouguer, geomorfológico y*

- mosaico de imágenes de reflectividad a escala 1:500.000*. Imprenta del Ministerio de Defensa.
- Monge-Ganuzas, C. 1986. Estudio sedimentológico de la cuenca terciaria de Meirama. Un ejemplo de cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección. *Cuadernos do laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11, 51-68.
- Montadert, L., Damotte, B., Fail, J.P., Delteil, J.R. and Valery, P. 1971. Structure géologique de la marge continentale asturienne et cantabrique (Espagne eu Nord), In: Debysier, J., Le Pichon, X. and Montadert, L. (eds.), *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Publication de l'Institute Français du Pétrole, Technip, Paris, t. I-II: V.7-1-V. 7-16.
- Montadert, L., Winnock, E., Deltiel, J.R. and Grau, G. 1974. Continental Margins of Galicia Portugal and Bay of Biscay. In: Burk L.A. and Droke C.L. (eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, N4, 323-342.
- Murillas, J., Mougnot, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E. and Mauffret, A. 1990. Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic Western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184, 297-319.
- Naylor, M.A., Mandl, G. and Sijpesteijn, C.H.K. 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8, 737-752.
- O'Leary, D.W., Friedman, J.D. and Pohn, H.A. 1976. Lineaments, linear, lineation: some proposed new names and standards. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1463-1469.
- Olivet, J.L. 1996. La cinématique de la Plaque Ibérique. *Bulletin des centres de recherches Exploration-production Elf-Aquitaine*, 20 (1), 131-195.
- Pérez-Gussinyé, M., Ranero, C.R., Reston, T.J. and Sawyer, D. 2003. Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, (1978-2012), 108(B5).
- Pinheiro, L.M., Wilson, R.C.L., Pena dos Reis, R., Whitmarsh, R.B.W. and Ribeiro, A. 1996. The Western Iberian Margin: a Geophysical and Geological Overview. In: Whitmarsh, R.B., Daywer, D., Klaus, A. and Masson, D.G. (eds.), *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 3-23.
- Pollard, D.D. and Segall, P. 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock, with application of faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In: Atkinson, B.K. (ed.), *Fracture mechanics of rocks*. Academic, London, 277-349.
- Preparata, F.P. and Shamos, M.I. 1985. *Computational Geometry: An Introduction*. Texts and Monographs in Computer Science. Springer-Verlag, New York, 398 pp.
- Prost, G.L. 1994. *Remote sensing for geologists. A Guide to Image Interpretation*. CRC Press, London, 326 pp.
- Riedel, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 354-368.
- Roberts, D.G. and Kidd, R.B. 1984. Sedimentary and structural patterns on the Iberian continental margins: an alternative view of continental margin sedimentation. *Marine and Petroleum Geology*, 1, 37-48.
- Rodríguez-Fernández, L.R., López-Olmedo, F., Oliveira, J.T., Medialdea, T., Terrinha, P., Matas, J., Martín-Serrano, A., Martín Parra, L.M., Rubio, F., Montes, M. and Nozal, F. 2015. *Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Santanach, P. 1996. Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuadernos do laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, 57-72.
- Sassi, W. and Faure, J.L. 1997. Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modelling. *Tectonophysics*, 266, 101-119.
- Sassi, W., Colletta, B., Balé, P. and Paquereau, T. 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of preexisting faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, 226, 97-112.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J.W. 2005. Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Tectonics*, 24, TC5005, doi:10.1029/2004TC001725.
- Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, 1957-1962.
- Vázquez, J.T., Medialdea, T., Ercilla, G., Somoza, L., Estrada, F., Fernández Puga, M.C., Gallart, J., Gràcia, E., Maestro, A. and Sayago, M. 2008. Cenozoic deformational structures on the Galicia Bank Region (NW Iberian continental margin). *Marine Geology*, 249, 128-149.
- Vázquez, J.T., Somoza, L., Medialdea, T., Ercilla, G., Bohoyo, F., León, R., Estrada, F. and Iglesias, J. 2009. The Finisterre Seamount: a submarine elevation of compressive origin in the north-western corner of the Galicia Bank Continental margin. *Resúmenes II Simposio Internacional de Ciencias del Mar, 2009 (ISMSO9)*, Vigo-España, 245-246.

Recibido: julio 2019

Revisado: noviembre 2019

Aceptado: enero 2020

Publicado: marzo 2021