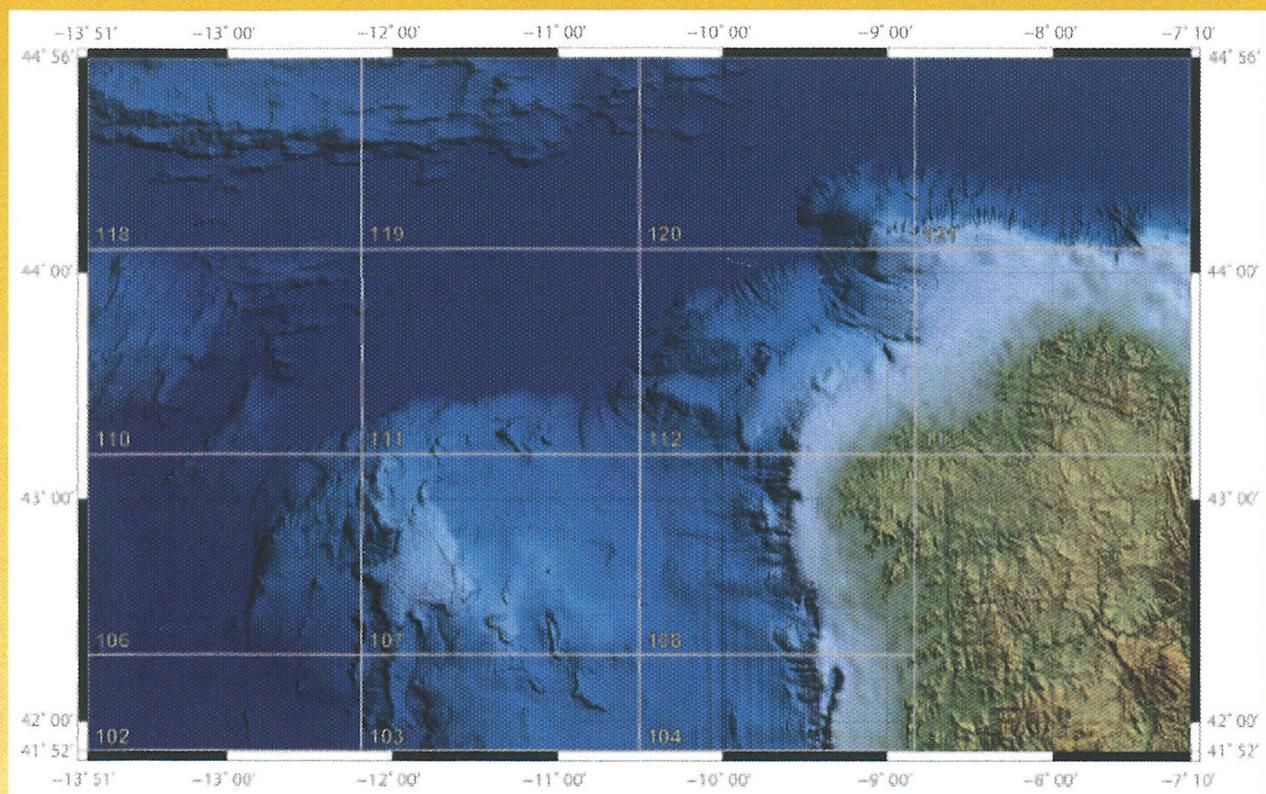


Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE)  
Margen Continental Gallego  
Mapas de Ecocarácter  
a escala 1:200.000 y 1:500.000



MINISTERIO  
DE ECONOMÍA, INDUSTRIA  
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico  
y Minero de España





MINISTERIO  
DE DEFENSA

MINISTERIO  
DE ECONOMÍA  
Y COMPETITIVIDAD

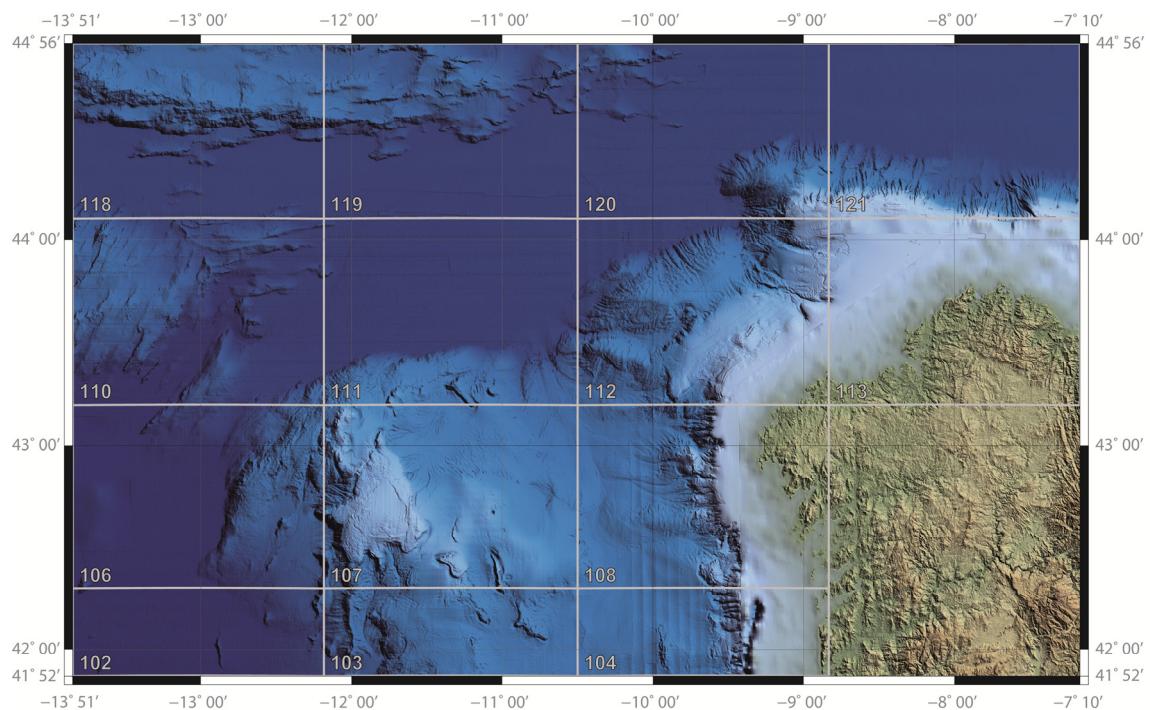


## ZONA ECONÓMICA EXCLUSIVA ESPAÑOLA (ZEEE)

### MARGEN CONTINENTAL GALLEGO

#### MAPAS DE ECOCARÁCTER

A ESCALA 1:200.000 Y 1:500.000



REALIZADOS POR EL INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

EN COLABORACIÓN CON:

INSTITUTO HIDROGRÁFICO DE LA MARINA

REAL INSTITUTO Y OBSERVATORIO DE LA ARMADA

INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRÁFIA

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID





MINISTERIO  
DE DEFENSA

MINISTERIO  
DE ECONOMÍA  
Y COMPETITIVIDAD



## ZONA ECONÓMICA EXCLUSIVA ESPAÑOLA (ZEEE)

### MARGEN CONTINENTAL GALLEGO

MAPAS DE ECOCARÁCTER

A ESCALA 1:200.000 Y 1:500.000

REALIZADOS POR EL INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA  
EN COLABORACIÓN CON:

INSTITUTO HIDROGRÁFICO DE LA MARINA

REAL INSTITUTO Y OBSERVATORIO DE LA ARMADA

INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRÁFÍA

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

El presente trabajo ha sido realizado por:

**A. Maestro, G. Jané, F. Fernández-Sáez, E. Llave, F. Bohoyo, J. Navas y S. Mink**

*Instituto Geológico y Minero de España*

**J. Martín-Dávila y M. Catalán**

*Real Instituto y Observatorio de la Armada*

**Personal de la Sección de Hidrografía**

*Instituto Hidrográfico de la Marina*

**M. Gómez-Ballesteros**

*Instituto Español de Oceanografía*

**A. Carbó, A. Muñoz-Martín y J.L. Granja**

*Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid*

Serie: **Geología y Geofísica**

Número: 6

Margen continental gallego: Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE): mapas de ecocarácter a escala 1:200.000 y 1:500.000 / realizados por el Instituto Geológico y Minero de España ; en colaboración con Instituto Hidrográfico de la Marina...[et al.] ; el presente trabajo ha sido realizado por A. Maestro...[et al.]. - [Madrid] : Instituto Geológico y Minero de España, 2017

1 disco (DVD) (77 p.) : fig., tb., mapas ; 12 cm + 1 folleto (8 p.). – (Geología y geofísica; 6)

978-84-9138-033-7

1. batimetría 2. Mapa batimétrico 3. Método acústico 4. Margen continental 5. Galicia 6. Atlántico Nordeste  
I. Instituto Geológico y Minero de España II. Instituto Hidrográfico de la Marina (España), col. III. Maestro,  
A. IV. Instituto Geológico de España, ed.

551.462:528(261.2:460.11)

Ninguna parte de este libro y CD puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información, sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España  
Ríos Rosas, 23  
28003 Madrid

NIPO: 064-17-008-8  
ISBN: 978-84-9138-033-7  
Depósito legal: M-1681-2017

## ÍNDICE

<b>1. EL PLAN DE INVESTIGACIÓN DE LA ZONA ECONÓMICA EXCLUSIVA ESPAÑOLA (ZEEE)</b>	1
1.1. Introducción y objetivos	1
1.2. Variables investigadas	3
1.3. Zonas de trabajo	4
1.4. Instituciones participantes	4
1.5. Producción cartográfica del Plan de la ZEEE	6
<b>2. MÉTODOS</b>	9
2.1. Sistemas de adquisición de datos	9
2.1.1. Sistemas de posicionamiento	9
2.1.2. Sistema de ecosonda multihaz	10
2.1.2.1. <i>Procesado de los datos batimétricos</i>	13
2.1.2.2. <i>Procesado de los datos de reflectividad</i>	15
2.1.3. Sonda Paramétrica TOPAS	16
2.2. Análisis e interpretación de los datos	20
2.2.1. Análisis del ecocarácter	20
2.2.2. Análisis de la reflectividad	21
<b>3. CONTEXTO GEOLÓGICO Y OCEANOGRÁFICO</b>	23
3.1. Caracteres geológicos del Margen Noroccidental ibérico	23
3.2. Marco oceanográfico	38
<b>4. CLASIFICACIÓN DEL ECOCARÁCTER</b>	43
4.1. Eco bien definido	43
4.1.1. Tipo 1A	43
4.1.2. Tipo 1B	43
4.1.3. Tipo 1C	43
4.1.4. Tipo 1D	47
4.1.5. Tipo 1E	47
4.1.6. Tipo 1F	47
4.1.7. Tipo 1G	48
4.1.8. Tipo 1H	48
4.1.9. Tipo 1I	48
4.1.10. Tipo 1J	48
4.1.11. Tipo 1K	49
4.1.12. Tipo 1L	49
4.1.13. Tipo 1M	49
4.1.14. Tipo 1N	49
4.2. Eco irregular	51
4.2.1. Tipo 2A	51
4.2.2. Tipo 2B	51
4.2.3. Tipo 2C	52
4.3. Eco hiperbolado	52
4.3.1. Tipo 3A	52
4.3.2. Tipo 3B	52
4.3.3. Tipo 3C	53
4.3.4. Tipo 3D	54
4.3.5. Tipo 3E	54
4.3.6. Tipo 3F	54
4.4. Eco ondulado	54
4.4.1. Tipo 4A	55
4.4.2. Tipo 4B	55
4.4.3. Tipo 4C	55
<b>5. ELABORACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA DE ECOCARÁCTER A ESCALAS 1:200.000 Y 1:500.000</b>	57
5.1. Elaboración de los mapas de ecocarácter a escalas 1:500.000 y 1:200.000	57
5.1.1. Tratamiento de los datos batimétricos	57
5.1.2. Tratamiento de los datos de ecocarácter	58
5.2. Elaboración de los mapas de ecocarácter en formato PDF3D a escalas 1:200.000 y 1:500.000	63
5.2.1. Tratamiento de los datos batimétricos para la elaboración de las hojas PDF3D	64
5.2.2. Tratamiento de los datos de ecocarácter para la elaboración de las hojas PDF3D	64
<b>7. REFERENCIAS</b>	69



## **1. EL PLAN DE INVESTIGACIÓN DE LA ZONA ECONÓMICA EXCLUSIVA ESPAÑOLA (ZEEE)**

### **1.1. Introducción y objetivos**

El Consejo de Ministros, en su reunión de 29 de Julio de 1988, acordó autorizar la construcción de un buque oceanográfico de carácter polar, con capacidad antártica, indicando que quedaría integrado en el Ministerio de Defensa (MINISDEF), debiendo ser dado de alta en la Lista Oficial de Buques de la Armada. Este buque fue finalmente designado como Buque de Investigación Oceanográfica (BIO) "Hespérides".

Por otra parte, la ley 15/1978 de 20 de Febrero, sobre la Zona Económica Exclusiva la define como “.....una zona marítima que se extiende desde el límite exterior del mar territorial español hasta una distancia de doscientas millas náuticas, contadas a partir de las líneas de base desde las que se mide la anchura de aquél. El Estado español tiene derechos soberanos a los efectos de la exploración y explotación de los recursos naturales del lecho y del subsuelo marinos y de las aguas suprayacentes....”.

Los aspectos legales referentes a la ZEEE se basan en la “Convención de las Naciones Unidas sobre el derecho del Mar”, aprobada en la III Conferencia de las Naciones Unidas sobre Derecho del Mar, celebrada en Kingston (Jamaica) en 1982.

En aplicación de lo dispuesto en el punto anterior, corresponde al Estado español:

- El derecho exclusivo sobre los recursos naturales de la zona.
- La competencia de reglamentar la conservación, exploración y explotación de tales recursos para lo que se cuidará la preservación del medio marino.
- La jurisdicción exclusiva para hacer cumplir las disposiciones pertinentes.
- Cualesquiera otras competencias que el Gobierno establezca en conformidad con el Derecho Internacional.

Posteriormente, el Consejo de Ministros, en su reunión de 23 de Abril de 1993, acordó reservar el uso del BIO “Hespérides” al Ministerio de Defensa por un periodo de un mes al año, a fin de ser utilizado como plataforma para investigaciones de interés para la Defensa Nacional, estableciendo como prioridad el levantamiento cartográfico de los fondos marinos y la adquisición de aquellas otras variables que fuesen compatibles con dicho levantamiento.

Con fecha 25 de Mayo de 1994 se firmó el Convenio Marco de Cooperación entre el Ministerio de Defensa y el Instituto Español de Oceanografía (IEO), para la investigación hidrográfica y oceanográfica de la ZEE Española. En su virtud, el Instituto Hidrográfico de la Marina y el Instituto Español de Oceanografía eran responsables de la programación, adquisición, procesado y explotación de los datos obtenidos en las campañas de la ZEE. En el año 1995 se efectúa la primera campaña en el Mar Balear y Golfo de Valencia.

En el año 1994 se amplía el Plan Cartográfico de las Fuerzas Armadas (FAS) 2001-2004, para incluir como Anexo el "Plan de Investigación Hidrográfico-Oceanográfico de la Zona Económica Exclusiva", que se desarrollaría bajo la dirección de un Comité presidido por el Secretario General Técnico del Ministerio de Defensa (SEGENTE), teniendo carácter cuatrienal.

Desde un principio el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) mostró gran interés en la ejecución y desarrollo del Plan, enviando personal propio a todas las campañas marinas que se han desarrollado a bordo del BIO. Hespérides, por expresa invitación de los responsables del Plan. En Abril del 2002 el IGME realizó una solicitud formal ante la Secretaría General Técnica del Ministerio de Defensa para su incorporación al equipo de trabajo que dirige, coordina, planifica y ejecuta el Plan, por considerar que dentro de las funciones que le confería su Estatuto (Artículo 14 del Real Decreto 1953/2000 de 2 de Diciembre de 2000) se incluye la cartografía y reconocimiento geológico del territorio nacional y de su Zona Económica Exclusiva Marítima.

El resultado de esta solicitud es la firma el 24 de Octubre de 2003 de la ampliación de la Orden Ministerial Comunicada nº 159/2001, de 17 de Julio, por la que se aprueba el Plan Cartográfico de las Fuerzas Armadas 2001-2004, donde se modifica el Plan de Investigación Científica de la ZEEE. Este plan será llevado a efecto fundamentalmente por el Instituto Hidrográfico de la Marina, el Real Instituto y Observatorio de la Armada, el Instituto Español de Oceanografía y el Instituto Geológico y Minero de España, para lo cual se estableció un "Convenio Marco de Cooperación entre el Ministerio de Defensa, el Instituto Español de Oceanografía y el Instituto Geológico Minero de España para la investigación científica de la Zona Económica Exclusiva Española."

Posteriormente, por Orden Ministerial comunicada se aprueba el Plan Cartográfico de las FAS 2013-2016, cuyo Anexo VIII es el denominado "Plan de Investigación Científica de la Zona Económica Exclusiva Española". La dirección del Plan de Investigación es realizada por un Comité presidido por el DIGENIN (Dirección General de Infraestructura del Ministerio de Defensa). Los organismos responsables de su ejecución son el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM) y el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA). Entre las actividades generales del Plan de Investigación se realizarán las siguientes:

- Campaña de Investigación Científica que contempla los siguientes trabajos:
- Efectuar levantamientos hidrográficos sistemáticos que permitan el cartografiado total de los fondos.
- Exploraciones geofísicas encaminadas al conocimiento de los fondos marinos, su constitución y morfología.
- Adquisición de datos que permitan el conocimiento de las masas de agua, su caracterización y los procesos físicos a que están sometidas.
- Llevar a cabo campañas oceanográficas para el estudio de los procesos físicos.
- Procesado y tratamiento los datos obtenidos en las campañas.
- Integración de la información obtenida en bases de datos.

- Edición en soporte digital y analógico de aquellos productos que se consideren de interés.
- Puesta a disposición de la comunidad científica e industrial los productos derivados de este Plan, con la salvedad de aquellos datos que el Ministerio de Defensa considere que su difusión debe quedar restringida por afectar la seguridad nacional o que otras circunstancias aconsejen.

## 1.2. Variables investigadas

Como se ha mencionado en el apartado anterior, la principal prioridad de este Plan es el cartografiado de los fondos marinos de la Zona Económica Exclusiva Española, el cual se realiza mediante levantamientos batimétricos sistemáticos, pero, asimismo, se ha fijado como objetivo la adquisición de otros parámetros geofísicos siempre que no introduzca demoras en su ejecución y la instrumentación empleada sea compatible con la utilizada para el cartografiado. En base a estas premisas, el Plan de Investigación de la ZEEE, fija en su apartado 7.1 que, en lo posible, se efectuará la toma de datos para el mejor conocimiento de las siguientes variables: Batimetría y parámetros asociados, Campo magnético terrestre, Campo gravimétrico terrestre, Velocidad del sonido, Sísmica de alta resolución, Corrientes marinas, Variables meteorológicas, Masas de agua, y Variables oceanográficas superficiales. Asimismo, en su apartado 8 marca dos grandes áreas de responsabilidad: La elaboración y edición de mapas batimétricos y de modelos digitales del fondo marino, que asigna al IHM, y la elaboración y edición de los mapas de los campos potenciales terrestres (geomagnetismo y gravimetría), que asigna al ROA.

## 1.3. Zonas de trabajo

Dada la gran extensión de la ZEEE, aproximadamente el doble de la superficie de España, y puesto que los levantamientos batimétricos con cobertura total en zonas de gran profundidad, que constituyen gran parte de la ZEEE, sólo pueden ser realizados por equipos sondadores multihaz disponibles en un número reducido de buques oceanográficos españoles, entre ellos el BIO Hespérides, ha sido necesario priorizar las zonas a barrer durante el desarrollo del Plan. Esta tarea ha sido responsabilidad de su Comité de Dirección. Hasta la fecha de edición del presente trabajo, las zonas de cubiertas por las campañas ZEEE han sido las siguientes:

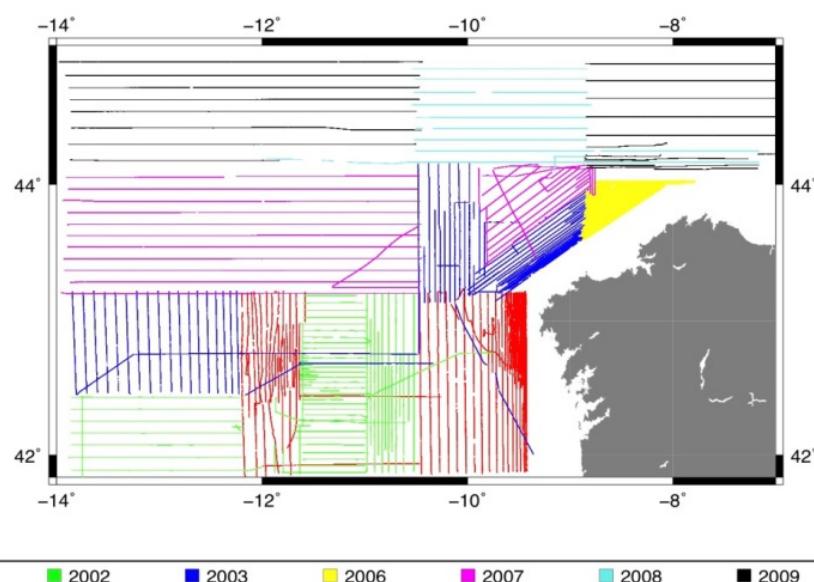
- Mar Balear: Campañas correspondientes a los años 1995, 96 y 97, con dos campañas complementarias adicionales, realizadas por el BH Tofiño y con el BIO Cornide de Saavedra, en los años 1999 y 2000 respectivamente.
- Islas Canarias: Campañas de los años 1998, 1999 y 2000, junto con dos campañas adicionales, realizadas en el BIO Vizconde de Eza, en los años 2001 y 2002.
- Margen Continental Gallego (Banco de Galicia y zonas adyacentes): Campañas de los años 2001, 2002, 2003, 2006, 2007, 2008, y 2009. No se llevan a cabo las campañas correspondientes a los años 2004 y 2005, por obras de vida media en el BIO “Hespérides” y reparación de averías, respectivamente.

- En los años 2011, y 2012 se ha continuado con el levantamiento de la Zona Económica Exclusiva del Archipiélago Canario en aquellas áreas que pudieran servir de apoyo a los levantamientos llevados a cabo por el “Grupo de estudio de ampliación de la Plataforma Continental”.
- En los años 2014 y 2015 se realiza el levantamiento del Margen Cantábrico. No se lleva a cabo la campaña correspondiente al año 2013 por utilizarse dicho periodo de tiempo para finalizar con los levantamientos correspondientes a la ampliación de la Plataforma Continental Canaria.
- Finalmente, en el año 2016 se realiza el levantamiento del sector meridional del Margen Mediterráneo desde Almería al sector meridional y oriental del Archipiélago Balear.

De forma concreta, y en lo que a los levantamientos en aguas del Margen Continental Gallego se refiere, éstos han sido, por tanto, realizados en siete campañas anuales, de aproximadamente un mes de duración, llevadas a cabo entre los años 2001 y 2009, empleando el BIO “Hespérides”. En la figura 1 se representan las líneas adquiridas durante las campañas ZEEE en dicha zona.

#### 1.4. Instituciones participantes

Como se ha detallado en el apartado 1.1, el BIO Hespérides fue asignado, por Consejo de Ministros, un mes al año al Ministerio de Defensa, y, como consecuencia de ello se creó el Plan ZEEE, siendo adjuntado como Anexo XIII al Plan Cartográfico de las FAS. Es, en consecuencia, un Plan propio del MINISDEF. El Plan ZEEE establece, en su apartado 2.3, que debe ser llevado a efecto fundamentalmente por el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM) y por el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA), pudiendo, según su apartado 2.4, estar abierto a la participación de otros organismos públicos o empresas privadas que, por las características del trabajo o por la ubicación geográfica, puedan estar interesados en colaborar.



**Figura 1.** Líneas barridas durante las campañas ZEEE entre los años 2001 y 2009, en aguas del Margen Continental Gallego.

Desde su comienzo el Plan ZEEE ha contado con la colaboración de diferentes organismos e instituciones en distintos campos de trabajo, quienes han contribuido a que se pudiesen alcanzar de forma efectiva los objetivos marcados por el Plan en sus diferentes etapas. Cabe destacar a tres de ellos por su especial contribución durante todo el Plan ZEEE desde su comienzo, y en particular en la zona del Margen Continental Gallego:

- El Instituto Español de Oceanografía (IEO), quien colabora principalmente con el IHM en la adquisición de datos batimétricos y en la generación de productos derivados.
- Universidad Complutense de Madrid (UCM), cuyo Departamento de Geodinámica colabora con el ROA en la adquisición de datos de los Campos Potenciales Terrestres, y en la generación de productos derivados, especialmente los mapas de Anomalías Gravimétricas de Aire Libre y Bouguer.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME) encargado de la adquisición y tratamiento de la información de sísmica de alta resolución, y colaborador del IHM e IEO en la adquisición de datos batimétricos y en la generación de productos derivados de esta variable.

Además de las instituciones anteriores, otros organismos han participado en las campañas ZEEE, algunos de forma habitual como la Universidad de Cádiz, o de forma esporádica, como instituciones de investigación ubicadas en la zona de trabajo (Universidad de Vigo y el Instituto Universitario de Geología “Isidro Parga Pondal”, asociado a la Universidad de La Coruña).

### **1.5. Producción cartográfica del Plan ZEEE**

Los productos del Plan ZEEE están fijados en su apartado 7.2 dejando abierto en su apartado 8 la posibilidad de ampliar a otro tipo de datos. Se ha dividido toda la ZEEE en hojas de escala 1:200.000, escala base de la producción cartográfica del Plan. No obstante, siempre que se considere de interés, y previa autorización del Comité de Dirección, se contempla la producción de mapas a otras escalas.

En el Mar Balear se publicaron 6 hojas a escala 1:200.000 (Figura 2), y una a escala 1:500.000, en el año 2001 con cargo al IEO. En el Archipiélago Canario fueron publicadas un total de 10 hojas a escala 1:200.000 (Figura 3), una hoja a escala 1:500.000 y un DVD en el año 2008, con cargo al Ministerio de Defensa (MINISDEF). En ambas zonas geográficas las disciplinas contempladas para su publicación fueron las siguientes: anomalías geomagnéticas y gravimétricas de aire libre y Bouguer, incluyendo también la batimetría para el caso del Mar Balear.

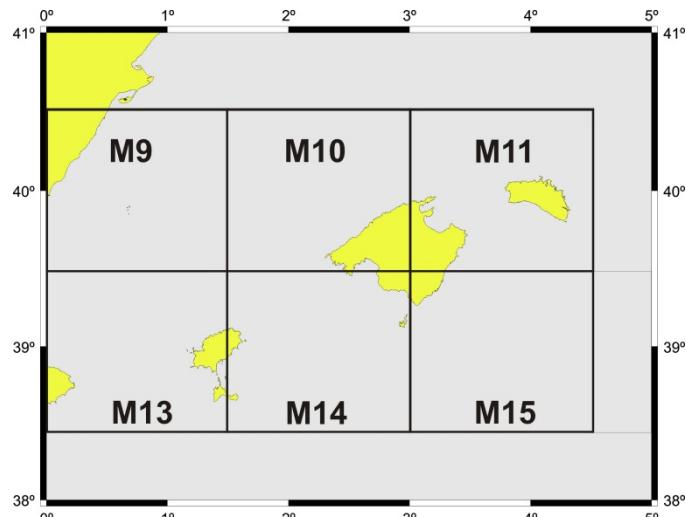


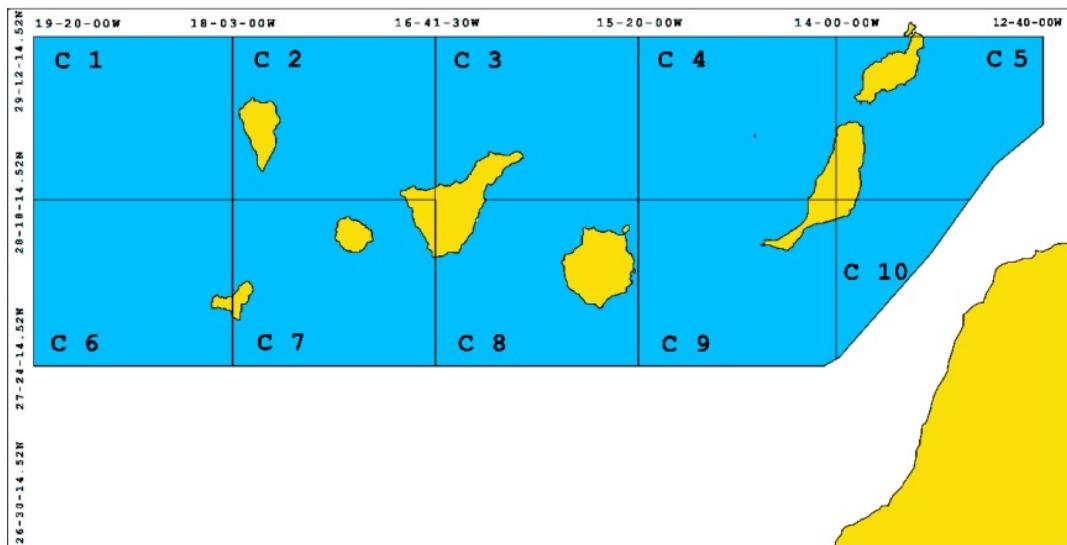
Figura 2. Hojas escala 1:200.000 correspondientes al Plan de Investigación de la ZEEE en el Mar Balear.

Posteriormente, en lo que al Margen Continental Gallego se refiere, se dividió la zona en catorce hojas escala 1:200.000, que comprenden cada una de ellas las áreas geográficas marcadas en la figura 4. Dado el especial interés de la zona, el Comité de Dirección aprobó la edición en el año 2013, con cargo al MINISDEF, de mapas de síntesis en formato papel a escala 1:500.000, y la edición de un DVD que compilase, en formato digital, toda la cartografía producida por el Plan ZEEE en dicha zona. Los mapas síntesis incluyen batimetría, anomalías geomagnéticas y gravimétricas de aire libre y Bouguer, reflectividad y geomorfología.

Finalmente, en 2015 ha sido reeditada la cartografía producida en la zona del Mar Balear y Golfo de Valencia en formato digital en un DVD. Esta reedición se ha debido, por un lado, a que los estándares que se siguieron para la publicación de los productos del Mar Balear, primeros en ser publicados, fueron distintos de los aplicados posteriormente para las zonas del Archipiélago Canario y el Margen Continental Gallego; y por otro, al avance en las técnicas y algoritmos de procesado, y a la existencia de nuevos y más detallados modelo matemáticos capaces de describir con mayor precisión, por ejemplo, el comportamiento del campo magnético terrestre.

En los apartados que siguen a esta Introducción al Plan de Investigación de la ZEEE, se procede a detallar las características técnicas de la adquisición de datos y de la instrumentación utilizada en las campañas ZEEE en el Margen Continental Gallego, las características geológicas y oceanográficas actuales de esta zona y la descripción de los diferentes ecocárcateres establecidos a partir del análisis y estudio de los registros de la sonda paramétrica (TOPAS) y su localización y extensión.

## DISTRIBUCIÓN DE HOJAS DEL PLAN ZEEE



HOJAS ESCALA 1:200000 Mapa de la ZEEE

Figura 3. Hojas escala 1:200.000 correspondientes al Plan de Investigación de la ZEEE en las Islas Canarias.

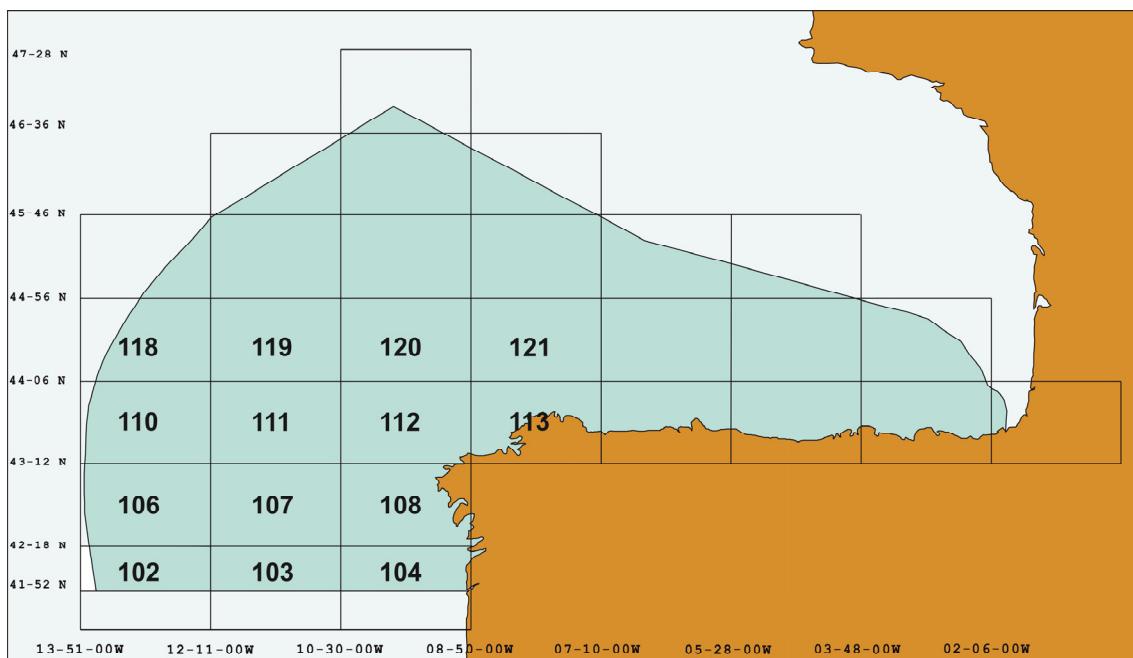


Figura 4. Hojas escala 1:200.000 correspondientes al Plan de Investigación de la ZEEE en el Margen Continental Gallego.



## 2. MÉTODOS

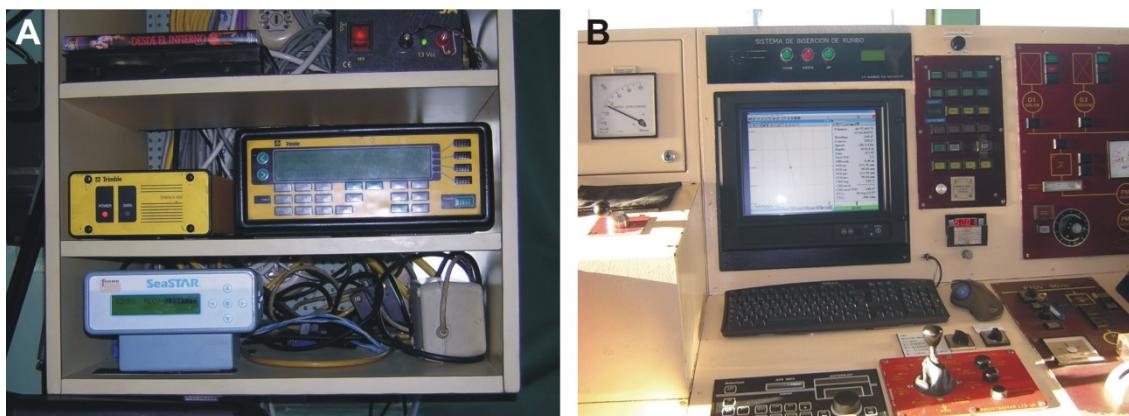
Los datos analizados en este trabajo proceden de las campañas oceanográficas realizadas en el marco del Programa de Investigación Científica de la Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE) desarrolladas en el Margen Continental de Galicia, a bordo del BIO Hespérides, durante los años 2001, 2002, 2003, 2006, 2007, 2008 y 2009 (Figura 1). La zona cartografiada abarca una superficie de aproximadamente 271.500 km<sup>2</sup>.

Este estudio está basado en el análisis e interpretación de los datos batimétricos y de reflectividad obtenidos con las ecosondas SIMRAD EM12 (hasta 2004), EM120 (desde 2005) y la EM1002 (en 2006), y de registros sísmicos de reflexión de muy alta resolución, adquiridos con la sonda paramétrica SIMRAD TOPAS PS18. Se han analizado e interpretado un total 452 perfiles sísmicos con una longitud total de 32.400 km.

### 2.1. Sistema de adquisición de datos

#### 2.1.1. Sistemas de posicionamiento

Para que toda la información adquirida durante las campañas sea de utilidad, es necesaria la correcta georreferenciación de los datos, y para ello es de gran importancia el óptimo funcionamiento del sistema de navegación del BIO Hespérides. Éste está formado por un sistema integrado (Subsistema de navegación) que controla la navegación por medio del programa KONMAP, permitiendo un seguimiento preciso de las derrotas prefijadas. El KONMAP toma los datos de los diferentes instrumentos de navegación. Este sistema acepta los datos de DGPS (*Differential Global Positioning System*, Sistema de Posicionamiento Global Diferencial) indiscriminadamente y no discierne los errores introducidos por cambios en la constelación de satélites GPS. Adaptado al GPS se encuentra el módulo diferencial (SEA STAR) que recibe directamente la señal vía satélite (Figura 5).



**Figura 5.** A) GPS y módulo diferencial instalados en el puente del BIO Hespérides. B) KONMAP instalado en el puente del buque.

Cuando existen errores de este tipo o no se recibe posicionamiento GPS, la navegación debe ser corregida posteriormente de forma manual. Todos los datos de navegación,

junto con la referencia de tiempo, son trasmisidos a la red local del buque mediante el programa KONMAP (Figura 5) y almacenados en una estación de trabajo SUN NETRA (Subsistema científico) para su archivo y tratamiento.

Las transmisiones se realizan cada segundo y toda la información es recibida y monitorizada gráficamente en tiempo real por el Subsistema Científico. Esta navegación es procesada por un operador diariamente, con el objeto de corregir los posibles datos erróneos existentes cuando la cobertura de satélites es insuficiente o no existe posición GPS. El sistema SEAPATH 200 permite integrar los datos de posicionamiento y la referencia de tiempo del GPS a las sondas paramétrica y multihaz de forma precisa y en tiempo real.

#### 2.1.2. Sistema de ecosonda multihaz

Las ecosondas multihaz son sondas de última generación que permiten obtener un registro con un 100% de cobertura del fondo marino. Su funcionamiento se basa en la emisión de un haz de transmisión que alcanza el fondo del mar y a bordo del barco se reciben un número variable de haces de recepción (Figura 6A). A partir de la medida del tiempo que han tardado los haces en recorrer la distancia que separa el barco del fondo del mar y de la velocidad de propagación del sonido en el agua, se obtiene la profundidad a la que se encuentra el fondo en el área que se va cubriendo según las derrotas del barco. Así, realizando barridos paralelos con un determinado porcentaje de solapamiento se consigue la cobertura completa del área prospectada.

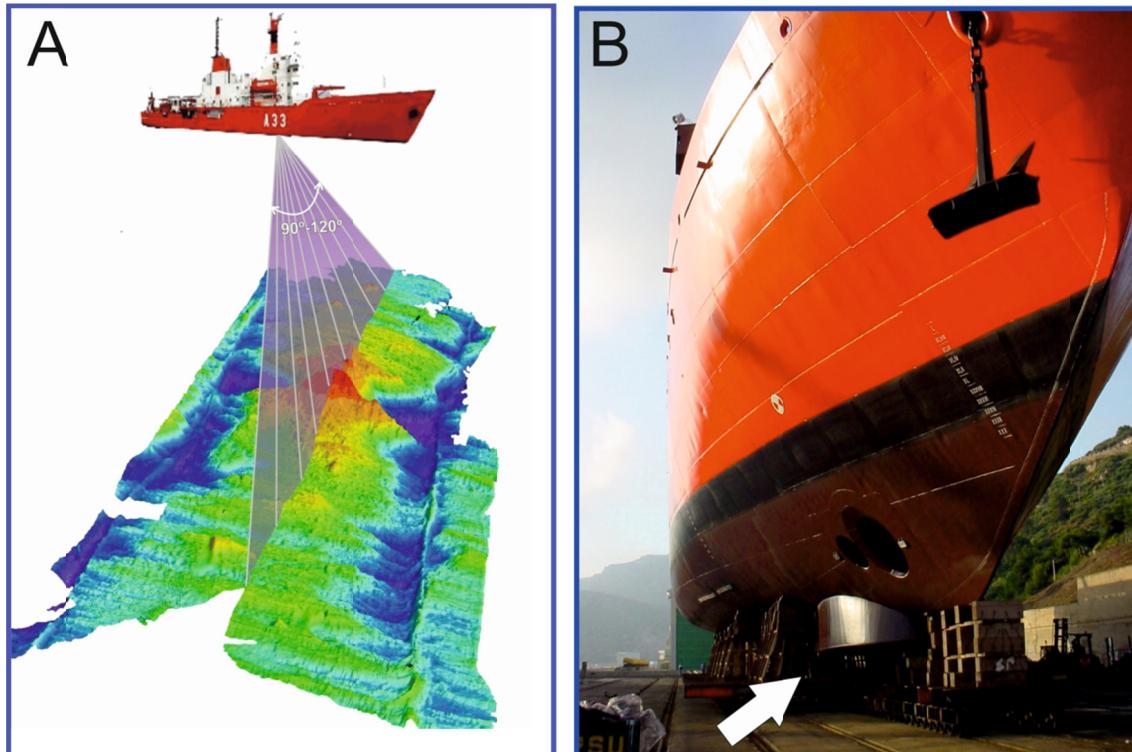


Figura 6. A) Funcionamiento del sistema de ecosonda multihaz EM120 del BIO Hespérides. B) Sensor de la sonda multihaz EM120 alojada en el casco del barco (flecha blanca).

Cuando se trabaja con ecosondas multihaz es necesario, además, tener un buen control del perfil de velocidad del sonido en el agua, ya que a partir de este parámetro la ecosonda va a transformar el tiempo en profundidad. Por este motivo, durante la campaña se han lanzado varios batítermógrafos desechables (Figura 7), conocidos como XBT, que proporcionan el perfil de velocidad de sonido a lo largo de la columna de agua.

La más reciente ecosonda multihaz SIMRAD EM120 tiene capacidad oceánica y está diseñada para operar en aguas profundas de hasta 11000 m de profundidad, cumpliendo las normativas IHO S44 para dichos levantamientos. Presenta un rango máximo de 191 haces y una cobertura media de 3,5 veces la profundidad, aunque puede cubrir hasta 6 veces la profundidad. Va montada fija en el casco del barco (Figura 6B), y dispone de dos transductores montados en forma de cruz, uno para recepción y el otro para transmisión. La EM120 es un sistema completo que incluye desde los transductores hasta el sistema de procesado final de los datos y su impresión final (Figura 8). La ecosonda multihaz EM1002 instalada en el BIO Hespérides, opera a una frecuencia nominal de 95 KHz y se utiliza para la realización de levantamientos batimétricos de alta resolución en aguas someras, de 3 a 600 m de profundidad. La precisión de los sondeos cumple con los estándares de la Organización Hidrográfica Internacional (OHI) para batimetrías de alta resolución. La cobertura máxima en la horizontal es de 1000 m aproximadamente, aunque depende de la profundidad, variando de hasta 5,5 veces la profundidad a 7 veces ésta en profundidades de 150 m. Asimismo, la apertura angular del haz emitido es totalmente regulable, pudiendo alcanzar un máximo de 150°.



Figura 7. Lanzamiento de un batítermógrafo desechable o XBT.

La metodología de muestreo empleada durante la mayor parte del proceso de adquisición ha sido realizada con la ecosonda EM120 (Figura 9). Es fundamental detectar los posibles valores erróneos lo antes posible mediante los sistemas de control y detección temprana de errores durante la adquisición de los datos. Este control se realiza desde el laboratorio donde todos los datos adquiridos son registrados, pudiéndose visualizar en tiempo real.

Debido a que en la sonda EM120 la cobertura horizontal del sondador multihaz es proporcional a la profundidad, no es posible establecer “a priori” una derrota del barco que permita garantizar una cobertura del fondo. Por ello, se parte de un proyecto de líneas paralelas, equidistantes 500 m orientadas tanto en las direcciones N-S, E-O como NE-SO. Esto permite seleccionar la línea de derrota óptima a sondar, de acuerdo con la sonda que se va obteniendo, la orientación de los veriles y del estado de la mar. Al objeto de garantizar la cobertura total del fondo, las líneas sondadas dentro del proyecto fueron aquellas que garantizaron un solape de al menos 1500 m, ya que los haces extremos en los datos obtenidos adolecen de un error excesivo.

Al comienzo de cada campaña se realiza la calibración de la ecosonda multihaz. La calibración de un sondador multihaz consiste en identificar y cuantificar los errores sistemáticos que degradan las mediciones de profundidad. En la calibración se determinan los valores angulares residuales de balanceo (*roll*), cabezada (*pitch*), y de guiñada (*yaw*), además del retardo de tiempo del sistema de posicionamiento (*timing*). La calibración previa a cada campaña es esencial para la calidad de los datos obtenidos.

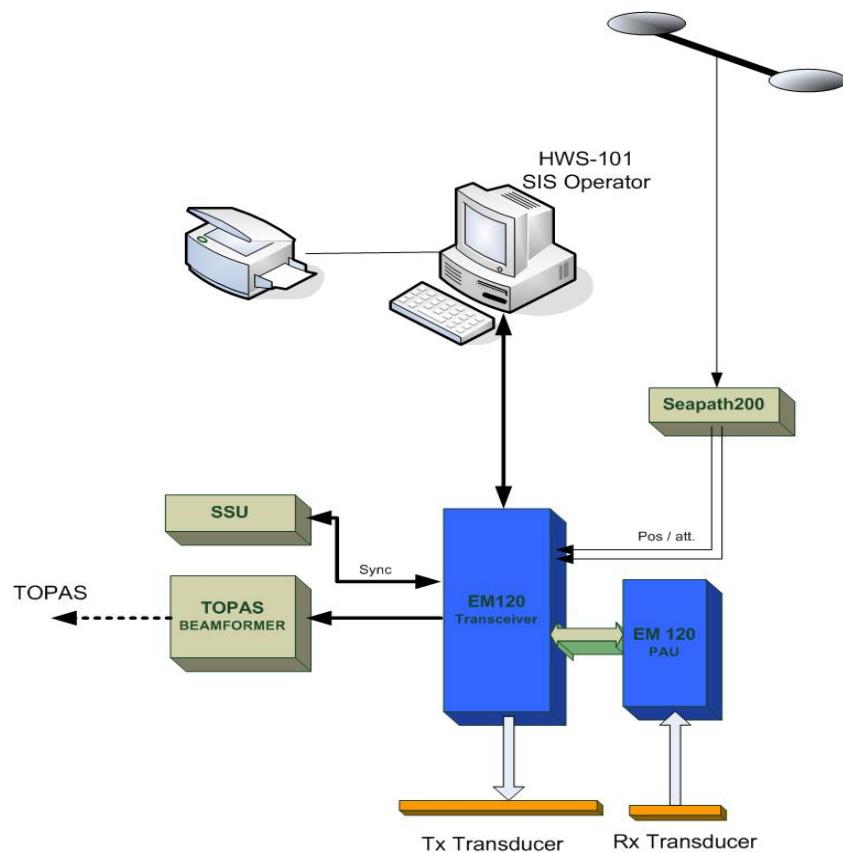


Figura 8. Esquema de montaje de la EM120.

Incorporado en los transductores de la ecosonda multihaz se localiza el Sonar de Barrido Lateral (SBL), que se utiliza para obtener sonografías del fondo marino similares a una fotografía aérea oblicua.

El SBL emite un pulso acústico de alta frecuencia por dos canales, uno a cada lado del transductor y perpendicular a la trayectoria del barco, y posteriormente recoge la energía reflejada de forma dispersa (reflectividad o *backscatter*). Como el cono del pulso acústico emitido es muy estrecho en la horizontal y amplio en la vertical la sonografía obtenida por cada transductor es una banda de anchura variable. Esta banda representa la diferencia entre la energía reflejada y emitida.



Figura 9. Unidad de adquisición y control en tiempo real de la ecosonda multihaz.

La reflectividad es de gran ayuda en la interpretación geológica del fondo ya que es función del relieve y la textura del fondo marino.

La precisión o anchura de la sonografía obtenida depende de la frecuencia utilizada (50-500 kHz), profundidad del fondo, potencia de emisión, longitud del pulso (0,1 a 0,25 ms), ángulo horizontal (0,2° -3°) y vertical (10° -90°) del haz, y la velocidad del barco (aproximadamente 10 nudos).

#### 2.1.2.1. Procesado de los datos batimétricos

La adquisición de los datos con la ecosonda multihaz conlleva el registro de datos erróneos, ruido, puntos rebotados o valores de medida incorrectos, que posteriormente deben depurarse. Para el procesado de los datos multihaz se ha utilizado en el IGME un software especializado en batimetría multihaz, el programa CARAIBES. Se trata de un programa desarrollado por IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer) que permite el tratamiento, visualización y análisis del fondo marino a partir de los datos obtenidos tanto de batimetría, con la elaboración de modelos digitales del terreno, como del *backscatter*, dando lugar a la creación de imágenes mosaico de reflectividad.

Este programa tiene diferentes ventanas en las que se puede visualizar a tiempo real cómo se va desarrollando el proceso así como los diferentes ficheros que se van generando (Figura 10). La ventana *Supervision* permite un control del proceso mientras se está ejecutando, de manera que se muestra la situación en la que se encuentra, “en curso”, “terminado correcta o incorrectamente” o bien podemos pararlo manualmente. *Processing flow* es la ventana en la que se eligen los diferentes módulos

que se van a utilizar en el procesado, éstos pueden estar conectados o no de manera que se pueden ejecutar varios procesos simultáneamente. El *Caraires Manager* es la ventana donde se identifican los ficheros con los que se está trabajando. Y, por último, el *Working Site* que permite visualizar gráficamente la localización de las líneas realizadas en la campaña, a partir de la información que se tiene de la navegación.

En un primer paso del procesado de los datos se realiza una visión preliminar de las líneas eligiendo las que se van a procesar. A continuación, se realiza un filtrado inicial de datos en el que se eliminan picos y otras medidas erróneas registradas con la sonda, siendo los principales errores originados por ruidos de interferencias así como por el solape de los haces externos de líneas adyacentes. Posteriormente, se comprueba que la calibración del sistema durante la campaña se ha realizado correctamente, en caso contrario sería necesario llevar a cabo una corrección del perfil de velocidad, de balanceo (*roll*) y/o cabeceo (*pitch*).

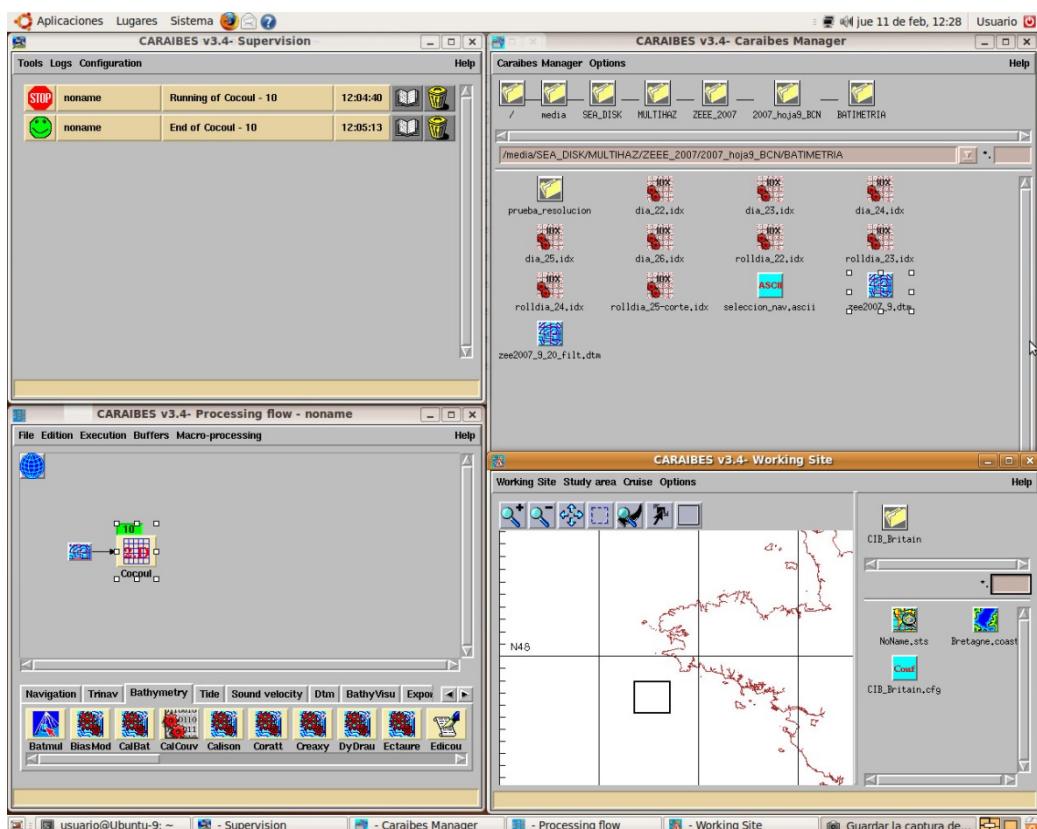
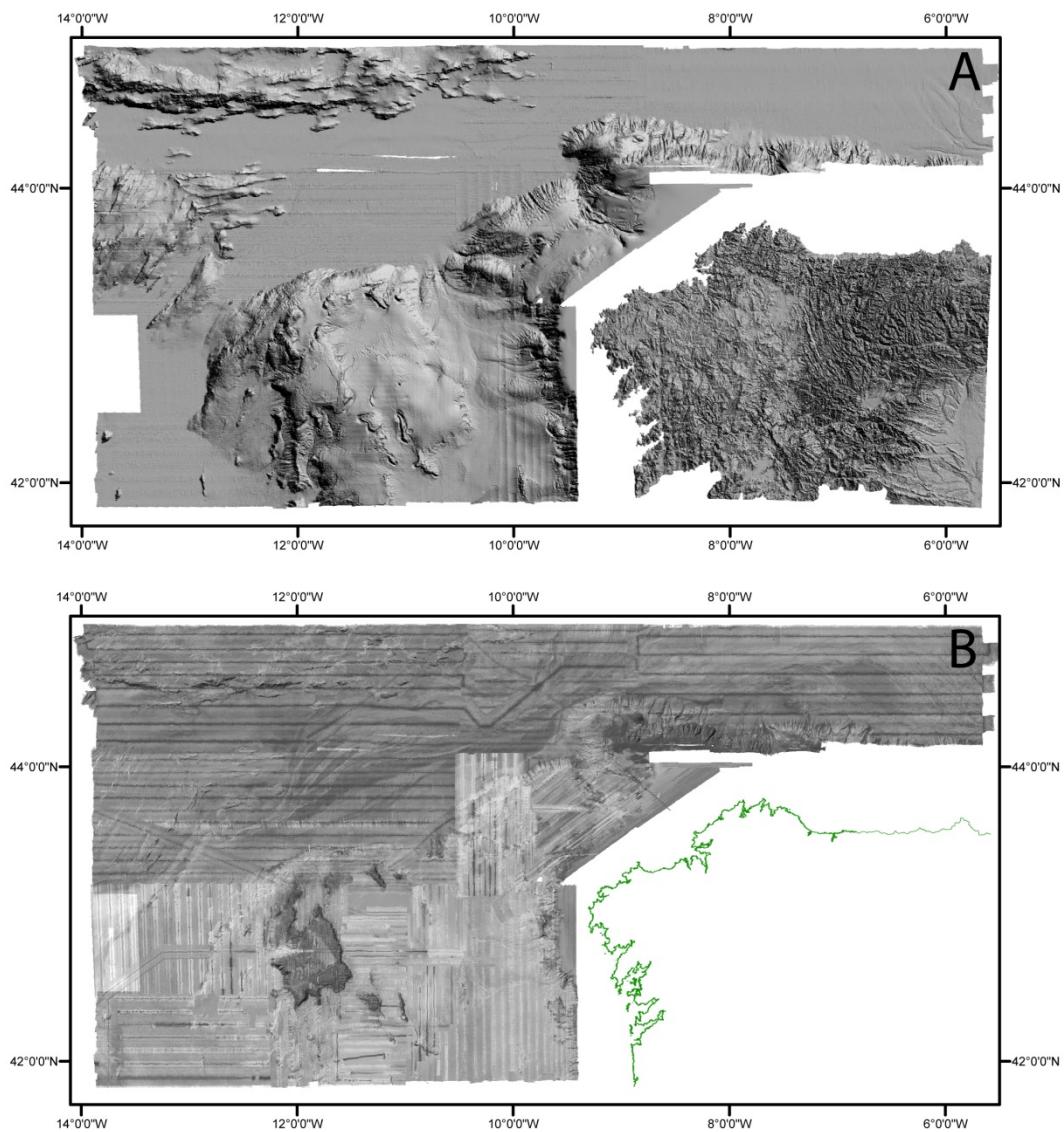


Figura 10. Detalle de la visualización del programa Caraibes.

El perfil de velocidad de transmisión del sonido es un fichero que se incorpora a los datos brutos a partir de las sondas de profundidad-temperatura XBT lanzadas durante la campaña. Una aplicación incorrecta del perfil de velocidad que no corresponda a la columna de agua puede distorsionar el cálculo de la profundidad del fondo produciendo grandes desfases que deben ser corregidos durante el procesado mediante una serie de cálculos de interpolación, frente a distancia y tiempo, de dos perfiles consecutivos. Para la corrección del balanceo y cabeceo el programa permite realizar una recalibración de los datos brutos ajustando los valores erróneos de forma automática. La última fase del procesado es el filtrado estadístico. Aquí, se produce un

filtrado muy preciso de los datos en el que se seleccionan manualmente los valores de ecosonda a filtrar y que no habían sido eliminados con anterioridad.

Este programa ofrece la posibilidad de realizar modelos digitales del terreno, lo que permite visualizar el fondo marino de forma detallada y precisa, así como realizar representaciones en tres dimensiones (Figura 11A). Además, los datos procesados pueden ser exportados en diferentes formatos, en general como XYZ ASCII, para ser utilizados en diferentes programas relacionados con los sistemas de información geográfica como el Arc Gis.



**Figura 11.** Resultados del procesado con el programa Caraibes. A) Mapa de batimetría. B) Mapa de reflectividad.

#### 2.1.2.2. Procesado de los datos de reflectividad

Los pulsos emitidos por la ecosonda viajan a través del agua hasta llegar al fondo donde en parte son absorbidos y en parte reflejados. Tanto la intensidad de los ecos recogidos del fondo dependen de la pendiente del fondo, de las irregularidades y de las características de los sedimentos tales como la composición, textura, rugosidad,

dureza y tamaño de los objetos, y de su orientación con respecto a los transductores. Las variaciones del fondo se visualizan por áreas más oscuras o más claras que representan valores más altos o más bajos de la señal de retorno, respectivamente (Figura 11B). Por tanto, se deben hacer una serie de correcciones a los datos adquiridos con la ecosonda dependiendo de las propiedades del medio, las cuales que pueden hacer variar los valores de reflectividad reales.

En primer lugar se realiza una corrección de profundidad. Cuanto mayor es la profundidad, mayor es la disipación de energía y, por tanto, menor es la reflectividad. Esta corrección se hace de manera automática ya que los datos batimétricos se encuentran incluidos dentro de los datos brutos de multihaz.

Además, la posición del transductor con respecto al haz también influye en el valor de la reflectividad, de manera que los haces que se encuentran más próximos al eje del barco presentan una reflectividad mayor que los externos debido al ángulo de incidencia con el fondo. La corrección se realiza a través de un histograma de frecuencias que representa el número de haz frente al valor de reflectividad.

#### 2.1.3. Sonda paramétrica TOPAS

La sonda paramétrica SIMRAD TOPAS PS18 (*Topographic Parametric Sonar*) o BPS (*Bottom Parametric Source*) es un sistema sísmico de reflexión de alta resolución. Posee un pulso acústico estrecho y alta resolución. Su uso se puede aplicar en un amplio rango de profundidades, con un transductor único tanto para la transmisión como para la recepción.

El sistema TOPAS emite pulsos a una frecuencia primaria de 18 kHz, de hasta 30 Kw de potencia, con frentes de ondas que operan paramétricamente para producir una frecuencia secundaria entre 0,5 y 4,0 kHz. El transductor se encuentra situado en la barquilla del BIO Hespérides a una profundidad de 3,9 m (Figura 12). Dicho transductor tiene una anchura de 120 cm, una profundidad de 35 cm y una longitud de 110 cm (Figura 12). Está compuesto por 16 transductores en barras independientes, que pueden emitir con cadencia sucesiva. La ecosonda paramétrica TOPAS utiliza la propiedad de la propagación no lineal de las ondas a través del agua para generar un pulso acústico de baja frecuencia a partir de la intermodulación de uno o dos pulsos cortos de alta frecuencia. El sistema TOPAS PS18 (Figura 13) tiene un haz acústico con una anchura variable entre 4 a 6° dependiendo de la frecuencia. El pico de consumo eléctrico es inferior a los 3 kw.



Figura 12. Localización del transductor de la sonda paramétrica TOPAS PS18 en la barquilla del BIO Hespérides.

La ventaja del sistema TOPAS frente a otros perfiladores convencionales radica en la generación de un pulso sísmico con un haz acústico más estrecho, obteniendo una mayor penetración y resolución angular (Figura 14).

La TOPAS PS 18 se estabiliza electrónicamente para el cabeceo, bandeo y elevación del barco (*heave, roll* y *pitch*). También puede ser dirigida para que tenga en cuenta la pendiente del fondo, cuando la información sobre la pendiente está disponible desde un sistema de ecosonda multihaz, como la EM120. La TOPAS PS18 está sincronizada con la EM120, y durante la operación de sincronizado la regla es que la TOPAS PS18 sólo puede emitir mientras espera el regreso de la primera llegada del fondo.

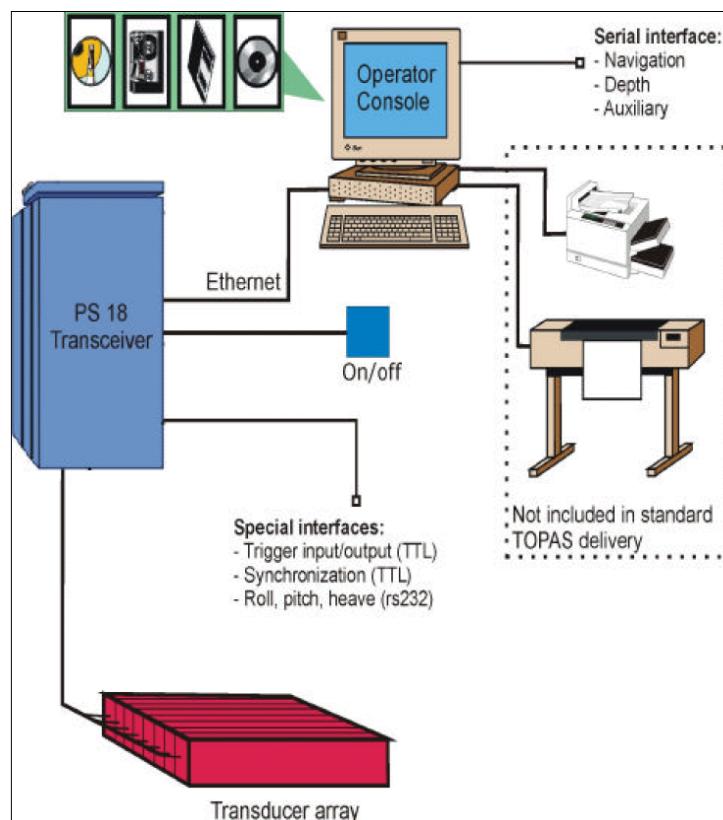


Figura 13. Sistema TOPAS PS 18.

La transmisión puede realizarse en modo onda *Ricker*, *Chirp* y *CW*. El modo normal para aguas poco profundas es la onda *Ricker* mientras que el modo *Chirp* (onda FM donde la frecuencia varía linealmente con el tiempo) se usa para aguas profundas y altas penetraciones.

El modo alta resolución es normalmente utilizado a profundidades menores de 2000-3000 m, generando pulsos simples para transmisión de ondas de alta frecuencia (onda *Ricker*) de alrededor de 4000 Hz. Este modo tiene un pulso simple con buen dominio del tiempo para altas resoluciones. Este modo requiere un amplio rango de señal-ruido para un rendimiento óptimo.

El modo de alta penetración utiliza ondas de menor frecuencia que el pulso estándar *Ricker*, con el objetivo de obtener una mayor penetración en profundidades mayores de 3000 m. Este modo utiliza la modulación de dos frentes de ondas de diferente frecuencia (onda *Chirp*) para obtener pulsos de más baja frecuencia, y así aumentar la penetración. La banda de frecuencias está determinada por las frecuencias inicial y final del barrido de la onda recibida. Se requiere un ajuste o un filtro de *spiking* para concentrar la energía en un pulso estrecho. En general, un incremento en la penetración puede dar lugar al uso de la onda *Chirp*. Esto es debido al incremento de la cantidad de energía transmitida en el agua. El incremento en el rango señal-ruido puede expresarse como  $10 \cdot \log(BW \cdot T)$  donde BW es la banda de frecuencias y T es la duración del pulso. Las frecuencias inicial y final del pulso usadas normalmente en este modo son de 1,5 kHz y 5 kHz respectivamente, dando una resolución máxima vertical de aproximadamente 0,2 ms. La duración del pulso también está en relación con la penetración que se desea. Menor duración del pulso se traduce en una mayor resolución en el registro sísmico. El pulso transmitido puede variar entre 5 y 50 ms de duración. La onda CW u onda continua genera un número de periodos de frecuencias secundarias. El número de periodos por defecto es uno. Utilizando más de un periodo se reduce la resolución pero mejora la relación señal-ruido, ya que se puede utilizar un filtro de paso banda más estrecho.

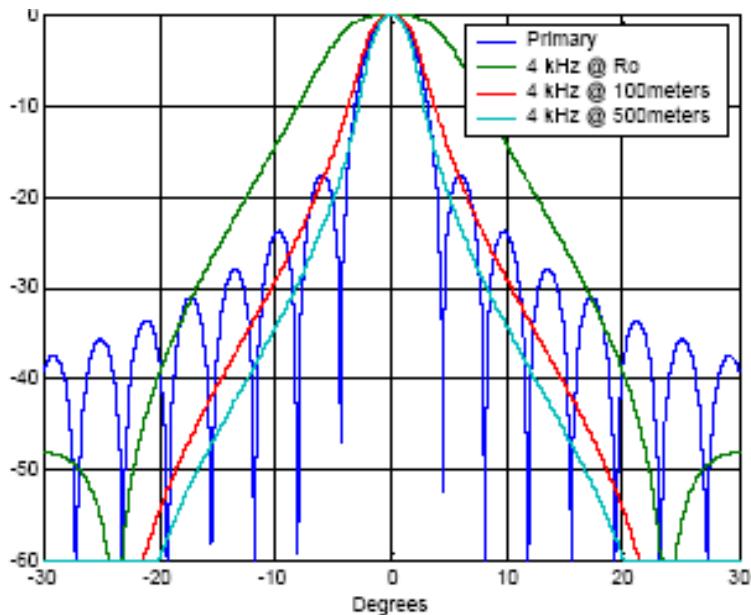


Figura 14. Generación del pulso acústico de la TOPAS PS18

El modo de disparo puede ser también interno, cuando es la propia TOPAS la que genera los disparos a un intervalo de tiempo fijo o en modo externo cuando se sincroniza con las demás sondas acústicas, especialmente con la sonda multihaz, para evitar la interferencia entre ellas. Durante la campaña pueden producirse interferencias entre la ecosonda multihaz EM120 y la TOPAS PS18. La EM120 es más sensible a estas interferencias debido a la detección automática del fondo. La interferencia sobre el registro de la TOPAS se observa como un ruido y no interfiere gravemente con ningún proceso. Esta interferencia es debida a que cada sistema transmite un pulso acústico de alta intensidad y frecuencias cercanas entre ambos. El problema con la interferencia podría evitarse usando una unidad de sincronismo, con

control de la transmisión de los diversos sistemas que interfieren mediante el inicio de una transmisión secuencial. En muchos casos, sería posible una transmisión paralela, si la señal de retorno de 18 kHz de la TOPAS, no interfiriera con la EM120.

La transmisión puede realizarse en modo normal, *Burst* o multipulso. El modo normal es cuando se realiza un solo disparo a intervalos de tiempo definidos. El modo *Burst* transmite una serie de pulsos idénticos para cada emisión de pulsos y los intervalos entre ellos pueden prepararse en el menú contextual. El modo multipulso transmite pulsos con un intervalo de repetición más corto que el tiempo de recorrido entre el transductor y el fondo.

Para la adquisición, procesado y almacenamiento digital de los datos de TOPAS se ha utilizado el nuevo software de *Kongsberg* (Figura 15).

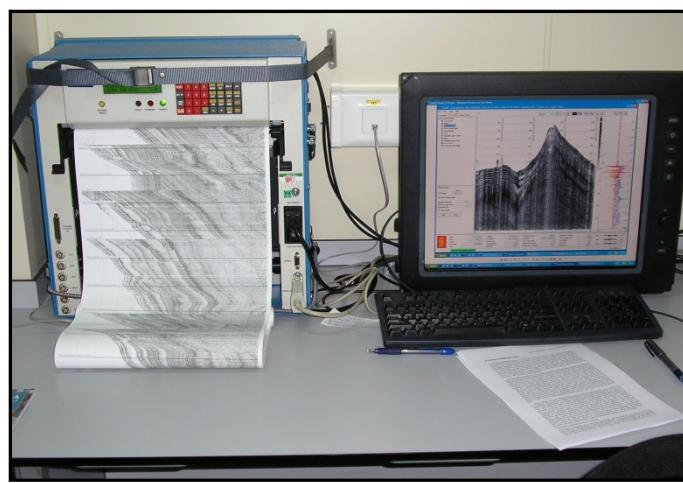


Figura 15. Adquisición y procesado desde el sistema TOPAS PS 18.

Las señales reflejadas por el fondo son amplificadas, digitalizadas, procesadas y representadas en tiempo real sobre una pantalla gráfica de color (Figura 16) y sobre un registrador térmico EPC DOWTY. Los principales pasos en el sistema de procesado en tiempo real son: filtrado de pasa banda, deconvolución, dereverberación, *stacking*, ganancia variable con el tiempo (TVG), control automático de ganancia (AGC), filtro de oleaje y corrección del cabeceo, bandeo y elevación del barco (*heave, roll* y *pitch*). El nuevo software permite el seguimiento automático del fondo mediante el “*bottom tracker*”. El TVG sigue una curva de ganancia predefinida en función del tiempo, la cual se divide en tres secciones diferentes (A-B, B-C y C-D), cuya rampa (dβ/ms) y longitud pueden variarse interactivamente durante la adquisición. El TVG puede llevarse en modo automático, donde la curva de ganancia está calculada en base al nivel medio de la señal en varias secciones.

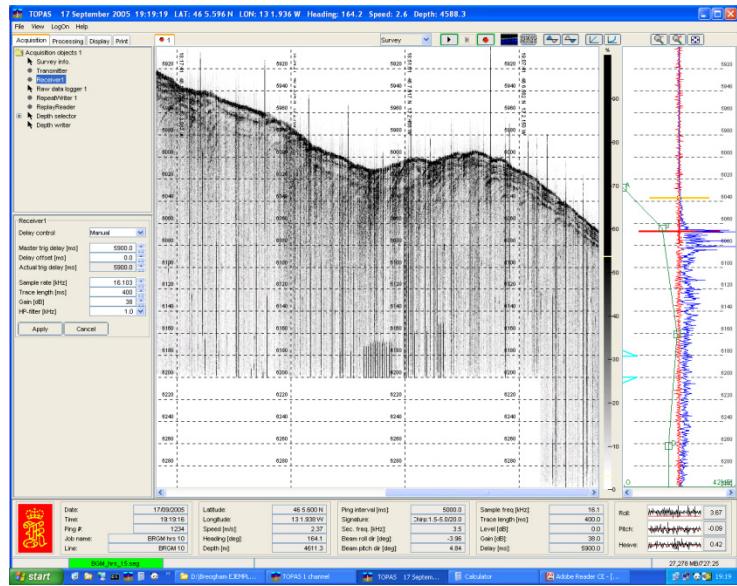


Figura 16. Software de la TOPAS PS 18.

Los datos producidos por la TOPAS PS18 son grabados en ficheros TOPAS raw (TOPAS \*.RAW) o ficheros SEG-Y (TOPAS \*.PRO). Lo recomendado es grabar en formato .RAW ya que contiene información sobre el rumbo (*heading*) y la velocidad del barco. El software permite la conversión posterior entre estos tipos de ficheros.

## 2.2. Análisis e interpretación de los datos

### 2.2.1. Análisis del ecocarácter

Desde los años 50 del siglo XX, el análisis de facies acústicas usando registros sísmicos (3,5 kHz, *pinger*, 12 kHz, Sonda Paramétrica o TOPAS) ha constituido una técnica relevante para el estudio del tipo de sedimento así como de los procesos sedimentarios en ambientes profundos. Aunque B. C. Heezen fue el primer geólogo marino que llevó a cabo dichos estudios a partir del análisis de la reflectividad del fondo (Heezen *et al.*, 1959; Hollister y Heezen, 1972), fue J. E. Damuth quien propuso la primera clasificación de la respuesta acústica en ambientes profundos, divulgando su metodología a la comunidad científica marina (Damuth, 1975, 1978, 1980; Damuth y Hayes, 1977; Damuth *et al.*, 1983, 1988). Desde entonces, son numerosos los trabajos que confirman la efectividad de utilizar el ecocarácter como método indirecto para la caracterización de procesos sedimentarios. Estos trabajos se han llevado a cabo especialmente en diferentes zonas del Océano Atlántico (Driscoll y Laine, 1996; Ercilla *et al.*, 1998; Droz *et al.*, 2001; Chough *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2002; Taylor *et al.*, 2002; Pudsey y Howe, 2002; Alves *et al.*, 2003; Orpin, 2004; Hernández-Molina *et al.*, 2008, entre otros).

Muchos de estos estudios se han complementado con la obtención de muestras de sedimento mediante dragas y sondeos. En las proximidades de la zona de estudio la utilización del análisis del ecocarácter y su relación con el tipo de sedimento obtenido a partir de dragas y sondeos, se ha llevado a cabo principalmente en el extremo norte del Golfo de Vizcaya, en los márgenes Céltico y Armoricano (Auffret, 1983; Droz *et al.*,

1999; Zaragosi *et al.*, 2000, 2001a, 2001b, 2006; Bourillet *et al.*, 2003; Lericolais *et al.*, 2003; Mojtaid *et al.*, 2005, 2013; Eynaud *et al.*, 2007; Toucanne *et al.*, 2007, 2009, 2010, 2012; Penaud *et al.*, 2008), y al oeste del margen Cantábrico (Caralp *et al.*, 1971; Crèmer *et al.*, 1999; Bellec, 2003).

Las cartografías realizadas se han llevado a cabo a partir de la clasificación de las facies acústicas observadas en los registros sísmicos de alta resolución procedentes de la sonda paramétrica TOPAS registrados durante las campañas de la Zona Económica Exclusiva Española de los años 2001, 2002, 2003, 2006, 2007, 2008 y 2009. Para este análisis se utiliza la metodología propuesta por Hollister (1967) y Damuth (1980) donde se realizan los siguientes pasos:

- Análisis de todos los perfiles sísmicos de alta resolución.
- Clasificación específica de los diferentes ecos observados.
- Cartografía de cada tipo de eco en cada trazado de línea sísmica y la consiguiente interpolación entre líneas adyacentes.

Sin embargo, en algunas zonas cartografiadas se han tenido problemas en la interpretación de los registros debido, principalmente, al mal funcionamiento en la adquisición de los datos durante la campaña, que da lugar a perfiles con calidad insuficiente para determinar de manera clara el tipo de eco, así como la falta de señal en zonas de elevada pendiente.

### 2.2.2. Análisis de la reflectividad

El análisis de la reflectividad se ha convertido, junto con el uso de sondas multihaz, en una herramienta habitual en la exploración y caracterización de los fondos marinos (Mitchell y Clarke, 1994; Borgeld *et al.*, 1999; Goff *et al.*, 1999). El estudio de la reflectividad en la zona de estudio se ha realizado a partir de los datos obtenidos con la ecosonda multihaz. El procesado de los datos y la aplicación de métodos geoestadísticos de interpolación han permitido la construcción de mosaicos de reflectividad del fondo. Los valores de la reflectividad dependen de varios factores como son: el ángulo de incidencia, naturaleza de los sedimentos, rugosidad o topografía del fondo, así como compactación y porosidad del terreno (Urick, 1975; Blondel y Murton, 1997; Davis *et al.*, 2002; Blondel, 2003; Nitsche *et al.*, 2004; Medialdea *et al.*, 2008). Además, la intensidad de la reflectividad depende también de otros parámetros que no están relacionados con la naturaleza del fondo, como son el ángulo de incidencia del haz sobre el fondo y cambios bruscos en la batimetría (Lurton, 2002). Para evitar errores en las interpretaciones, es conveniente complementar la información que nos proporciona la reflectividad con muestras de sedimentos, estratigrafía de alta resolución e, incluso, con información acerca de las masas de agua, temperatura y salinidad (Damuth, 1980; Mc Clennen, 1989; Pratson y Laine, 1989). Sin embargo, Dartnell y Gardner (2004) sugieren que el tamaño del grano de los sedimentos va a ser el factor más influyente en los cambios observados en la intensidad de la reflectividad. En general, la diferencia entre un fondo lodoso o rocoso puede variar en el orden de 10-20 dB (Goff *et al.*, 1999, 2000). Por tanto, existe una relación directa entre la reflectividad y el tamaño de grano de los sedimentos, de

manera que se puede interpretar que sedimentos de tamaño de grano grueso o afloramientos de basamento van a dar altos valores de reflectividad, mientras que sedimentos más finos y homogéneos darán valores de reflectividad bajos o medios (Goff *et al.*, 2000; Urgeles *et al.*, 2002; Nitsche *et al.*, 2004).

Los valores de reflectividad deben ser considerados con cierta precaución, ya que no dependen únicamente del tipo de sedimento más superficiales, sino que también están controlados por las características físicas de los primeros metros del sedimento, como pueden ser la porosidad, la densidad, el tipo de fluidos que contiene en sus poros, etc., debido al cierto grado de penetración dentro del sedimento de la sonda multihaz (Hernández-Molina *et al.*, 2008). Diversos estudios consideran que datos de reflectividad obtenidos a partir de la ecosonda multihaz son el resultado de la respuesta acústica media de los primeros tres metros de sedimento y, por tanto, no es representativo de las características actuales del fondo (Barthelemy y Pockalny, 2002; Medialdea *et al.*, 2008). Según esto, los procesos sedimentarios que se deducen a partir del análisis de estos resultados son recientes pero no necesariamente actuales.

En general, el estudio de la reflectividad puede proporcionar una información interesante en cuanto a la textura de los sedimentos superficiales para una cartografía sistemática de las propiedades acústicas del fondo. Para estudios de detalle, resulta imprescindible una comparación con los análisis de muestras para evitar interpretaciones erróneas.

En la elaboración de esta cartografía se ha realizado el estudio combinado de reflectividad, con el análisis morfológico, a partir de la elaboración de Modelos Digitales del Terreno, y estratigráfico, sobre la base de la información de los perfiles sísmicos de la sonda paramétrica TOPAS. No ha sido posible su correlación con datos de muestras superficiales por no disponerse de esta información en el área cartografiada.

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO Y OCEANOGRÁFICO

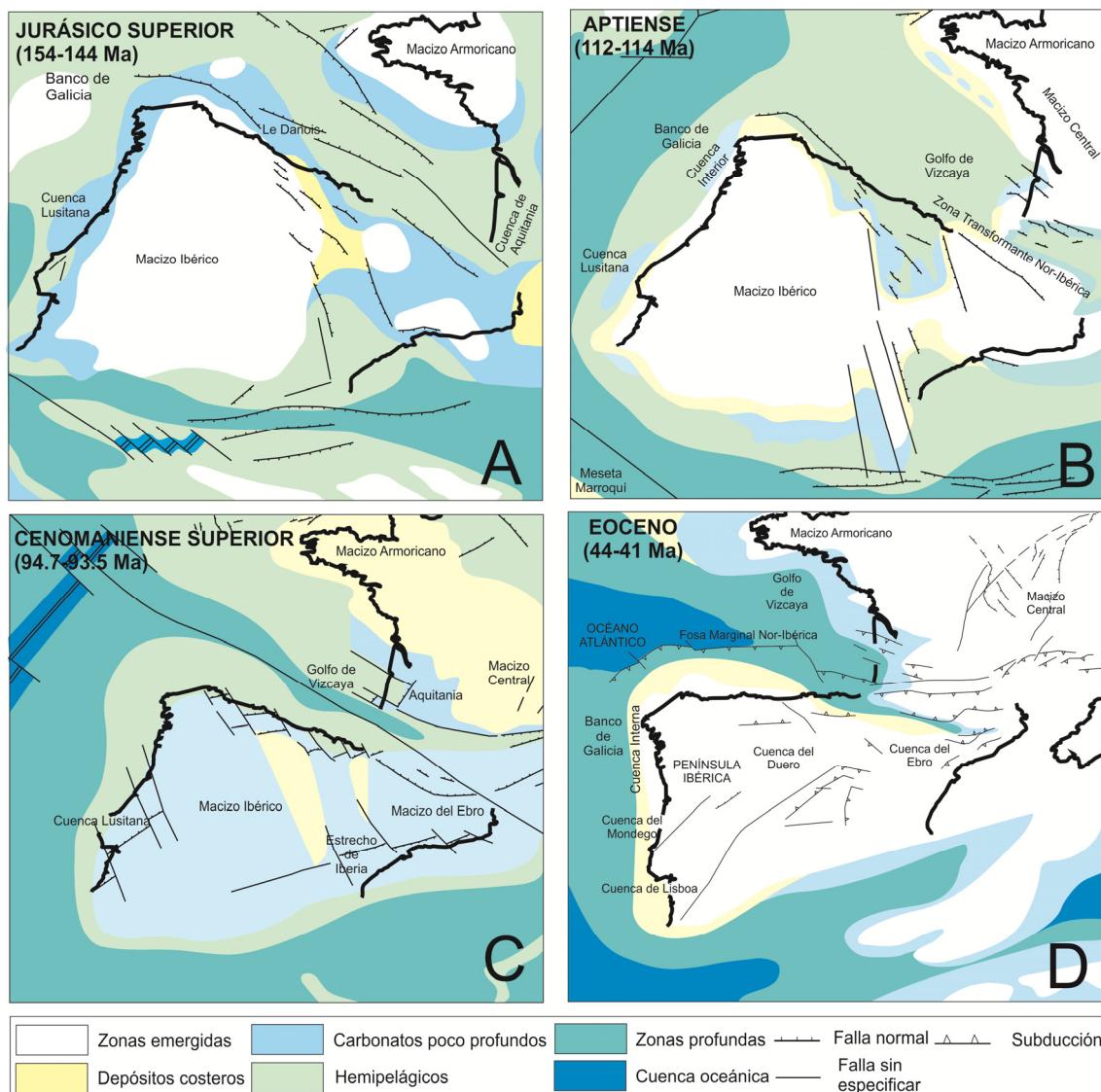
#### 3.1. Geología del Margen Noroccidental Ibérico

La morfología, estructura y secuencia sedimentaria del noroeste de Iberia está fundamentalmente controlada por su evolución geodinámica. El reflejo en la morfología del fondo marino de los procesos tectónicos han condicionado a su vez los procesos sedimentarios, bien controlando la orientación de los cañones submarinos y dando lugar al levantamiento del margen, originando que las pendientes del talud continental sean elevadas, lo que favorece el desarrollo de procesos sedimentarios transversales, bien interactuando, obstaculizando o dificultando la circulación de las corrientes profundas, dando lugar a procesos erosivos o deposicionales longitudinales al margen.

La evolución tectónica del Margen Noroccidental Ibérico se caracteriza por varios episodios extensionales y compresivos durante el Mesozoico y Cenozoico. En el Mesozoico tuvieron lugar diversas etapas de extensión de la corteza continental ibérica (Figura 17A). El principal episodio extensional ocurrió entre el Berriasiense y el Aptiense superior, que dio lugar al desarrollo de fallas normales y bloques basculados, así como al emplazamiento de rocas peridotíticas desde el manto superior (Boillot y Malod, 1988) (Figura 17B). Posteriormente, la apertura del fondo oceánico del Atlántico Norte dio lugar a la rotación en sentido antihorario de la Placa Ibérica con respecto a la Placa Euroasiática, originando la formación del Golfo de Vizcaya (Le Pichon *et al.*, 1971; Olivet *et al.*, 1984) (Figura 17C). El margen se comportó como un margen pasivo no volcánico hasta el comienzo del Cenozoico (Figura 18) donde se convirtió en un margen activo (Grimaud *et al.*, 1982). Durante el Cretácico superior-Eoceno superior la convergencia de Iberia hacia el norte, debido al empuje de la Placa Africana al sur, dio lugar a la colisión de las placas Ibérica y Euroasiática provocando la formación del Orógeno Pirenaico y la Fosa Marginal Nor-Ibérica en el límite de placas (Olivet *et al.*, 1984; Srivastava y Tapscott, 1986) (Figura 17D). Desde el Mioceno hasta la actualidad han tenido lugar eventos tectónicos de menor intensidad. Muchos autores (Groupe Galice, 1979; Mauffret y Montadert, 1987; Mougenot, 1988) han propuesto diferentes etapas de deformación del margen durante este periodo, sin embargo, resulta difícil precisar la edad (Murillas *et al.*, 1990). Se observan fallas y pliegues que afectan a la cubierta sedimentaria más reciente lo que revela que la actividad tectónica ha perdurado hasta épocas recientes (Vázquez *et al.*, 2008). A partir del análisis de los mecanismos focales de los terremotos se ha conseguido establecer las características del tensor de esfuerzos actual, indicando la continuidad del proceso de deformación compresiva hasta la actualidad, con una dirección de acortamiento NO-SE (Ribeiro *et al.*, 1996; Herraiz *et al.*, 2000; González-Casado y Giner, 2000).

A partir de criterios morfoestructurales y morfosedimentarios el Margen Continental Gallego puede dividirse en una serie de unidades fisiográficas claramente diferenciables, que de este a oeste han sido denominadas (Vanney *et al.*, 1979; Murillas *et al.*, 1990; Sanz Alonso, 2005; Vázquez *et al.*, 2008; Maestro *et al.*, 2013, 2015): i) Plataforma Continental de Galicia; ii) Talud Continental Septentrional; iii)

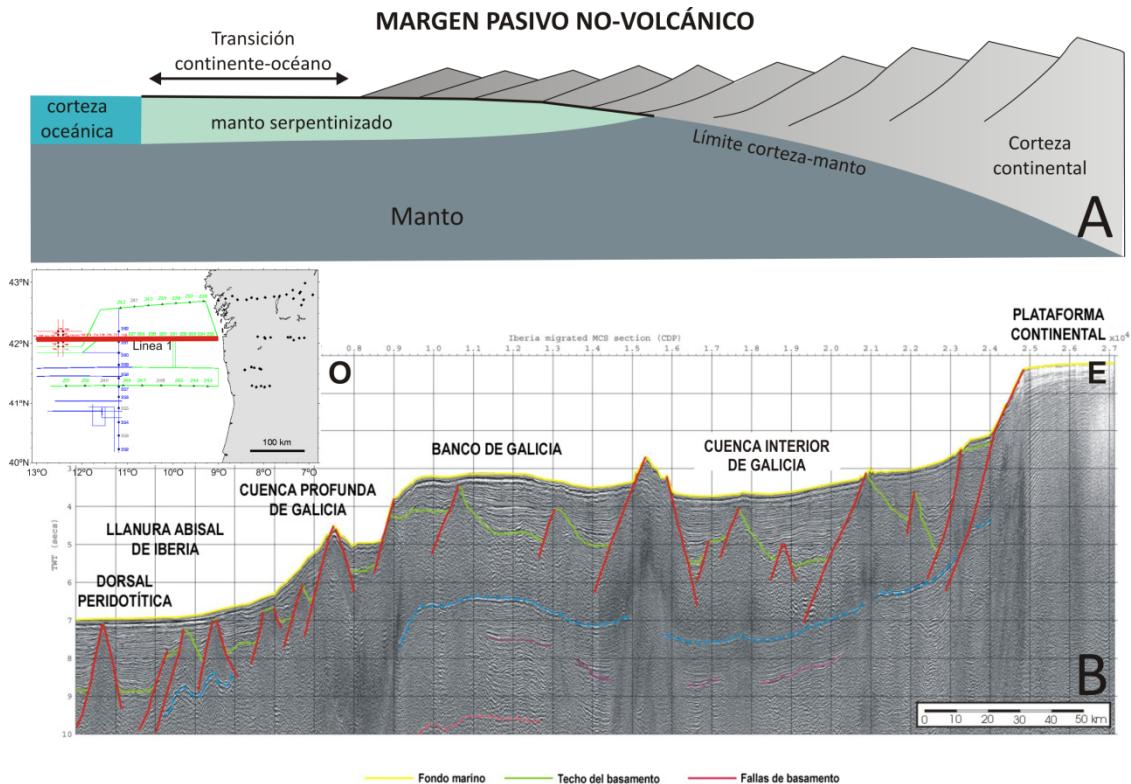
Plataformas Marginales; iv) Talud Superior Continental Occidental; v) Cuenca Interior de Galicia; vi) Zona Transicional; vii) Banco de Galicia; viii) Dominio de Semicuencas; ix) Margen Profundo de Galicia; y x) Flanco Noroeste (Figura 19). Estas zonas limitan al norte y al sur con las llanuras abisales de Vizcaya e Iberia, respectivamente.



**Figura 17.** Esquemas de la evolución tectónica de la Península Ibérica durante A) el Jurásico superior; B) el Aptiense-Albiense (Cretácico Inferior); C) el Cenomanense (Cretácico Superior); y D) el Eoceno. Modificado de Decourt et al. (2000).

La **Plataforma Continental de Galicia**, cuyo límite se encuentra entre los 180 a 200 m de profundidad, es subparalela a la costa y tiene una anchura media de unos 35 km (Figuras 18 y 19). La pendiente media es de 0,3° frente a las Rías Bajas, de 0,5° entre cabo Finisterre y Ortegal, y 0,35° en el norte. No obstante, entre la costa y los 90 m de profundidad la pendiente alcanza un valor medio de 0,74°; mientras que la plataforma externa, entre los 170 m y el límite de la plataforma, es bastante más aplacera, pues tiene una pendiente media del 0,1°. Se caracteriza fundamentalmente por presentar una extensa superficie de abrasión de edad probablemente oligocena, retocada posteriormente durante el cuaternario, y donde la orientación de los principales accidentes morfológicos refleja un claro control estructural (Auxietre y Dunand, 1978).

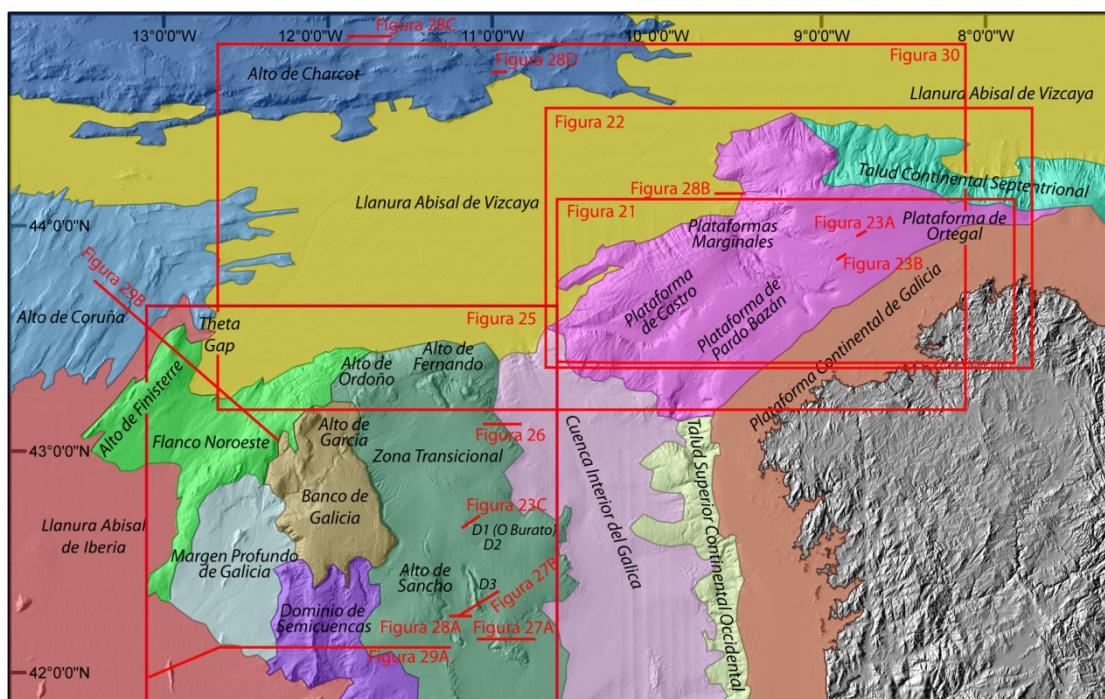
Por lo general, presenta morfologías de depósito de escaso espesor, relacionadas con aportes de sedimentos distribuidos paralelamente a la costa, rellenando depresiones o los cauces de antiguos cursos fluviales desarrollados sobre la plataforma durante el último máximo glaciar (Rey, 1991). En la plataforma interna, la pendiente generalmente alta de la zona infralitoral es debida a relieves residuales (bajos rocosos e islas) que enlazan con las puntas y cabos del dominio supralitoral. En la plataforma media, al pie de los últimos relieves de los afloramientos costeros del basamento, se desarrollan formas deposicionales entre vestigios de morfologías heredadas; siendo de destacar, frente a las Rías Bajas, las pequeñas irregularidades del relieve debidas a superficies de erosión o depósito, cuyos desniveles mayores no superan los 3 m (Rey y Díaz del Río, 1987; Rey *et al.*, 1989). La plataforma externa se caracteriza por la coexistencia de relieves residuales relacionados con los afloramientos de las unidades rocosas de las series superiores post-eocenas (Lamboy y Odin, 1975), situadas en el borde distal, con un prisma sedimentario progradante, situado en la parte proximal de este subsector. Así mismo, hacia el borde de la plataforma, se desarrollan morfologías gravitacionales sobre el prisma progradante del borde de plataforma.



**Figura 18.** A) Esquema sintético de un margen de tipo pasivo no-volcánico (Ruppel, 1995); B) Perfil Sísmico 1 (Proyecto Iberia Seismic Experiment'97, ISE, Sawyer *et al.*, 1997) donde se muestran las principales zonas morfológicas en que se ha dividido el Margen Continental de Galicia.

El **Talud Continental Septentrional**, cuyo límite inferior se sitúa sobre los 4700 m de profundidad, entrando en conexión con la Llanura Abisal de Vizcaya, tiene una pendiente media de 6°, que aumenta hacia el oeste, alcanzando en algunos sectores los 30° (Figura 19). Estos valores altos de la pendiente están condicionados por los procesos tectónicos que tuvieron lugar durante la Orogenia Alpina y que dieron lugar al levantamiento del Margen Continental Gallego y Cantábrico, en relación al proceso de subducción de la corteza oceánica de Vizcaya bajo la corteza continental de Iberia

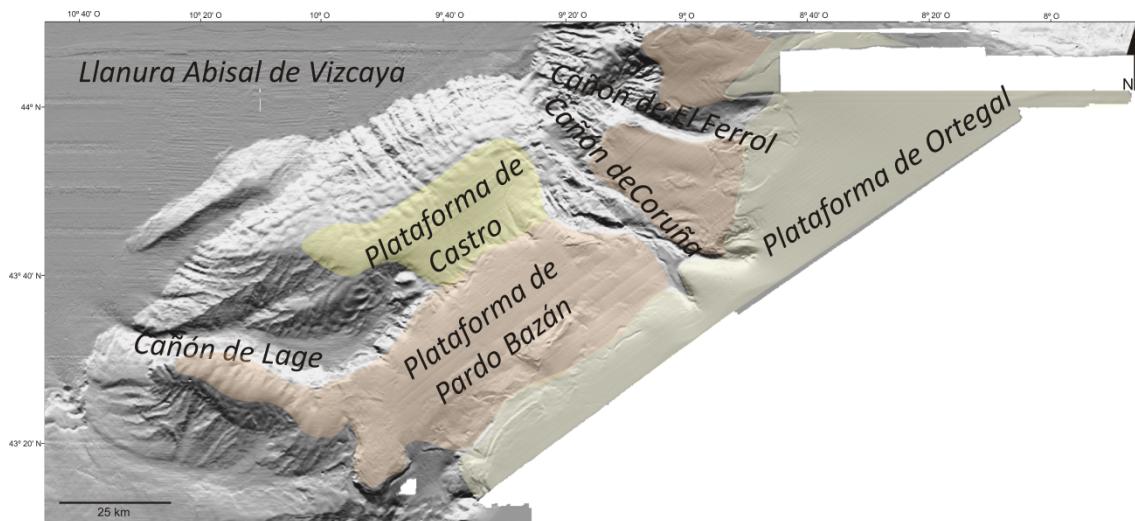
(Gallastegui, 2000; Gallastegui *et al.*, 2002). Estos movimientos de levantamiento no han cesado, y continúan su actividad actualmente, tal y como se observa en la zona emergida con la elevación episódica de las rasas costeras (Flor, 1983; Mary, 1983; Álvarez-Marrón *et al.*, 2008) y la presencia de fallas inversas en los materiales cuaternarios situados sobre estas rasas (Gutiérrez-Claverol *et al.*, 2006). En el Talud Continental Septentrional predominan los procesos erosivos, que se reflejan fundamentalmente en la existencia de rasgos morfológicos relacionados con transporte en masas y la presencia de cañones submarinos, como los de Prioriño, San Jorge y Frouxeira, con orientación predominantemente N-S a NNE-SSO y tramos de dirección NE-SO, que coinciden con las principales directrices estructurales definidas en este sector.



**Figura 19. A) Principales unidades fisiográficas diferenciadas en el Margen Continental Gallego y en las llanuras abisales adyacentes. Sobre él se han indicado la localización de las figuras que se muestran en este apartado.**

Las **Plataformas Marginales** se localizan en el sector septentrional del talud continental del Margen Gallego entre 43°20'N y 44°10'N de latitud y 8°00'N y 10°20'O de longitud. Se han diferenciado tres plataformas de gran extensión con pendientes relativamente suaves (0,2° a 2,5°), y situadas entre los 200 y 2500 m de profundidad. Su origen se relaciona con fallas normales de dirección NE-SO que provocaron el hundimiento progresivo del margen continental hacia la cuenca, en relación a los procesos extensionales mesozoicos que configuraron el margen en relación a la apertura del Atlántico Norte, y que posteriormente durante la Orogenia Alpina y hasta la actualidad han sido reactivadas (Maestro *et al.*, 2013; Jané, 2015). Son fundamentalmente superficies de abrasión tapizadas, en algunos sectores, por depósitos sedimentarios ligados a procesos transversales relacionados con corrientes profundas de contorno. Estas plataformas han sido denominadas, desde zonas más someras a profundas, de Ortegal, de Pardo Bazán y de Castro (Figura 20).

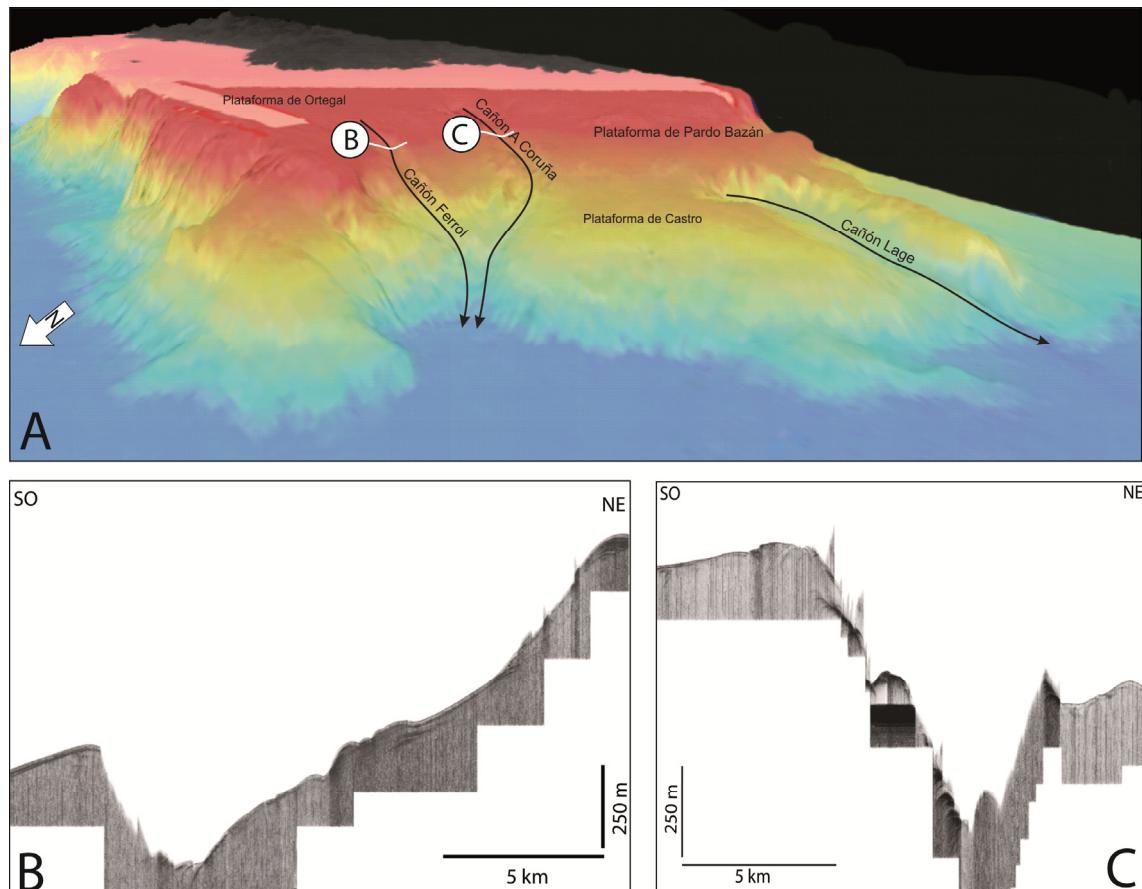
a) La Plataforma de Ortegal se extiende en dirección NE-SO unos 160 km y presenta en su zona de mayor extensión una anchura de 22 km (Figura 20). Se localiza a una profundidad entre los 200 y 400 m. Se caracteriza por presentar una forma triangular, con una ligera inclinación hacia el noroeste, con una pendiente de 0,2°. Al oeste de este sector destaca la presencia de dos cañones submarinos que cortan al talud en dirección NO-SE, denominados, de norte a sur, de El Ferrol y A Coruña, respectivamente (Figura 21). En esta plataforma se observan evidencias de migración de fluidos, caracterizadas por anomalías acústicas y elementos morfológicos, que se identifican tanto en el fondo marino como afectando hasta unos 20 m del registro sedimentario (Figura 22). Se observan abombamientos en la superficie del fondo marino asociados a perturbaciones columnares transparentes que parecen estar relacionados con la migración de fluidos a la superficie, y que constituyen la etapa inicial de la formación de los *pockmarks* (Hovland, 1981) (Figura 22A y B). Alcanzan un metro de altura y hasta 150 m de diámetro. Otras morfologías positivas con formas circulares o elípticas son los *mounds* coralinos que alcanzan los 3 m de altura y hasta 150 m de diámetro, y que se concentran principalmente en el sector occidental de la plataforma. Estos *mounds* coralinos están formados por la precipitación de carbonatos de origen biológico en relación a estas emisiones de fluidos ricos en hidrocarburos (Figura 22B). Por último, y en relación con la Masa de Agua Mediterránea (MW), que asciende a través de los cañones de El Ferrol y A Coruña, se han identificado en el margen meridional de sus cabeceras morfologías contorníticas tanto erosivas como deposicionales (Llave *et al.*, 2015) (Figura 23A y B).



**Figura 20.** *Modelo digital del terreno donde se muestra la localización y la configuración de las plataformas marginales en el Margen Continental Gallego. La localización de este sector se muestra en la figura 19.*

b) La Plataforma de Pardo Bazán se caracteriza por presentar una orientación NE-SO con una longitud de 80 km y anchura de 25 km. Se extiende desde una profundidad de 900-1000 m hasta alcanzar los 1800 y 2000 m, con una pendiente de 2,5° (Figura 20). En esta plataforma también se han identificado una serie de depósitos y fosas contorníticas cuyo desarrollo se relacionan a la influencia de la Masa de Agua del Labrador (LSW) (Llave *et al.*, 2015) (Figura 23C).

c) La Plataforma de Castro se localiza a mayor profundidad, aproximadamente entre 2200 m y 2400 m (Figura 20). Presenta una dirección NE-SO y una superficie regular ligeramente tendida hacia el noroeste con una pendiente de 1,5°. Al suroeste de este sector destaca la presencia del Cañón de Lage que se extiende en una dirección E-O (Figura 21A). Está cubierta por una serie de morfologías sedimentarias de origen contornítico relacionadas con la Masa de Agua Noratlántica Profunda (NADW) (Llave *et al.*, 2015) (Figura 23C).

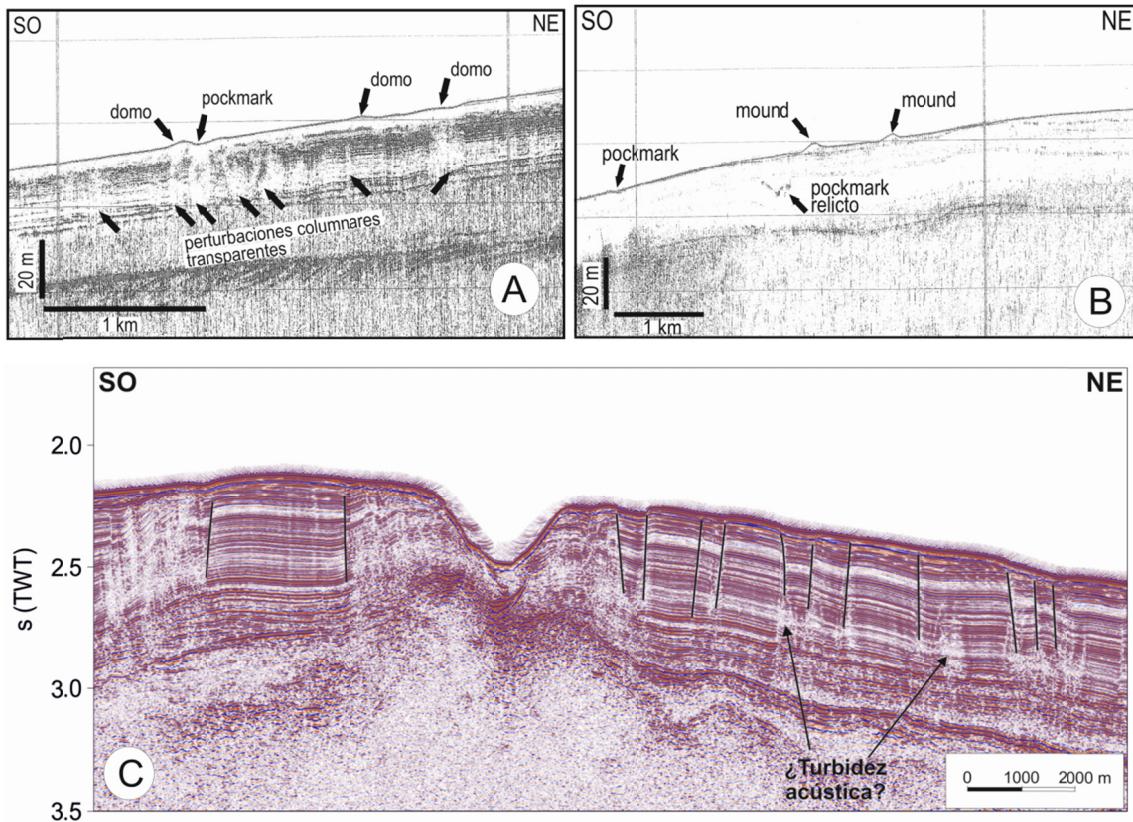


**Figura 21.** A) *Modelo digital del terreno de la unidad de las Plataformas Marginales donde se muestra su localización y los principales cañones submarinos que las disectan. La localización de este sector se muestra en la figura 19.* B) y C) *Perfiles sísmicos de muy alta resolución (TOPAS) mostrando las secciones transversales de los cañones del Ferrol y de Coruña, respectivamente.*

El **Talud Superior Continental Occidental** tiene una anchura media de 22 km, presenta el límite inferior sobre los 2500 a 3000 m de profundidad limitando con la Cuenca Interior de Galicia (Figura 19). Tiene una pendiente media de 6° y está cortado por cuatro importantes cañones submarinos, cuyas cabeceras apenas alcanzan el borde de la plataforma, entre los que destaca, de norte a sur, los cañones de Muxia, Muros, Arousa y Pontevedra. En su parte inferior han sido descritos depósitos contorníticos ligados a la actividad de la Masa de Agua Noratlántica Profunda (Mena *et al.*, 2010; Llave *et al.*, 2015).

La **Cuenca Interior de Galicia** se localiza entre el Talud Superior Continental Occidental y la Zona Transicional (Figura 19). Tiene una longitud de 150 km con una orientación NNO-SSE a NO-SE, una anchura de 45 km y sus márgenes están controlados por fallas

normales que buzan hacia el este y oeste, dando lugar a la formación de escarpes que alcanzan 450 m de altura (Vázquez *et al.*, 2008) (Figuras 24 y 25). La sedimentación reciente de este sector se caracteriza fundamentalmente por aportes turbidíticos en el sector oriental, en relación a la actividad de los cañones del Talud Superior Continental Occidental, depósitos contorníticos en relación a la actividad de la Masa de Agua Noratlántica Profunda (Mena *et al.*, 2010; Llave *et al.*, 2015; Jané, 2015) y depósitos pelágicos y hemipelágicos (Mena *et al.*, 2010).



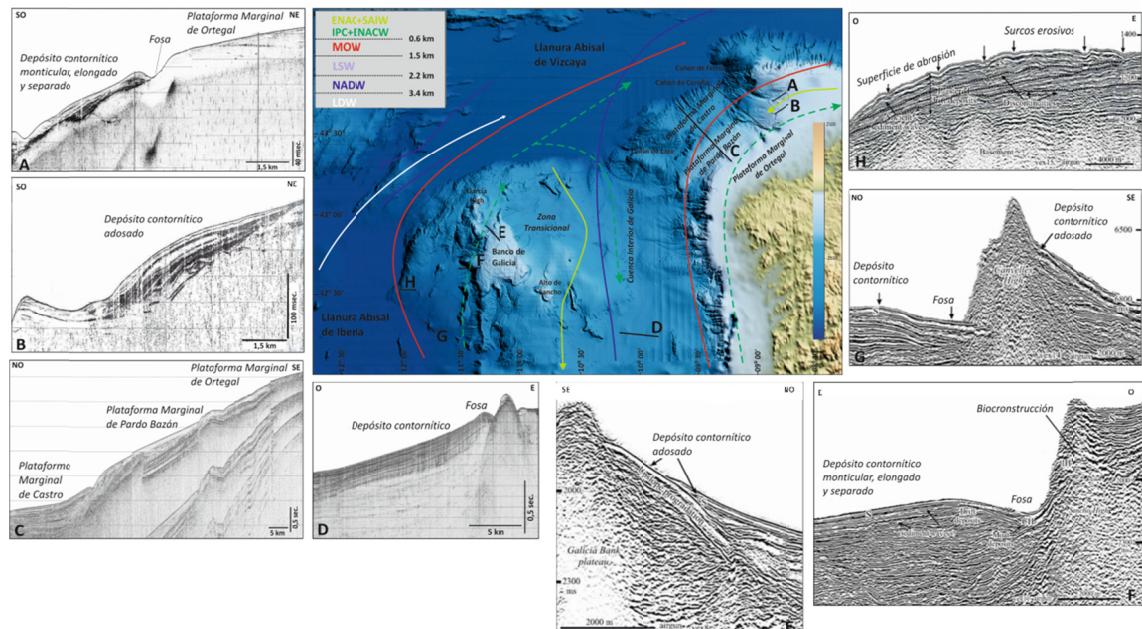
**Figura 22.** A) Perfil sísmico de muy alta resolución (TOPAS) donde se observan abombamientos de la superficie del fondo marino coincidiendo con perturbaciones columnares transparentes de la señal sísmica. B) Perfil de sísmica de muy alta resolución (TOPAS) donde se observan montículos (mounds) que se desarrollan sobre el fondo marino. C) Registro sísmico de alta resolución (airgun) en la zona oriental del Banco de Galicia donde se observa una amplia depresión (O Burato ERGAP, D1 en la figura 19) asociado a una estructura diapírica infrayacente y fracturas que sirven como posibles vías de migración de fluidos. Perfil obtenido de la Campaña ERGAP-2007. La figura C ha sido extraída y modificada de García-Gil *et al.* (2015). La localización de los perfiles se muestra en la figura 19.

La **Zona Transicional** se localiza al oeste de la Cuenca Interior de Galicia y corresponde al flanco oriental de la plataforma marginal que forma el Banco de Galicia (Figura 19). Esta unidad representa una elevación general del fondo marino (3800 a 2500 m de profundidad) con morfología de domo de gran radio (Vázquez *et al.*, 2008). Está constituida fundamentalmente por un sistema de altos y depresiones estructurales en el que el basamento está compartimentado por fallas normales de orientación NO-SE y NNE-SSW a NE-SO (Figura 24). Los altos estructurales más importantes de este dominio son, de norte a sur, los altos de Ordoño, Fernando, García, Sancho y Alonso, que presentan relieves que oscilan entre 500 y 700 m de altura con respecto al fondo (Figura 24). La superficie del fondo también está deformada por la existencia de

anticlinales y sinclinales que se adaptan a las estructuras del basamento y presentan longitudes de onda de 20-30 km y amplitudes de 200 m, aunque excepcionalmente pueden alcanzar 600 m (Vázquez *et al.*, 2008) (Figura 24 y 26). Se ha observado además en la Zona Transicional, la existencia de tres grandes depresiones de geometría aproximadamente circular (D1, D2 y D3 en la Figura 24), que se encuentran a profundidades entre 1600 y 1850 m y presentan un diámetro comprendido entre 3000 y 5000 m, con un desnivel desde la parte central a los bordes comprendido entre 100 y 370 m (Vázquez *et al.*, 2009a). Estas depresiones se han interpretado como grandes colapsos de la superficie del fondo asociados a unidades sedimentarias con dinámica de fluidos viscosos en el subsuelo del margen (Unidad de Arcillas Negras, Groupe Galice, 1979). Los colapsos se ocasionarían por una intensa fracturación normal con geometría de graderío, relacionada con la alta movilidad de los niveles viscosos en el subsuelo. El abombamiento de la superficie en torno a estas depresiones se originaría por el ascenso diapírico desde la Unidad de Arcillas Negras (Figura 22C). El mecanismo desencadenante de esta movilidad se debe a la elevación de este sector del margen continental durante las fases compresivas cenozoicas y la reactivación, durante este proceso, de estructuras del basamento (Vázquez *et al.*, 2008). Estas depresiones presentan un claro carácter erosivo, prácticamente sin relleno sedimentario, factor que señalaría bien una tasa de sedimentación muy baja en esta parte del margen o un origen muy reciente, e incluso un posible funcionamiento similar al de un *pockmark* donde el escape de fluidos procedentes, probablemente de la propia formación sedimentaria de comportamiento viscoso, produciría la erosión de las unidades suprayacentes. Este hecho estaría avalado por la presencia de zonas con escapes de gas en las proximidades de la depresión (Vázquez *et al.*, 2009a) o en áreas cercanas (Jané *et al.*, 2010). Asimismo, se identifican formas deposicionales, representadas por movimientos en masa y sistemas contorníticos (Ercilla *et al.*, 2009). Los primeros forman un fondo marino irregular de centenares de m<sup>2</sup> a pocos km<sup>2</sup>, definido por lineaciones y/o ondulaciones subparalelas a la pendiente regional, que se desarrollan al pie de los altos y escarpes tectónicos (Figura 27A). Los depósitos asociados a sistemas contorníticos presentan centenares de metros de ancho y varios kilómetros de largo, y están formados por la asociación de cresta-surco de tipo confinado elongado, y se desarrollan localmente al pie de los altos estructurales (Figura 23D). Estos depósitos están relacionados con la actividad de la Masa de Agua Noratlántica Profunda (Llave *et al.*, 2015; Jané, 2015).

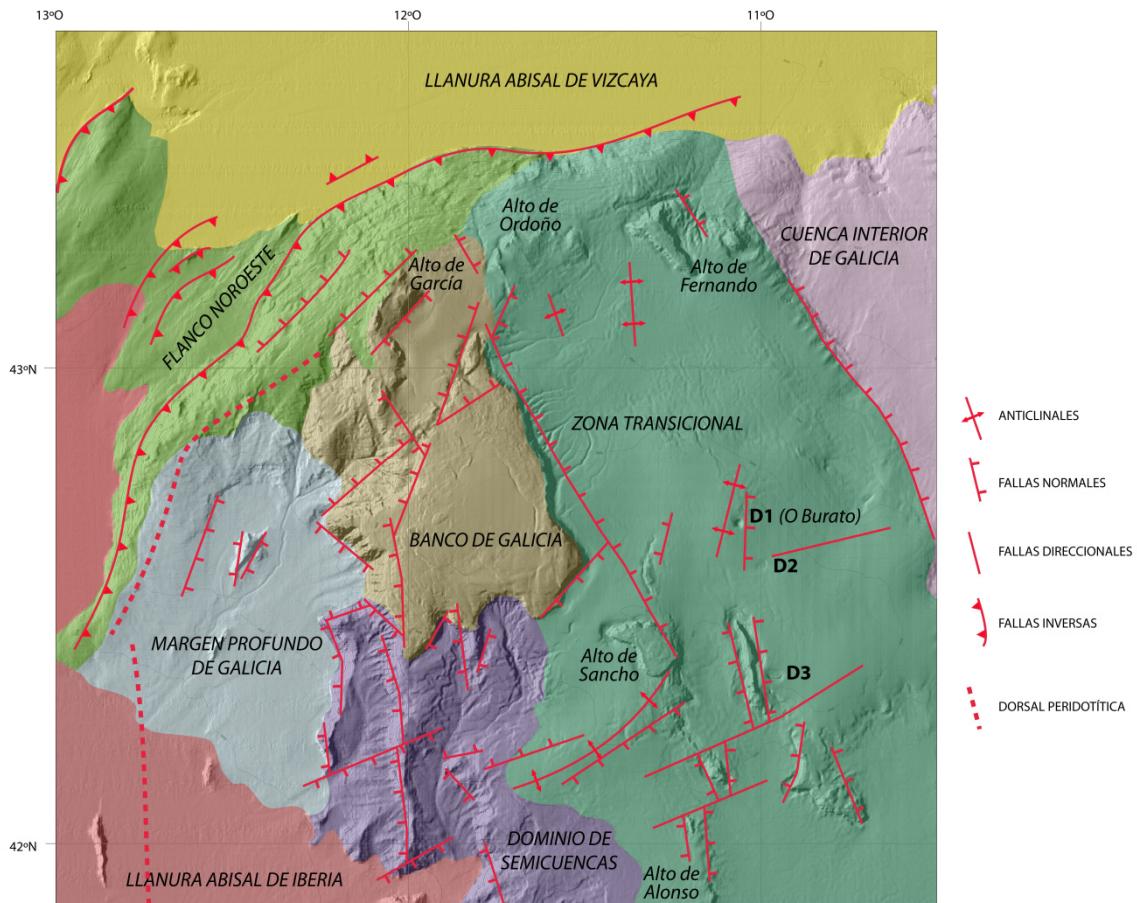
El **Banco de Galicia** se localiza en torno a los 700 m de profundidad, constituyendo una amplia plataforma marginal con un flanco occidental muy abrupto (Figura 19). Su relieve general muestra una tendencia NNO-SSE y se puede dividir en dos sectores diferenciados (Vázquez *et al.*, 2008). El sector meridional es el más somero y se trata de un monte submarino de cumbre plana con una geometría prácticamente rectangular inclinada suavemente hacia el noroeste. Sus flancos son abruptos y presentan escarpes lineales. Este monte corresponde a un alto estructural limitado al este por un escarpe de dirección NO-SE de 800 m de altura con respecto al fondo, y que se relaciona con una falla extensional de 50 km de longitud que afecta al basamento y a la cobertura sedimentaria (Vázquez *et al.*, 2008) (Figura 24). El flanco sur también está definido por un escarpe de 600 m de altura relacionado con una falla de dirección NE-SO y 15 km de longitud. El flanco occidental presenta un escarpe

complejo de 2000 m de altura, que se relaciona con una falla normal de dirección N-S de al menos 25 km de longitud (Vázquez *et al.*, 2008) (Figura 24). El flanco norte también está asociado a una falla normal de dirección NE-SO, pero el escarpe es menor y da lugar a un talud más suave (Figura 24). El sector septentrional se localiza entre 1200 y 2000 m de profundidad y se caracteriza por presentar un relieve suave que representa la transición entre la zona abrupta del alto estructural del sector meridional y la provincia morfoestructural del Flanco Noroeste (Figura 19). Como ocurría en el sector meridional, sus límites este y oeste están relacionados con escarpes de fallas normales.



**Figura 23.** Ejemplos de los rasgos contorníticos más relevantes observados a lo largo del Margen Continental Gallego (los perfiles sísmicos han sido modificados de los trabajos de Ercilla *et al.*, 2011 y Llave *et al.*, 2013). Sobre el modelo digital batimétrico se han representado con flechas la circulación superficial, intermedia y profunda alrededor del margen continental (modificado de Hernández-Molina *et al.*, 2011). La figura ha sido extraída y modificada de Llave *et al.* (2015).

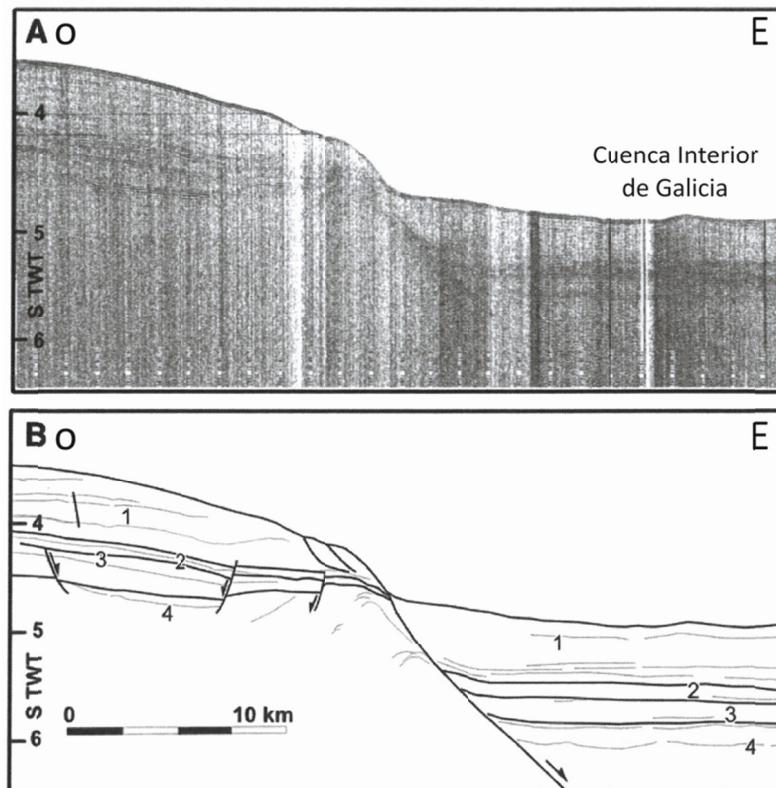
Los escarpes de falla que limitan la unidad del Banco de Galicia están erosionados por cárcavas y canales que se agrupan formando sistemas tributarios, y se distribuyen radialmente alrededor de él hacia las provincias circundantes. Se identifican formas deposicionales contorníticas y bioconstrucciones (Figura 23E y F). Las contornitas están definidas por sistemas de surco y cresta de tipo confinado-elongado y campos de onda de sedimento. Las primeras se localizan locamente al pie del banco y tienen centenares de metros de ancho y varios kilómetros de largo. Los campos de onda de sedimento se desarrollan en el área topográficamente más alta del banco, y abarcan una superficie de varios  $\text{km}^2$ . Entre el campo de ondas de sedimento y los escarpes de falla que configuran la geometría del banco se identifican lineaciones aisladas de sección monticular de varios metros de relieve y centenares de metros de largo, que podrían asociarse a bioconstrucciones de corales (Ercilla *et al.*, 2009, 2011) (Figura 23F).



**Figura 24.** Localización de las unidades fisiográficas y estructuras tectónicas identificadas por Vázquez *et al.* (2008) en torno al Banco de Galicia. La localización de este sector se muestra en la figura 19.

El **Dominio de Semicuencas** se localiza en el flanco suroeste del Banco de Galicia, entre la Zona Transicional y el Margen Profundo de Galicia (Figura 19). La estructura de esta provincia está definida por una sucesión de bloques basculados que dan lugar al desarrollo de tres semicuencas (Figura 28A). Diferentes autores consideran estas estructuras originadas durante el Mesozoico, y reactivadas y levantadas por movimientos compresionales durante el Cenozoico (Boillot *et al.*, 1979; Mougenot, 1988). Estos bloques se encuentran cruzados por fallas de dirección NE-SO y ENE-OSO (Murillas *et al.*, 1990) (Figura 24). La falla normal principal buza hacia el oeste según una dirección NNO-SSE a N-S y presenta una longitud de al menos 30 km (Vázquez *et al.*, 2008) (Figuras 24 y 28A). Esta estructura controla la morfología del fondo marino, constituyendo una serie de dorsales y cuencas muy próximas ligadas a la falla principal. Las dorsales son asimétricas, con un escarpe occidental abrupto y un flanco oriental suave. Están separadas entre sí de 10 a 15 km y su cima presenta una anchura que varía entre 1 y 3 km (Vázquez *et al.*, 2008). Las cuencas localizadas entre las dorsales tienen una anchura variable, que oscila entre 5 y 10 km (Vázquez *et al.*, 2008). Las superficies de las dorsales y cuencas están afectadas por formas erosivas y deposicionales. Las primeras son cicatrices de deslizamiento, cárcavas y canales en los escarpes estructurales, canales inter-lóbulo y canales principales al pie de los mismos (Llave *et al.*, 2008). Los canales principales discurren de forma sub-paralela por la cota más baja de los semicuencas, extendiéndose desde el Banco de Galicia hasta la Llanura Abisal de Iberia. El resto de los valles son mayormente perpendiculares a oblicuos a la

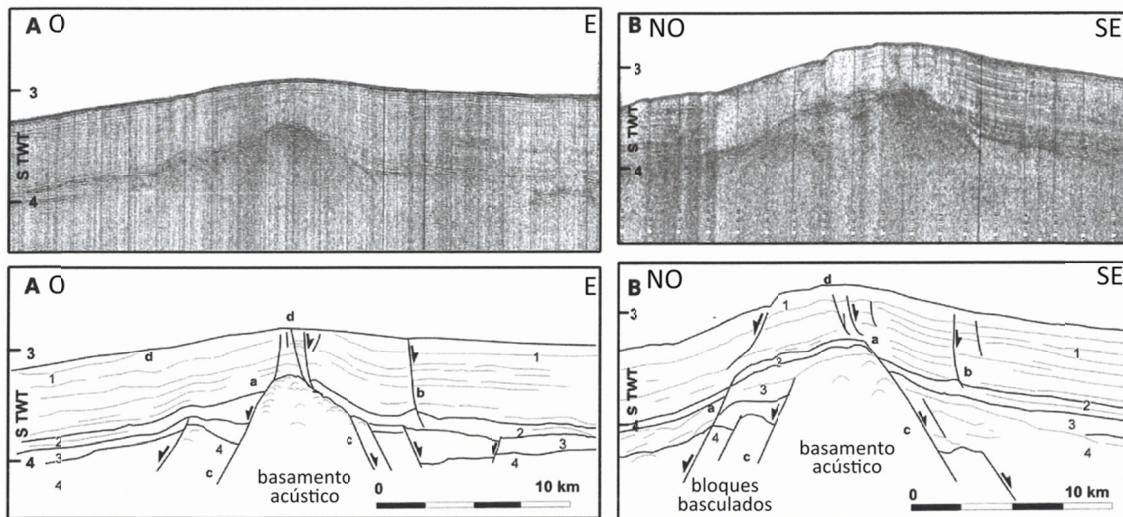
dirección principal de los escarpes y desembocan en los canales principales. Las formas deposicionales están representadas por inestabilidades (deslizamientos y depósitos de transporte en masa), que edifican cuñas y lóbulos sedimentarios sobre los escarpes estructurales y al pie de los mismos (Llave *et al.*, 2008; Ercilla *et al.*, 2011).



**Figura 25.** Segmento de un perfil sísmico airgun (A) y su interpretación (B) donde se observan fallas de alto ángulo, e evidencias de arrastre normal en las unidades estratigráficas identificadas. Este perfil sísmico se localiza en el límite occidental de la Cuenca Interior de Galicia en contacto con la Zona Transicional. Las unidades sísmicas identificadas corresponden con: 1. Eocene medio a Cuaternario; 2. Coniaciense a Eocene medio; 3. Albiense a Cenomaniense; 4. Hauteriviense a Aptiense superior; y 5. Valanginiense. La figura ha sido extraída y modificada de Vázquez *et al.* (2008). La localización de los perfiles se muestra en la figura 19.

El **Margen Profundo de Galicia** está situado al oeste del Banco de Galicia y del Dominio de Semicuencas y se caracteriza por una pendiente suave hacia el suroeste que representa la transición a la Llanura Abisal de Iberia, que Vanney *et al.* (1979) definen como el ascenso continental del Margen de Galicia (Figura 19). Los elementos estructurales tienen una menor influencia en la morfología de esta provincia ya que éstas han quedado totalmente obliteradas por la sedimentación (Vázquez *et al.*, 2008). Se identifican escarpes de falla y dos altos redondeados y elongados de hasta 800 m de relieve. Los escarpes actúan de límites externos de esta provincia y pertenecen a las unidades del Dominio de Semicuencas y del Flanco Noroeste. Los elementos erosivos son los que esculpen mayormente la morfología del fondo marino. Comprenden cárcavas que forman sistemas tributarios en los escarpes de falla y alimentan canales que circulan en dirección hacia el suroeste hasta alcanzar la Llanura Abisal de Iberia a 5200 m de profundidad. Los elementos deposicionales más frecuentes son deslizamientos que presentan una superficie que varía de pocos km<sup>2</sup> a decenas de km<sup>2</sup>,

y que se localizan al pie de cicatrices subcirculares de decenas de km de largo (Ercilla *et al.*, 2009, 2011).

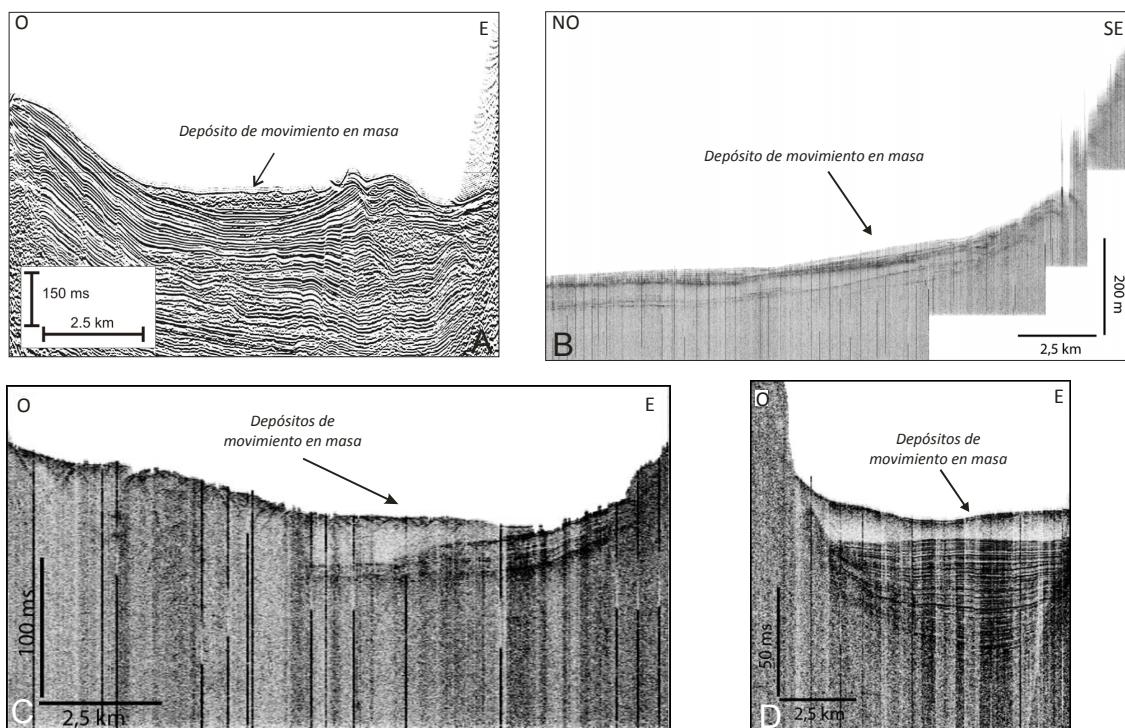


**Figura 26.** Ejemplos de perfiles sísmicos airgun donde se observan fallas extensionales que afectan a las unidades sísmicas cenozoicas (4 a 1). Estas fallas pueden estar directamente relacionadas (a) o no estar relacionadas (b) con fallas del basamento (c). También se observa la existencia de pliegues de amplitudes variables deformando las unidades sísmicas de la Zona Transicional. Las unidades sísmicas identificadas corresponden con: 1. Eoceno medio a Cuaternario; 2. Coniaciense a Eoceno medio; 3. Albiense a Cenomaniente; 4. Hauteriviense a Aptiense superior; y 5. Valanginiense. La figura ha sido extraída y modificada de Vázquez *et al.* (2008). La localización de los perfiles se muestra en la figura 19.

Por último, la provincia del **Flanco Noroeste** corresponde con un escarpe abrupto de morfología arqueada localizado en la parte noroeste de la Plataforma Marginal del Banco de Galicia (Figura 19), relacionado con una falla inversa que presenta una longitud de alrededor de 140 km y en el que pueden diferenciarse dos sectores (Figura 24). El sector septentrional está constituido por el escarpe principal y presenta una orientación ENE-OSO, una longitud de 80 km, un relieve entre 3000 y 2000 m de altura, y una pendiente en torno a 16°. El sector meridional corresponde a un espolón asimétrico de dirección NNE-SSO con inmersión hacia el sur, una longitud aproximada de 60 km y una anchura de 20 km. Este espolón en su parte oriental presenta un talud suave hacia el Margen Profundo de Galicia, mientras que en su sector oriental muestra un fuerte escalón con casi 1000 m de altura y una pendiente próxima a los 50° (Vázquez *et al.*, 2008). La superficie de este escarpe está afectada por cárcavas de longitud kilométrica, que discurren perpendicular y oblicuamente, y por canales de decenas de kilómetros de longitud, con una dirección sub-paralela al Flanco Noroeste. Además, se identifican formas deposicionales asociadas a inestabilidades sedimentarias que forman una superficie irregular que afecta a casi la totalidad de esta unidad (Ercilla *et al.*, 2009, 2011).

Hacia el oeste del escarpe principal del Flanco Noroeste se observa un relieve de origen estructural denominado Alto de Finisterre, que limita al oeste con el canal de Theta Gap (Figura 19). El Alto de Finisterre tiene morfología elongada en dirección NNE-SSO a NE-SO, con una longitud de 75 km y una anchura que varía entre 20 y 30 km. La cresta de este monte submarino se localiza a 4330 m de profundidad y su flanco occidental presenta una diferencia de cotas desde la base a la cima de 950 m y el

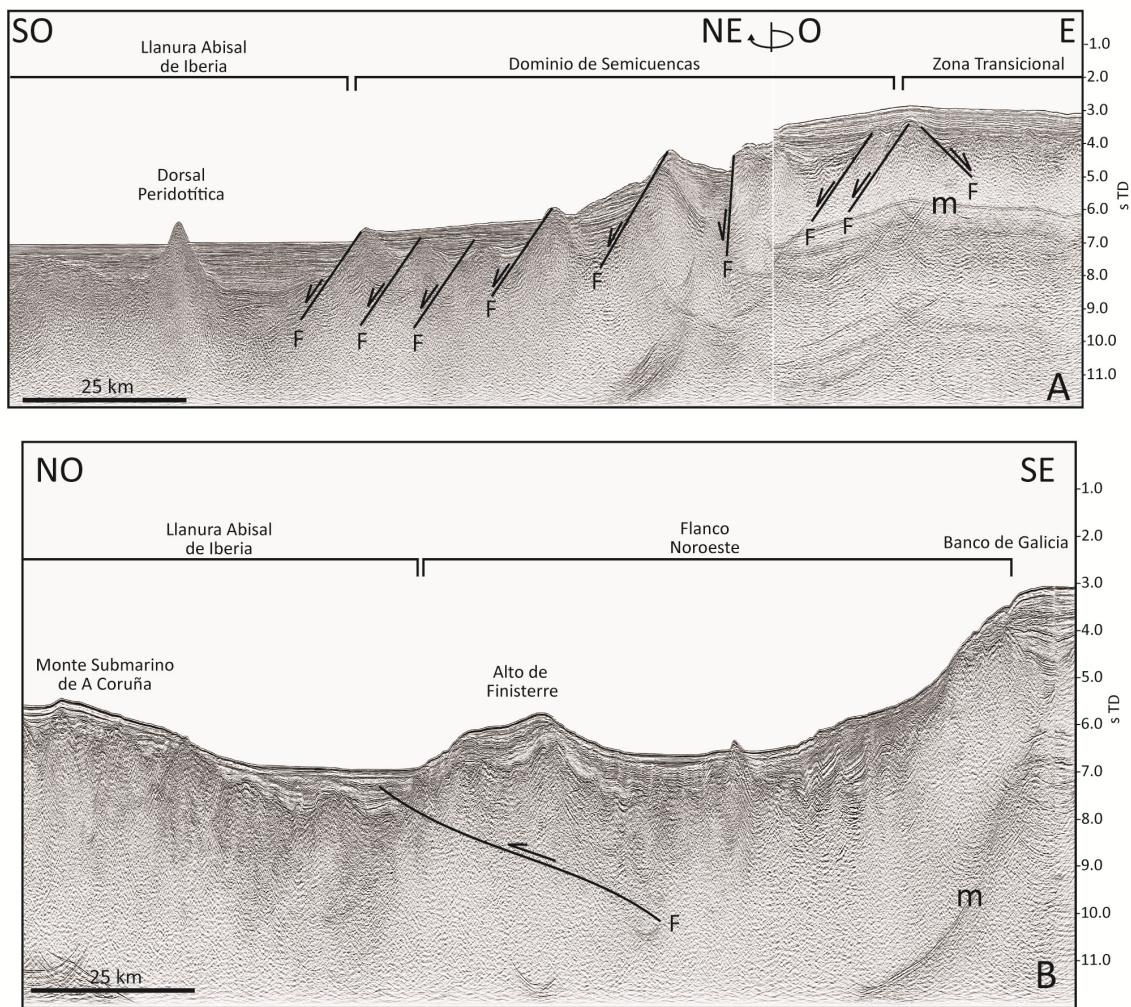
oriental de 650 m. Su génesis se ha relacionado a un sistema de fallas inversas vergentes al noroeste desarrolladas durante la Orogenia Alpina y que han dado lugar al levantamiento de un bloque del basamento (Vázquez *et al.*, 2009b) (Figura 28B).



**Figura 27.** A) Perfil sísmico airgun donde se observan depósitos de transporte en masa localizados en la región del Banco de Galicia. Modificado de Ercilla *et al.* (2011). B) Perfil sísmico de muy alta resolución (TOPAS) donde se muestra los depósitos por movimientos en masa sobre la Llanura Abisal de Vizcaya a la salida de los cañones de El Ferrol y Coruña. C) y D) Perfiles sísmicos de muy alta resolución (TOPAS) donde se observan unidades sísmicas transparentes en el fondo relacionadas con depósitos por movimientos en masa entre las crestas del Alto de Charcot. La localización de los perfiles se muestra en la figura 19.

El Margen Continental Gallego está limitado al norte por la Llanura Abisal de Vizcaya y al oeste por la Llanura Abisal de Iberia. Estas llanuras se extienden a profundidades de 5000 m y 5300 m, respectivamente. En ellas se levantan el Alto de Charcot, de dirección E-O, al norte, y el Alto de Coruña, de dirección NE-SO, al oeste. Ambas llanuras se encuentran conectadas por el canal del Theta Gap al oeste del margen, donde existe una diferencia de nivel entre ambas de 200 m.

La Llanura Abisal de Vizcaya, en el sector cartografiado, se caracteriza por un relieve muy suave, con profundidades que van desde 4700 m, en la parte más oriental, hasta alcanzar los 4900 m en el borde del Cabo Ortegal, con un valor de pendiente de 0,03°. A partir de este punto presenta una morfología elongada de dirección NE-SO, con una longitud de 250 km y una anchura de 100 km, que va disminuyendo hacia el suroeste hasta tener unos 30 km de ancho. La profundidad varía desde 4900 m, en el extremo de Cabo Ortegal, hasta 5100 m, en la zona próxima al canal del Theta Gap. Presenta una pendiente suave hacia el suroeste y hacia el oeste con valores de 0,03° y 0,04°, respectivamente. Por otro lado, la Llanura Abisal de Iberia, en la zona cartografiada, alcanza profundidades por encima de los 5300 m y presenta una pendiente de unos 0,05° hacia el suroeste.



**Figura 28.** A) Perfil sísmico multicanal del Margen Continental Gallego mostrando las diferentes unidades fisiográficas descritas en el área: a) Zona Transicional y Dominio de Semicuencas definidas por una serie de sucesivos bloques extensionales limitados por fallas normales (F) y c) Llanura Abisal de Iberia afectada por la extrusión de la Dorsal Peridotítica. B) Perfil sísmico multicanal del Margen Continental Gallego donde se muestran las diferentes unidades fisiográficas descritas en el área: a) Banco de Galicia caracterizado por una superficie plana que configura una plataforma marginal; b) Flanco Noroeste relacionado con un sistema de fallas inversas (F). La falla más occidental de este sistema se localiza en el borde occidental del Monte Submarino de Finisterre; y c) La Llanura Abisal de Iberia con estructuras de deformación relacionadas con la compresión cenozoica que constituye el Alto de Coruña. m: múltiple. La localización de los perfiles se muestra en la figura 19.

En el sector septentrional y occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya, en la zona cartografiada, se identifican dos relieves estructurales relacionados con procesos de levantamiento tectónico de la corteza oceánica durante la Orogenia Alpina, y que perduran hasta la actualidad (Medialdea *et al.*, 2009). La emersión de la corteza sigue las directrices definidas por la fábrica oceánica desarrollada durante la formación de la misma a partir de las dorsales de expansión, y que dieron lugar a la formación del Golfo de Vizcaya, con orientación E-O, y del Atlántico Norte, de dirección NE-SO en este sector. Estos altos han sido denominados de Charcot y de Coruña (Figura 19). El Alto de Charcot se localiza a una profundidad de 3200 m y está limitado al este y sur por la Llanura Abisal de Vizcaya. Tiene una longitud de 324 km, en la zona de estudio, una dirección E-O y una altura máxima de 1800 m (Figura 19). El Alto de Coruña se

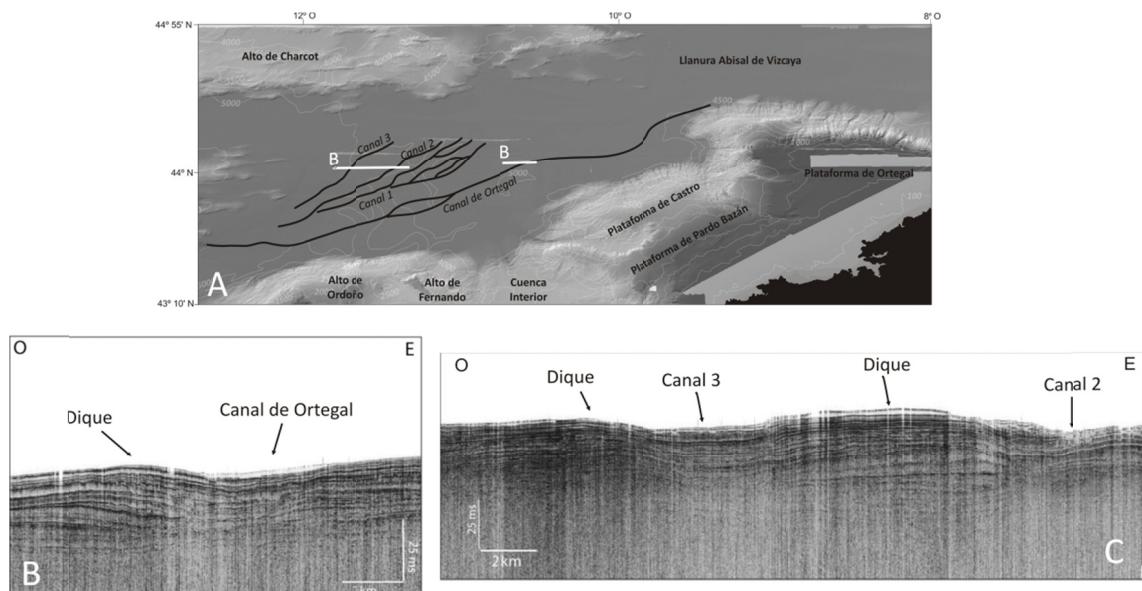
localiza en el sector más occidental del margen, a una profundidad de 4200 m. Se caracteriza por presentar una anchura de 96 km, una longitud de 87 km y una altura de aproximadamente 1000 m en el flanco norte y de 1250 m en el flanco sur, en la zona de estudio (Figura 19).

Al oeste y suroeste del Banco de Galicia se identifica una dorsal, que aflora en algunos sectores de la Llanura Abisal de Iberia, formada por peridotita serpentinizada y que constituye el límite entre corteza continental y corteza oceánica (Boillot *et al.*, 1980; Boillot *et al.*, 1987) (Figura 28A). Presenta una dirección N-S que se va haciendo NE-SO hacia el norte, bordeando el Flanco Noroeste conformando la base del talud continental (Figura 24). Mauffret y Montadert (1987) observaron que la morfología de la dorsal cambia desde presentar un relieve simétrico al sur, a un relieve asimétrico al norte. La dorsal peridotítica se ha visto afectada por numerosos eventos tanto estructurales como metamórficos (Evans y Girardeau, 1988; Girardeau *et al.*, 1988; Kornprobst y Tabit, 1988; Evans y Baltuck, 1988) y que han determinado una sucesión de fases donde la peridotita ha ido ascendiendo desde el manto hasta la superficie, en el eje de un *rift* continental completamente desarrollado, sufriendo procesos de serpentización y fracturación de la roca (Boillot y Malod, 1988). Las dataciones derivadas de los análisis de  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  dan a estos materiales una edad de 122 Ma, que corresponderían a los últimos estadios de *rifting* del Margen Continental Gallego (Féraud *et al.*, 1988).

Desde el punto de vista de los procesos sedimentarios que están teniendo lugar en las llanuras abisales, en el sector meridional de la Llanura Abisal de Vizcaya, al norte del Banco de Galicia y de la Plataforma de Castro, se han identificado dos depósitos contorníticos, localizados a profundidades de 5000 y 4900 m y que presentan longitudes de 22 y 53 km en dirección NE-SO. Estos cuerpos se relacionan con la actividad de la Corriente Profunda del Labrador (Jané, 2015). En la Llanura Abisal de Iberia han sido descritos depósitos contorníticos, al oeste del Dominio de Semicuencas (Figura 23G), y estructuras erosivas, al sur de la unidad del Flanco Noroeste (Figura 23H), ligados también a la actividad de la Corriente Profunda del Labrador (Llave *et al.*, 2015). También se observan morfologías gravitacionales representadas por depósitos relacionados con movimientos en masa. Estas morfologías se observan sobre los flancos de las crestas del Alto de Charcot así como sobre la Llanura Abisal de Vizcaya. En el Alto de Charcot estos depósitos por movimientos en masa se localizan a una profundidad de entre 4000 y 4200 m. Sus dimensiones varían entre los 5 y 16 km de longitud y 3 y 12 km de anchura (Figura 27C y D).

Por último, el rasgo morfológico de origen sedimentario más llamativo en la Llanura Abisal de Vizcaya, dentro del sector cartografiado, es la existencia de dos sistemas de canales medio-oceánicos. Estos canales se localizan aproximadamente a una profundidad de 5000 m y se extienden en este sector a lo largo de 700 km, hasta conectar con la Llanura Abisal de Iberia a través del Theta Gap. Uno de los sistemas procede del sector más septentrional y presenta una dirección NNE-SSO. El otro sistema procede del este y presenta una dirección inicial E-O que cambia a NO-SE al oeste de Cabo Ortegal, circulando unos 70 km en esta dirección hasta llegar a desaparecer (Figura 29A y B). El sistema de canales procedente del norte pasa de tener

una dirección NE-SO en el sector más septentrional a E-O al sur del Alto de Charcot, discurriendo paralelo a la base del relieve. Posteriormente vuelve a cambiar de dirección, pasando a disponerse nuevamente con una orientación NE-SO. En este sector se desarrollan una serie de canales distributarios que irán perdiendo entidad a medida que avanzan hacia el sur y hacia el este (Figura 29A y C). Al llegar a la zona del Theta Gap tiene lugar un giro en la dirección del canal principal así como la unión de los diferentes canales tributarios iniciales, que hace que se dispongan según una dirección E-O, dando lugar a un único canal principal que se canaliza a través de los altos estructurales de Finisterre y Coruña desembocando en la Llanura Abisal de Iberia, fluyendo nuevamente en dirección NE-SO (Figura 19).

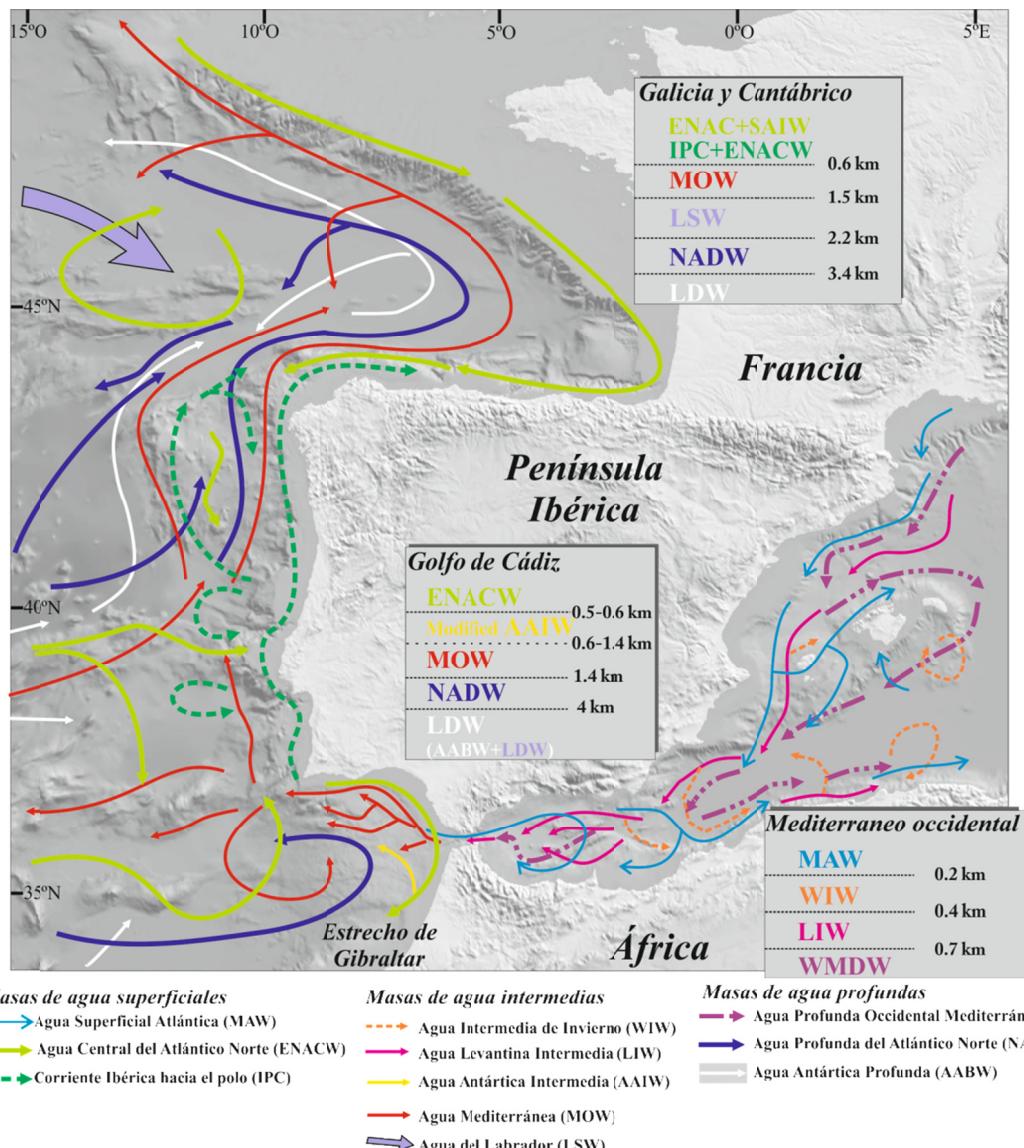


**Figura 29.** A) *Modelo digital batimétrico del sector septentrional de la Llanura Abisal de Vizcaya en el área cartografiada mostrando los canales medio-oceánicos identificados.* B) *Perfil sísmico de muy alta resolución (TOPAS) donde se muestra el sistema canal-dique asociado al Canal de Ortegal.* C) *Perfil sísmico de muy alta resolución (TOPAS) donde se muestran una serie de diques y canales desarrollados al sur del Alto de Charcot.*

### 3.2. MARCO OCEANOGRÁFICO

A lo largo del Margen Continental de Iberia circulan numerosas masas de agua a nivel superficial, intermedio y profundo (Figura 30), interactuando, principalmente, a lo largo de los taludes continentales superior y medio y, aunque en menor intensidad, también en el talud inferior y llanuras abisales. En este trabajo nos vamos a centrar en las masas de agua que circulan a lo largo de los márgenes de Galicia y Cantábrico.

La mayoría de las masas de agua que circulan por el noroeste de la Península Ibérica tienen su origen en la Corriente Noratlántica o son el resultado de la interacción entre ésta y la Corriente Mediterránea (Pollard *et al.*, 1996; Van Aken, 2001) (Figura 31A). En el margen continental se identifican, principalmente, cuatro masas de agua localizadas a diferente profundidad y con propiedades termohalinas distintas (Friocourt *et al.*, 2007; Hernández-Molina *et al.*, 2009) (Figura 23B).

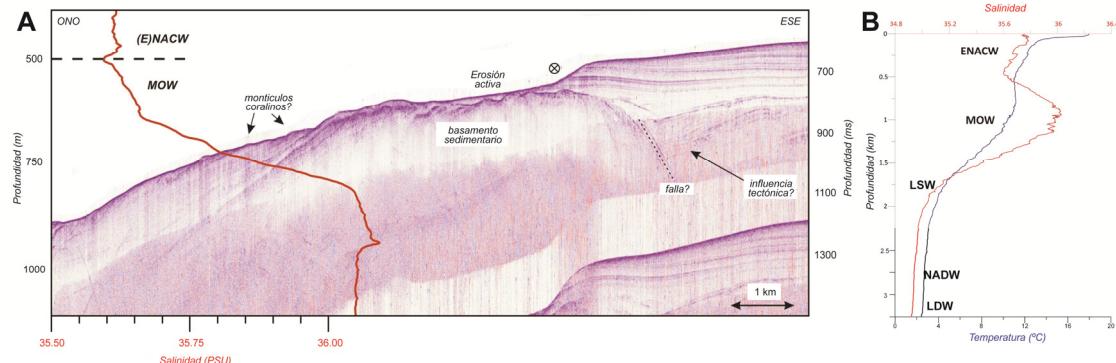


**Figura 30.** Circulación de las masas de agua superficiales, intermedias y profundas alrededor del Margen Continental de Iberia y las llanuras abisales adyacentes (modificado de Hernández-Molina et al., 2011).

La masa de agua más superficial es la Corriente Central del Atlántico Norte (*Eastern North Atlantic Central Water*, ENACW) que se extiende hasta los 400-600 m de profundidad (Figuras 30 y 31). En su origen se distinguen dos ramas que se forman en áreas diferentes: una masa de agua subpolar se mezcla con aguas de la corriente Noratlántica (*North Atlantic Current*, NAC) dando lugar a la formación de ENACW<sub>sp</sub> (Ríos et al., 1992) que circula en dirección sur (Pollard et al., 1996); la otra rama tiene un origen subtropical, se denomina ENACW<sub>st</sub> (Ríos et al., 1992), se forma por la mezcla con aguas de la Corriente de las Azores (*Azores Current*, AC) y fluye hacia el norte (Pingree, 1997). Ambas ramas se encuentran en el borde suroeste del Golfo de Vizcaya que actúa como área de formación del modo principal del ENACW (González-Pola, 2006).

En el Golfo de Vizcaya la ENACW se caracteriza por un giro anticiclónico que afecta a todo el margen septentrional de la Península Ibérica y un giro ciclónico más débil en la esquina noroeste (Colas, 2003) (Figura 30). Al oeste del margen continental la

circulación de este flujo continúa hacia el sur asociada a la Corriente de Portugal dirigida hacia el Ecuador (Wooster *et al.*, 1976; Martins *et al.*, 2002). A lo largo del Margen Ibérico tiene una velocidad de  $1 \text{ cm s}^{-1}$  aunque puede alcanzar picos de unos  $10 \text{ cm s}^{-1}$  (Pingree y Le Cann, 1990). La parte más profunda de la ENACW se caracteriza por un mínimo de salinidad, entre los 500 y 600 m de profundidad, donde se produce una fuerte influencia del agua mediterránea que se sitúa justo debajo (Pollard *et al.*, 1996) (Figura 31B).



**Figura 31.** A) Perfil sísmico de sparker de la Plataforma Marginal de Ortegal (Renard Centre of Marine Geology-RCMG, Universidad de Ghent) mostrando los principales rasgos erosivos y deposicionales y su relación con la Corriente Central del Atlántico Norte (ENACW) y la Corriente Mediterránea de Salida (MOW). B) Diagrama Temperatura-Salinidad de las masas de agua del Golfo de Vizcaya. Figuras modificadas de Hernández-Molina *et al.*, 2009.

A partir de los 600 m de profundidad se encuentra la Masa de Agua Mediterránea (*Mediterranean Water*, MW) que se extiende hasta una profundidad de 1500 m (Figuras 30 y 31). La MW tiene su origen en la mezcla que se produce entre la Masa de Agua Mediterránea de Salida (*Mediterranean Outflow Water*, MOW) con aguas residentes en el Golfo de Cádiz (González-Pola, 2006). En este lugar, la MW se caracteriza por un máximo de temperatura en torno a una profundidad de 800 m y un máximo de salinidad en torno a los 1200 m (Madelain, 1970; Zenk, 1970; Ambar y Howe, 1979) (Figura 31B).

La MW circula hacia el norte a lo largo del talud ibérico-atlántico siguiendo la morfología del fondo y por efecto de Coriolis, a la vez que se desvían remolinos de esta corriente hacia el océano abierto conocidos como *meddies* (Richardson *et al.*, 1991; Shapiro y Meschanov, 1996) (Figura 30). La corriente mediterránea se bifurca en dos ramas al aproximarse al sector occidental del Margen de Galicia (Iorga y Lozier, 1999) (Figura 30). Una de las ramas circula hacia el norte atravesando la Cuenca Interior de Galicia y, posteriormente, gira hacia el este siguiendo el talud continental (Iorga y Lozier, 1999; González-Pola, 2006). Localmente, esta corriente asciende por el eje de los cañones que cortan al talud y da lugar a la formación de depósitos contorníticos. La otra rama circula rodeando por el oeste el Banco de Galicia y, posteriormente, continua hacia el norte (González-Pola, 2006).

Los valores de velocidad mínimos medidos para la MW en el Golfo de Vizcaya son de  $2-3 \text{ cm s}^{-1}$  (Pingree y Le Cann, 1990; Díaz del Río *et al.*, 1998). A lo largo de su recorrido desde el Golfo de Cádiz, la MW se ha visto afectada por procesos de mezcla con

diferentes masas de agua que ha dado lugar a un descenso en los valores de salinidad y temperatura (Díaz del Río *et al.*, 1998; Van Aken, 2000b). En el Margen Continental Gallego se caracteriza por un máximo de salinidad a unos 1000 m de profundidad (González-Pola, 2006; Hernández-Molina *et al.*, 2009) (Figura 31B).

Bajo la MW se sitúa la Masa de Agua del Labrador (*Labrador Sea Water*, LSW), que se extiende desde los 1500 m hasta los 2500 m de profundidad (Figuras 30 y 31B). Se caracteriza por un mínimo relativo de salinidad y un máximo de oxígeno (González-Pola, 2006). Tiene su origen en el Mar del Labrador. Una de las ramas de esta corriente se dirige hacia el este y al cruzar la dorsal Atlántica, en torno a 50°N (Spall, 1999), se dispersa por la Cuenca Atlántica Noreste (Talley y McCartney, 1982) manteniendo su núcleo entorno a unos 1800 m de profundidad (Van Aken, 2000b, 2002; González-Pola, 2006). En el Golfo de Vizcaya, la LSW penetra por el noroeste (Paillet *et al.*, 1998) y se caracteriza por un giro anticiclónico (Figura 30).

Entre los 2500 m y 3000 m se localiza la Masa de Agua Noratlántica Profunda (*North Atlantic Deep Water*, NADW) (Caralp, 1985; Vangriesheim y Khripounoff, 1990; McCartney, 1992; McCave *et al.*, 2001; González-Pola, 2006), originada por los *overflows* desde los mares nórdicos (González-Pola, 2006) (Figuras 30 y 31B).

Bajo la NADW, se encuentra la Masa de Agua Profunda Inferior (*Lowered Deep Water*, LDW) en las capas más profundas (Figura 30 y 31B). Es el resultado de la mezcla entre la Masa de Agua Antártica Profunda (*Antarctic Bottom Water*, AABW) y la Masa de Agua Profunda del Labrador (*Labrador Deep Water*, LDW) (Le Floch, 1969; Botas *et al.*, 1989; Haynes y Barton, 1990; McCartney, 1992; Pingree y Le Cann, 1992; Van Aken, 2000a; McCave *et al.*, 2001; Valencia *et al.*, 2004). Sobre la Llanura Abisal del Golfo de Vizcaya se caracteriza por una circulación ciclónica débil, con velocidades de 1,2 ( $\pm$  1,0) cm s<sup>-1</sup> en las zonas próximas al margen continental (Dickson *et al.*, 1985; Paillet y Mercier, 1997).



## 4. CLASIFICACIÓN DEL ECOCARÁCTER

Se ha elaborado una clasificación específica para el área de estudio utilizando la metodología y basándonos en las clasificaciones propuestas por Damuth (1975, 1978, 1980), Damuth y Hayes (1977) y Pratson y Laine (1989). Los tipos de ecos se han agrupado en 4 clases principales: 1) Eco bien definido, 2) Eco irregular, 3) Eco hiperbolado y 4) Eco ondulado (Tabla 1).

### 4.1. Eco bien definido

Este tipo de eco se caracteriza por presentar un eco marcado continuo y uniforme de la superficie del fondo (Figura 32 y 33). Dentro de esta primera clase de eco marcado se han diferenciado un total de 14 subtipos de ecos, del A al N, que ocupan una superficie de la zona cartografiada de unos 147.000 km<sup>2</sup>.

#### 4.1.1. *Tipo 1A*

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo sin reflectores del subfondo (Figura 32A). Este eco se ha diferenciado en la plataforma continental y el talud superior del Margen de Galicia con una extensión de 14.270 km<sup>2</sup>. En la plataforma continental se extiende en una zona de aproximadamente 1210 km<sup>2</sup> frente al Cabo Finisterre. En el talud continental este eco se identifica en el sector de la Plataforma Marginal de Ortegal, ocupando una superficie de unos 5410 km<sup>2</sup>; conformando pequeñas zonas irregulares al oeste de la Plataforma de Castro; en las zonas proximales de algunos cañones localizados frente a la zona del Cabo Finisterre, como el Cañón de Muxia; al noroeste y noreste del Canal de Valle Inclán; y al este y sureste del Banco de Galicia, donde presenta una superficie de unos 3620 km<sup>2</sup>.

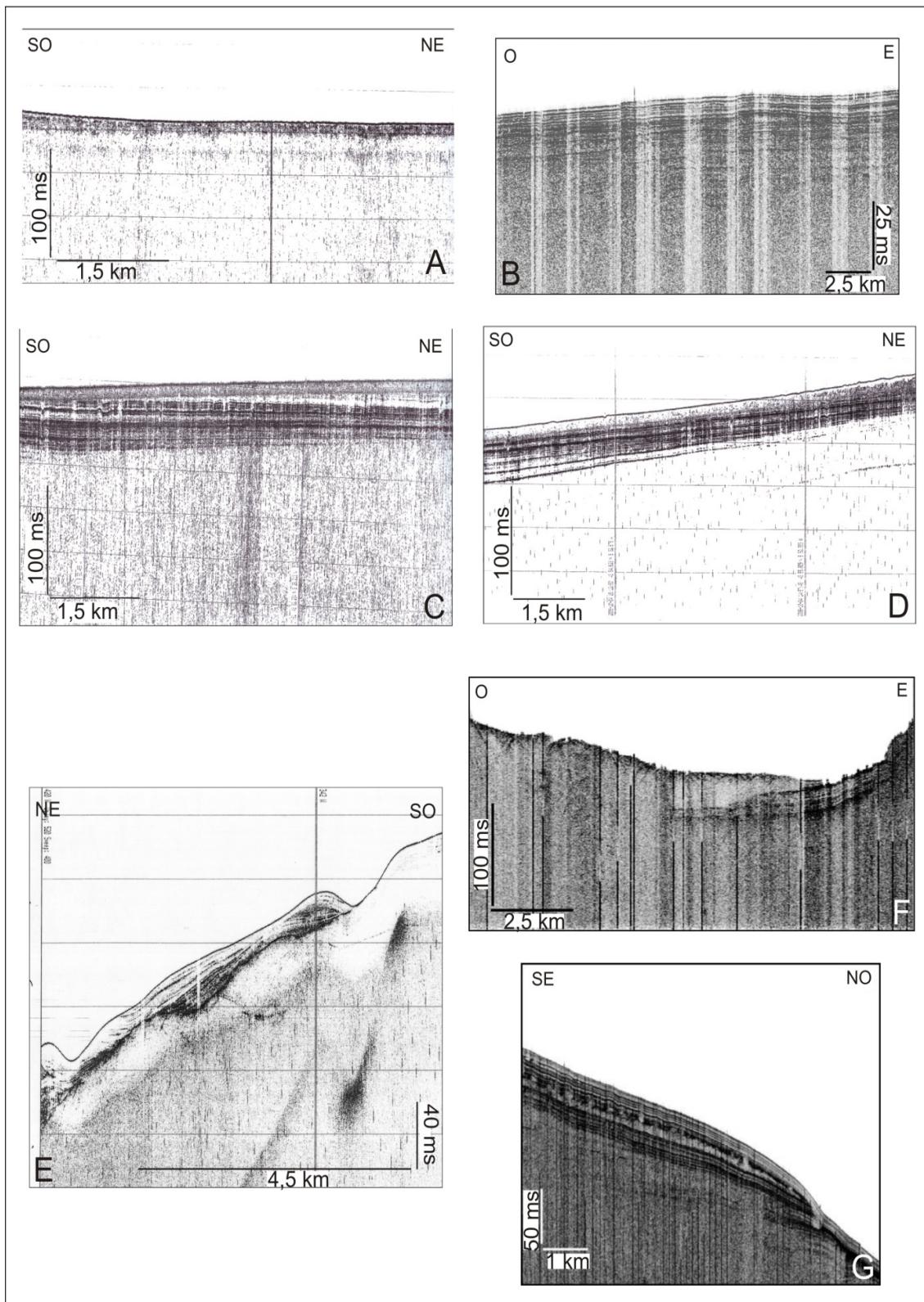
#### 4.1.2. *Tipo 1B*

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores paralelos en el subfondo (Figura 32B), que se extiende en la zona cartografiada aproximadamente 75.470 km<sup>2</sup>, siendo el tipo de eco de mayor extensión. Este eco se ha diferenciado al sur del Canal de Valle Inclán, donde presenta una extensión de unos 6070 km<sup>2</sup> a una profundidad de unos 2500 m, y en las llanuras abisales de Iberia y Vizcaya, cubriendo una superficie total de unos 19.050 km<sup>2</sup> y 43.510 km<sup>2</sup>, respectivamente, a una profundidad de 5000 m.

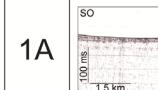
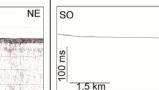
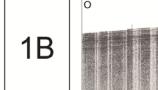
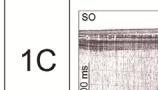
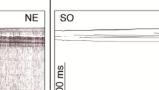
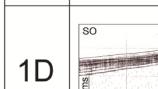
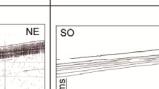
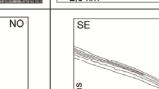
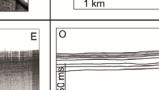
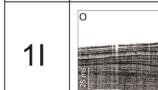
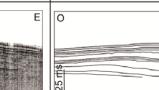
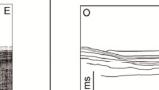
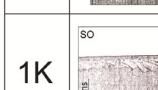
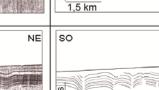
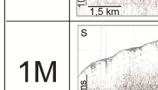
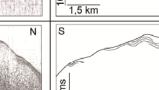
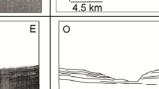
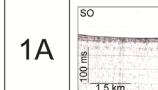
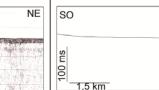
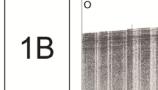
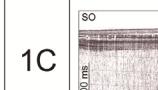
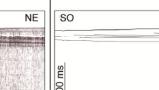
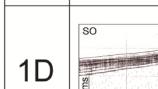
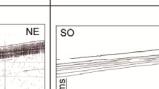
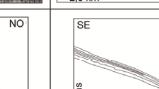
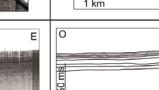
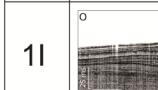
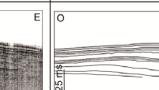
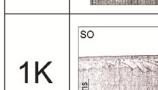
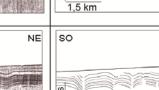
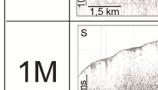
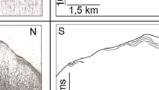
#### 4.1.3. *Tipo 1C*

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores del subfondo truncados (Figura 32C) que se extiende cubriendo un área de 7740 km<sup>2</sup>. Se localiza en el talud continental, distribuyéndose en pequeñas áreas irregulares en las plataformas de Ortegal y Castro, con dimensiones que oscilan entre los 12 a 580 km<sup>2</sup>; al oeste del Canal de Valle Inclán, cubriendo un área de casi 3110 km<sup>2</sup>; en bandas de dirección E-O, al norte del Cañón de Muros; y al sur y noroeste del Banco de Galicia, ocupando una

superficie de 720 y 800 km<sup>2</sup>, respectivamente. En el sector noroeste del Banco de Galicia presenta una morfología elongada de dirección NE-SO.



**Figura 32.** Ejemplos de ecos en perfiles de sonda paramétrica TOPAS: A) Tipo 1A, B) Tipo 1B, C) Tipo 1C, D) Tipo 1D, E) Tipo 1E, F) Tipo 1F, G) Tipo 1G.

Tipo	Ejemplo TOPAS	Esquema	Leyenda	Características	Distribución
Eco bien definido					
1A				Eco marcado del fondo sin reflectores del subfondo	Plataforma y Talud continental
1B				Eco marcado del fondo con reflectores paralelos en el subfondo	Talud Continental y Llanura abisal
1C				Eco marcado del fondo con reflectores del subfondo truncados	Talud continental
1D				Eco marcado del fondo con primer relleno transparente y base estratificada	Talud continental y Llanura Abisal
1E				Eco marcado del fondo con reflectores progradantes del subfondo	Plataforma y Talud continental y Llanura abisal
1F				Eco marcado del fondo con un primer relleno transparente sobre una base reflectiva y marcada	Talud continental y Llanura abisal
1G				Eco marcado del fondo con techo estratificado y base transparente masiva	Talud continental
1H				Eco marcado del fondo con los primeros reflectores paralelos al fondo y unidades con techo y base muy reflectivas y relleno transparente	Llanura abisal
1I				Eco marcado del fondo con alternancia de reflectores progradantes y continuos del subfondo y unidades irregulares transparentes	Talud continental y Llanura abisal
1J				Eco marcado del fondo con primer relleno transparente y subfondo con alternancia de reflectores de alta reflectividad y unidades masivas con relleno transparente	Llanura abisal
1K				Eco marcado del fondo con reflectores oblicuos en el subfondo	Talud continental
1L				Eco marcado del fondo con reflectores de alta reflectividad ondulados y truncados y paralelos entre si pero no con el fondo y bandas verticales transparentes	Talud continental
1M				Eco marcado del fondo con reflectores ondulados y truncados no paralelos al fondo	Talud continental
1N				Eco débil del fondo con reflectores paralelos con techo erosivo	Llanura abisal
Eco irregular					
2A				Eco marcado irregular con primer relleno transparente y reflectores de alta reflectividad y continuidad lateral hacia la base	Talud continental
2B				Eco marcado irregular sin reflectores en el subfondo	Talud continental
2C				Eco irregular con primer relleno transparente y reflectores de alta reflectividad subparalelos al fondo	Talud continental
Eco hiperbolado					
3A				Eco con hipérbolas irregulares solapándose en una única hipérbola con elevaciones variables del vértice respecto al fondo	Talud continental y Llanura abisal
3B				Eco con hipérbolas regulares con elevaciones variables del vértice respecto al fondo y algún reflector en el subfondo	Talud continental
3C				Eco con hipérbolas pequeñas y regulares solapándose con vértices tangentes al fondo	Talud continental
3D				Eco con hipérbolas irregulares con elevaciones variables del vértice respecto al fondo y sin reflectores en el subfondo	Talud continental
3E				Eco con hipérbolas irregulares solapándose con reflectores infrayacentes concordantes	Talud continental
3F				Eco con hipérbolas regulares solapándose con elevaciones del vértice tangentes al fondo	Talud continental
Eco ondulado					
4A				Eco ondulado con reflectores del subfondo con alternancia de capas muy reflectivas y transparentes	Talud continental y Llanura abisal
4B				Eco marcado con ondulaciones regulares del fondo y con reflectores del subfondo paralelos entre si pero no con el fondo	Llanura abisal
4C				Eco ondulado con relleno transparente sobre base plana	Talud continental

**Tabla 1.** Clasificación de tipos y subtipos de ecocaracteres establecida para la zona del Margen Continental de Galicia.



#### 4.1.4. Tipo 1D

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con primer relleno transparente y base estratificada (Figura 32D). Presenta una extensión de unos 17.730 km<sup>2</sup>. Se ha diferenciado tanto en el talud continental como en la Llanura Abisal de Vizcaya y en el Alto de Charcot. En el talud continental se encuentra únicamente en la Plataforma de Ortegal, donde se observan franjas irregulares en el sector nororiental de esta plataforma, que cubren una extensión total de unos 830 km<sup>2</sup> a una profundidad de entre 300 y 500 m. En la parte central de la Llanura Abisal de Vizcaya se diferencian dos grandes zonas caracterizadas por este tipo de eco a una profundidad de 4900 m, ambas tienen un carácter elongado de dirección NE-SO, la más septentrional presenta una longitud de 80 km y una anchura de unos 10 km, la otra de mayores dimensiones cubre una superficie de unos 7320 km<sup>2</sup>. Por último, Se identifican varias franjas ovaladas en la zona del Alto de Charcot con tendencia E-O y NE-SO, que presentan una longitud y anchura que varía entre los 11 y 35 km, respectivamente, y una extensión de su superficie que varía entre 85 y 500 km<sup>2</sup>.

#### 4.1.5. Tipo 1E

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores progradantes del subfondo (Figura 32E). Presenta una extensión en la zona cartografiada de aproximadamente 8350 km<sup>2</sup>. Este tipo de eco se ha observado en diferentes zonas en el sector noreste, tanto en la plataforma y en el talud continental como en la Llanura abisal. En la plataforma continental se observa una superficie elipsoidal elongada N-S, frente al Cabo Finisterre, cerca de la ruptura de la plataforma, que cubre una superficie de 34 km<sup>2</sup>. Dentro del talud se localiza principalmente en las plataformas marginales, aunque también se han diferenciado dos pequeñas áreas al noreste del Banco de Galicia de 48 y 64 km<sup>2</sup>. En la Plataforma de Ortegal este tipo de eco se concentra, principalmente, en el extremo occidental, cubriendo una extensión de unos 640 km<sup>2</sup>. Se identifican grandes zonas irregulares que cubren casi en su totalidad a la Plataforma de Pardo Bazán, con una extensión total de 4100 km<sup>2</sup>. Además, este eco se localiza en el sector occidental de la Plataforma de Castro, donde cubre un área de unos 590 km<sup>2</sup>. También se observa este tipo de eco en la Llanura Abisal de Vizcaya, al pie del talud, y se distinguen dos grandes zonas elongadas, una de ellas de dirección E-O a lo largo del Margen Cantábrico, y otra de dirección NE-SO al pie del talud de la Plataforma de Castro. En el sector del Margen Cantábrico presenta una longitud de unos 100 km y una anchura de unos 24 km, y una extensión de unos 2020 km<sup>2</sup>. Al pie de la Plataforma de Castro presenta una longitud de 63 km, una anchura de unos 10 km y una extensión de casi 750 km<sup>2</sup>.

#### 4.1.6. Tipo 1F

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con un primer relleno transparente sobre una base reflectiva y marcada (Figura 32F). Ocupa una extensión de unos 2380 km<sup>2</sup>. Este eco se observa en el talud continental, en la Llanura Abisal de Vizcaya y en los altos de Charcot y Finisterre. En el talud continental se localiza en el sector occidental de la Plataforma de Ortegal, presentando una extensión de unos 18

$\text{km}^2$  a una profundidad de unos 500 m. En el Margen Cantábrico, a una profundidad de entre 4400 y 4700 m, se distingue una superficie de morfología elongada de unos 200 km de longitud en dirección E-O y una anchura que oscila entre 2 km, en la parte distal de los sistemas de cañones como el de la Frouxeria y San Jorge, y 25 km. Adyacente al margen continental, en la parte distal de los cañones de El Ferrol y A Coruña, se identifica otra zona a una profundidad de 4900 m, extendiéndose a lo largo de una superficie de 400  $\text{km}^2$ . En la parte oriental del Alto de Charcot se observan pequeñas superficies que no superan los 32  $\text{km}^2$  a una profundidad de unos 4000 m. Por último, en la cúspide del Alto de Finisterre existe otro pequeño afloramiento de este tipo de eco que ocupa una extensión de 51  $\text{km}^2$ .

#### 4.1.7. Tipo 1G

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con techo estratificado y base transparente masiva (Figura 32G). Este tipo de eco se ha descrito exclusivamente en el extremo distal de la Plataforma de Castro a una profundidad de unos 2700 m. Presenta una morfología elongada de dirección NE-SO que presenta una longitud de 38 km, una anchura de 3 km y un área de 120  $\text{km}^2$ .

#### 4.1.8. Tipo 1H

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con los primeros reflectores paralelos al fondo y unidades con techo y base muy reflectivas y relleno transparente (Figura 33A). Presenta una extensión de unos 6670  $\text{km}^2$ . Este eco se ha definido únicamente en la Llanura Abisal de Vizcaya. Se identifican cinco superficies en el sector occidental del margen, en la parte central de la Llanura Abisal de Vizcaya a una profundidad de 5000 m. Éstas presentan una morfología elongada, de dirección NE-SO, con valores de longitud y anchura que oscilan entre 7 y 150 km y 8 y 40 km, respectivamente, y áreas que varían entre 440 y 4670  $\text{km}^2$ .

#### 4.1.9. Tipo 1I

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con alternancia de reflectores progradantes y continuos del subfondo y unidades irregulares transparentes (Figura 33B). Ocupa una superficie total en el área cartografiada de aproximadamente 2500  $\text{km}^2$ . Este eco se observa únicamente en dos zonas, en la Plataforma Marginal de Castro y en la Llanura Abisal de Vizcaya. En la Plataforma de Castro cubre una superficie de dirección NE-SO de unos 690  $\text{km}^2$  a una profundidad de unos 2400 m, y con unas dimensiones de 36 km de largo y 18 km de ancho. En la parte central de la Llanura Abisal de Vizcaya se observa una superficie de unos 1815  $\text{km}^2$  que presenta una morfología elongada de unos 180 km de longitud y 12 km de anchura en dirección NE-SO.

#### 4.1.10. Tipo 1J

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con primer relleno transparente y subfondo con alternancia de reflectores de alta reflectividad y unidades

masivas con relleno transparente (Figura 33C). Presenta una extensión de unos 7775 km<sup>2</sup>. Este eco se observa únicamente en las llanuras abisales. Se identifican tres grandes superficies en la parte central de la Llanura Abisal de Vizcaya, a una profundidad de 5000 m, de morfología elongada y dirección NE-SO. La superficie más amplia es la situada en la parte más oriental y se extiende hacia el suroeste desde el Cabo Ortegal cubriendo una extensión de unos 2660 km<sup>2</sup>. Hacia el oeste se localizan las otras dos superficies de 290 y 1133 km<sup>2</sup>. Entre el Paso del Theta Gap y la Llanura Abisal de Iberia se diferencia una superficie caracterizada también por este tipo de eco, con una longitud de unos 200 km, una anchura que varía entre los 10 y 45 km, y una extensión de 3638 km<sup>2</sup>.

#### 4.1.11. Tipo 1K

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores oblicuos en el subfondo (Figura 33D). Este tipo de eco se ha definido en la parte central de la Plataforma de Ortegal, donde se diferencian tres pequeñas superficies irregulares que cubren un área de 215 km<sup>2</sup> a una profundidad de unos 500 m.

#### 4.1.12. Tipo 1L

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores de alta reflectividad ondulados, truncados y paralelos entre sí pero no con el fondo, con algunas bandas verticales transparentes (Figura 33E). Este tipo de eco se ha identificado en la parte meridional y oriental de la Plataforma de Ortegal, donde se diferencian siete superficies irregulares que cubren una extensión de 260 km<sup>2</sup>.

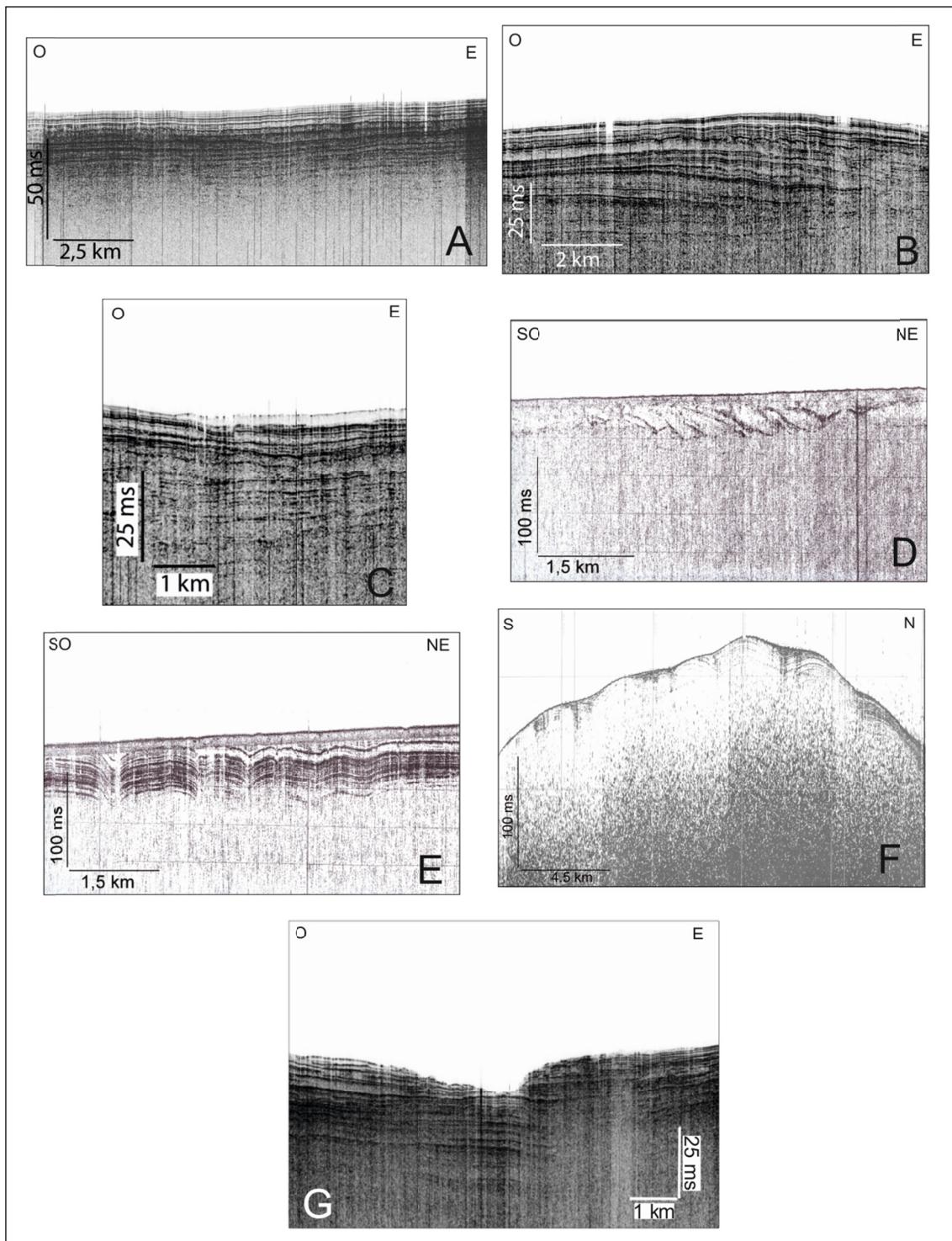
#### 4.1.13. Tipo 1M

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores de alta reflectividad ondulados, truncados y paralelos entre sí (Figura 33F). Tiene una longitud de 4820 km<sup>2</sup>. A lo largo de toda la Plataforma de Pardo Bazán se observan varias zonas irregulares caracterizadas por este tipo de eco, que presentan una longitud media de unos 20 km, una anchura que no supera los 8 km y una superficie que varía entre los 13 y 470 km<sup>2</sup>. Se distinguen dos zonas en la Plataforma de Castro, una en la parte oriental con una superficie de 142 km<sup>2</sup>, y otra en la parte occidental con un área de 90 km<sup>2</sup>. Este eco también se observa en otros tres sectores de la zona centro-meridional del área cartografiada: una de ellas se localiza al sur del Canal de Valle Inclán y presenta una superficie de 2116 km<sup>2</sup>; otra coincide con la plataforma que define la cúspide del Banco de Galicia y presenta una superficie de unos 810 km<sup>2</sup>; y por último, al sur-sureste del Banco de Galicia se observa tres pequeñas zonas con áreas que varían entre 76 y 120 km<sup>2</sup>.

#### 4.1.14. Tipo 1N

La respuesta acústica muestra un eco débil del fondo con reflectores paralelos con techo erosivo (Figura 33G). Este tipo de eco se ha descrito únicamente en la Llanura Abisal de Vizcaya, en el sector noroccidental de la zona cartografiada. Se diferencian

varias franjas de forma elongada que se extienden desde la parte más septentrional del margen hasta llegar al Paso del Theta Gap. Presentan una longitud máxima de unos 500 km, una anchura media de 5 km y ocupan una superficie de aproximadamente 5640 km<sup>2</sup>.



**Figura 33.** Ejemplos de ecos en perfiles de sonda paramétrica TOPAS: A) Tipo 1H, B) Tipo 1I, C) Tipo 1J, D) Tipo 1K, E) Tipo 1L, F) Tipo 1M, G) Tipo 1N.

## 4.2. Eco irregular

Este tipo de eco es típico de zonas escarpadas o abruptas del fondo marino (Figura 34). Se ha descrito tres subtipos de ecos, de A a C. Los ecos de tipo irregular cubren una superficie en el área cartografiada de unos  $3550 \text{ km}^2$ .

### 4.2.1. Tipo 2A

La respuesta acústica muestra un eco marcado irregular con primer relleno transparente y reflectores de alta reflectividad y continuidad lateral hacia la base (Figura 34A). Cubre un área de unos  $590 \text{ m}^2$ . Este tipo de eco se ha descrito únicamente en el talud continental. Puede observarse en la base del talud noreste del Banco de Galicia, donde se extiende a lo largo de un área de  $234 \text{ km}^2$ . También se identifican una serie de superficies irregulares en el extremo meridional de la Plataforma de Ortegal, a una profundidad de entre 200 y 250 m, elongadas en dirección NE-SO, y que ocupan una extensión de unos  $355 \text{ km}^2$ .

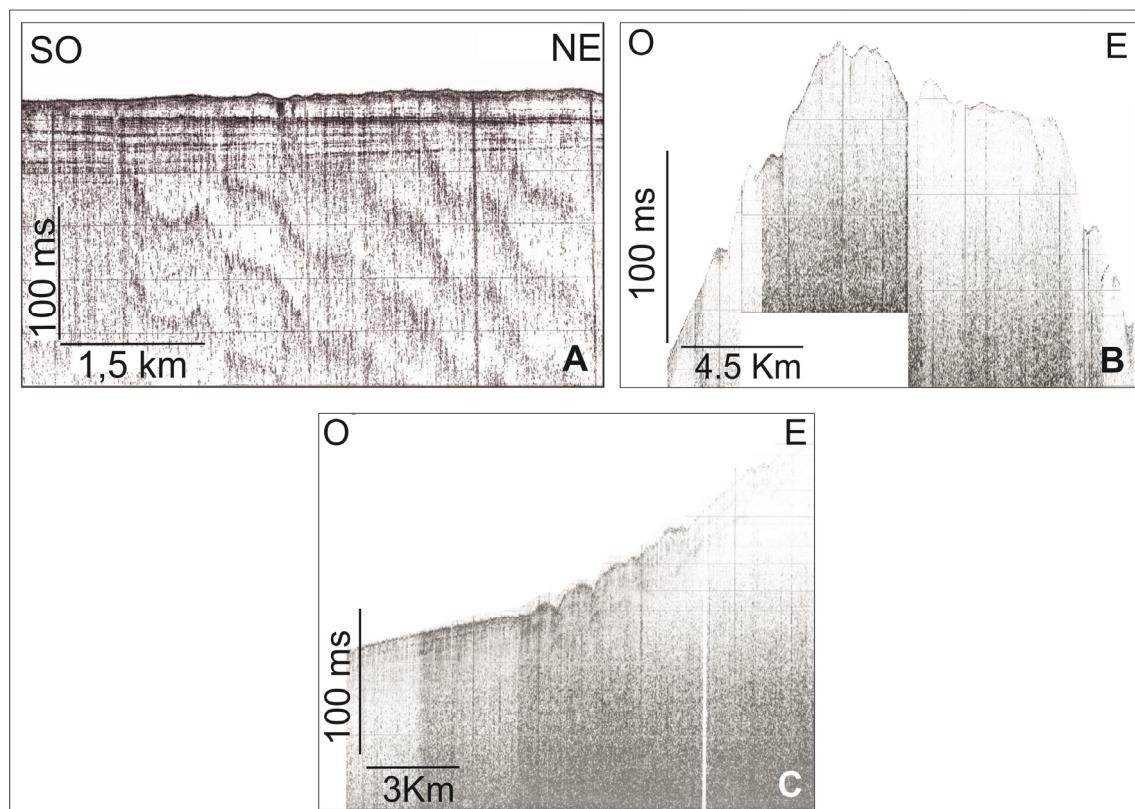


Figura 34. Ejemplo de eco 2A en un perfil de sonda paramétrica TOPAS: A) Tipo 2A, B) Tipo 2B, C) Tipo 2C.

### 4.2.2. Tipo 2B

La respuesta acústica muestra un eco marcado irregular sin reflectores en el subfondo (Figura 34B). Presenta una extensión dentro del área cartografiada de unos  $1910 \text{ km}^2$ . Este tipo de eco se ha descrito en el sector oriental de la plataforma que se localiza en la cúspide del Banco de Galicia, ocupando una extensión de  $1350 \text{ km}^2$  así como en el

sector este y sureste del Banco de Galicia, donde se distinguen dos superficies de morfología irregular de 320 y 226 km<sup>2</sup>, respectivamente.

#### 4.2.3. Tipo 2C

La respuesta acústica muestra un eco marcado irregular con un primer relleno transparente y reflectores de alta reflectividad subparalelos al fondo (Figura 34C). Se extiende a lo largo de una superficie de unos 1050 km<sup>2</sup>. Este tipo de eco se ha observado en el talud inferior, al oeste y sur del Banco de Galicia, donde se identifican pequeñas zonas irregulares de entre 48 y 350 km<sup>2</sup>. Al sur, en el límite de la zona cartografiada, también se observa este eco cubriendo una superficie de 600 km<sup>2</sup>.

### 4.3. Eco hiperbolado

Este tipo de eco puede darse tanto en áreas con morfologías suaves como fuertemente irregulares (Figura 35). Cubre una superficie de aproximadamente 83.100 km<sup>2</sup>. Este eco se ha dividido en seis subtipos, de A a F, en función de la relación que existe entre los vértices de las hipérbolas con respecto al fondo marino o los reflectores del subfondo.

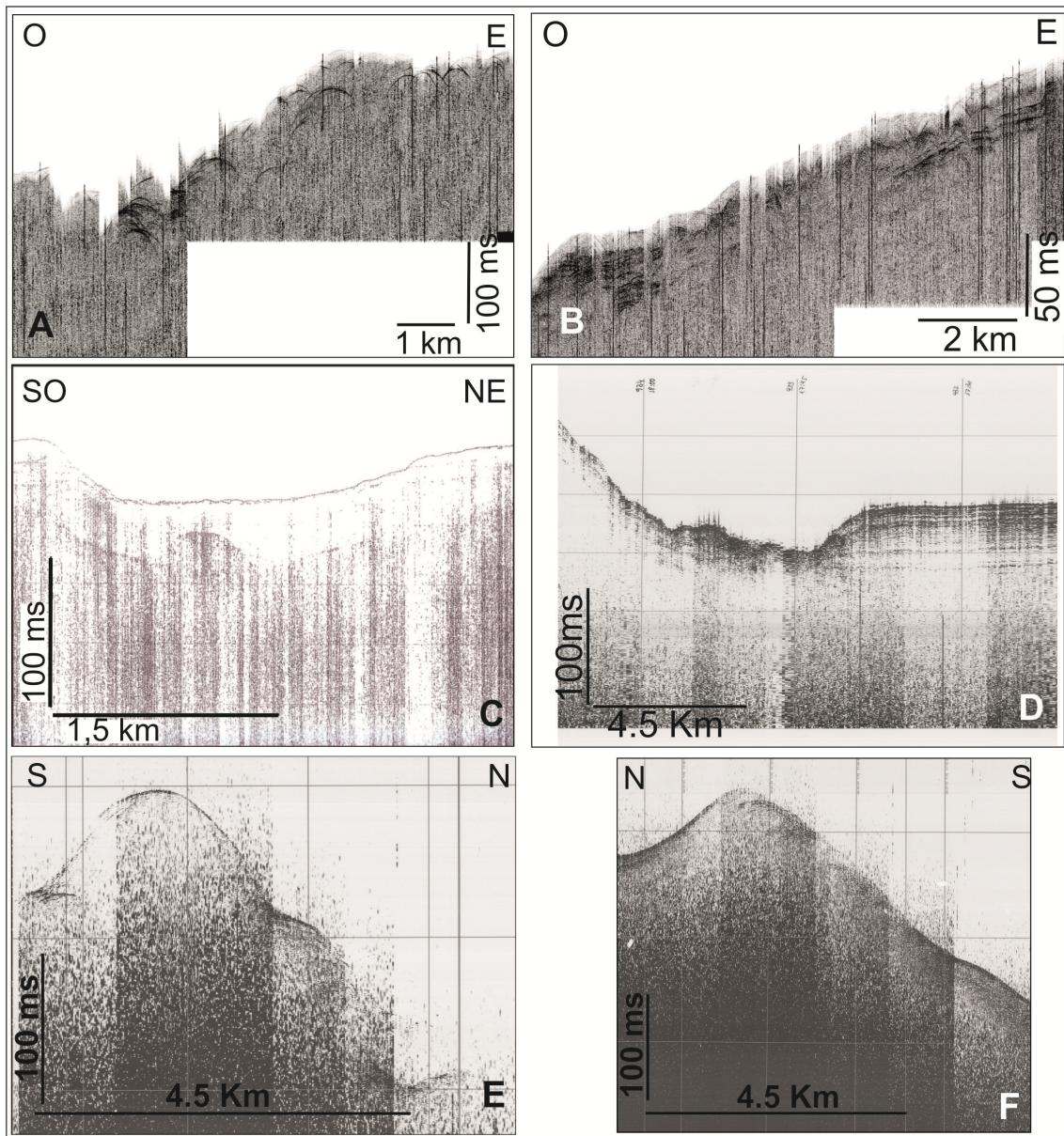
#### 4.3.1. Tipo 3A

La respuesta acústica muestra un eco con hipérbolas irregulares solapándose en una única hipérbola con elevaciones variables del vértice con respecto al fondo (Figura 35A). Las hipérbolas de este tipo de eco se caracterizan por una longitud de onda que puede oscilar entre 70 y 400 m y una amplitud que no supera los 25 m. Este tipo de eco se ha descrito tanto en el talud continental como en la llanura abisal cubriendo una superficie de unos 64.800 km<sup>2</sup>. Se localiza en el talud continental a lo largo de todo el margen, principalmente asociado a las zonas más abruptas como son las zonas de talud con alto gradiente de pendiente, las paredes de los cañones submarinos y los altos estructurales (altos de García, de Fernando, de Ordoño y de Sancho y al oeste del Banco de Galicia), cubriendo una extensión de unos 30.600 km<sup>2</sup> a una profundidad que varía desde los 200 hasta los 4500 m. En las llanuras abisales de Vizcaya e Iberia se describe en la zona de los altos de Charcot, A Coruña y Finisterre, así como en pequeños montes submarinos dispersos. En el Alto de Charcot ocupa una extensión de unos 20.750 km<sup>2</sup> a una profundidad que varía entre 3200 y 4000 m. En el Alto de A Coruña se describe una superficie de unos 8590 km<sup>2</sup> a una profundidad de 4200 m. En el Alto de Finisterre, a una profundidad entre 4700 y 4800 m, se identifica una superficie caracterizada por este tipo de eco de casi 1875 km<sup>2</sup>.

#### 4.3.2. Tipo 3B

La respuesta acústica muestra un eco con hipérbolas regulares con elevaciones variables del vértice con respecto al fondo y algún reflector en el subfondo (Figura 35B). Las hipérbolas presentan una longitud de onda de unos 5,5 km y una amplitud de unos 7,5 m. Este tipo de eco se ha observado únicamente en la zona distal del Canal de

Valle Inclán. Se identifican dos grandes superficies en esta zona a una profundidad de entre 4000 y 4500 m, que ocupan una extensión de unos 2290 km<sup>2</sup>.



**Figura 35.** Ejemplos de ecos en perfiles de sonda paramétrica TOPAS: A) Tipo 3A, B) Tipo 3B, C) Tipo 3C, D) Tipo 3D, E) Tipo 3E, F) Tipo 3F.

#### 4.3.3. Tipo 3C

La respuesta acústica muestra un eco con hipérbolas pequeñas y regulares solapándose con vértices tangentes al fondo (Figura 35C). Las hipérbolas se caracterizan por presentar una longitud de onda de unos 6 m y una amplitud media de unos 50 cm. Este tipo de eco se localiza en el sector septentrional del talud continental de Galicia y ocupa una superficie de 2580 km<sup>2</sup>. Se identifican pequeñas superficies irregulares en la Plataforma de Pardo Bazán que ocupan una superficie de unos 294 km<sup>2</sup>, además, en la parte occidental, se diferencia una superficie de morfología elongada de 58 km de longitud en dirección E-O, una anchura de unos 7 km y una superficie de unos 595 km<sup>2</sup>. En la parte occidental de la Plataforma de Castro se

distingue una zona de forma elongada, de dirección NE-SO, que presenta una longitud de 58 km, una anchura de unos 10 km y una superficie de 547 km<sup>2</sup>. En la zona de los bancos estructurales se identifican pequeñas superficies irregulares caracterizadas por este tipo de eco y que ocupan una extensión de 720 km<sup>2</sup> a una profundidad entre 2200 y 2500 m. En la parte distal del Canal de Valle Inclán, a una profundidad de 4900 m, se observa también este eco, presentando una superficie irregular de 326 km<sup>2</sup>.

#### 4.3.4. Tipo 3D

La respuesta acústica muestra un eco con hipérbolas irregulares con elevaciones variables del vértice respecto al fondo y sin reflectores en el subfondo (Figura 35D). Las hipérbolas presentan una longitud de onda entre 0,5 y 1 km aproximadamente, y una amplitud que no suele superar los 10 m. Presenta una extensión de unos 7100 km<sup>2</sup>. Este tipo de eco se ha observa únicamente en el talud continental, concretamente, a lo largo de los cañones y cauces submarinos.

#### 4.3.5 Tipo 3E

La respuesta acústica muestra un eco con hipérbolas irregulares solapándose con reflectores infrayacentes concordantes (Figura 35E). Presenta grandes hipérbolas con una longitud de onda entre 1 y 2,5 km y con amplitudes variables no superiores a 9 m. Ocupa una superficie de unos 4600 km<sup>2</sup>. Este tipo de eco se observa principalmente al sur del Banco de Galicia extendiéndose en una superficie irregular de unos 3730 km<sup>2</sup>. También se observa una pequeña área de 240 km<sup>2</sup> en el talud inferior, al oeste del Banco de Galicia, y otra superficie en el talud superior, en la cabecera del Cañón de Muros, que abarca un área de aproximadamente 475 km<sup>2</sup>.

#### 4.3.6 Tipo 3F

La respuesta acústica muestra un eco con hipérbolas regulares solapándose con elevaciones del vértice tangentes al fondo (Figura 35F). Las hipérbolas presentan una longitud de onda media de 0,9 km y una amplitud que no supera los 3 m. Presenta una extensión de aproximadamente 1730 km<sup>2</sup>. Este tipo de eco se observa principalmente en el talud noroeste del Banco de Galicia, formando un área elongada de dirección NE-SO que presenta una longitud de 83 km, una anchura de 16 km y una superficie de 800 km<sup>2</sup> aproximadamente. Al noroeste del área anterior, en el talud inferior en contacto con la Llanura Abisal de Vizcaya, se observa una zona irregular que cubre una extensión de unos 900 km<sup>2</sup>.

### 4.4. Eco ondulado

Las morfologías del fondo onduladas producen ecos que en apariencia pueden ser casi-hiperbolados y que muestran una gran variedad de formas y tamaños (Figura 36). Este tipo de eco cubre una superficie de aproximadamente 36.690 km<sup>2</sup> dentro de la zona cartografiada. Se han diferenciado tres subtipos, desde A a C.

#### 4.4.1. Tipo 4A

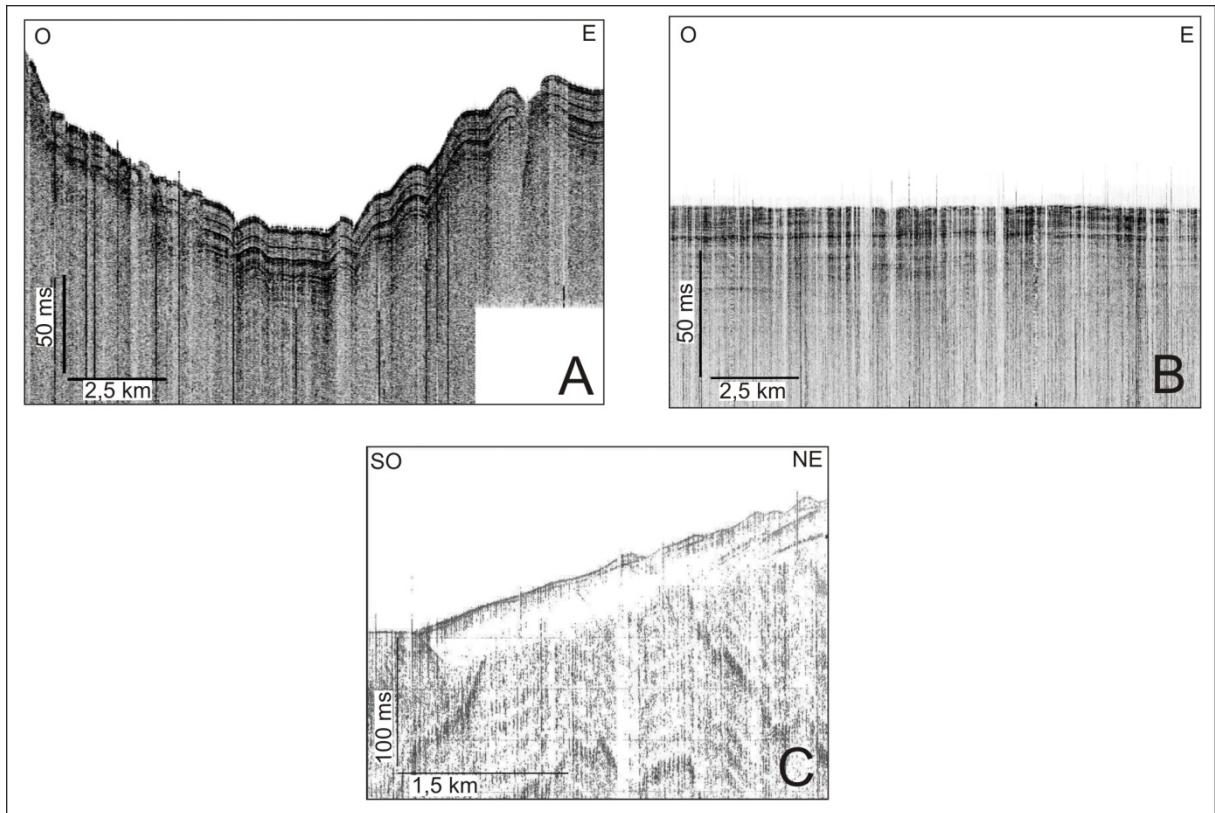
La respuesta acústica muestra un eco ondulado con reflectores del subfondo paralelos al fondo con alternancia de capas muy reflectivas y transparentes (Figura 36A). Este eco se observa en la zona de los bancos estructurales y de los márgenes del Canal de Valle Inclán, en la Llanura Abisal de Iberia, en el talud inferior del sector occidental del Banco de Galicia y en los altos de Finisterre, A Coruña y Charcot. Ocupa una superficie de unos 37.780 km<sup>2</sup>. En la zona de los bancos estructurales se diferencian varias superficies irregulares, localizadas en los flancos occidentales y meridionales de los altos de Fernando, Ordoño y García, que ocupan una extensión de 5100 km<sup>2</sup>. Al sur y este del Alto de Sancho se observa dos áreas que abarcan una superficie de 8365 km<sup>2</sup> y al oeste y sur del banco de Galicia, en el talud continental, este eco cubre un área de 6880 km<sup>2</sup>. En el talud superior del Margen de Galicia, en el borde oriental del Canal de Valle Inclán, se identifican varias áreas irregulares cuyas dimensiones varían entre 70 y 1444 km<sup>2</sup>. En la Llanura Abisal de Iberia, este eco se localiza fundamentalmente en relación a los montes submarinos. Al sur del Alto de Finisterre se observa una superficie irregular elongada que presenta una dirección NE-SO de 2196 km<sup>2</sup>. En el Alto de A Coruña existe una gran superficie que ocupa una extensión de unos 5130 km<sup>2</sup>, a una profundidad de entre 4000 y 4500 m, que también presenta una morfología irregular con tendencia NE-SO. En el Alto de Charcot se describen varias superficies irregulares elongadas en dirección E-O, con longitudes que oscilan entre 4 y 20 km las más pequeñas, y entre 40 y 90 km las de mayor tamaño, y áreas que varían entre 11 y 1177 km<sup>2</sup>. Por último, en el margen suroeste de la zona cartografiada, en la Llanura Abisal de Iberia, se observa un área elongada en dirección NNE-SSO que cubre una superficie de unos 1470 km<sup>2</sup>.

#### 4.4.2. Tipo 4B

La respuesta acústica muestra un eco marcado con ondulaciones regulares del fondo y con reflectores del subfondo paralelos entre sí pero no con el fondo (Figura 36B). Este tipo de eco se ha descrito en la parte septentrional de la zona cartografiada, concretamente en la Llanura Abisal de Vizcaya, al norte de la Plataforma de Ortegal y al este del Alto de Charcot. Se identifican dos grandes superficies que presentan una morfología elongada en dirección NNE-SSO a NE-SO a una profundidad de 4900 m. La superficie más pequeña, localizada en el extremo oriental del Alto de Charcot, presenta una longitud de 62 km, una anchura media de unos 12 km y una extensión de 535 km<sup>2</sup>. Hacia el este, y junto a la anterior, se encuentra la superficie de mayor tamaño con una longitud de 109 km, una anchura que varía entre los 16 y 22 km en su parte más septentrional y los 2 y 7 km en la meridional, y una superficie de 1470 km<sup>2</sup>.

#### 4.4.3. Tipo 4C

La respuesta acústica muestra un eco ondulado con relleno transparente sobre base plana (Figura 36C). Este tipo de eco se identifica únicamente en el extremo noroccidental de la Plataforma de Ortegal, en la cabecera del Cañón de El Ferrol. Se observa una pequeña superficie de morfología ovalada que ocupa una extensión de unos 7 km<sup>2</sup> y se localiza a una profundidad de entre 600 y 650 m.



**Figura 36.** Ejemplos de ecos en perfiles de sonda paramétrica TOPAS: A) Tipo 4A, B) Tipo 4B, C) Tipo 4C.

## 5. ELABORACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA DE ECOCARÁCTER A ESCALAS 1:500.000 Y 1:200.000

En este trabajo se presenta la cartografía de ecocarácter del Margen Continental Gallego en dos formatos diferentes, compuesta de un mapa a escala 1:500.000 y 14 mapas a escala 1:200.000.

Se ha realizado la representación geométrica plana de los diferentes ecos identificados sobre un sombreado del modelo digital del terreno del fondo marino, con el propósito que pueda servir para caracterizar la microtopografía del fondo marino, para inferir la distribución de sedimentos, pero muy especialmente para interpretar los procesos sedimentarios marinos, deposicionales, erosivos o gravitacionales. Por otro lado, se presenta esta misma serie para su visualización en 3D, de modo que el usuario pueda percibir con mayor detalle y de una forma más sencilla e intuitiva las particularidades de la distribución de los ecos existentes sobre el terreno, y que con una vista 2D no podría distinguirse tan fácilmente.

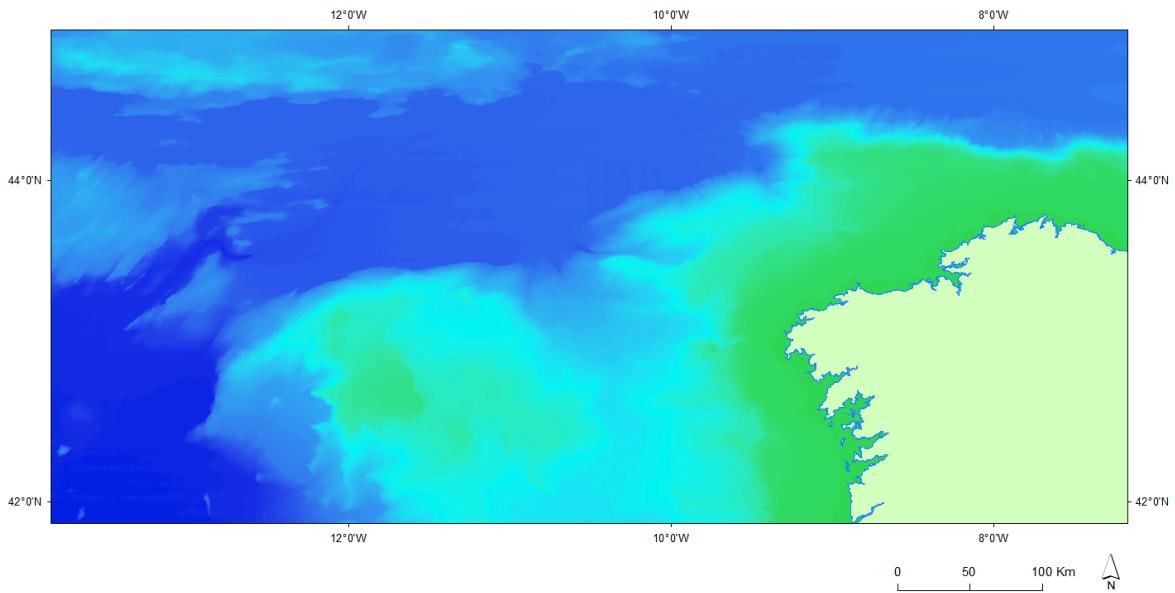
### 5.1. Elaboración de los mapas de ecocarácter a escalas 1:500.000 y 1:200.000

En la realización de los mapas de representación plana de los diferentes tipos de ecocarácter identificados en el Margen Continental Gallego se ha incorporado modelo digital del terreno con el propósito que se visualice de un modo más sencillo la distribución de los diferentes tipos en relación con la morfología de fondo. Para ello se han tratado por separado la información batimétrica y la información de carácter acústico del fondo y subfondo, integrándose posteriormente.

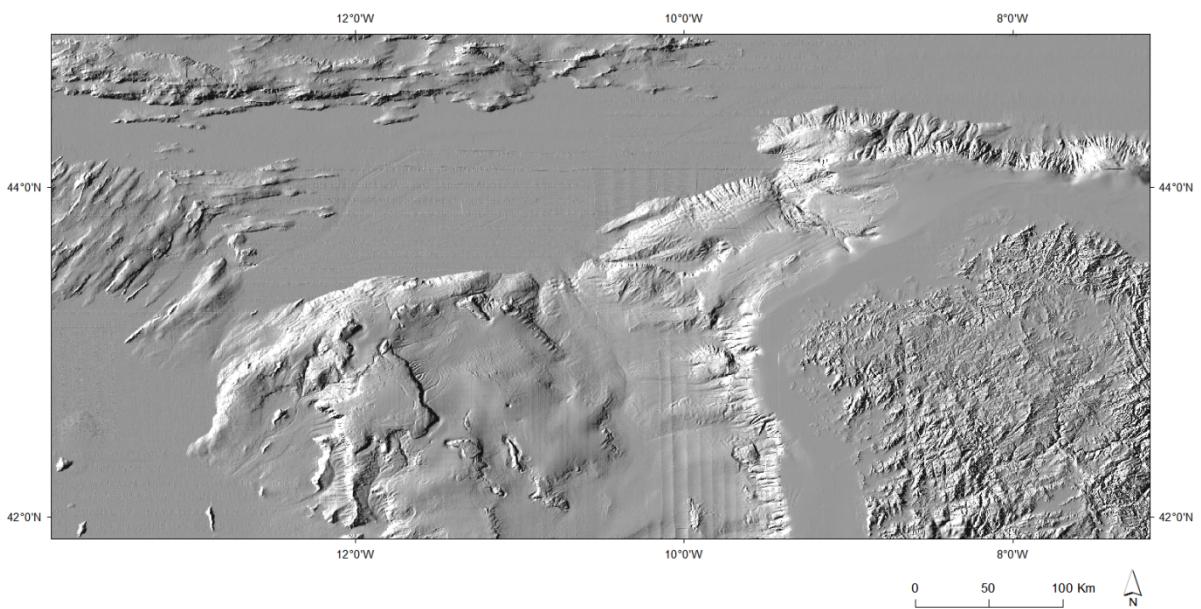
#### 5.1.1. Tratamiento de los datos batimétricos

El Modelo Digital del Terreno (MDT) se realizó a partir de un fichero de puntos en formato ASCII que contiene la batimetría de la zona cartografiada. El número de puntos de este fichero supera los 60 millones. El procesado se realizó con la aplicación FME 2016 para generar un MDT con una resolución X e Y de 50 m en proyección UTM-WGS84 Huso 29 y de 0,000615° en sistema de coordenadas geográfico WGS84 (Figura 37).

El modelo de sombreado se generó a partir de la combinación de cuatro modelos de sombreado generados a distintos ángulos de azimuth (225°, 270°, 315°, 360°) y un céntit de 30° permitiendo de esta forma resaltar estructuras que de otro modo, usando un solo ángulo, pueden permanecer en zonas de sombra o de luz directa. Finalmente para suavizar el aspecto y eliminar ruido se aplicó un filtro de paso bajo (Figura 38).



**Figura 37.** *Modelo Digital del Terreno del Margen Continental Gallego realizado a partir de un grid de puntos con una resolución de 50 x 50 m.*

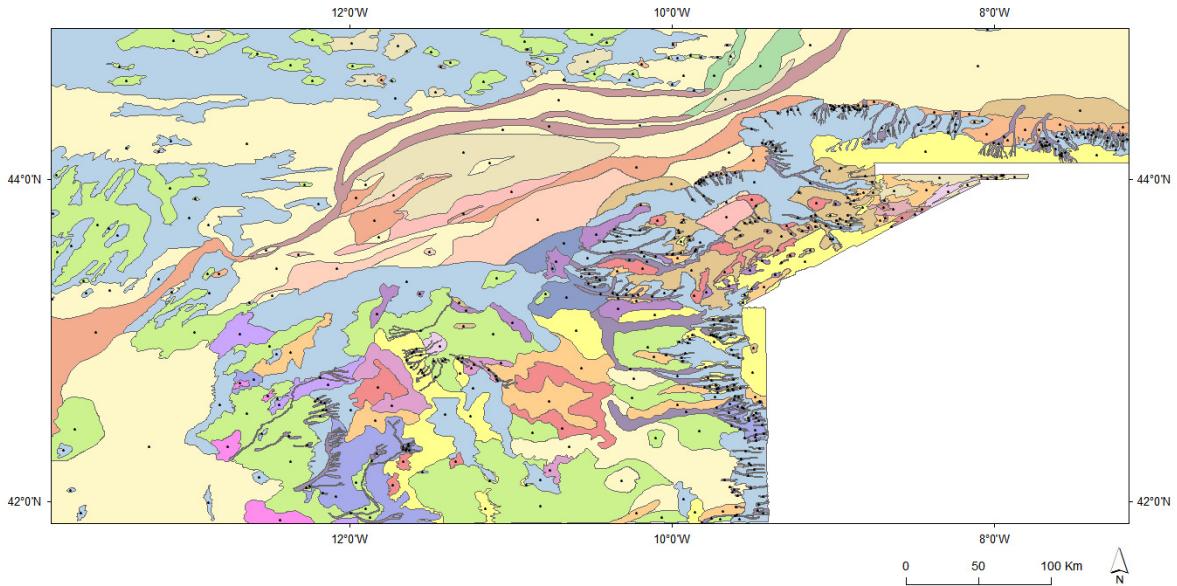


**Figura 38.** *Modelo de sombreado del Margen Continental Gallego.*

#### 5.1.2. Tratamiento de los datos de ecocarácter

En la elaboración de los mapas de ecocarácter, la cartografía de los polígonos y topografía se realizó en ArcGis v.10. Una vez la cartografía se finalizó, se realizó el recorte de la zona definitiva que se iba a presentar (Figura 39). Como resultado se generaron los siguientes archivos en formato shape.

- Ecocaracter\_L\_160401
- Ecocaracter\_P\_160401
- Ecocaracter\_Pt\_160401



**Figura 39.** Mapa de ecocarácter del Margen Continental Gallego donde se muestran los diferentes polígonos por colores correspondientes a los distintos tipos definidos y sus etiquetas.

Para finalizar la maquetación del mapa se generaron diversas capas de información (Tablas 2 y 3). Entre ellas, se realizó una edición de la capa de curvas de nivel de batimetría para poder generar el etiquetado de la información de profundidad de las mismas siguiendo la dirección de la curva de nivel y se añadieron etiquetas de identificación de relieves y entidades singulares, tanto de la zona sumergida como emergida. También se eligió la paleta de colores y la transparencia adecuada para permitir la visualización del sombreado del fondo marino y obtener un mapa lo más claro y visualmente estético posible.

Nombre	Tipo de información
Batimetria_Txt	Etiquetado de curvas de nivel
Ecocaracter_L_160401	Límites de polígonos
Ecocaracter_P_160401	Superficies
Ecocaracter_Pt_160401	Puntos identificativos de polígonos
Ecocaracter_Txt	Textos identificativos de polígonos
EcoGrid_500k	Textos de coordenadas del perímetro del mapa.
EcoGrid_GLN	Malla de coordenadas
Hojas_200k	Superficies que delimitan la división de hojas 1:200.000
Indicadores_Txt	Líneas auxiliares para el etiquetado de polígonos
LimiteHoja_P	Área que delimita la zona de estudio
Peninsula_P	Superficie de la Península
Toponimia_500k	Etiquetas de identificación de relieves y entidades singulares
Veriles_100	Curvas de nivel batimétricas con equidistancia de 100m.
Veriles_50	Curvas de nivel batimétricas con equidistancia de 50m.
Veriles_500	Curvas de nivel batimétricas con equidistancia de 500m.

**Tabla 2.** Ficheros vectoriales con toda la información utilizada en la elaboración de la cartografía del ecocarácter del Margen Continental Gallego.

Para la generación de hojas a escala 1:200.000 fue necesaria la división de los archivos generados para toda el área cartografiada. Para ello se desarrolló un script de python con el objetivo de automatizar algunos de los procesos y generar las 14 hojas a escala

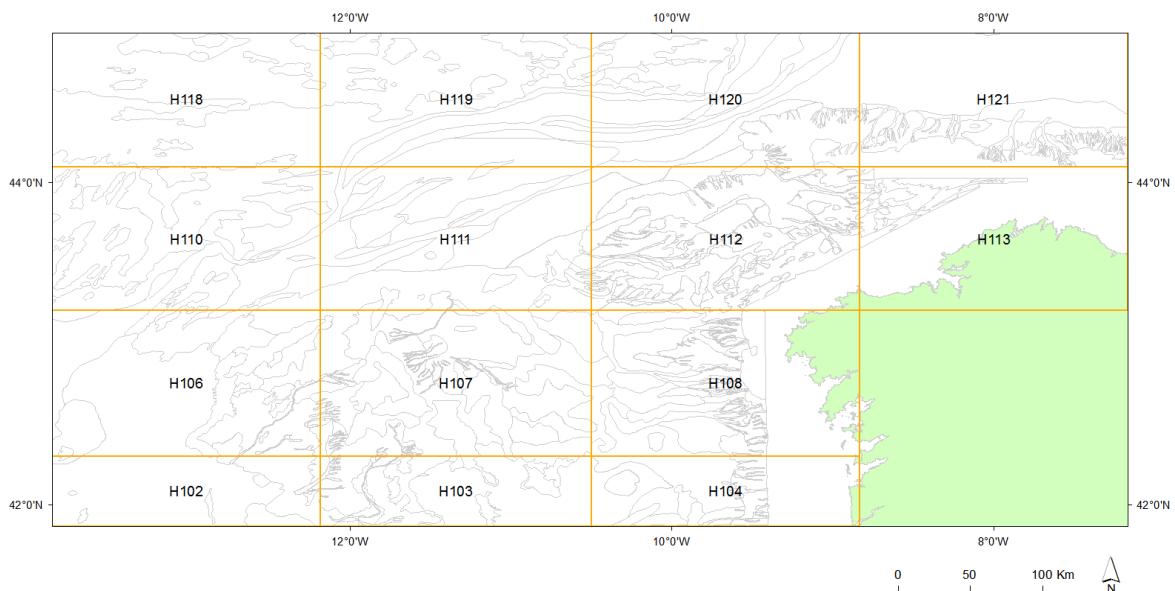
1:200.000 correspondientes. La división en hojas se realizó siguiendo la cuadricula y nomenclatura propuesta por el Instituto Hidrográfico de la Marina (Figura 40), siendo los límites considerados para cada una de ellas los que se muestran en la Tabla 4. Posteriormente, se volvió a generar las capas de puntos identificativas de los polígonos y el etiquetado de los polígonos.

Nombre	Tipo de información
HI50_L_WGS	Modelo de sombreado
MDT_UTM_29N	Modelo digital del terreno
MDT_WGS84	Modelo digital del terreno

**Tabla 3.** Ficheros raster con toda la información utilizada en la elaboración de la cartografía del ecocarácter del Margen Continental Gallego.

Todos los archivos obtenidos en el procesado se almacenaron en el formato Geodatabase de ArcGIS y se creó una estructura de carpetas común para guardar toda la información generada para el proyecto. Para todas las hojas a escala 1:200.000 y para la zona completa a escala 1:500.000 se generaron carpetas individuales dentro de las cuales se encuentran 4 subcarpetas (gdb, lyr, mxd y pdf) (Figuras 41 y 42).

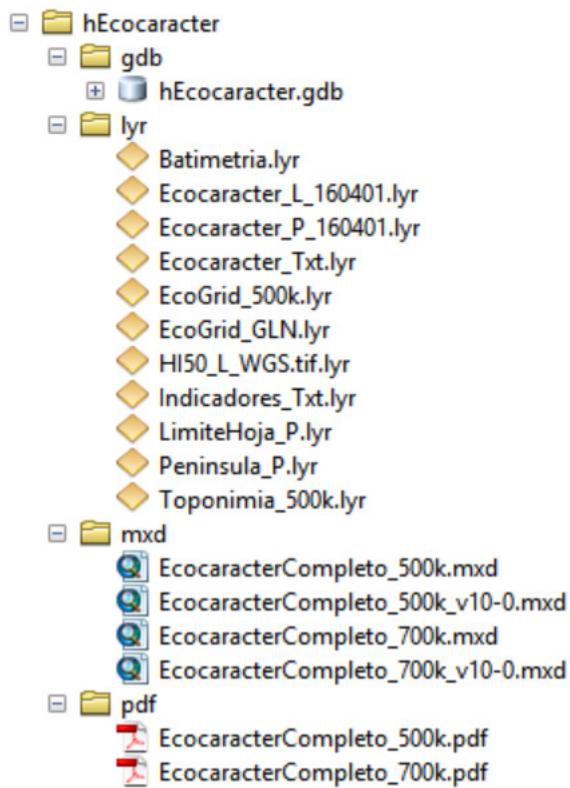
- Subcarpeta gdb: almacena la geodatabase.
- Subcarpeta lyr: capas simbolizadas en la composición del mapa en el documento mxd.
- Subcarpeta mxd: documentos ArcMap.
- Subcarpeta pdf: documentos pdf con la composición del mapa.



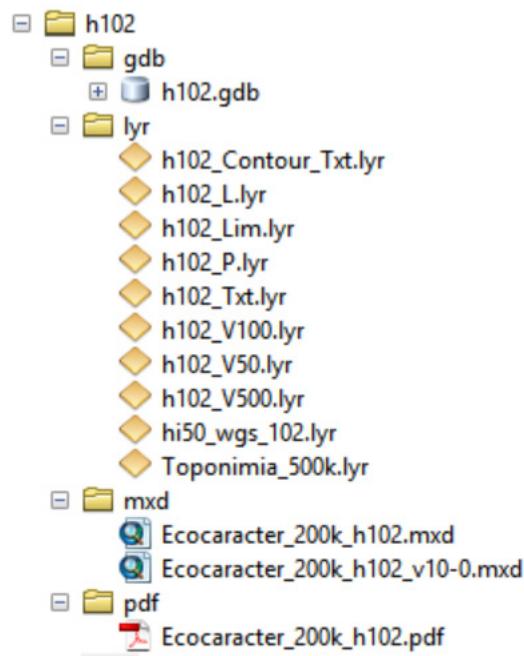
**Figura 40.** División de las hojas utilizada a escala 1:200.000 y su denominación de la zona cartografiada del Margen Continental Gallego

HOJA 200.000	LIMITE NORTE	LIMITE SUR	LIMITE OESTE	LIMITE ESTE
102	42° 18,00'N	41° 52,00'N	13° 51,00'W	12° 11,00'W
103	42° 18,00'N	41° 52,00'N	12° 11,00'W	10° 30,00'W
104	42° 18,00'N	41° 52,00'N	10° 30,00'W	08° 50,00'W
106	43° 12,00'N	42° 18,00'N	13° 51,00'W	12° 11,00'W
107	43° 12,00'N	42° 18,00'N	12° 11,00'W	10° 30,00'W
108	43° 12,00'N	42° 18,00'N	10° 30,00'W	08° 50,00'W
110	44° 06,00'N	43° 12,00'N	13° 51,00'W	12° 11,00'W
111	44° 06,00'N	43° 12,00'N	12° 11,00'W	10° 30,00'W
112	44° 06,00'N	43° 12,00'N	10° 30,00'W	08° 50,00'W
113	44° 06,00'N	43° 12,00'N	08° 50,00'W	07° 10,00'W
118	44° 56,00'N	44° 06,00'N	13° 51,00'W	12° 11,00'W
119	44° 56,00'N	44° 06,00'N	12° 11,00'W	10° 30,00'W
120	44° 56,00'N	44° 06,00'N	10° 30,00'W	08° 50,00'W
121	44° 56,00'N	44° 06,00'N	08° 50,00'W	07° 10,00'W

**Tabla 4.** Coordenadas que definen los límites norte, sur, este y oeste de las hojas 1:200.000 en la que ha sido dividida la zona del margen Continental Gallego cartografiada. Esta división ha sido definida por el Instituto Hidrográfico de la Marina en el marco del Plan de Investigación Científica de la Zona Económica Exclusiva Española.

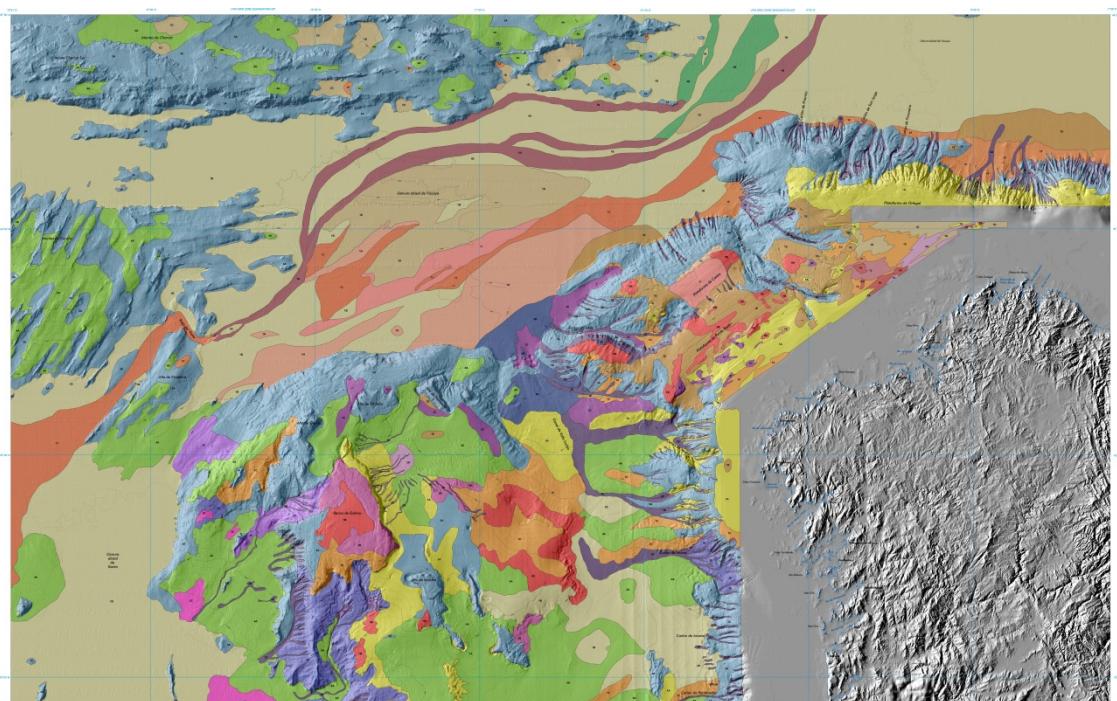


**Figura 41.** Ejemplo de estructura de archivos para el mapa de la zona completa a escala 1:500.000.

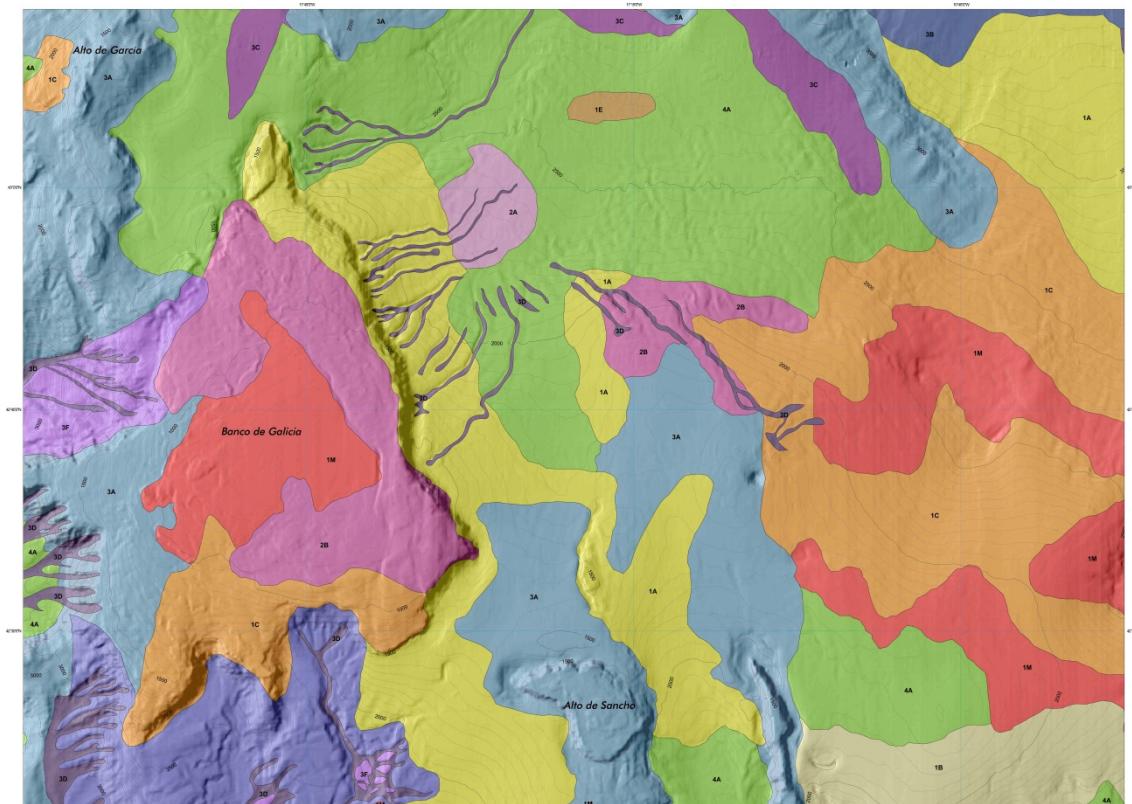


**Figura 42.** Ejemplo de estructura de ficheros para la hoja 102.

El resultado obtenido se muestra en las figuras 43 y 44.



**Figura 43.** Composición del mapa de ecocarácter a escala 1:500.000.



**Figura 44.** Composición del mapa de ecocarácter de la Hoja 107 a escala 1:200.000.

## 5.2. Elaboración de los mapas de ecocarácter en formato PDF3D a escalas 1:200.000 y 1:500.000

Este formato de visualización de la cartografía de los ecocaracteres del margen de Galicia en tres dimensiones sobre el Modelo Digital del Terreno es un potente instrumento de visualización de la información que ofrece multitud de ventajas a la hora de transmitir e interpretar información y se muestran como una herramienta de fácil manejo para el usuario. Visualizar una representación análoga a la realidad facilita la transmisión y compresión de los conceptos espaciales.

Además, estas cartografías presentan la ventaja que no requieren ningún *software* de Diseño Asistido por Ordenador, únicamente un lector de pdf gratuito (por ejemplo el Adobe Acrobat Reader). Además, al 3D dinámico dentro del pdf es posible añadirle una barra de herramientas que permite rotar, encuadrar, hacer zoom, obtener fotografías, medir, agregar comentarios, visualizar el árbol del modelo, ocultar elementos, seleccionar perspectivas y vistas guardadas, modificar el tipo de visualización/renderizado, seccionar la vista por un plano 3D definido por el usuario, cambiar iluminación y modificar el fondo.

Para la realización de estas cartografías 3D se ha utilizado la cobertura de batimetría y ecocarácter del margen marino al noroeste de Galicia. A partir de un fichero en formato ASCII de aproximadamente 60 millones de puntos de batimetría se ha elaborado el Modelo Digital de Terreno de la zona cartografiada. Los datos de ecocarácter se han extraído del proyecto ArcGis donde se ha realizado la cartografía.

georreferenciada en ficheros en formato shapefile de polígonos, líneas, puntos donde estaban incluidos la leyenda y la toponomía.

Debido al extenso número de puntos del fichero de batimetría se realizó una aplicación de división en fragmentos según la cuadrícula de hojas 1:200.000 en la que se fue divido la zona de trabajo por el Instituto Hidrográfico de la Marina (Figura 40 y Tabla 4).

### 5.2.1. Tratamiento de los datos batimétricos para la elaboración de las hojas PDF3D

En el procesado de los datos batimétricos, una vez divido en el conjunto de hojas a escala 1:200.000, se han realizado aplicaciones informáticas con herramientas ETL (*Extract, Transform and Load*) para la automatización de los procesos de forma que, partiendo de los datos de batimetría, se obtiene para cada hoja 1:200.000 una serie de ficheros para la elaboración de los modelos en relieve del fondo marino (Figura 45):

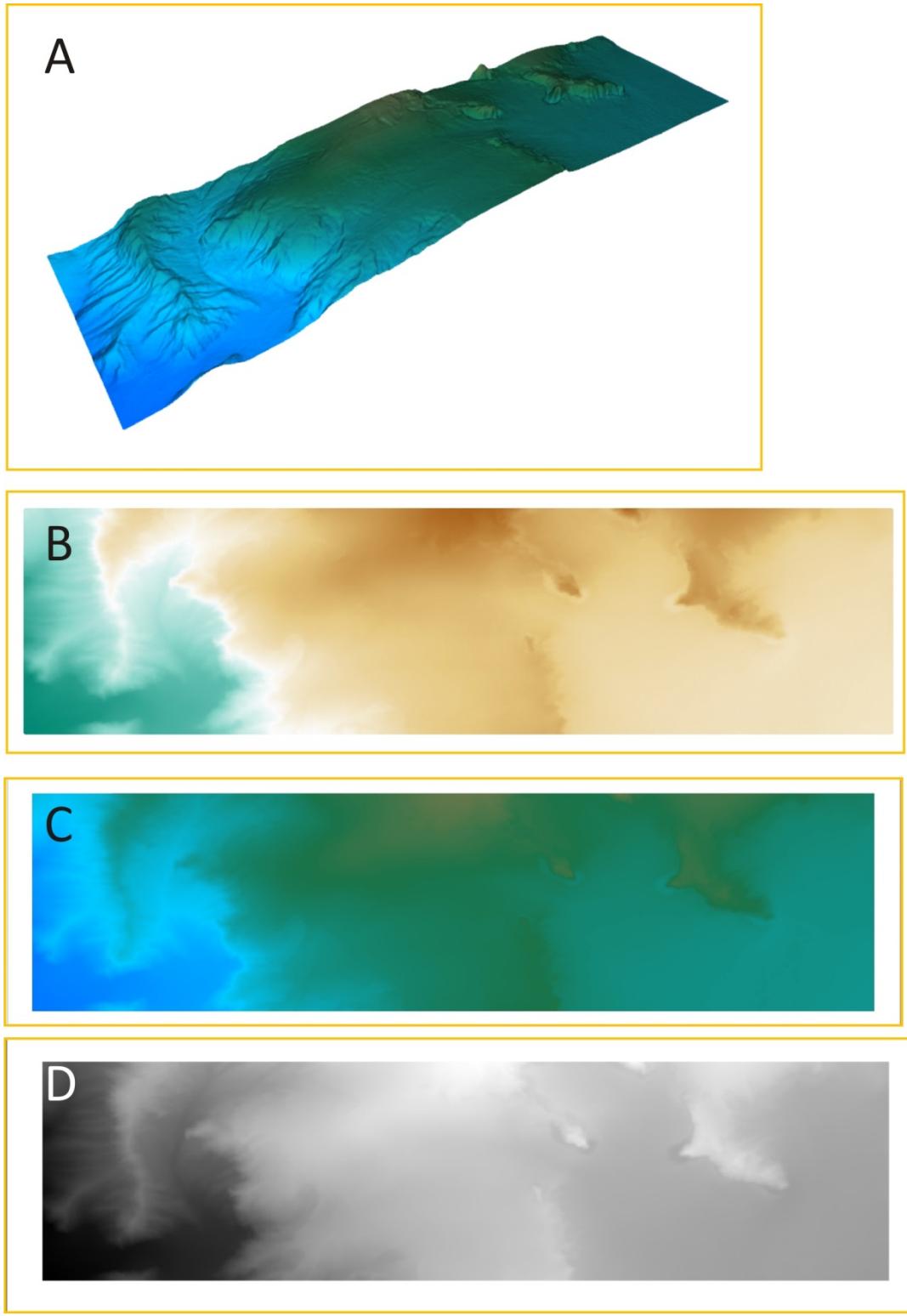
- Un fichero PDF3D que incluye la superficie del fondo marino y emergida, con sombreado y coloración según una paleta de gradación topográfica de colores (azul-marrón-blanco);
- Un fichero Shape de puntos 3D con la misma resolución que los datos originales;
- Un fichero GEOTIFF de tres bandas (RGB 48 bits) y 96 ppp con la imagen georreferenciada y coloreada según la misma paleta que en el caso de los PDF3D; y
- Un fichero GEOTIFF de una banda (real de 32 bits) y 96 ppp con la imagen georreferenciada.

### 5.2.2. Tratamiento de los datos de ecocarácter para la elaboración de las hojas PDF3D

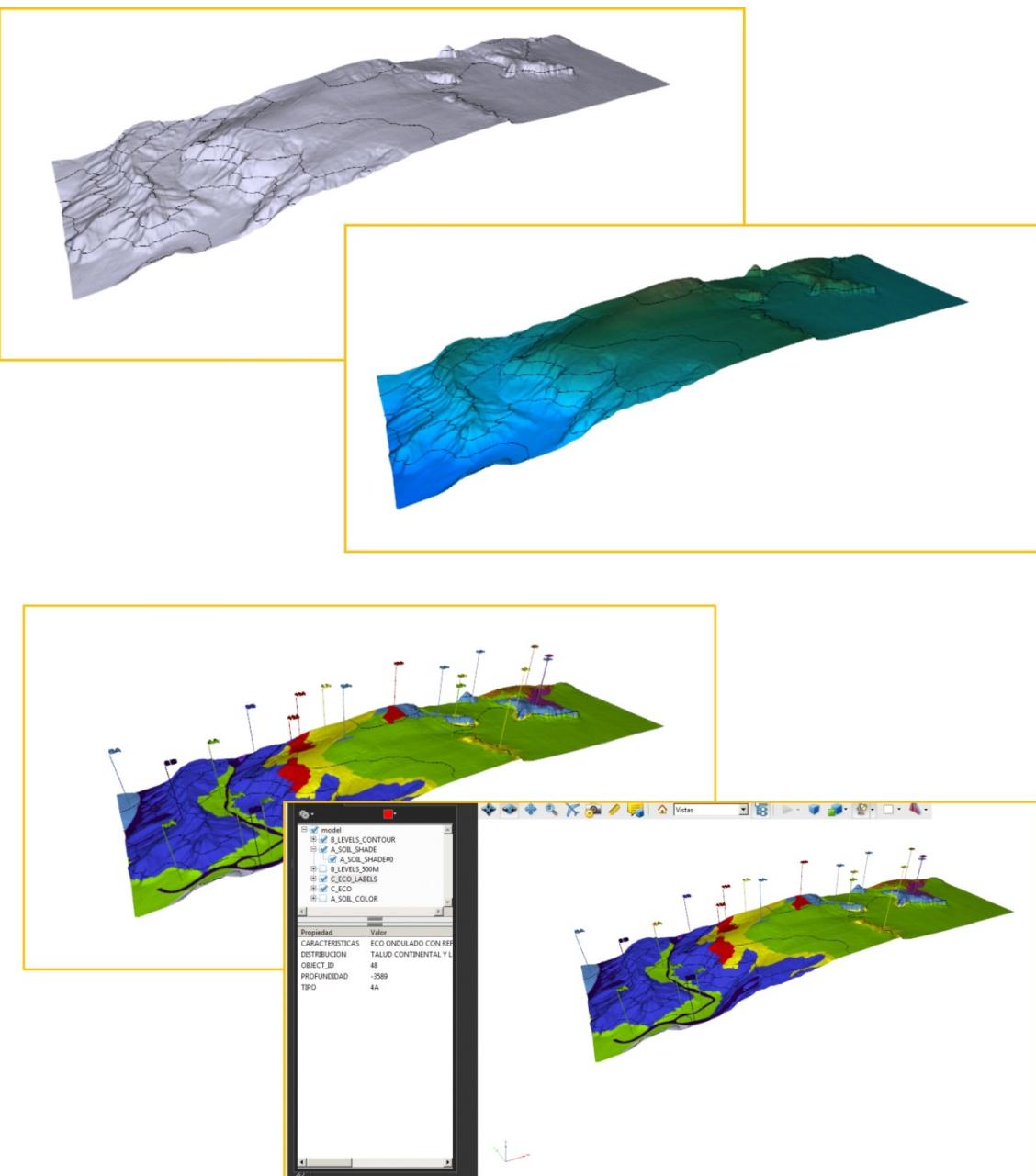
De forma semejante al proceso efectuado con los datos de batimetría, se ha elaborado una aplicación que para cada hoja 1:200.000, genera un fichero PDF3D que integra:

- La superficie del fondo y emergida, sombreada y coloreada según una paleta de gradación topográfica de colores (azul-marrón-blanco);
- Las curvas de nivel de batimetría cada 500 m;
- La clasificación de ecocarácter como superficie coloreada adaptada sobre el relieve del fondo;
- Las etiquetas de identificación de la clasificación de ecocarácter, basculadas 45° respecto del eje X para mejorar su visibilidad;
- Las etiquetas de identificación de relieves y entidades singulares, basculadas 45° respecto del eje X para mejorar su visibilidad; y
- La información de descripción de ecocarácter y el atributo de su distribución. Estos valores pueden ser consultados en el PDF al pulsar sobre la etiquetas de ecocarácter.

A partir de esta información se obtienen los mapas de ecocarácter en formato PDF3D (Figura 46).

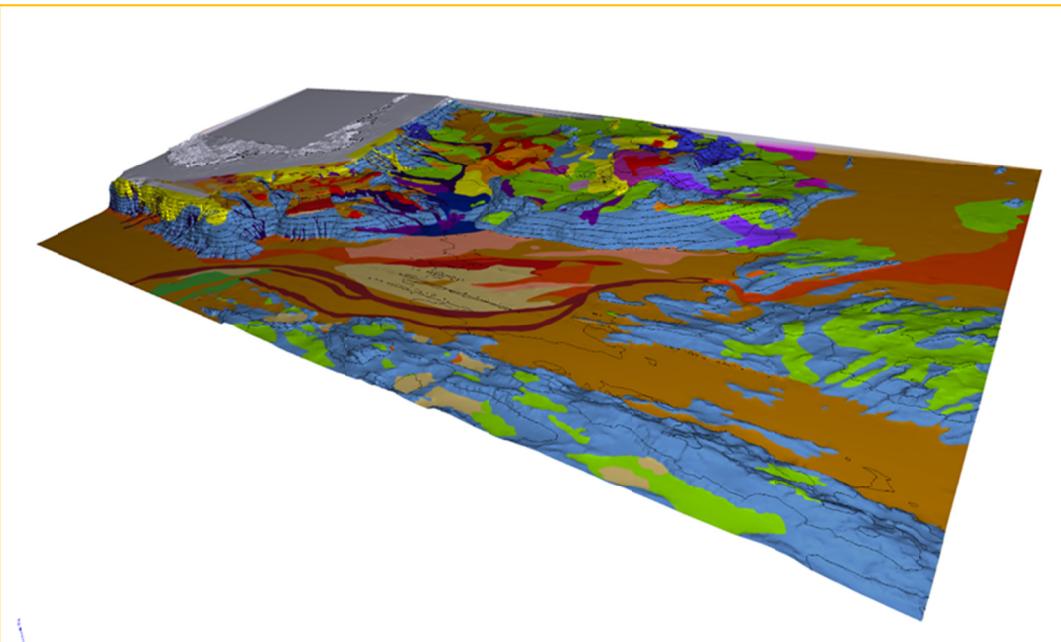


**Figura 45.** Ejemplo de representación de ficheros de batimetría para la hoja 102 a escala 1:200.000.



**Figura 46.** Ejemplo de representación de ficheros PDF3D de batimetría y ecocarácter para la hoja 1:200.000 número 103.

Para finalizar, a partir de la composición de las hojas a escala 1:200.000 se ha confeccionado un fichero PDF3D de todo el Margen Continental Gallego utilizando las mismas capas que los ficheros de ecocarácter de la división 1:200.000 (Figura 47). Este fichero se denomina Mapa3D\_Margen Continental Gallego.pdf.



**Figura 47.** Vista del norte hacia el sur de la imagen de 3D del Margen Continental Gallego con el ecocarácter sobreimpuesto.



## 7. REFERENCIAS

- Álvarez-Marrón, J., Niedermann, S., Hetzel, R., Menéndez, R. y Marquinez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 316-334.
- Alves, T.M., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W. y Monteiro, J.H. (2003). Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western Iberian margin. *Marine Geology*, 195, 75-108.
- Ambar, I. y Howe, M.R. (1979). Observations of the Mediterranean Outflow. Deep Circulation in the Vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Research*, 26(5), 535-554.
- Auffret, G.A. (1983). *Dynamique sédimentaire de la marge continentale celtique, évolution cénozoïque, spécificité du Pléistocène supérieur et de l'Holocène*. Thèse Doctorat Sciences, Université de Bordeaux I, 385 pp.
- Auxietre, J.L. y Dunand, J.P. (1978): *Géologie de la marge ouest ibérique (au nord de 40°N). Le banc de Galicie, les montagnes de Vigo, de Vasco de Gama et de Porto*. Thèse 3è cycle, Universidad Pierre et Marie Curie, Paris, 216 pp.
- Barthelemy, M. y Pockalny, R. (2002). *Regional analysis of backscatter data from the Southwest Pacific*. Graduate School of Oceanography, 1-6 GSO Technical Report no. 2003-1.
- Bellec, V. (2003). *Evolution Morphostructurale et Morphosedimentaire de la Plate-forme Aquitaine depuis le Neogène*. Ph.D. Thesis, Univ. Bordeaux I, 268 pp.
- Blondel, P. (2003). Seabed classification at ocean margins. In: Wefer, G., Billet, D., Hebbeln, D., Jørgense, B.B., Schlüter, M., Weering, V. (eds.), *Ocean Margin System*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 125-141.
- Blondel, P. y Murton, B. J. (1997). *Handbook of seafloor sonar imagery*. Chichester, UK: Wiley. 314 pp.
- Boillot, G. y 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. y Malod, J. (1979). Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Marine Geology*, 32, 53-70.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougenot, D., Megoil-Daniel, J., Kornprobst, J. y Torrent, G. (1980). Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west off the Galicia bank. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 23-34.
- Boillot, G., Malod, J.A., Dupeuble, P.A. y Cybere Group (1987). Mesozoic evolution of Ortegal Spur, North Galicia margin: Comparison with adjacent margins. In: Boillot G. Winterer, E.L., Meyer, A.W. (eds.), *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 103, A, 107-119.
- Borgeld, J.C., Hughes Clarke, J.E., Goff, J.A., Mayer, L.A. y Curtis, J.A. (1999). Acoustic backscatter of the 1995 flood deposit on the Eel shelf. *Marine Geology*, 154, 197-210.
- Botas, J.A., Fernández, E., Bode, A. y Anadón, R. (1989). Water masses off central Cantabrian coast. *Scientia Marina*, 53, 755-761.
- Bourillet, J.F., Reynaud, J.Y., Baltzer, A. y Zaragosi, S. (2003). The 'Fleuve Manche': the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4), 261-282.
- Caralp, M. (1985). Quaternary calcareous benthic foraminifers, leg 80. In: Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. In: Graciansky, P.C., Poag, C.W., Cunningham, R., Loubere, P., Masson, D.G., Mazzullo, J.M., Montadert, L., Müller, C., Otsuka, K., Reynolds, L.A., Sigal, J., Snyder, S.W., Vaos, S.P., Waples, D. (eds.), *Initial Reports of the DSDP*, 80, 725-755.

- Caralp, M., Dumon, J.C., Frappa, M., Klingebiel, A., Latouche, C., Martin, G., Moyes, J., Muraur, P., Prud'Home, R. y Vigneaux, M. (1971). Contribution à la connaissance géophysique et géologique du Golfe de Gascogne. Bilan des travaux effectués du 1er octobre 1969 au 30 juin 1971. *Bulletin de l'Institut de géologie du bassin d'Aquitaine*, Spec. Num., 17, 142 pp.
- Chough, S.K., Kim, J.W., Lee, S.H., Shinn, Y.J., Jin, J.H., Suh, M.C. y Lee, J.S. (2002). High- resolution acoustic characteristic of epicontinental sea deposits, central-eastern Yellow Sea. *Marine Geology*, 188, 317-331.
- Crémer, M., Weber, O. y Jouanneau, J.M., (1999). Sedimentology of box cores from the Cap Ferret Canyon area (Bay of Biscay). *Deep-Sea Research II*, 36, 1979-2001.
- Damuth, J.E. (1975). Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*, 18, 17-45.
- Damuth, J.E. (1978). Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: relationship to Quaternary sedimentation. *Marine Geology*, 28, 1-36.
- Damuth, J.E. (1980). Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echo- grams in the study of near- bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology*, 38, 51-75.
- Damuth, J.E. y Hayes, D.E. (1977). Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology*, 24, 73-95.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Belderson, R.H. y Gorini, M.A. (1988). Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and highresolution seismic studies. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 72, 885-911.
- Damuth, J.E., Kolla, V., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Monteiro, M.C., Gorini, M.A., Palma, J.J.C. y Belderson, R.H. (1983). Distributary channel meandering and bifurcation patterns on Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA). *Geology*, 11, 94-98.
- Dartnell, P. y Gardner, J.V. (2004). Predicting seafloor facies from multibeam bathymetry and backscatter data. *Photogram. Engineering and Remote Sensing*, 70(9), 1081-1091.
- Davis, A., Haynes, R., Bennell, J. y Huws, D. (2002). Surficial seabed sediment properties derived from seismic profiler responses. *Marine Geology*, 182, 209-223.
- Decourt, J. Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S. y Sandulescu, M. (2000). *Atlas Peri-Tethys. Paleogeographical Maps*. Commission de la Carte Géologique du Monde, Paris.
- Díaz del Río, G., González, N. y Marcote, D. (1998). The intermediate Mediterranean water inflow along the northern slope of the Iberian Peninsula. *Oceanologica Acta*, 21(2), 157-163.
- Dickson, R.R., Gould, W.J., Muller, T.J. y Maillard, C. (1985). Estimates of the mean circulation in the deep (> 2000 m) layer of the eastern North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 14, 103-127.
- Driscoll, N.W. y Laine, E.P. (1996). Abyssal current influence on the southwest Bermudas Rise and surrounding region. *Marine Geology*, 130, 231-263.
- Droz, L., Auffret, G., Savoye, B. y Bourillet, J.F. (1999). L'Eventail profond de la marge celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, 173-180.
- Droz, L., Kergoat, R., Cochonat, P. y Berné, S. (2001). Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology*, 176, 23-37.
- Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B. y Canals, M. (1998). Recent geological processes in the Central Bransfield Basin (Western Antarctic Peninsula). In: Stoker, M.S., Evans, D., Cramps, A. (eds.), *Geological*

*Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability.* Geological Society, Special Publication, London, 129, 205-216.

- Ercilla, G., Casas, D., Somoza, L., Vázquez, J.T., Iglesias, J., García-Gil, S., Medialdea, T., León, R., Estrada, F., ERGAP Project y Cruise Teams (2009). Cartografiando la dinámica sedimentaria de la región del Banco de Galicia. *6º Simposio sobre el margen Ibérico Atlántico, MIA09*, Nuevas Contribuciones al Margen Ibérico Atlántico, 1-5 de Diciembre de 2009, Oviedo, 201-204.
- Ercilla, G., Casas, D., Vázquez, J. T., Iglesias, J., Somoza, L., Juan, C. Medialdea, T., León, R., Estrada, F., García-Gil, S., Farrán, M., Bohoyo, F., García, M., Maestro, A., ERGAP Project y Cruise Teams (2011). Imaging the recent sediment dynamics of the Galicia Bank region (Atlantic, NW Iberian Peninsula). *Marine Geophysical Research*, 32(1-2), 99-126.
- Evans, C.A. y Baltuck, M. (1988). Low temperature alteration of peridotite, hole 637A. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. *et al.* (eds.), *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 03, B, 235-239.
- Evans, C.A. y Girardeau, J. (1988). Galicia margin peridotites: undepleted abyssal peridotites from the north Atlantic. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. *et al.* (eds.). *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 103, B, 195-207.
- Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J.D., Mojtaid, M., Bourillet, J.F., Hall, I.R., Penaud, A., Locascio, M. y Reijonen, A. (2007). Deglacial laminated facies on the NW European continental margin: The hydrographic significance of British-Irish Ice Sheet deglaciation and Fleuve Manche paleoriver discharges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(6). doi: 10.1029/2006GC00.
- Féraud, G., Girardeau, J., Beslier, M.O. y Boillot, G. (1988). Datation 39Ar/40Ar de la mise en place des péridotites bordant la marge de la Galice (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 2, 307, 49-55.
- Flor, G. (1983). Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, 65-82.
- Friocourt, Y., Levier, B., Speich, S., Blanke, B. y Drijfhout, S.S. (2007). A regional numerical ocean model of the circulation in the Bay of Biscay. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C9), 15-33.
- Gallastegui, J. (2000). *Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N*. Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo, 22, 231 pp.
- Gallastegui, J., Pulgar, J.A y Gallart, J. (2002). Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, 21(4), 15.1-15.13.
- García-Gil, S., Cartelle, V., de Blas, E., de Carlos, A., Díez, R., Durán, R., Ferrín, A., García-Moreiras, I., García-García, A., Iglesias, J., Martínez-Carreño, N., Muñoz-Sobrino, C. y Ramírez-Pérez, A.M. (2015). Gas somero en el margen continental Ibérico. In: Maestro, A., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J. (eds.), *Procesos geológicos en el Margen Continental Ibérico*, Boletín Geológico y Minero, Volumen Especial, 126 (2/3), 575-608
- Girardeau, J., Evans, C.A. y Beslier, M.O. (1988). Structural analysis of plagioclase- bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting: Hole 637, ODP Leg. 103 on the Galicia margin. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. *et al.* (eds.). *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 103, B, 209-223.
- Goff, J.A., Olson, H.C. y Duncan, C.S. (2000). Correlation of side scan backscatter intensity with grain size distribution of shelf sediments, New Jersey margin. *Geo-Marine Letters*, 20, 43-49
- Goff, J.A., Orange, D.L., Mayer, L.A. y Hughes Clarke, J.E. (1999). Detailed investigation of continental shelf morphology using a high resolution swath sonar survey. The Eel margin, northern California. *Marine Geology*, 154, 255-269.

- González-Casado, J.M y Giner, J. (2000). Relaciones entre fallas y sismicidad en el noreste peninsular. *Geogaceta*, 28, 71-74.
- González-Pola C. (2006). *Variabilidad Climática en la Región Sureste del Golfo de Vizcaya*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.
- Grimaud, S., Boillot, G., Collette, B.I., Mauffret, A., Miles, P.R. y Roberts, D.B. (1982). Western extension of the Iberian-European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model. *Marine Geology*, 45, 63-77.
- Groupe Galice (1979). The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. In: Sibuet, J.C. et al. (eds.), *Initial Reports of the DSDP*, 47, 633-662 U.S. Goverment Printing Office. Washington D.C.
- Gutiérrez-Claverol, M., López Fernández, C. y Alonso, J.L. (2006). Procesos neotectónicos en los depósitos de rasa de la zona de Canero (Occidente de Asturias). *Geogaceta*, 40, 75-78.
- Haynes, R. y Barton, D. (1990). A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 95, 11425-11441.
- Heezen, B.C., Tharp, M. y Ewing, M. (1959). *The floors of the oceans, 1. The north Atlantic*. Geological Society of America Special Publication, 65, 122 pp.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Ercilla, G., Maestro, A., Medialdea, T., Ferrin, A., Somoza, L., Gracia, E., Masson, D.G., García, M., Vizcaino, A. y León, R. (2008). Recent sedimentary processes in the Prestige site area (Galicia Bank, NW Iberian Margin) evidenced by high-resolution marine geophysical methods. *Marine Geology*, 249(1), 21-45.
- Hernández-Molina, F.J., Nombela, M.A., Van Rooij, D., Roson, G., Ercilla, G., Urgorri, V., Llave, E., Francés, G., De Mol, L., Estrada, F., León, R., Mena, A., Pérez Arlucea, M., Alejo, I., Jane, G. y VanReusel, A. (2009). The Ortegal Spur Contourite Depositional System (Bay of Biscay): the implications of the Mediterranean Outflow Waters in sedimentary processes and cold-water coral ecosystems. Abstracts Volume, *6<sup>th</sup> Symposium on the Atlantic Iberian Margin (MIA 09)*, 281-284, Oviedo.
- Hernández-Molina, F.J., Serra, N., Stow, D.A.V., Ercilla, G., Llave, E. y Van Rooij, D. (2011). Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around Iberia. In: Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Llave, E. et al. (eds.), Deep Water Circulation: processes and products. *Geo-Marine Letters*, 31(5-6), 315-341.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Ciguéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19, 4, 762-786.
- Hollister, C.D. (1967). *Sediment distribution and deep circulation in the western North Atlantic*. Unpublished Ph.D. Thesis Columbia University, New York, 467 pp.
- Hollister, C.D. y Heezen, B.C. (1972). Geological effect of bottom currents. In: Gordon, A.L. (eds.), *Studies in Physical Oceanography*. Gordon and Breach, New York, pp. 37-66.
- Hovland, M. (1981). Characteristics of pockmarks in the Norwegian Trench. *Marine Geology*, 39, 103-117.
- Iorga, M. y Lozier, M.S. (1999). Signatures of the Mediterranean Outflow from a North Atlantic climatology: Salinity and density fields. *Journal of Geophysical Research*, 194, 25985-26029.
- Jané, G. (2015). *Estudio morfológico de los márgenes continentales y cuencas oceánicas Nor-Ibéricas*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Madrid e Instituto Geológico y Minero de España, 351 pp.

- Jané, G., Maestro, A., Ercilla, G., López-Martínez, J., De Andrés, J.R., Casas, D., González- Aller, D. y Catalán-Morollón, M. (2010). Occurrence of pockmarks on the Ortegal Spur continental margin, Northwestern Iberian Peninsula. *Marine and Petroleum Geology*, 27(7), 1551-1564.
- Kornprobst, J. y Tabit, N. (1988). Plagioclase-bearing ultramafic tectonites from the Galicia Margin (Leg 103, Site 637). In: Boillot, G., Winterer E.L., Meyer A.W. et al. (eds). *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 103, B, 253-268.
- Lamboy, M. y Odin, G.S. (1975). Nouveaux aspects concernant les glanconites du plateau continental nord-ouest espagnol. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XVIII, 2, 99-120.
- Le Floch, J. (1969). Sur la circulation de l'eau d'origine méditerranéenne dans le Golfe de Gascogne et ses variations à courte période. *Cahiers Océanographiques*, 11, 653-661.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J. y Sibuet, J.C. (1971). Une hypothèse tectonique du Golfe de Gascogne. In: Debysier, J., Le Pichon, X., Montadert, L. (eds.), *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. Publication de l'Institut Français du Pétrole*, Technip, Paris, VI.11.1-VI.11.44
- Lee, S.H., Chough, S.K., Back, G.G. y Kim, Y.B. (2002). Chirp (2-7-kHz) echo characters of the South Korea Plateau, East Sea: Styles of Mass movement and sediment gravity flow. *Marine Geology*, 184, 227-247.
- Lericolais, G., Auffret, J.P. y Bourillet, J. (2003). The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4), 245-260.
- Llave, E., García, M., Pérez, C., Sayago, M., Farrán, M., Ercilla, G., Somoza, L., León, R., Maestro, A., Medialdea, T., Hernández-Molina, F.J., Álvarez, R., Durán, R. y Mohamed, K. (2008). Morphological feature analyses of the Prestige half-graben on the SW Galicia Bank. *Marine Geology*, 249, 7-20.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Roque, C., Van Rooij, D., García, M., Juan, C., Mena, A., Brackenridge, R.E., Jané, G., Stow, D.A.V. y Gómez-Ballesteros, M. (2015). Bottom current processes along the Iberian continental margin. In: Maestro, A., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J. (eds.), *Procesos geológicos en el Margen Continental Ibérico, Boletín Geológico y Minero*, Volumen Especial, 126 (2/3), 219-256.
- Llave, E., Jané, G., Hernández-Molina, F.J., Maestro, A., Ercilla, G., Alejo, I., Nombela, M.A., Francés, G., Pérez-Arlucea, M., Mena, A., López-Martínez, J., De-Andrés, J.R., González-Aller, D. y Catalán-Morollón, M. (2013). Sandy contourites along the continental margin of the northwestern Iberian Peninsula. *30<sup>th</sup> International Association Sedimentologists Annual Meeting*, Abstract Volume, Manchester (UK), T3S4.
- Lurton, X. (2002). *An Introduction to underwater acoustic. Principles and Applications*. Springer-Verlag. 347 pp.
- Madelain, F. (1970). Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le Detroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. *Cahiers Océanographiques*, 22, 43-61.
- Maestro, A., Bohoyo, F., López-Martínez, J., Acosta, J., Gómez-Ballesteros, M., Llave, E., Muñoz, A., Terriinha, P., Dominguez, M. y Fernández-Sáez, F. (2015). Influencia de los procesos tectónicos y volcánicos en la morfología de los márgenes continentales Ibéricos. In: Maestro, A., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J. (eds.), *Procesos geológicos en el Margen Continental Ibérico, Boletín Geológico y Minero*, Volumen Especial, 126 (2/3), 515-532.
- Maestro, A., López-Martínez, J., Llave, E., Bohoyo, F., Acosta, J., Hernández-Molina, F.J., Muñoz, A. y Jané, G. (2013). Geomorphology of the Iberian Continental Margin. *Geomorphology*, 196, 13-35.
- Martins, C.S., Hamann, M. y Fiúza, A.F.G. (2002). Surface circulation in the eastern North Atlantic, from drifters and altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 107(C12), 3217.

- Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 13, 3-35.
- Mauffret, A. y Montadert, L. (1987). Rift Tectonics on the passive continental margin off Galicia. *Marine and Petroleum Geology*, 4, 49-70.
- Mc Clennen, C.E. (1989). Microtopography a surficial sediment patterns in the Central Gulf of Maine: a 3.5 kHz survey and interpretation. *Marine Geology*, 89, 69-85.
- McCartney, M.S. (1992). Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 29, 283-383.
- McCave, I.N., Hall, I.R., Antia, A.N., Chou, L., Dehairs, F., Lampitt, R.S., Thomsen, L., van Weering, T.C.E. y Wollast, R. (2001). Distribution, composition and flux of particulate material over the European margin at 47°-50°N. *Deep-Sea Research II*, 48, 3107-3139.
- Medialdea, T., Somoza, L., Bohoyo, F., Vázquez, J.T., Vegas, R., Patriat, M., Thinon, I., Ercilla, G. y 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, 77-80.
- Medialdea, T., Somoza, L., León, R., Farrán, M., Ercilla, G., Maestro, A., Casas, D., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Fernández-Puga, M.C. y Alonso, B. (2008). Multibeam backscatter as a tool for seafloor characterization and identification of oil spills in the Galicia Bank. *Marine Geology*, 249, 93-107.
- Mena, A., Francés, G., Pérez-Arlucea, M., Hanebuth, T.J.J. y Nombela, M.A. (2010). Sedimentary evolution of the Galicia Inner Basin during the last 70 kyr. International Congress Deep-Water Circulation: Processes & Products, Baiona, Pontevedra, Spain, 16-18 de June 2010, *Geo-Temas*, 11, 125-126.
- Mitchell, N.C. y Clarke, J.E.H. (1994). Classification of seafloor geology using multibeam sonar data from the Scotian Shelf. *Marine Geology*, 121, 143-160.
- Mojtahid, M., Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J., Bourillet, J.F. y Garlan, T., (2005). Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360.000 yrs. *Marine Geology*, 224, 57-82.
- Mojtahid, M., Jorissen, F.J., Garcia, J., Schiebel, R., Michel, E., Eynaud, F., Gillet, H., Cremer, M., Díz-Ferreiro, P., Siccha, M. y Howa, H. (2013). High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 377, 28-44.
- Mougenot, D. (1988). *Géologie de la marge portugaise*. Thése Etat, Mèm. Sci. Terre, Univ. P. et M. Curie, Paris, 88-3, 257 pp.
- Murillas, J., Mougenot, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E. y Mauffret, A. (1990). Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic Western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184, 297-319.
- Nitsche, F.O., Bell, R., Carbotte, S.M., Ryan, W.B.F. y Flood, R. (2004). Process-related classification of acoustic data from the Hudson River Estuary. *Marine Geology*, 209, 131-145.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. y Auzende, J.M. (1984). Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Rapport Science et Technologie*, Paris, CNEXO, 54, 5 pl., 108 pp.
- Orpin, A.R. (2004). Holocene sediment deposition on the Poverty-slope margin by the muddy Waipaoa River, east Coast New Zealand. *Marine Geology*, 209, 69-90.
- Paillet, J. y Mercier, H. (1997). An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation. *Deep-Sea Research I*, 44(8), 1293-1328.

- Paillet, J., Arhan, M. y MacCartney, M.S. (1998). The spreading of Labrador Sea Water in the eastern North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 103, 10223-10239.
- Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J.L., Zaragosi, S., Marret, F. y Bourillet, J.F. (2008). Interglacial variability (MIS 5 and MIS 7) and dinoflagellate cyst assemblages in the Bay of Biscay (North Atlantic). *Marine Micropaleontology*, 68(1), 136-155.
- Pingree, R.D. (1997). The eastern subtropical gyre (North Atlantic): Flow rings recirculations structure and subduction. *Journal of the Marine Biological Association UK*, 78, 351-376.
- Pingree, R.D. y Le Cann, B. (1990). Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association UK*, 70, 857-885.
- Pingree, R.D. y Le Cann, B. (1992). Three anticyclonic Slope Water Oceanic EDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Research*, 39, 1147-1176.
- Pollard, S., Griffiths, C.R., Cunningham, S.A., Read, J.F., Pérez, F.F. y Ríos, A.F. (1996). Vivaldi 1991-A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Progress in Oceanography*, 37, 167-192.
- Pratson, L.F. y Laine, E.P. (1989). The relative importance of gravity- induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the Mideast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character. *Marine Geology*, 89, 87-126.
- Pudsey, C.J. y Howe, J.A. (2002). Mixed biosiliceous-terrigenous sedimentation under the Antarctic Circumpolar Current, Scotia Sea. In: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Geological Society, London Memoires, 22, 323-336.
- Rey, J. (1991). *Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las rías bajas y su evolución durante el Cuaternario*. Instituto Español de Oceanografía, Publicaciones Especiales, 233 pp.
- Rey, J. y Díaz del Río., V. (1987). Structure sedimentary units in the Galician continental Shelf. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 12, 35-45.
- Rey, J., Alonso, M., Bianchi, T., Cal, R.M., Santiago, G., Díaz del Río, V., Fernández, M.A., García, C., González, M.G., López-Jamar, E., Miranda, A. y Rice, D. (1989). *Características y resultados preliminares de la Campaña Breogán 485 en la plataforma continental de Galicia*. *Geología*. Instituto Español de Oceanografía, Informes Técnicos, 71, 39 pp.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. y Matias, L. (1996). Stress Pattern in Portugal Mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15(2), 641-659.
- Richardson, P.L., McCartney, M.S. y Maillard, C. (1991). A search for meddies in historical data. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 241-265.
- Ríos, A.F., Pérez, F.F. y Fraga, F. (1992). Water masse in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores. *Deep-Sea Research*, 39, 645-658.
- Ruppel, C. (1995). Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100, B12, 24187-24215.
- Sanz Alonso, J.L. (2005). El margen continental de Galicia y del Mar Cantábrico. In: Martín-Serrano (ed.), *Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000*, Instituto Geológico y Minero de España, 221-225.
- Sawyer, D.S., Reston, T., Gussinnye, M.P., Zelt, C.A., Austin, J.A., Nakamura, Y., Dañobeitia, J., Córdoba, D. y Scientific Party of Ewing Cruise 97-05 (1997). The Iberia seismic experiment (ISE97): MCS reflection profiles. *EOS*, 78, F468.

- Shapiro, G.I. y Meschanov S.L. (1996). Spreading pattern and mesoscale structure of Mediterranean outflow in the Iberian Basin estimated from historical data. *Journal of Marine System*, 7, 337-348.
- Srivastava, S. y Tapscott, C.R. (1986). Plate kinematics of the North Atlantic. In: Vogt, P. et al. (eds.), *The western North Atlantic region: Boulder*, Geological Society of America, pp. 379-404.
- Talley, L.D. y McCartney, M.S. (1982). Distribution and circulation of Labrador sea water. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1189-1205.
- Taylor, J., Dowdeswell, J.A. y Siegert, M.J. (2002). Late Weichselian depositional processes, fluxes, and sediment volumes of the margins of the Norwegian Sea (62-75° N). *Marine Geology*, 188, 61-77.
- Toucanne, S., Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., Crémer, M. y Zaragosi, S. (2007). Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50.000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246(2-4), 354-366.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Cremer, M., Eynaud, F., Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Fontanier, C., Turon, J.L., Cortijo, E. y Gibbard, P.L. (2009). Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350kyr: insights into the European ice-sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. *Quaternary Science Reviews*, 28(13), 1238-1256.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Dennielou, B., Jorry, S.J., Jouet, G. y Cremer, M. (2012). External controls on turbidite sedimentation on the glacially influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin). *Marine Geology*, 303, 137-153.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Marieu, V., Cremer, M., Kageyama, M., Van Vliet- Lanoë, B., Eynaud, F., Turon, J.L. y Gibbard, P.L. (2010). The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation: evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20-18ka ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3), 459-473.
- Urgeles, R., Locat, J., Schmitt, T. y Hughes Clarke, J.E. (2002). The July 1996 flood deposit in the Sanguenay Fjord, Quebec, Canada: implications for sources of spatial and temporal backscatter variations. *Marine Geology*, 184, 41-60.
- Urick, R.J. (1975). *Principles of Underwater Sound*. McGraw Hill, New York. 384 pp.
- Valencia, V., Franco, J., Borja, A. y Fontan, A. (2004). Hydrography of the southeastern Bay of Biscay. In: Borja, A., Collins, M.B. (eds.). *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*. Elsevier Oceanography Series, Amsterdam, pp. 159-193.
- Van Aken, H.M. (2000a). The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean I: The deep water masses. *Deep Sea Research I*, 47, 757-788.
- Van Aken, H.M. (2000b). The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean II: The intermediate water masses. *Deep-Sea Research I*, 47, 789-824.
- Van Aken, H.M. (2001). The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean: III. The thermocline water mass. *Deep Sea Research I*, 48, 237-267.
- Van Aken, H.M. (2002). Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999. *Deep-Sea Research I*, 49, 1071-1086.
- Vangriesheim, A. y Khripounoff, A. (1990). Near-bottom particle concentration and flux: temporal variations observed with sediment traps and nephelometer on the Meriadzek Terrace, Bay of Biscay. *Progress in Oceanography*, 24(1), 103-116.
- Vanney, J.R., Auxietre, J.L. y Dunand, J.P. (1979). Geomorphic provinces and the evolution of the northwestern Iberian continental margin. *Annales de l'Institut Oceanographique*, Paris, 55, 5-20.

- Vázquez, J.T., Ercilla, G., Medialdea, T., Somoza, L., Bohoyo, F., Casas, D., Estrada, F., Farrán, M., García-Gil, S. y León, R. (2009a). El colapso BURATO ERGAP: Un rasgo morfo-tectónico de primera magnitud en el Banco de Galicia. *6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, 205-208.
- Vázquez, J.T., Medialdea, T., Ercilla, G., Somoza, L., Estrada, F., Fernández Puga, M.C., Gallart, J., Gràcia, E., Maestro, A. y 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., Iglesias, J. (2009b). The Finisterre Seamount: a submarine elevation of compressive origin in the north-western corner of the Galicia Bank Continental margin. *II Simposio Internacional de Ciencias del Mar, 2009 (ISMSO9)*, Vigo-España, 245-246.
- Wooster, W.S., Bakun, A. y McLain, D.R. (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 34(2), 131-141.
- Zaragosi, S., Auffret, G.A., Faugères, J.C., Garlan, T., Pujol, C. y Cortijo, E. (2000). Physiography and recent sediment distribution of the Celtic deep- Sea fan, Bay of Biscay. *Marine Geology*, 169, 207-237.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A. y Lanfumey, V. (2006). The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorian margin (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters*, 26(6), 317-329.
- Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G.A., Turon, J.L. y Garlan, T. (2001a). Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 493-507.
- Zaragosi, S., Le Suave, R., Bourillet, J. F., Auffret, G., Faugeres, J. C., Pujol, C. y Garlan, T. (2001b). The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. *Geo-Marine Letters*, 20(4), 219-232.
- Zenk, W. (1970): On the temperature and salinity structure of the Mediterranean water in the Northeast Atlantic. *Deep-Sea Research*, 17, 627-631.
- Ziegler, P.A. (1989). Evolution of the North-Atlantic-An overview. In: Tankard, A.J., Balwill, H.R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 46, 111-129.