



ANEXO 15: ESTUDIO DE RIESGOS GEOLÓGICOS

ESTUDIO DE IMPACTO AMBIENTAL

Interconexión eléctrica España-Francia por el
Golfo de Bizkaia

Abril 2021

ANEXO 15: ESTUDIO DE RIESGOS GEOLÓGICOS

1.	ESTUDIO DE SISMICIDAD	2
1.1	Introducción y ámbito de estudio	2
1.2	Marco geológico	3
1.2.1	Los Pirineos occidentales	7
1.2.2	La Cuenca Vasco-Cantábrica	8
1.2.3	Margen continental y Golfo de Vizcaya	9
1.3	Sismicidad registrada.....	13
1.3.1	Zonificación sismogénica	19
1.4	Peligrosidad sísmica.....	21
1.4.1	Cálculo de la peligrosidad sísmica en la zona de estudio	23
1.4.2	Cálculo de intensidad y magnitud	27
1.4.3	Cálculo de probabilidad de ocurrencia	29
1.5	Conclusiones y recomendaciones	31
1.6	Bibliografía	32
2.	CÁLCULO DE SUCEPTIBILIDAD DE DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS	36
2.1	Conclusiones y recomendaciones	38
2.2	Bibliografía	40

1. ESTUDIO DE SISMICIDAD

1.1 Introducción y ámbito de estudio

El objetivo de este informe es el establecimiento de los niveles previsibles de sismicidad en la zona de la Interconexión eléctrica España-Francia por el Golfo de Bizkaia-Gascogne (Parte española), en base a la información disponible.

El presente informe está ampliamente basado en el informe de “estudio de sismicidad de la zona de permiso de investigación FULMAR” de febrero de 2014 realizado por Biosfera XXI Estudios ambientales S.L. La metodología, marco geológico y estudios estadísticos, están basados en los estudios realizados por el informe, ampliados en la medida de lo posible a fechas actuales.

Para el estudio de sismicidad se han tenido en cuenta dos zonas: una desde un punto de vista más regional que abarca desde los 42° 15'N a los 45°N de latitud y 4° 40'W y 0° 15'W de longitud, con ello se trata de obtener un área relevante desde el punto de vista sismotectónico que incluye parte de la cuenca Vasco-Cantábrica y zona occidental del Pirineo; y una zona de estudio más detallada que comprende el trazado proyectado, y que abarca desde los 43° 05'N a 43° 45'N de latitud y 3° 10'W y 1° 40'W de longitud (ver Figura 1).

Para la realización se han tomado como referencia los datos públicos e informes publicados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN):

- Catálogo de terremotos del IGN consultado a fecha 22/12/2018 en la página web: <http://www.ign.es/web/sis-catalogo-terremotos>.
- Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España 2012, publicado por el IGN en el 2013, edición del 2017.
- Mapa de aceleración pico del terreno (PGA) con periodo de retorno de 475 años revisión del 2015. Publicado por el IGN (<http://www.ign.es/web/ign/portal/mapas-sismicidad>).

Además de estas fuentes, se ha consultado otras fuentes que serán citadas a lo largo del documento.

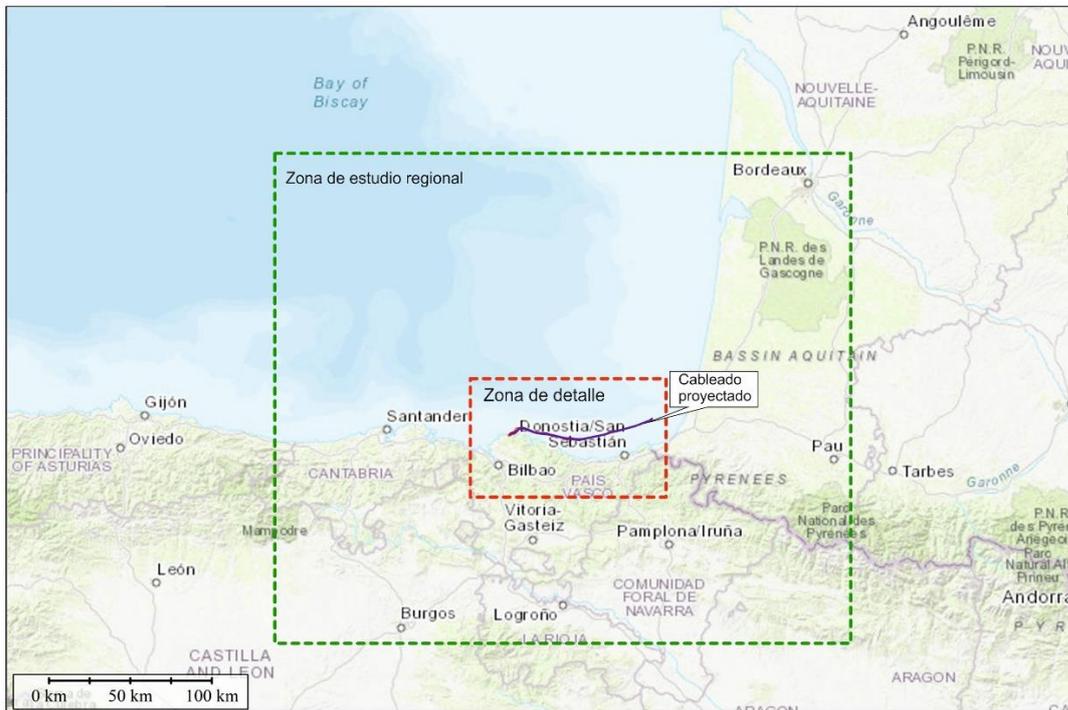


Figura 1. - Localización aproximada de la zona de estudio, con el ámbito proyectado del cableado submarino.

1.2 Marco geológico

La zona de estudio comprende un área situada en su mayor parte en la cuenca Vasco-Cantábrica, que se extiende entre la Falla de Pamplona, por el este, y el Macizo Asturiano, por el oeste (Figura 2). Se ha incluido en el estudio también la parte más occidental de los Pirineos por su relevancia y características sísmicas (ver apartado 3).

margen Cantábrico. La orogenia Hercínica, al final del Carbonífero, provocó el cierre de grandes cuencas oceánicas y la colisión entre Laurentia y el margen continental de Gondwana, los cuales contribuyeron a la construcción del supercontinente Pangea. En la zona de colisión se formó un gran orógeno, cuyas señales aún se pueden observar desde el NO de África hasta el NE de Bohemia, así como en la costa E de América del Norte. Al norte de la Península Ibérica, el orógeno hercínico aflora en dos grandes macizos: el Macizo Ibérico y la Zona Axial Paleozoica de los Pirineos (Ruiz, 2007). Se trata de un orógeno complejo, de difícil reconstrucción debido a las deformaciones y fragmentaciones posteriores, en el que debió estar implicado el cierre de al menos tres cuencas oceánicas (Pedreira, 2004).

Después de esta orogénesis, que dio lugar a Pangea, se produjo en toda la Europa suroccidental actual una intensa fracturación entre el Westfaliense y el Pérmico, dando lugar, según diversos autores (Arthaud y Matte, 1975; Capote, 1983), al desarrollo de grandes desgarres de gran repercusión en la evolución tectónica posterior. A estos desgarres tardi-hercínicos se atribuyen la falla de Pamplona y la de Bilbao, presentes en la zona de estudio (Pedreira, 2004).

Posteriormente, esta zona fue retrabajada durante un largo periodo extensional, ocurrido en el Mesozoico y relacionado con apertura del océano Atlántico Norte y del Golfo de Vizcaya. Durante este periodo, que se prolongó desde el Triásico hasta el Cretácico Superior, se produjo en la región una intensa deformación y una gran sedimentación. La apertura del Golfo de Vizcaya fue el resultado de la individualización de Iberia como una subplaca y la formación de grandes cuencas sedimentarias en el sector septentrional de la península (Ruiz, 2007).

Finalmente, la orogenia Alpina, resultado de la convergencia entre África y Eurasia, produjo en el norte de Iberia el cierre parcial del Golfo de Vizcaya, la inversión de las cuencas mesozoicas y la construcción del cinturón montañoso Pirenaico-Cantábrico (Ruiz, 2007). El acortamiento que se produjo como consecuencia de este empuje originó en los niveles más profundos la subducción parcial de la corteza ibérica hacia el norte bajo la europea, formando una importante raíz cortical continua en dirección E-O bajo toda la cordillera Pirenaico-cantábrica (Figura 3) (Alonso et al., 2007; Pedreira, 2004; Pedreira et al., 2003, 2007).

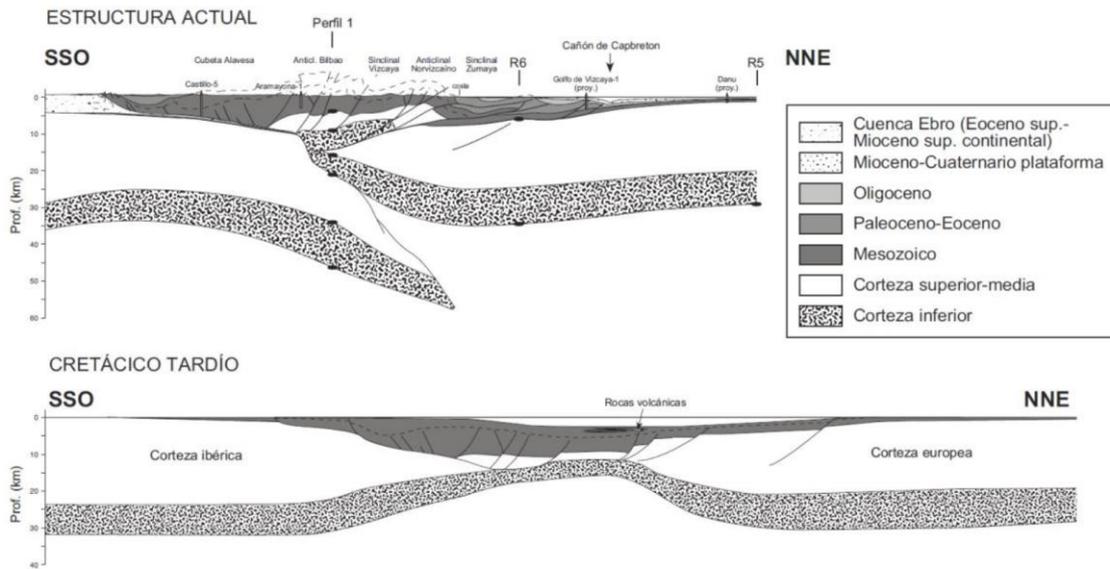


Figura 3. - . Esquema de la evolución tectónica de la cuenca Vasco-Cantábrica como consecuencia de la compresión alpina (Pedreira, 2004).

La compleja estructura cortical del norte de la Península Ibérica es consecuencia de la colisión Alpina entre las placas europea e Ibérica (Pedreira et al., 2003).

La colisión entre la placa Ibérica, con una corteza de menor espesor, y la europea con un mayor espesor cortical y menor movilidad, dio como resultado un orógeno de doble vergencia en las capas superiores y medias de la corteza (Pedreira et al., 2003)(ver Figura 4).

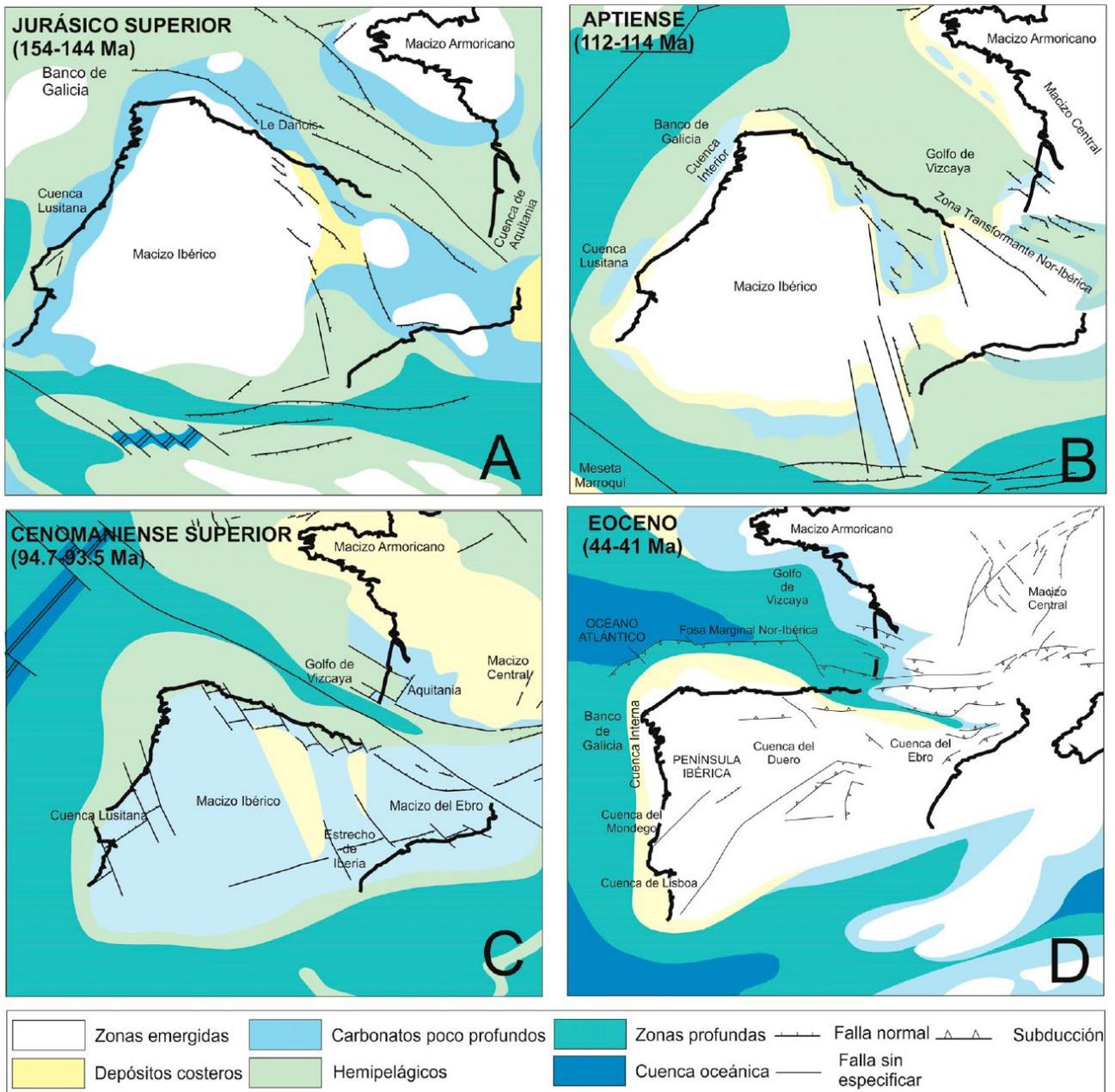


Figura 4. - Esquema de la evolución tectónica de la península ibérica durante: A) Jurásico superior; B) Aptiense-Albiense; C) Cenomaniense; D) Eoceno. Modificado de Decourt et al. (2000).

A continuación, se realiza una breve descripción de las características de los dos contextos geológicos presentes en el área de estudio: los Pirineos occidentales y la Cuenca Vasco-Cantábrica.

1.2.1 Los Pirineos occidentales

Las principales estructuras Pirenaicas de esta región muestran una fuerte orientación E-O, con la Zona Axial Paleozoica en su parte central, flanqueada por la Zona Norpirenaica y la Zona Surpirenaica, las cuales son, respectivamente, unidades mesozoicas y cenozoicas que cabalgan sobre las cuencas

Terciarias de antepaís de Aquitania, al norte, y del Ebro, al sur (Ruiz, 2007). En la Zona Axial aflora una potente y completa serie paleozoica deformada durante la orogénesis Hercínica (Pedreira, 2004).

La Zona Norpirenaica, de vergencia norte, y la Zona Surpirenaica, de vergencia sur, constituyen las partes externas del orógeno Pirenaico. Estas unidades presentan una compleja estructura de tectónica epitelial (thin-skinned), donde niveles del Triásico Superior actúan como niveles de despegue (Cámara y Klimowitz, 1985; Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Larrasoña et al., 2003b; Ruiz, 2007).

La Falla Norpirenaica (FNP), situada entre la Zona Axial y Zona Norpirenaica, es la mayor zona de sutura que recorre de este a oeste la cordillera Pirenaica, y se ha interpretado como la expresión en superficie del límite de las placas europea e Ibérica durante el Mesozoico (Choukroune, 1992). Sin embargo, la FNP no se puede entender como una estructura única y lineal, sino que incluye una gran cantidad de segmentos, que en conjunto conforman un dominio de varias decenas de kilómetros de anchura (Choukroune, 1992; Larrasoña et al., 2003a).

Hacia el extremo más occidental de los Pirineos, la traza de la falla Norpirenaica se desvanece. En esta región, la Zona Axial aflora como una serie de macizos individuales conocidos como los macizos paleozoicos vascos: Igountce, Mendibelza, Labourd, Aldudes-Quinto Real y Cinco Villas. Diversos estudios llevados a cabo en la zona sugieren que el límite estructural asociado a la falla Norpirenaica continúa hacia el oeste, por la cuenca Vasco-Cantábrica, a través de la Falla de Leiza. La Falla de Leiza es una estructura de entre 30 y 500 m de ancho, prácticamente vertical y de marcada orientación E-O, que aflora en superficie al sur del macizo de Cinco Villas (Ruiz, 2007). El hecho de que esta falla, muestre el mismo tipo de rocas de la corteza inferior y el mismo tipo de metamorfismo alpino asociado, ha llevado a numerosos autores a afirmar que dicha estructura constituye la prolongación hacia el Este de la falla Norpirenaica, y por tanto el límite de placas durante la traslación de Iberia con respecto a Europa en tiempos mesozoicos (Pedreira, 2004).

1.2.2 La Cuenca Vasco-Cantábrica

La estructura actualmente observable en la Cordillera Vasco-Cantábrica es el resultado de una serie de procesos geodinámicos que han tenido lugar durante el Mesozoico y el Terciario en el área comprendida por el Golfo de Vizcaya y los Pirineos (EVE-ITGE, 1991).

La cuenca Vasco-Cantábrica tiene su origen en el periodo extensional Mesozoico durante el cual se produjo en esta región una intensa deformación y una importante sedimentación (Montadert et al., 1979; Rat, 1988; García-Modéjar, 1996), donde se acumularon un gran espesor de sedimentos sobre una corteza extremadamente delgada (Alonso et al., 2007).

Este proceso dio lugar a una de las características más destacadas de la Cuenca Vasco-Cantábrica, la gran potencia de su sucesión Mesozoica, en particular la del Cretácico, cuyo espesor acumulado ha sido estimado entre 12000 y 17000 m (Barnolas y Pujalte, 2004).

En los periodos iniciales de esta sedimentación, los materiales predominantes fueron arcillas y evaporitas (facies Keuper), lo que tendría grandes repercusiones en la etapa compresiva posterior

(orogénesis Alpina) al actuar como un nivel preferente de despegue de los cabalgamientos e inducir la formación de diapiros salinos (Alonso et al., 2007, Pedreira, 2004).

La fuerte convergencia N-S entre Iberia y Eurasia, durante la orogenia Alpina, ocasionó el cierre de las cuencas mesozoicas, y una inversión en la cuenca Vasco-Cantábrica durante el Paleógeno (Alonso et al., 1996; Pulgar et al., 1996; Pedreira et al., 2003).

Se definen tres dominios en la cuenca Vasco-Cantábrica: el Arco Vasco ubicado en el norte, con una complejidad estructural significativa y formado por estructuras de vergencia norte y noreste; el bloque Alavés, en el sur, sin vergencia clara excepto en su límite meridional, donde presenta vergencia sur y cabalga sobre la depresión del Ebro; y el bloque santanderino, ubicado en el sector más occidental de la cuenca, surcado por un gran número de fallas N-S y E-O, donde los materiales Mesozoico-Terciarios se apoyan en el oeste sobre el basamento paleozoico de la Zona Cantábrica (Ruiz, 2007).

La cuenca Vasco-Cantábrica presenta una serie de características estratigráficas y estructurales claramente distintivas dentro de la cadena pirenaica. Su límite oriental está marcado por un importante accidente transversal: la falla de Pamplona, o falla de Estella. Esta falla es una estructura tardi-Varisca, de orientación NE-SO y más de 125 km de longitud, con marcada verticalidad en profundidad, y que va desde los macizos paleozoicos Vascos hasta la cuenca del Ebro (Ruiz, 2007). Inmediatamente al oeste de la falla de Pamplona las estructuras alpinas muestran una orientación E-O que pasa rápidamente a NO-SE. Esta inflexión característica (arco Vasco) se produce aproximadamente sobre la traza de la falla de Hendaya, una estructura paralela a la falla de Pamplona que limita por el oeste el macizo de Cinco Villas y la falla de Leiza, situada inmediatamente al sur de este. La traza en superficie de la falla de Hendaya está completamente cubierta por las secuencias sedimentarias del Cretácico y el Terciario de la cuenca Vasco-Cantábrica (Ruiz, 2007).

Al oeste de la falla de Hendaya se encuentra la falla de Bilbao, otro importante accidente de edad posiblemente tardi-hercínica. Finalmente, el sector más occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica (conocido como bloque Santanderino) presenta una estructura muy compleja, con abundancia de fallas de dirección N-S y E-O (Pedreira, 2004). Entre estas últimas se encuentra la falla de Cabuérniga.

1.2.3 Margen continental y Golfo de Vizcaya

El margen continental cantábrico se caracteriza por una estrecha plataforma (30-40 km), un talud continental muy corto y abrupto (10°-12°), el desarrollo de profundos cañones submarinos, la presencia de plataformas marginales (Le Danois, Santander, Ortegá, Landas) y una fosa al pie del talud rellena de sedimentos, características derivadas de la deformación Alpina (Pulgar et al., 2008).

Mediante la interpretación y análisis de uno de los perfiles sísmicos profundos realizados en el proyecto MARCONII frente a las costas del Cabo Matxitxako, Ferrer et al. (2008) dividen esta parte del Golfo de Vizcaya en dos sectores: el sector del Plataforma Vasca-Alto de Las Landas y el de la parte oriental de la Cuenca de Parentis (Figura 5). La separación entre ambos sectores está marcada por la falla de Las Landas. El primer sector, está caracterizado por la presencia en su parte superior de una

potente sucesión Cretácico-Cenozoica, apoyada discordantemente sobre el basamento Hercínico o sobre una antigua cobertera Mesozoica de escasa potencia. El Alto de las Landas, situado entre la cuenca de Parentis y la Cuenca Vasco-Cantábrica, pertenece a una meseta levantada y erosionada durante el Cretácico Inferior. El segundo sector, perteneciente a la Cuenca de Parentis, se caracteriza por una potente secuencia (hasta 10 km) de carbonatos del Cretácico-Jurásico Superior afectados por domos de sal y diapiros formados por las evaporitas y lutitas del Triásico. Sobre estos materiales se depositan discordantemente, materiales del Cretácico superior-Mioceno inferior (Figura 5).

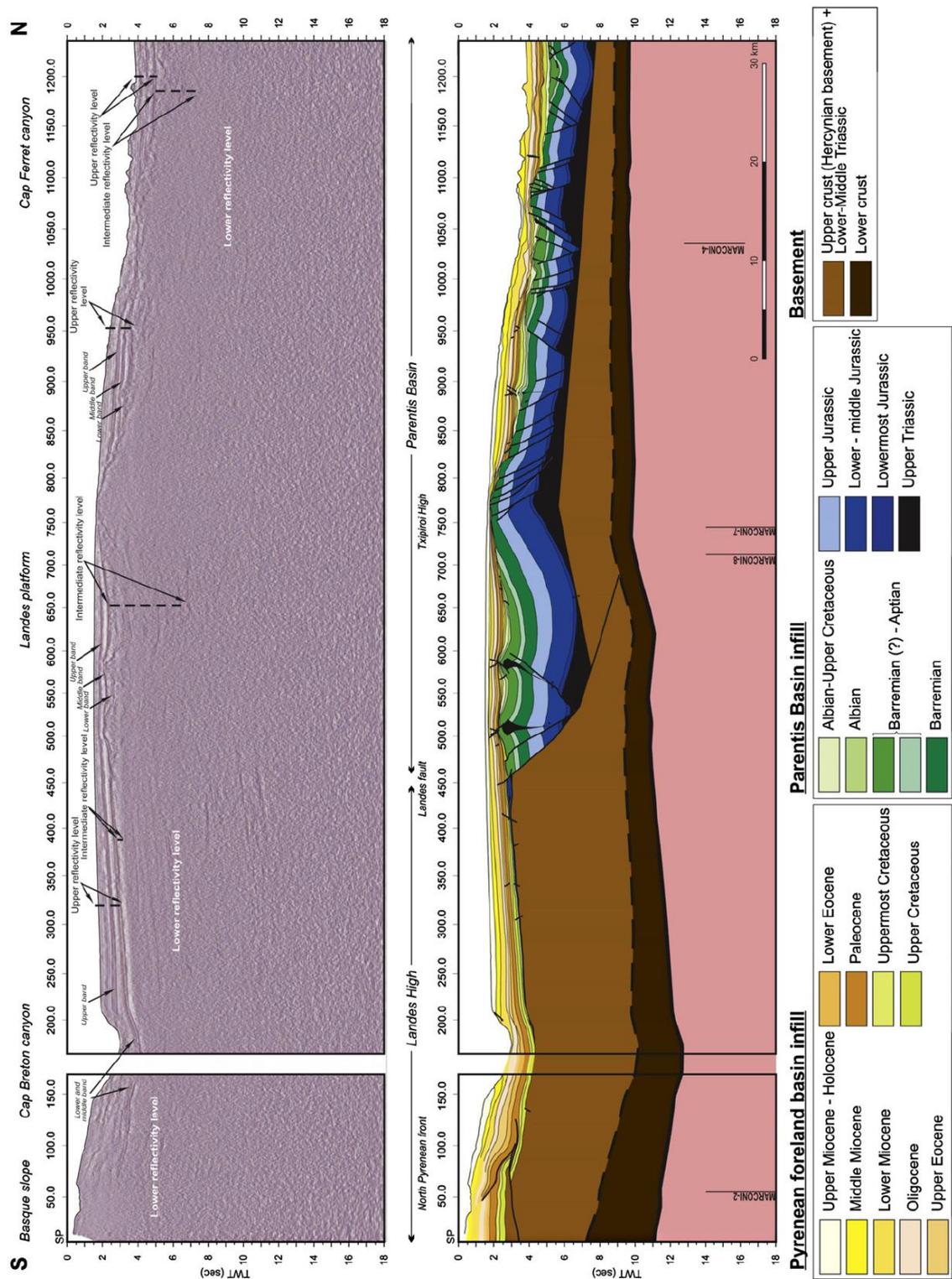


Figura 5. - Perfil de sísmica multicanal MARCONI-3 y su interpretación, donde se observan las principales características geológicas de la parte occidental del golfo de Vizcaya. Según Ferrer et al. (2008).

En esta zona, el cabalgamiento frontal Norpirenaico, que limita el orógeno Pirenaico-Cantábrico por el norte, continúa hacia el oeste por la esquina suroccidental del golfo de Vizcaya, a lo largo del talud meridional del cañón de Capbreton, para enlazar, a favor de una estructura localizada al oeste del plateau de Las Landas, con una zona fuertemente tectonizada situada al pie del talud cantábrico (Pedreira, 2004).

En la figura 6, se muestra en detalle la interpretación de las estructuras de la zona donde se ubican los sondeos, donde se puede observar la geometría del frente de cabalgamiento norpirenaico, con forma de cuña que produce un retro cabalgamiento hacia el sur de los materiales del Paleoceno (Ferrer et al., 2008). En este episodio compresivo juega un papel importante el Alto de Las Landas, al actuar como amortiguador debido a su mayor espesor cortical (Ferrer et al., 2009).

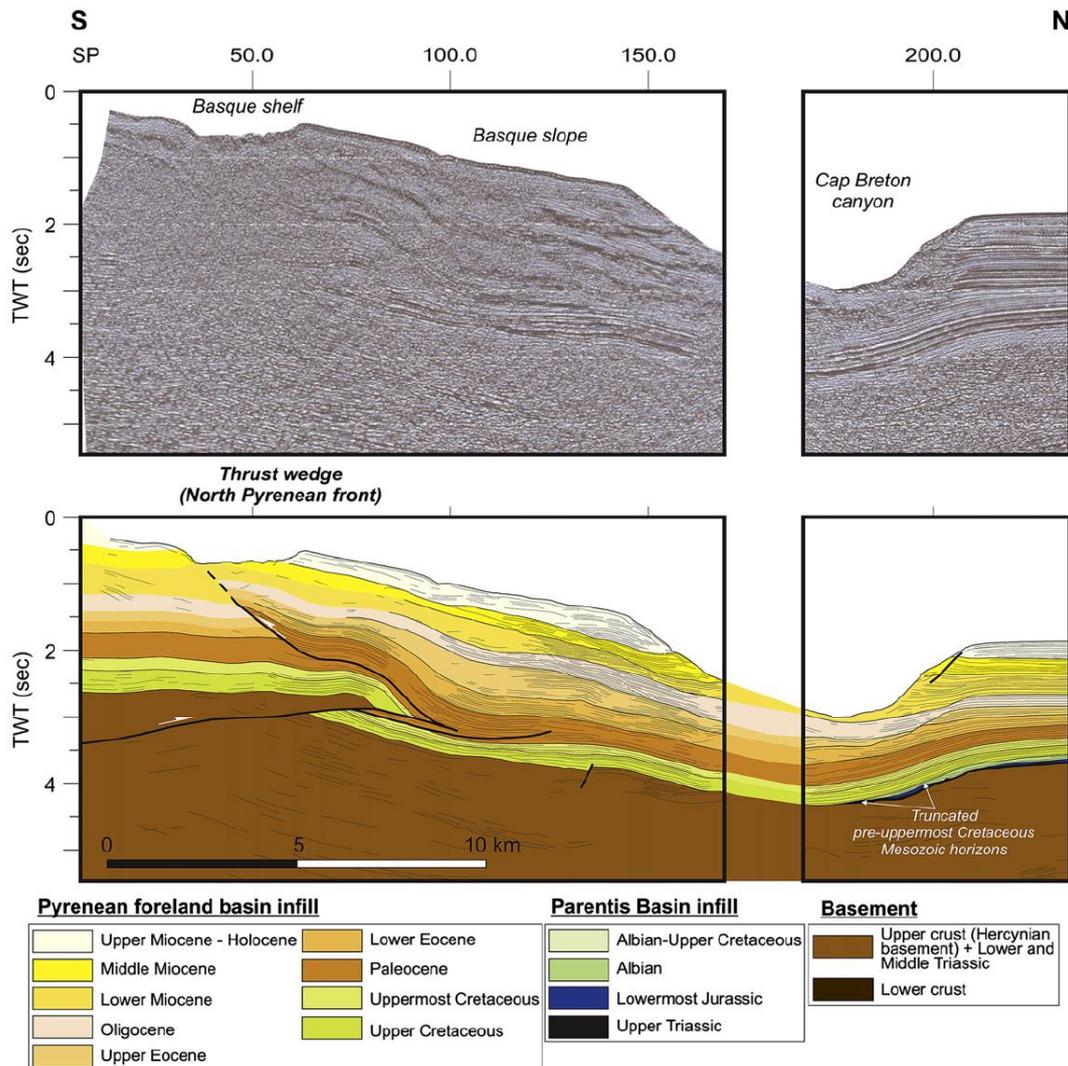


Figura 6. - Detalle de perfil de sísmica multicanal MARCONI-3. Zona suroeste, desde plataforma vasca hasta el cañón de Cap Breton. En ella se puede observar la estructura de los sedimentos superiores del Cretácico y Cenozoico. Según Ferrer et al. (2008).

Finalmente, indicar que el permiso Fulmar se encuentra situado sobre la plataforma de Las Landas, un bloque relativamente estable entre la cuenca de Parentis al norte y el fuertemente deformado surco Vasco cantábrico al sur. Esto implica que no hay una tectónica salina en la zona, al no existir depósitos de sal, ya sea por erosión o no deposición al actuar esta plataforma de Las Landas como un alto en la cuenca.

1.3 Sismicidad registrada

La sismicidad de una zona está determinada por el número de eventos sísmicos registrados y por la energía liberada por éstos. Para determinar esta energía liberada, se utilizan dos tipos de medidas, una cuantitativa (instrumental) que es la magnitud y que mide la energía liberada por un sismo en su fuente; y otra cualitativa, la intensidad, que mide la gravedad de la sacudida en un punto en función de los efectos producidos, y que por tanto depende de la distancia a la fuente sísmica.

Para analizar la sismicidad de una zona determinada, se utilizan los catálogos sísmicos. Para ello, se ha utilizado el catálogo del IGN, en la página web: <http://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos> entre las coordenadas 42° 15'N y 45°N de latitud y 4° 40'W y 0° 15'W de longitud. Con estos parámetros se han obtenido un total de 12279 sismos registrados entre 1618 y 2018.

No obstante, hay que señalar que, para los cálculos de peligrosidad realizados en el siguiente apartado, se utilizará un subconjunto de este catálogo, incluido en el trabajo de *Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España - 2012*, publicado en 2013 y con edición del 2017 por el IGN. Esto es debido a que los sismos deben cumplir una serie de requisitos tal y como se expone en el apartado 4.

Los datos del catálogo se dividen en dos épocas diferenciadas:

- El periodo histórico, que comprende aquellos sismos que tuvieron lugar entre 1628 y 1960, y que están caracterizados por la intensidad (ver tabla 1). En esta época destacan en la zona los sismos de intensidad VIII de Laruns, Francia (1924) y Arudy, Francia (1814) y de Intensidad VII en Martes, Huesca (1923) y Arette, Francia (1952). Los sismos con más de intensidad V de la zona se han representado mediante un cuadrado verde en la figura 7.
- Los correspondientes al periodo instrumental, en el que de manera general se registran magnitudes, que comienza en 1964. Desde entonces, solo 2 terremotos han superado magnitud 5: el que se produjo en Navarrenx, Francia (1967) y en Lizarraga, Navarra (1998)

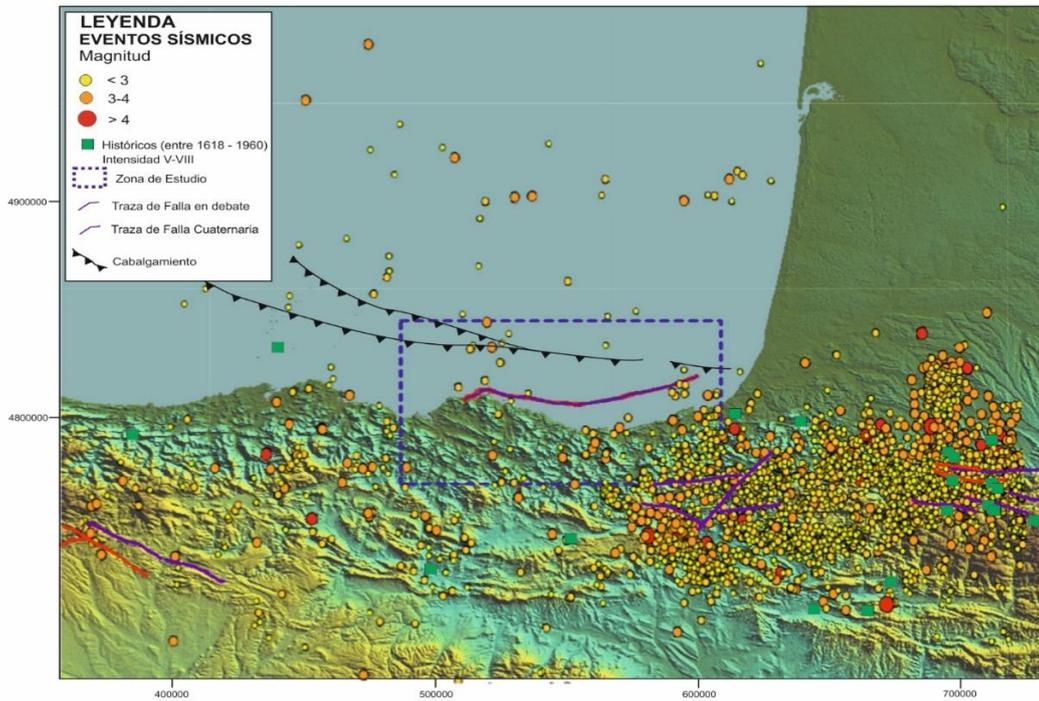


Figura 7. - Eventos sísmicos en la zona de estudio. Datos extraídos del catálogo de terremotos del IGN.

INTENSIDAD EMS	Definición	TIPOS DE DAÑOS
I	No sensible	No se siente
II	Sentido levemente	Sentido solamente por muy pocas personas en reposo en viviendas.
III	Débil	Sentido en el interior por poca gente. La gente en reposo siente una oscilación o temblor leve.
IV	Observado ampliamente	Sentido por muchos en el interior y por unos pocos en el exterior. Algunas pocas personas se despiertan. Las ventanas puertas y platos vibran.
V	Fuerte	Sentidos por casi todos en el interior y por pocos en el exterior. Muchas personas se despiertan. Algunos se asustan. Los edificios tiemblan en su totalidad. Los objetos colgantes se balancean considerablemente. Pequeños objetos se desplazan. Las puertas y ventanas se abren y se cierran.
VI	Causa daños leves	Mucha gente se asusta y corre al exterior. Algunos objetos caen. Muchas viviendas sufren daños leves no estructurales, como grietas muy delgadas y la caída de piezas de guarnecido.

VII	Causa daños	La mayoría de la gente se asusta y corre al exterior. Los muebles son desplazados y se caen muchos objetos de repisas. Muchos edificios ordinarios bien contruidos sufren daños moderados; pequeñas grietas en los muros, caída de guarnecido, se caen partes de chimeneas; los edificios antiguos pueden mostrar grandes grietas en los muros y fallas en las paredes y tabiques.
VIII	Causa daños severos	A mucha gente le cuesta mantenerse de pie. Muchas viviendas muestran grietas grandes en los muros. Unos pocos edificios ordinarios bien contruidos muestran daños serios en los muros, mientras que las estructuras antiguas y débiles pueden colapsar.
IX	Destructivo	Pánico general. Muchas construcciones débiles colapsan. Incluso los edificios ordinarios bien contruidos muestran daños serios: fallas graves en los muros y fallas estructurales parciales.
X	Muy Destructivo	Muchos edificios ordinarios bien contruidos colapsan.
XI	Devastador	La mayoría de los edificios ordinarios bien contruidos colapsan, incluso algunos con buen diseño sismorresistente son destruidos.
XII	Completamente devastador	Casi todos los edificios son destruidos.

Figura 8. - Versión abreviada de la escala de intensidades EMS-98. Fuente Grünthal, 2009.

Analizando la distribución espacial de los sismos a lo largo de todo el periodo (ver Figura 7), se observa que la mayor sismicidad se observa en la zona de los Pirineos y sus estribaciones, al sureste de la zona de estudio. La sismicidad en el resto de la zona es escasa, dispersa y de baja magnitud.

La zona de mayor concentración de terremotos pertenece a la zona más occidental de los Pirineos, donde puede observarse los siguiente:

- En La zona comprendida entre las ciudades francesas de Arette y Arudy, existe una gran concentración de sismos de relativa magnitud. Esta sismicidad está asociada a la falla Norpirenaica (Ruiz et al., 2002). Otros autores asocian esta actividad a fallas paralelas: Mail Arrouy, Herrere y Lourdes (Lacan y Ortuño, 2012).
- Al oeste de la anterior hay una prolongación de la actividad sísmica, atribuida a la falla de Leiza (Lacan y Ortuño, 2012).
- También se observa sismicidad en la falla de Pamplona o de Estella, con dirección SSW-NNE (Ruiz et al., 2002).
- Por último, podemos observar concentraciones de sismos debido a sismicidad inducida por el Embalse de Itoitz (Lacan y Ortuño, 2012; Ruiz et al., 2006; ICOG, 2005).

De todas estas fallas, Mail Arrouy y Herrere aparecen como fallas cuaternarias activas según QAFI (Quaternary Active Fault database of Iberia) y La falla de Lourdes y de Pamplona en debate de su actividad cuaternaria.

La zona de detalle elegida ($43^{\circ} 05'N$ y $43^{\circ} 45'N$ de latitud y $3^{\circ} 10'W$ y $1^{\circ} 40'W$ de longitud), donde se ubica el trazado del cableado, es una zona donde la sismicidad es muy baja, con un total de 280 eventos de los 12279 eventos de la zona de estudio, lo que representa un 2.28% del total, lo que está en consonancia con lo dicho por Ruiz (2007), sobre la zona Vasco-Cantábrica, afirmando que los catálogos instrumentales no muestran ninguna actividad destacable.

Si se realiza un análisis por distribución de magnitudes para el total del catálogo (ver Figura 9), se observa que la misma se ajusta a una distribución normal en la que el 94.6% de los eventos son de magnitudes inferiores a 3.0 y solo 5 sismos son mayores o iguales a una magnitud de 4.9.

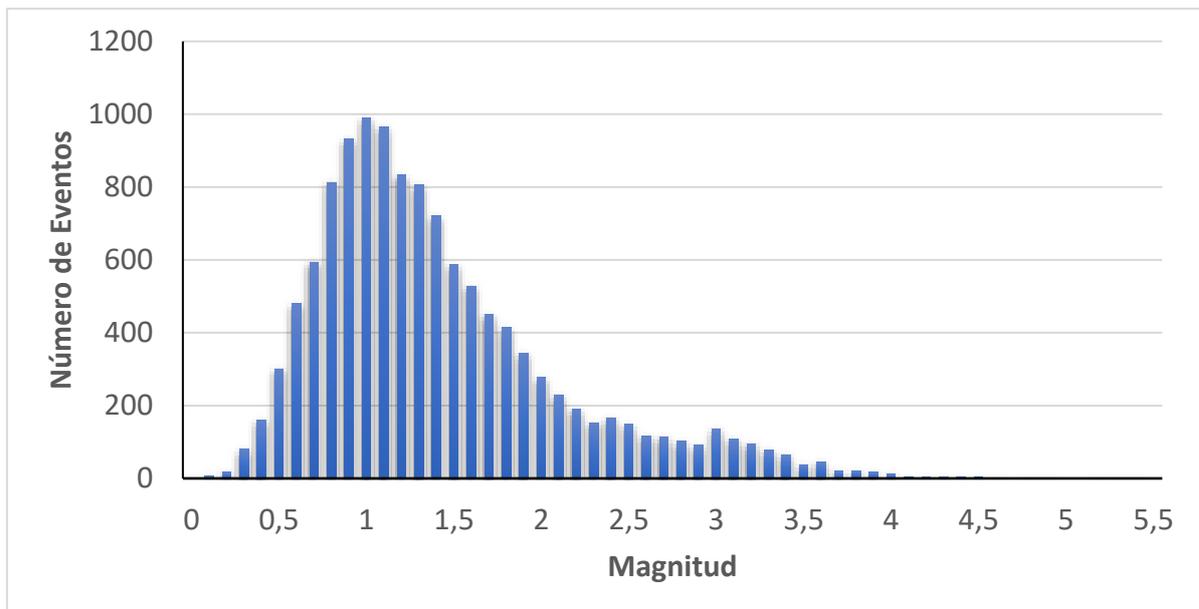


Figura 9. - Distribución de los sismos por magnitud para el total de sismos del catálogo de terremotos del IGN para la zona de estudio.

En la zona de detalle (Ver Figura 10), el 92.8% de los sismos son menores de una magnitud 3.0 y ninguno supera 3.6 de magnitud. Aunque teniendo en cuenta el número reducido de eventos, éstos no deberían considerarse significativos.

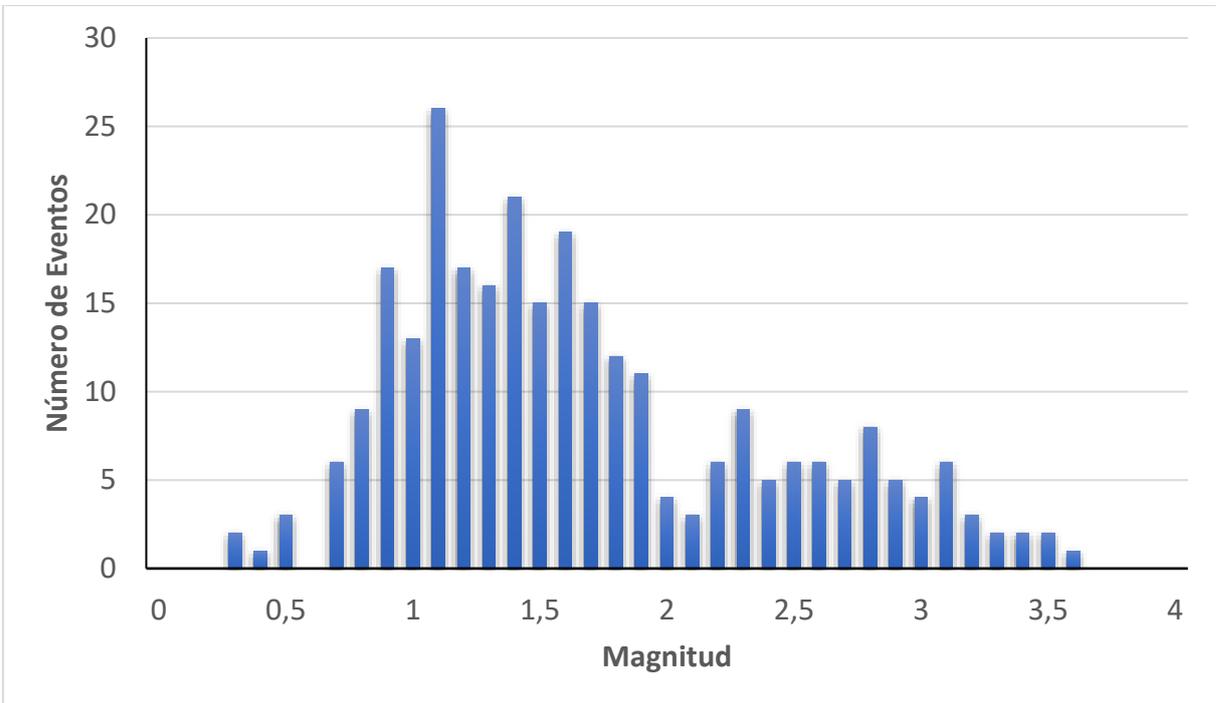


Figura 10. - Distribución de los sismos por magnitud para el total de eventos del catálogo de terremotos del IGN en la zona de detalle.

Al analizar la distribución de los sismos por profundidad (ver Figura 11), tenemos que tener en cuenta que un 59.7% de los eventos no disponen de un valor de profundidad, debido a que el registro sísmico no ha podido establecer un valor. Podemos ver que la mayor parte de los eventos ocurren a profundidades inferiores a 12 km, en la parte superior de la corteza.

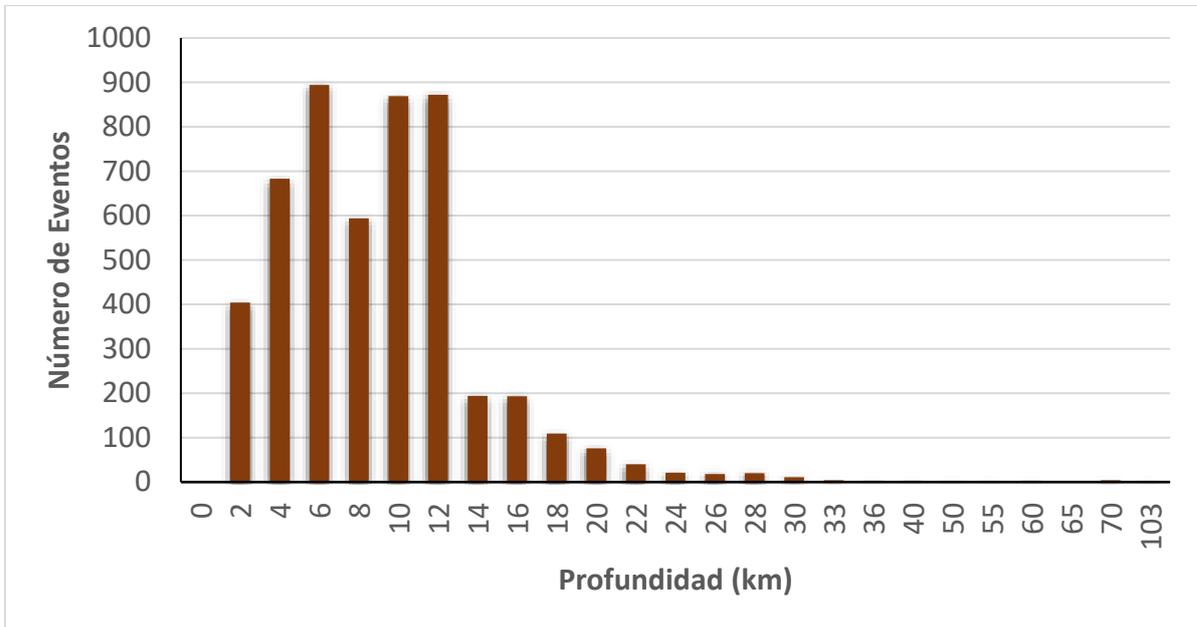


Figura 11. - Distribución de los sismos con profundidad conocida en el catálogo de terremotos del IGN para la zona de estudio.

De los sismos situados en la zona de detalle (ver Figura 12), el 41.4% de los eventos registrados, no tienen una profundidad fiable, dando valores entre 2 y 30 km para su hipocentro. Como ya se indicó anteriormente para las magnitudes, al ser un tamaño de datos tan pequeño, los datos no deberían considerarse significativos.

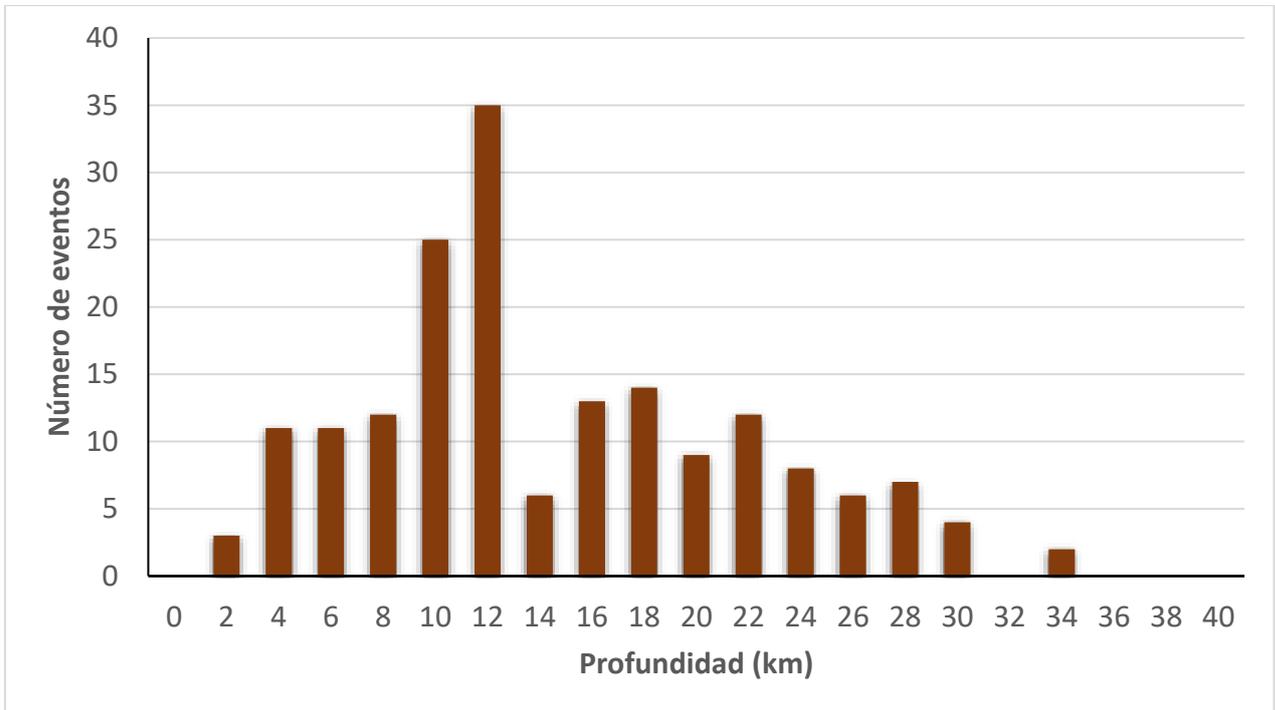


Figura 12. - Distribución de los sismos por profundidad conocida en el total del catálogo de terremotos del IGN para la zona de detalle.

Con los datos estudiados, la zona de estudio se puede dividir en 2 áreas bien diferenciadas: una de moderada sismicidad concentrada en el sector occidental de la cadena pirenaica (Lacan y Ortuño, 2012; Ruiz et al., 2002) y una zona de baja sismicidad en la zona Vasco-Cantábrica (Ruiz, 2007). El cableado estaría dentro de la zona de baja sismicidad, acercándose a la zona moderada en la parte oriental.

1.3.1 Zonificación sismogénica

Como ya se mencionó anteriormente, tan solo las zonas con mayor concentración de sismos han permitido en diversos trabajos su asociación con potenciales estructuras sismogénicas (Fallas de Leiza, Pamplona, Norpirenaica, Mail Arrouy, Herrere, Lourdes, etc.), aunque a pesar de ello, el estado de esfuerzos sigue bajo debate, sin que haya un modelo sismotectónico unívoco en los Pirineos (Lacan y Ortuño, 2012).

Esto ha dado lugar a que la mayor parte de los mapas de peligrosidad propuestos para la zona de estudio (Dominique y Andre, 2002, Gobierno Vasco, 2007; Secanell et al., 2008, García-Mayordomo e Insua-Arévalo, 2011, García-Mayordomo et al., 2012, IGN, 2013) estén basados en la distribución de la sismicidad y en zonas sismogénicas que no tienen en cuenta las fallas activas (Lacan y Ortuño, 2012).

Como se puede observar en la Figura 12 las zonificaciones sismogénicas utilizadas en el trabajo del IGN (2013) que han servido para el cálculo de la peligrosidad sísmica en la zona de estudio, están basadas en la distribución de la sismicidad, no teniendo en cuenta la tectónica.

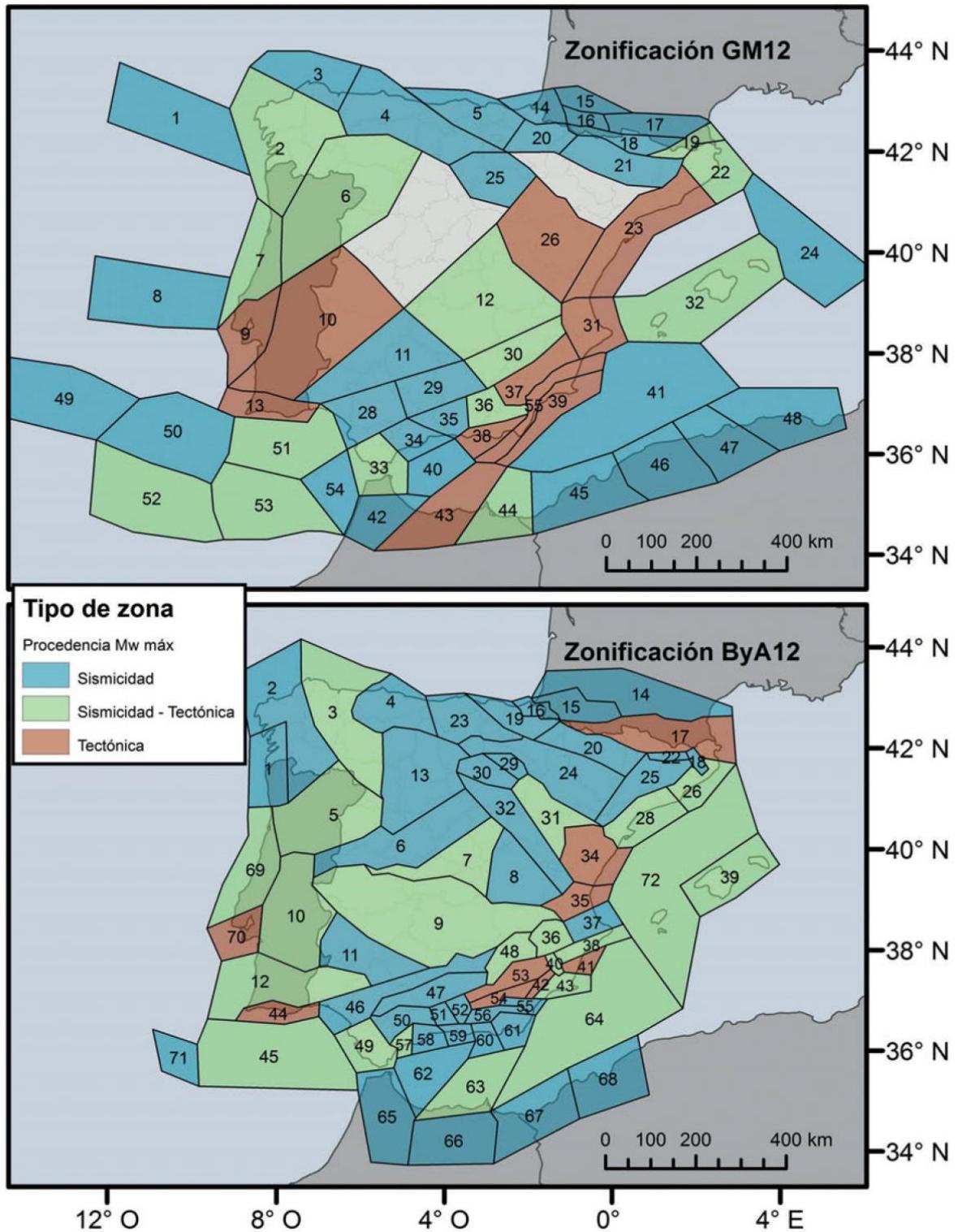


Figura 13. - Zonificación sismogenética utilizada para el cálculo de peligrosidad sísmica en España (IGN, 2013).

Así, para la zonificación GM12, el cableado estaría comprendido entre las zonas 5 y 14.

- La zona 5 engloba la terminación occidental del sistema alpino Pirineos-Cordillera Cantábrica, y para establecer sus límites se han considerado, además de la distribución de la sismicidad, una homogeneidad de los sistemas de fracturación neotectónica. Esta zona está caracterizada por una magnitud máxima de 5.4, en función de la magnitud máxima esperada.
- La zona 14 está delimitada por el cambio en la tasa de actividad sísmica y coincide con la variación de las directrices predominantes de NO-SE a E-O en la parte occidental y por cambios en la actividad sísmica, presencia de fallas corticales y cambios en el espesor cortical en la parte oriental. La sismicidad de esta zona disminuye hacia las estructuras cantábricas, donde la corteza es de menor espesor. La magnitud máxima esperada es de 5.9 según IGN (2013) y 6.9 ± 0.5 según QAFI v3.0 para la falla de Pamplona, usando ecuación de Stirling et al. (2002).

En la zona ByA12, la zona de estudio se sitúa entre las zonas 16 y 19.

- En la zona del macizo Cinco Villas (16), la sismicidad es dispersa, produciéndose mayor concentración en el contacto oriental, donde se localizan los terremotos de mayor intensidad y magnitud, como Elizondo en 1934 ($I_0=5$; $M=3.9$). Los sismos están muy probablemente relacionados con las estructuras cabalgantes vergentes al SO de los materiales más recientes sobre los de edad Carbonífero. La magnitud máxima esperada para esta zona es de 5.9
- En la zona del prepirineo Occidental (19), los sismos se sitúan en los alrededores de Pamplona y Estella. Los eventos están relacionados con el accidente Pamplona-Dax que produce un desplazamiento sinistral en la cobertera. Se trata de una importante zona de intersección de estructuras cabalgantes en dirección ESE-ONO y fallas normales y diapiros con dirección NE-SO (IGN, 2013). La magnitud máxima esperada es de 5.4 según IGN (2013) y 6.9 ± 0.5 según QAFI v3.0 para la falla de Pamplona, usando ecuación de Stirling et al. (2002).

La única zonificación sismogenética que incluye claramente la zona marina donde se ubicaría el trazado, es la utilizada para la elaboración del mapa de peligrosidad del Plan de Emergencia ante el Riesgo Sísmico de la Comunidad Autónoma del País Vasco (Gobierno Vasco, 2007). Se ubicaría en la zona del Golfo de Bizkaia que se describe como *“una zona sísmicamente estable en la que son pocos los terremotos registrados y siempre de baja intensidad, aunque ocasionalmente el movimiento de las fallas normales, que generan un progresivo adelgazamiento de la corteza continental, puede generar terremotos que pueden ser sentidos por la población civil”* (Gobierno Vasco, 2007). En cualquier caso, este plan concluye que la causa principal de las intensidades que se producen en la región es por su proximidad a territorios de Navarra y SW de Francia, con mayor actividad sísmica (Gobierno Vasco, 2007)

1.4 Peligrosidad sísmica

El objetivo de los análisis de peligrosidad sísmica es obtener una estimación razonable de que un parámetro que describa el movimiento fuerte de terreno se supere en un emplazamiento concreto en un tiempo determinado. En este trabajo se ha utilizado la aceleración de pico del suelo (PGA del inglés

peak ground acceleration), que se describe a continuación. Estos análisis se pueden realizar mediante dos métodos, el determinista o el probabilista, aunque este último es el más utilizado y con él se obtiene la probabilidad de que en una zona se supere un valor determinado de la aceleración (Seisdedos, 2009).

Los movimientos fuertes de terreno (*strong ground motion*) se caracterizan por tres parámetros: amplitud, frecuencia y duración. El parámetro de amplitud que se emplea con mayor frecuencia es la aceleración máxima horizontal o aceleración de pico (PGA), y se expresa habitualmente en unidades "g", es decir normalizada con respecto a la aceleración de la gravedad.

Por tanto, teniendo en cuenta que la peligrosidad sísmica mide la aceleración que produce un terremoto en un punto del terreno, esta dependerá de tres factores principalmente:

- Magnitud del sismo, que es una medida cuantitativa de la energía liberada en el punto donde se produce (ver apartado anterior).
- Distancia a la fuente, donde se produce el sismo que libera energía.
- Características del terreno, es decir condiciones y propiedades geomecánicas del terreno.

Con estos tres parámetros y mediante análisis estadísticos, se obtienen las denominadas leyes o funciones de atenuación, que permiten predecir el valor de la aceleración en función de estos parámetros. Para establecer una ley de atenuación específica para una zona determinada, se requiere disponer de un número de datos representativo, tanto de las fuentes (sismos), como de aceleraciones, medidas con acelerómetros o deducidas a través de los efectos que producen éstos sobre el terreno. Como ya se ha señalado en el apartado de Sismicidad registrada, este no es el caso de la zona de estudio (en la que los acelerómetros más cercanos se encuentran en Pamplona e Itoiz), por lo que el análisis de la peligrosidad se realiza utilizando leyes de atenuación calculadas para terrenos tipo.

En la zona de estudio o en sus proximidades, se han realizado muy pocos trabajos de peligrosidad sísmica. Entre los más relevantes se encuentran los elaborados en el Plan de Emergencia ante el Riesgo Sísmico de la Comunidad Autónoma del País Vasco (Gobierno Vasco, 2007), en el proyecto Interreg IIIA ISARD8 (Secanell et al, 2007) y en el Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico en la Comunidad Foral de Navarra SISNA (Gobierno de Navarra, 2011). En estos estudios se han empleado las leyes de atenuación de Tapia et al. (2004) y la de Ambraseys et al. (1996), una de las leyes de atenuación más utilizadas en países europeos. El último trabajo del Instituto Geográfico Nacional sobre el cálculo de la peligrosidad sísmica (IGN, 2013), utiliza la combinación de varios modelos de atenuación en un árbol lógico. Para la elección de estos modelos se tuvieron en cuenta los trabajos europeos enmarcados en el proyecto SHARE, donde se realizaba un análisis pormenorizado de modelos para su aplicación en Europa (Delavaud et al. 2012).

Teniendo en cuenta todo lo anterior, los estudios de peligrosidad sísmica muestran los valores de aceleración máxima, para distintos periodos, a partir de los terremotos ocurridos en la zona. En los estudios probabilísticos se obtienen las aceleraciones máximas que se pueden dar en un área concreta para periodos de retorno determinados.

1.4.1 Cálculo de la peligrosidad sísmica en la zona de estudio

Para obtener los valores de aceleración máxima aplicables a la zona de detalle, en este estudio se ha utilizado la *Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España - 2012* elaborado por el IGN en 2013. Por lo que no se tienen en consideración los sismos ocurridos en los últimos 6 años.

El catálogo sísmico para el cálculo de la peligrosidad sigue la misma metodología que en el apartado anterior salvo por las siguientes particularidades:

- La zona catalogada está comprendida en 34°N y 45°N de latitud y 13°W y 6°E de longitud.
- Los datos de los sismos abarcan hasta mediados de 2012, no recogiendo los datos de los últimos 6 años (ver Figura 13).
- Se han filtrado datos, eliminando los registros incompletos (sin localización o parámetro de tamaño) así como magnitudes menores de 3.5 y profundidades mayores de 65 km.
- Se ha revisado sismos a partir de información de otros catálogos y estudios específicos.
- Se ha procedido a la homogeneización da un parámetro de tamaño común, la detección y eliminación de la sismicidad no estacionaria (réplicas, dobletes, enjambres) y se ha realizado un análisis de completitud.

Como resultado, el catálogo final consta de 6999 terremotos, cuya distribución espacial se puede observar en la figura 14.

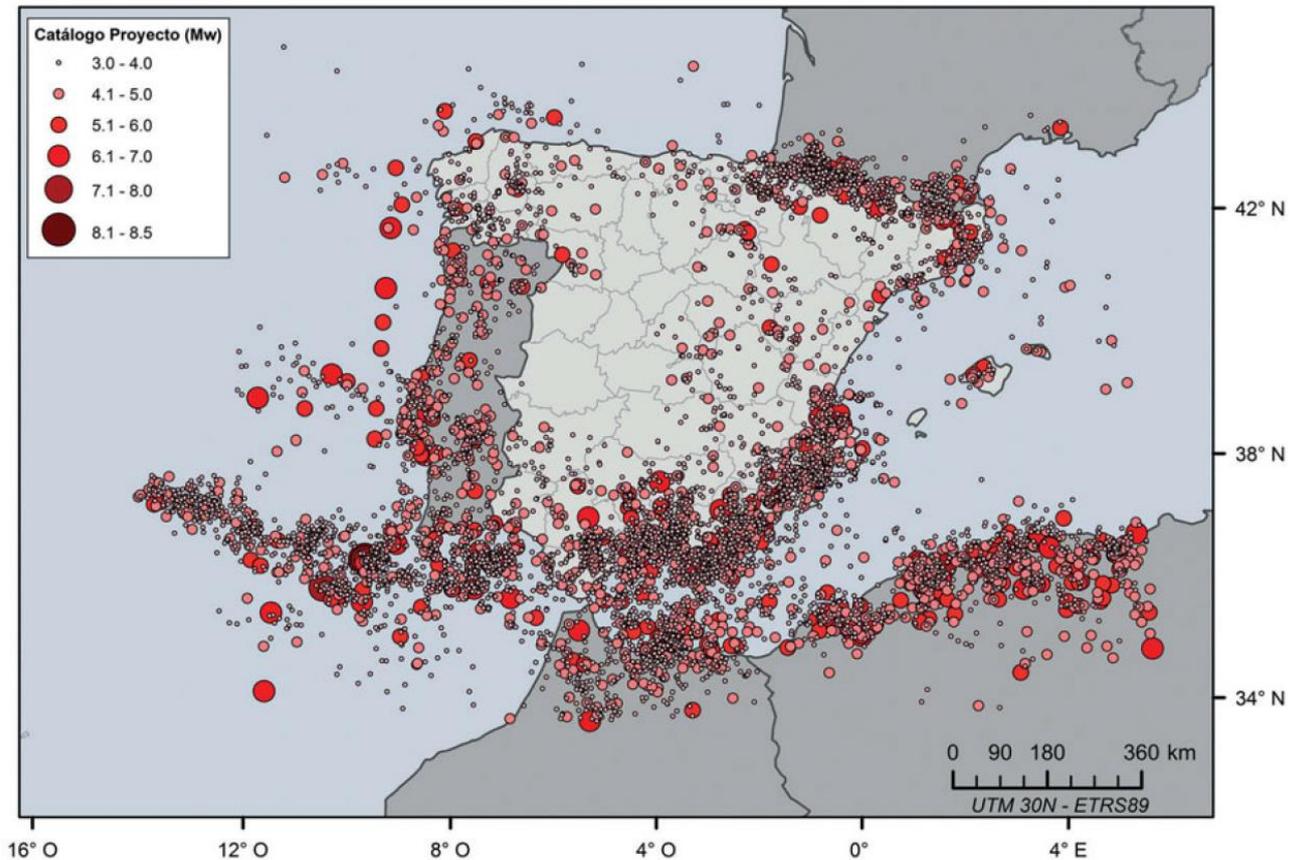


Figura 14. - Mapa de terremotos utilizados en el catálogo final del proyecto de actualización (IGN, 2013).

Con este catálogo, y aplicando las metodologías descritas en el trabajo citado (IGN, 2013) se obtienen los valores de aceleración pico del terreno (PGA) para diferentes periodos de retorno (ver Figuras 15 y 16). Aunque los datos son de 2012, una revisión del 2015 del mapa de PGA con periodo de retorno de 475 años, muestra que no hay cambios significativos en la zona de estudio (ver Figura 17).

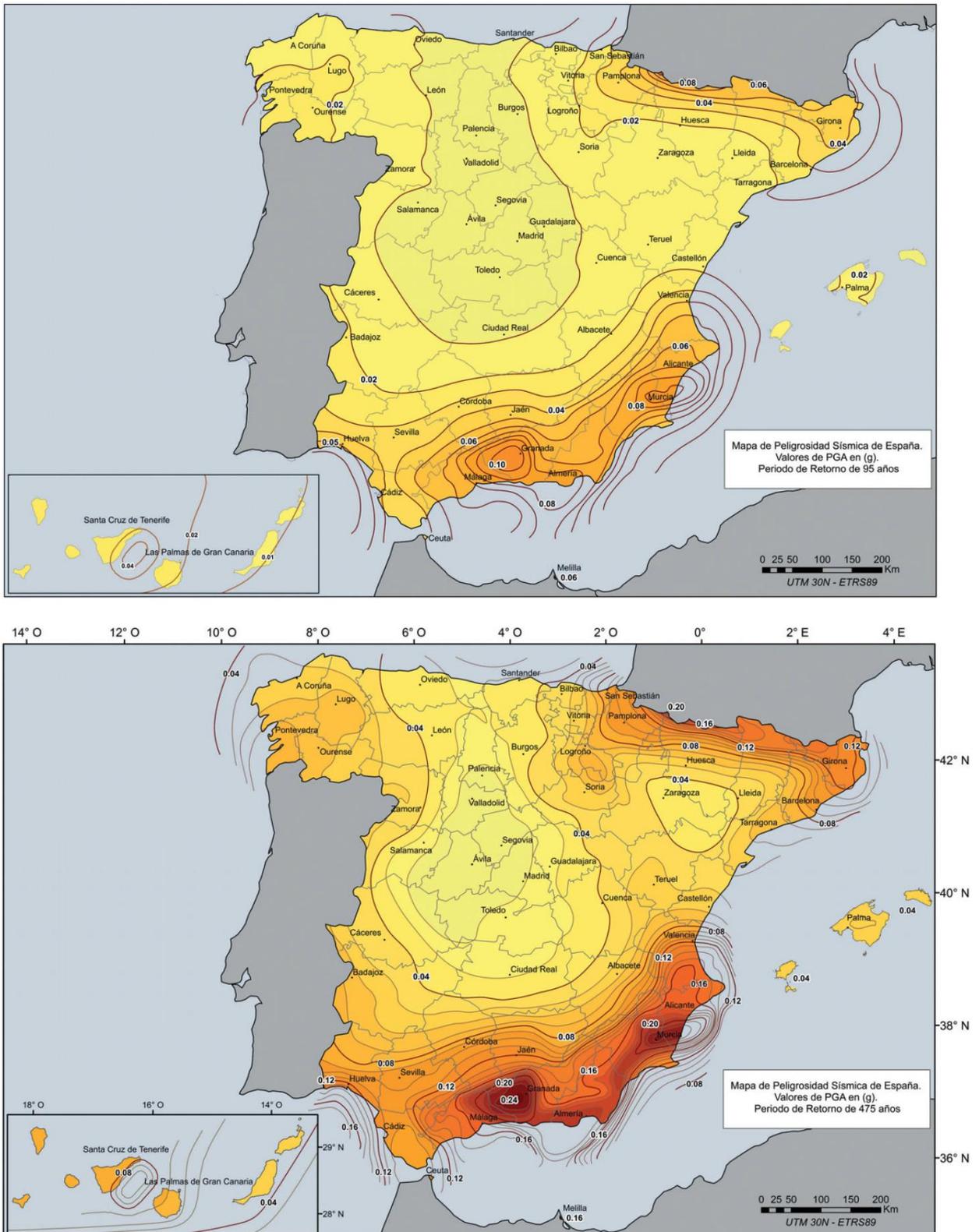


Figura 15. - .Mapas de aceleración pico del terreno (PGA) para periodos de retorno de 95 y 475 años (IGN, 2013).

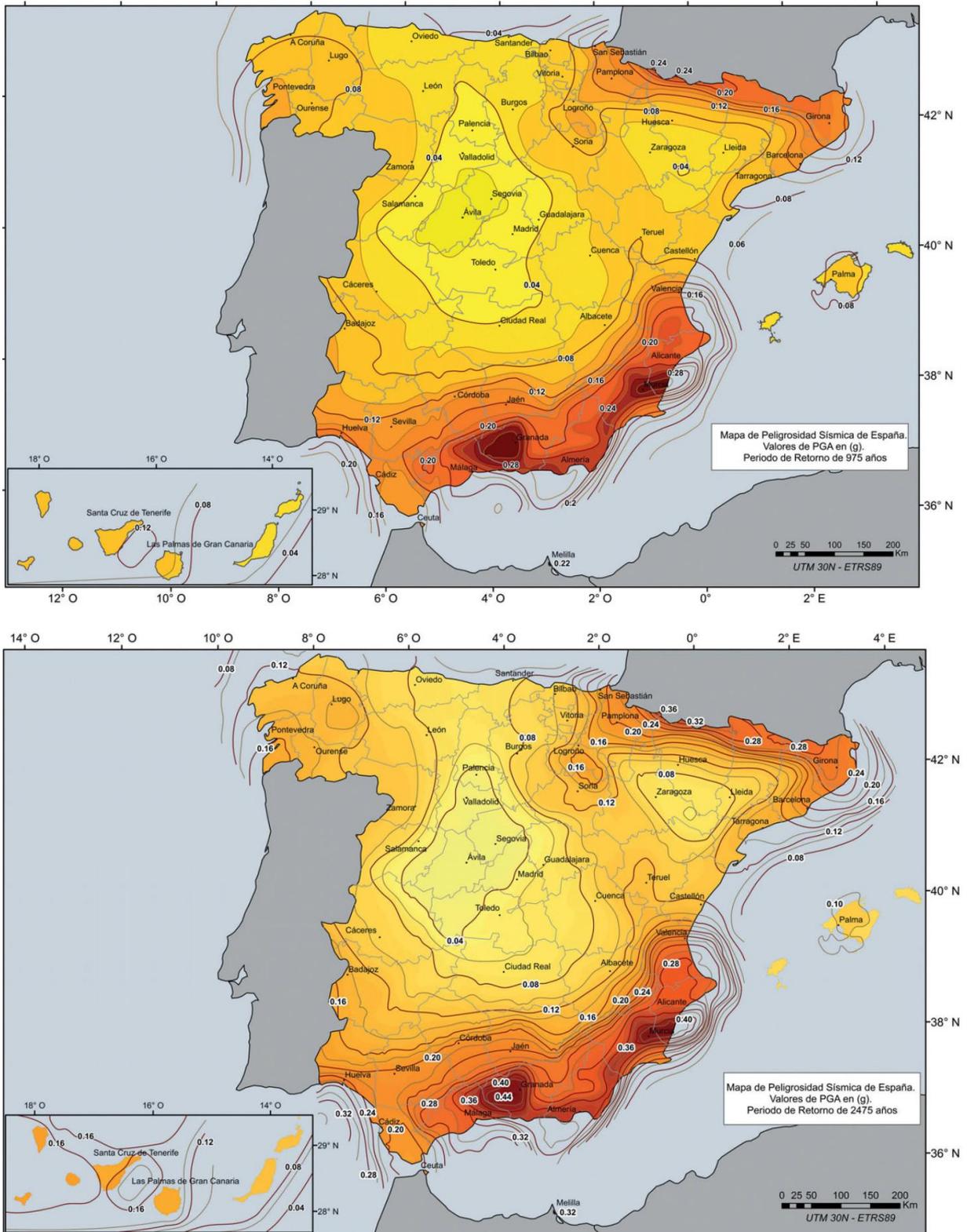


Figura 16. - Mapas de aceleración pico del terreno (PGA) para periodos de retorno de 975 y 2475 años (IGN, 2013).

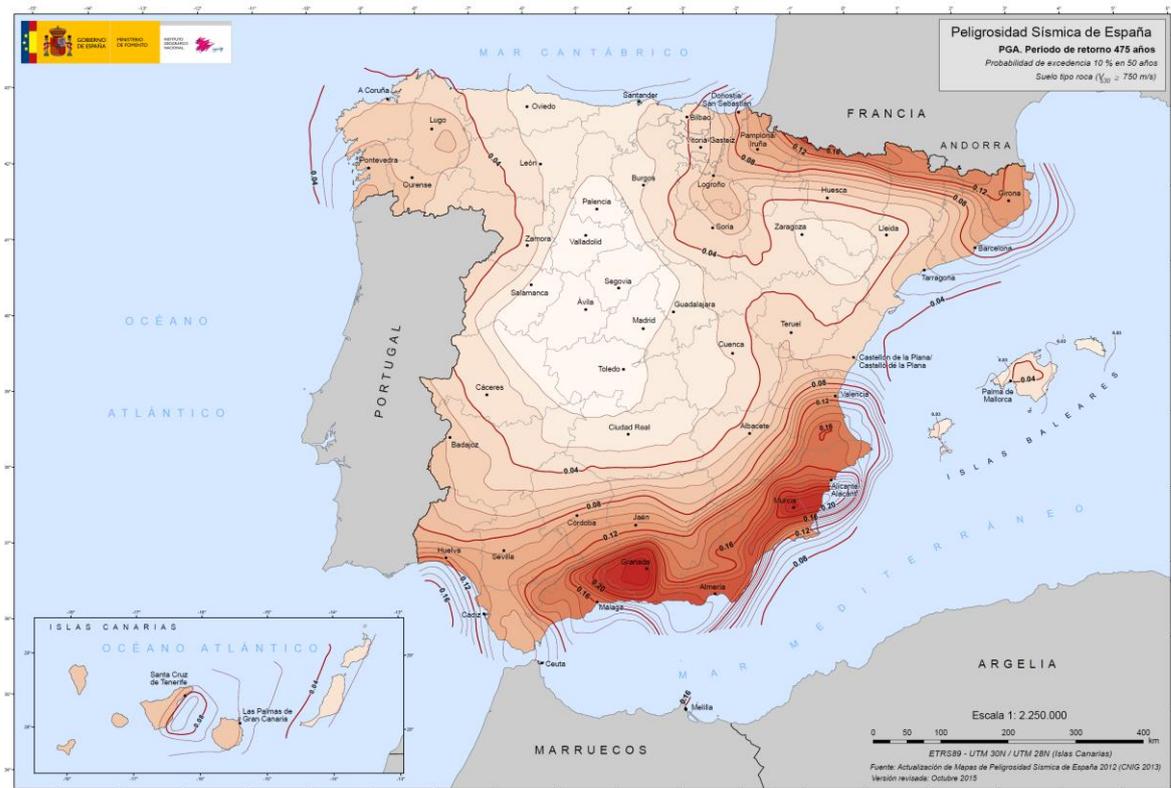


Figura 17. - Mapa de aceleración pico del terreno (PGA) para periodos de retorno de 475, versión 2015 IGN.

El significado de estos valores de movimiento del terreno, son el resultado de la acción de terremotos en el área de influencia, durante el periodo de tiempo especificado en cada mapa, y no como consecuencia de terremotos que se produzcan necesariamente en la zona de detalle. Es importante aclarar este aspecto, ya que es fundamental para entender el alcance de la conversión de la aceleración (PGA) a intensidad y magnitud que se explica a continuación.

Los valores en la zona de estudio varían entre 0.01 y 0.02 para el periodo de retorno de 95 años y 0.08 y 0.16 para periodos de retorno de 2475 años (ver figura 18).

1.4.2 Cálculo de intensidad y magnitud

Una vez obtenidos los valores de PGA en la zona, transformar esos valores a su equivalente en intensidad y magnitud no es un proceso inmediato, sino que requiere de unas complejas transformaciones que son función de las características de la serie sísmica utilizada y de su relación con los efectos históricos producidos por los terremotos en una zona. La metodología detallada para la conversión se puede consultar en IGN (2013), no obstante, se incluye un pequeño resumen del proceso.

- La relación PGA-Intensidad, se obtiene utilizando correlaciones para la conversión aceleración espectral máxima del suelo-intensidad macrosísmica. El IGN usa como base datos registrados de

intensidad-PGA disponibles para España. A continuación, busca las metodologías más adecuadas y que mejor se adaptan a los datos y como resultado obtiene que las metodologías AK07 (Atkinson y Kaka, 2007) y FM10 (Faenza y Michelini, 2010) son las más adecuadas.

- Combina estos modelos, emulando un esquema de árbol lógico, dando pesos iguales a ambos métodos y obtiene la siguiente tabla, donde se indican los valores mínimos de PGA a partir de los cuales se incrementa en una unidad la intensidad estimada:

$I = 0.5 \cdot AK07 + 0.5 \cdot FM10$	
PGA(g)	I (EMS98)_conv.
≥ 0.005	4
≥ 0.015	5
≥ 0.049	6
≥ 0.098	7
≥ 0.196	8
≥ 0.392	9

Figura 18. - Valores mínimos de PGA a partir de los cuales se incrementa la intensidad (IGN, 2013).

- Una vez estimada la intensidad, se procede a su transformación en magnitud. Para ello el IGN utiliza una correlación existente entre I_0 (intensidad máxima en la zona epicentral) y la M_w para relacionar los I_0 expresados en intensidad EMS-98 (III a IX-X), obtenida del catálogo de eventos registrados.

Con ello se obtienen una función de ajuste que se presenta en la siguiente figura 19:

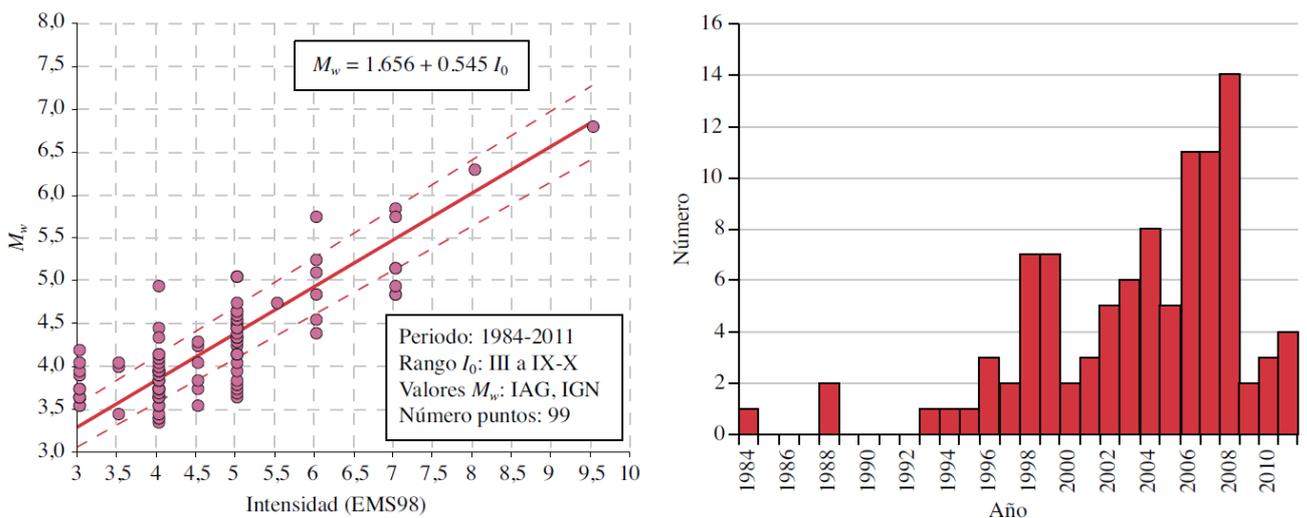


Figura 19. - Correlación entre la M_w y la intensidad máxima en la zona epicentral (izquierda) y distribución temporal de los terremotos con datos M_w e I_0 (derecha)(IGN, 2013).

Si se aplican estas transformaciones a los valores de PGA obtenidos de los mapas de aceleraciones para España (ver Figuras 15 y 16), se obtienen unos valores aproximados de intensidad y magnitud en la zona de estudio, para los periodos de retorno señalados como se recoge en la figura 20:

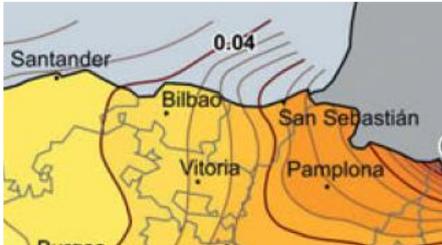
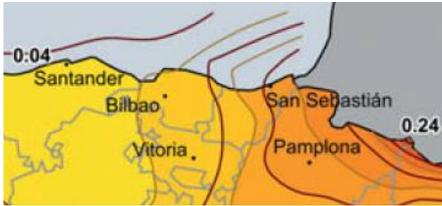
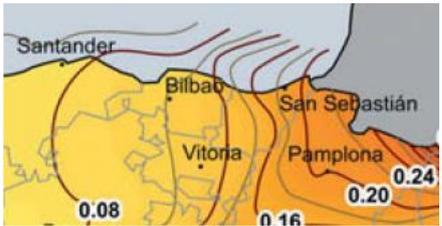
Periodos de retorno	Mapas de aceleración pico del terreno (PGA)	Zona de Estudio		
		PGA	Intensidad	Magnitud
95 años		0.01 g	IV	3.5 - 4.1
		0.03 g	V	4.1 - 4.7
475 años		0.03 g	V	4.1 - 4.7
		0.08 g	VI	4.5 - 5.2
975 años		0.04 g	V	4.1 - 4.7
		0.10 g	VII	5.1 - 5.9
2475 años		0.08 g	VI	4.1 - 4.7
		0.16 g	VII-VIII	5.4 - 6.1

Figura 20. - Relación entre intensidad, magnitud y PGA en la zona de la costa Vasco-Cantábrica y Pirineos, obtenidas aplicando la metodología del IGN (2013).

1.4.3 Cálculo de probabilidad de ocurrencia

Con estos valores, y teniendo en cuenta que la probabilidad es la inversa del periodo de retorno, se puede obtener la probabilidad de que los valores de aceleración igualen o superen los valores calculados, mediante la aplicación de la siguiente fórmula (Chow et al., 1994):

$$P(A \geq a_t \text{ al menos una vez en } N \text{ años}) = 1 - (1 - 1/T)^N$$

Siendo $P(A \geq a_t)$ al menos una vez en N años) la probabilidad de que la aceleración esperada (A) iguale o supere los obtenidos anteriormente (a_t), N el número de años y T el periodo de retorno. Aplicando esta expresión a la zona de estudio, se obtiene la probabilidad de que se superen los valores de PGA, intensidad y magnitud en el área en los próximos años (ver figura 21):

Zona permisos investigación				Probabilidad de Ocurrencia				
Periodo de retorno	PGA	Intensidad	Magnitud	Próximo año	Próx. 2 años	Próx. 3 años	Próx. 4 años	Próx. 7 años
95 años	0.02 g	V	4.1 - 4.7	0.01	0.02	0.03	0.04	0.07
475 años	0.05 g	VI	4.5 - 5.2	0.002	0.004	0.006	0.008	0.015
975 años	0.06 g	VI	4.5 - 5.2	0.001	0.002	0.003	0.004	0.007
2475 años	0.10 g	VII	5.1 - 5.9	0.0004	0.0008	0.0012	0.0016	0.003

Figura 21. - Probabilidades de superación de diferentes valores de PGA, intensidad y magnitud en la zona de estudio en los próximos años.

Estos datos indican que el valor de aceleración del terreno esperable en la zona de estudio con probabilidades de ocurrencia no superiores al 3% en el periodo entre 2013-2020 (teniendo en cuenta la ausencia de datos en los últimos años), sería inferior a 0.05 g en la zona occidental (equivalente a un terremoto de magnitud 4.7) y de 0.08 g en la zona oriental (equivalente a un terremoto de magnitud 5.2). De estos datos también se obtiene un terremoto máximo de 5.9 para la zona occidental y 6.1 para la oriental, pero con una probabilidad muy pequeña en los próximos años. Estos resultados están en consonancia con los valores históricos registrados en la zona y con las características geodinámicas de la misma, recogidos en las dos zonificaciones sismogénicas utilizadas en el trabajo del IGN (2013).

1.5 Conclusiones y recomendaciones

Tras la realización del presente estudio, basado en la información disponible, se pueden obtener las siguientes conclusiones:

- La baja densidad de sismógrafos en la zona y el corto registro instrumental e histórico, mantienen aún un cierto grado de incertidumbre sobre las estructuras tectónicas que generan los sismos en el área de estudio.
- La zona donde se planea realizar el trazado del cableado está situada en una zona de baja sismicidad, aunque está próxima a zonas de moderada sismicidad situadas en la zona occidental del Pirineo.
- Los datos de aceleraciones pico del terreno (PGA) utilizados datan de mediados del 2012, aunque existe una revisión disponible con periodos de retorno de 475 años del 2015 en la que los PGA no varían significativamente.
- Las aceleraciones del terreno (PGA) esperadas para la zona de estudio dan valores máximos de 0.16 g, con una probabilidad de ocurrencia muy baja (0.003) para los próximos años. Estos valores de PGA, equivalen a un terremoto máximo de 5.95 en la zona oriental (se necesitarían valores de PGA de 0.19 g para obtener sismos de intensidad VIII y magnitudes superiores a 6), que, con la información disponible, es el máximo esperable en la zona de estudio.
- Según datos de QAFI v3.0, en la zona del pirineo occidental hay fallas que pueden sufrir sismos de magnitud máxima $M_w = 6.9 \pm 0.37$ usando Stirling (2002), 6.5 según Dubos-Salee et al. (2007) para la falla Mail-Arrouy en Francia.

Madrid, a 24 de diciembre de 2018



Fdo: Fernando Fernández Sáez

1.6 Bibliografía

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P., 1996. Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian mountains (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain: Tectonics, Climate and Sea-Level Changes* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge: 214-227. ISBN: 0-521-46171-5
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A. y Pedreira, D., 2007. El relieve de la Cordillera Cantábrica, *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, (15.2) pp. 151-163.
- Ambraseys, N. N., K. A. Simpson, and J. J. Bommer, 1996. Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthq. Eng. Struct. D.* 25, 371-400.
- Arthaud, F. y Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Bardainne, T., Dubos-Sallée, N., Sénéchal, G., Gaillot, P., Perroud, H., 2008. Analysis of the induced seismicity of the Lacq gas field (Southwestern France) and model of deformation. *Geophysical Journal International* 172, 1151-1162.
- Atkinson, G. and S. Kaka, 2007. Relationships between felt intensity and instrumental ground motions for earthquakes in the central United States and California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 497-510.
- Bardainne, T., Dubos-Sallée, N., Sénéchal, G., Gaillot, P., Perroud, H., 2008. Analysis of the induced seismicity of the Lacq gas field (Southwestern France) and model of deformation. *Geophysical Journal International* 172, 1151-1162
- Barnolas, A. & Pujalte, V., 2004. La Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España* J.A. Vera, ed. SGE-IGME, Madrid, 233-241
- Cámara, P. y Klimowitz, J., 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centrooccidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geol.*, 41, pp. 391- 404.
- Capote, R. 1983. La fracturación subsecuente a la orogenia hercínica. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España, Tomo II*, Inst. Geol. Min. España, Madrid: 17-25.
- Choukroune, P., 1992. Tectonic Evolution of the Pyrenees. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 20, 143-158
- Chow, V. T., Maidment, D. y Mays, L., 1994. *Hidrología aplicada*. McGraw-Hill Interamericana. 584 pp
- CSN, 2008. *Proyecto Expel. Sistema experto de análisis probabilista de la peligrosidad sísmica*. Colección Documentos I+D 16.2008. Consejo de Seguridad Nuclear. 296 pp.
- 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.

- Delavaud, E., F. Scherbaum, N. Kuehn and T. Allen, 2012. Testing the Global Applicability of Ground-Motion Prediction Equations for Active Shallow Crustal Regions, *BSSA*, 102, 2, 707-721.
- Dominique, P. y Andre, E., 2000. *Probabilistic seismic hazard Map of the French Territory*. 12 WCEE (World Conference on Earthquake Engineering), Auckland. New Zeland.
- Dubos-Sallee, Noalwenn & Nivière, Bertrand & Lacan, Pierre & Hervouet, Yves. (2007). A structural model for the seismicity of the Arudy (1980) epicentral area (Western Pyrenees, France). *Geophysical Journal International*. 171. 259 - 270.
- EVE - Gobierno Vasco, 1992. Geología de la Cuenca Vasco-Cantabrica. <http://www.shesa.es/es/geologia.html>
- EVE-ITGE, 1991. *Memoria del mapa geológico del País Vasco a escala 1:200.000*. Ente Vasco de la Energía - Inst. Geol. y Min. España, 182 pp.
- Faenza L. and Michelini A.; 2010. Regression analysis of MCS intensity and ground motion parameters in Italy and its application in ShakeMap. *Geophys. J. Int.*, 180, 1138-1152.
- Ferrer, O.; Roca, E.; Benjumea, B.; Muñoz, J.A.; Ellouz.; MARCONI Team. 2008. The Deep seismic reflection MARCONI-3 profile: Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 714-730.
- Ferrer, O.; Roca, E.; Benjumea, B.; Muñoz, J.A., 2009. The role of the extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the western Parentis basin: constraints from the MARCONI-3 deep seismic reflection profile. *Trabajos de geología*, 29. Pp 266-270
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., 2011. Seismic hazard assessment for the Itoiz dam site (Western Pyrenees, Spain), *Soil. Dyn. Earthq. Eng.* 31, 1051-1063.
- García Mayordomo, J., Insua Arévalo, J.M., Martínez Díaz, J.J., Jiménez Díaz, A., Martín Banda, R., Martín Alfageme, S., Álvarez Gómez, J.A., Rodríguez Peces, M., Pérez López, R., Rodríguez Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín González, F., Giner Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J., Sanz de Galdeano, C., Peláez, J.A., García Tortosa, F.J., Gràcia, E., Bartolomé, R., González, Á., Azañón, J.M., Alfaro, P., Moreno, X., Ferrero Vega, A., Dias, R., Martínez, S., Gutiérrez, F., Ortuño, M., Booth Rea, G., Giaconia, F., Martínez, J.M., Villegas, I., Lo Iacono, C., Pérez Peña, V., Martín González, F., Brum da Silveira, A., García Meléndez, E., Lafuente, P., Simón, J.L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Bach, J., and Linares, R., 2012. The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology* 38, 285-302.
- García-Modéjar, J., 1996. Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology*, 24, 635-38.
- Gobierno de Navarra, 2011. *Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico en la Comunidad Foral de Navarra - "SISNA"*. Agencia Navarra de Emergencias. 235 pp.
- Gobierno Vasco, 2007. *Plan de Emergencia ante Riesgo Sísmico de la Comunidad Autónoma del País Vasco*. 2007 pp.

- Grünthal, G., 2009. *Escala Macrosísmica Europea 1998*. Edición española F. Lorenzo Martín. Conseil de L'Europe. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Volume 27. 100 pp.
- ICOG, 2005. *Informe de supervisión de los estudios y análisis disponibles sobre la seguridad de la Presa de Itoiz*. 175 pp.
- IGN, 2013. *Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España - 2012*. Ministerio de Fomento. 272 pp.
- Lacan, P. y Ortuño, M., 2012. Active Tectonics of the Pyrenees: A review, *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 9-30. doi: 10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39203
- Larrasoña, J.C., Parés, J.M., Del Valle, J. i Millán, H., 2003a. Triassic paleomagnetism from the Western Pyrenees revisited: Implications for the Iberian-Eurasian Mesozoic plate boundary. *Tectonophysics*, 362 161-182.
- Larrasoña, J.C., Parés, J.M., Millán, H., Del Valle, J. i Pueyo, E.L., 2003b. Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). *Tectonics*, Vol. 22, No. 6, 1071
- Montadert, L., Roberts, D.G., De Charpal, O., Gennoc, P., Sibuet, J.C., 1979. Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes. In: Talwani, M., Hay, W., Ryan, W.B.H. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margin and Paleoenvironment*. American Geophysical Union, Washington, pp. 154-186.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, London: 235-246.
- Pedreira, D., 2004. *Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo. 343 pp.
- Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J. i Díaz, J., 2003. Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the Western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (North Iberia). *J. Geophys. Res.* Vol. 108, N. B4, 2204.
- Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J. y Torné, M., 2007. Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. *J. Geophys. Res.*, 112.
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. i ESCIN Group., 1996. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264, 1-19.
- Pulgar, J.A., G. Fernández Viejo, J. Gallastegui, J. Gallart, B. Benjumea, R. Bartolomé, M. Ruiz, O. Ferrer y Grupo MARCONI., 2008. Estructura y evolución tectónica del sector oriental del margen continental Cantábrico: resultados de los perfiles de sísmica multicanal MARCONI. In proceeding of: *VII Congreso Geológico de España, Volume: Geo-Temas 10*, pp. 575-578. (ISSN: 1567- 5172)

- Rat, P., 1988. The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates; some facts but still many problems. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 1(3-4), 327-348.
- Rueda, J.J. 2006. *Discriminación sísmica mediante el análisis de las señales generadas por explosiones y terremotos. Aplicación a la región suroeste de Europa-Norte de África*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Madrid. 478 pp.
- Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., López, C., González, J. M. y Pulgar, J. A., 2002. Actividad sísmica en el extremo occidental de los Pirineos. *Actas de la 3a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*: 375-380.
- Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., López, C., González-Cortina, J.M. y Pulgar, J.A., 2006. Seismic activity at the Western Pyrenean edge. *Tectonophysics*, 412, 3-4, 217-235
- Ruiz Fernández, M., 2007. *Caracterització estructural i sismotectònica de la litosfera en el domini Pirenaico-Cantàbric a partir de mètodes de sísmica activa i passiva*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona. 354 pp.
- Secanell, R.; Martin, Ch.; Goula, X.; Susagna, T.; Tapia, M.; Bertil, D.; Dominique, P.; Carbon, D.; Fleta, J., 2007. Evaluación probabilista de la peligrosidad sísmica de la región pirenaica. *3er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 16 p. Girona.
- Secanell, R.; Martin, C.; Goula, X.; Susagna, T.; Tapia, M.; Bertil, D.; Dominique, P.; Carbon, D.; Fleta, J., 2007. Évaluation probabilista de l'aléa sismique dans la région transfrontalière pyrénéenne. *7ème Colloque National AFPS*. Paris.
- Secanell, R., Bertil, D., Marin, C., Goula, X., Susagna, T., Tapia, M., Dominique, P., Carbon, D., Fleta, J., 2008. Probabilistic seismic hazard assessment of the Pyrenean region. *Journal of Seismology* 12, 323-341.
- Seisedos, J. 2009. *Los grandes paleo-desplazamientos de Güimar y La Oratava (Tenerife): análisis geológico, mecanismos de inestabilidad y modelización geomecánica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 287 pp.
- Stirling, M., Rhoades, D. and Berryman K. (2002): Comparison of Earthquake Scaling Relations Derived from Data of the Instrumental and Preinstrumental Era. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (2): 812-830.
- Tapia, M., Susagna, T., Goula, X. and Irizarry, J., 2004. Ley de atenuación del suelo en el noreste de España. *4ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Figueira da Foz (Portugal).
- Teixell A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3), pp. 395-406.

2. CÁLCULO DE SUCEPTIBILIDAD DE DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

La susceptibilidad de que el fondo marino se vea afectada por deslizamientos son principalmente: Proximidad a fallas, proximidad a fallas activas, densidad de terremotos, gradiente de pendiente del fondo y composición del fondo marino (Borrel et al., 2016). También hay que tener en cuenta actividad tectónica activa en la zona como por ejemplo escape de fluidos mediante pockmarks.

Se consideran fallas activas todas aquellas que hayan tenido actividad durante el periodo Cuaternario (2,6 Ma), sin embargo también hay que tener en cuenta fallas inactivas, puesto que puede haber migración de fluidos a lo largo de estas fallas y debilitar las propiedades geotécnicas del sustrato.

La pendiente del terreno es un factor muy importante para la estabilidad del terreno, siendo más frecuentes con pendientes entre 0.8 y 4%, con una pendiente media del 3% para el Margen Cantábrico (Borrel et al., 2016). Sin embargo, Canals et al. (2004) observa que los valores máximos de pendiente no están relacionados con una mayor densidad de deslizamientos.

La susceptibilidad de deslizamiento submarino puede cuantificarse mediante el índice W_i (van Westen, 1997) que es calculado mediante el logaritmo neperiano de la densidad de deslizamiento para cada factor:

$$W_i = \ln \left[\frac{\text{DensityClass}}{\text{DensityMap}} \right] = \left[\frac{\text{Area}(S_i) / \text{Area}(N_i)}{\sum \text{Area}(S_i) / \text{Area}(N_i)} \right]$$

Donde W_i es el peso de susceptibilidad a un determinado parámetro. "Density Class" es la densidad de un determinado parámetro, "Density Map" es la densidad de deslizamiento de todo el mapa, Area (Si) es el área afectada por deslizamientos para el mapa de un factor determinado y Area (Ni) sería el área determinada para el mapa de cada clase.

La susceptibilidad final (W_t), sería el resultado de la suma de W_i de todos los factores:

$$W_t = \sum W_i = W_{if} + W_{iA} + W_{iSP} + W_{iED} + W_{iL}$$

Donde W_t es la susceptibilidad a deslizamientos del fondo marino, " W_{if} " es el índice del factor Fallas inactivas W_{iA} sería el índice del factor fallas activas, W_{iSP} sería el Índice para la pendiente, W_{iED} el índice para la densidad de terremotos y W_{iL} sería el índice para el factor litología (Borrel et al., 2016). Valores por encima de -1.88 de W_t indicarían una susceptibilidad alta de deslizamientos submarinos. Podemos observar un mapa de susceptibilidad para la península en la siguiente figura.

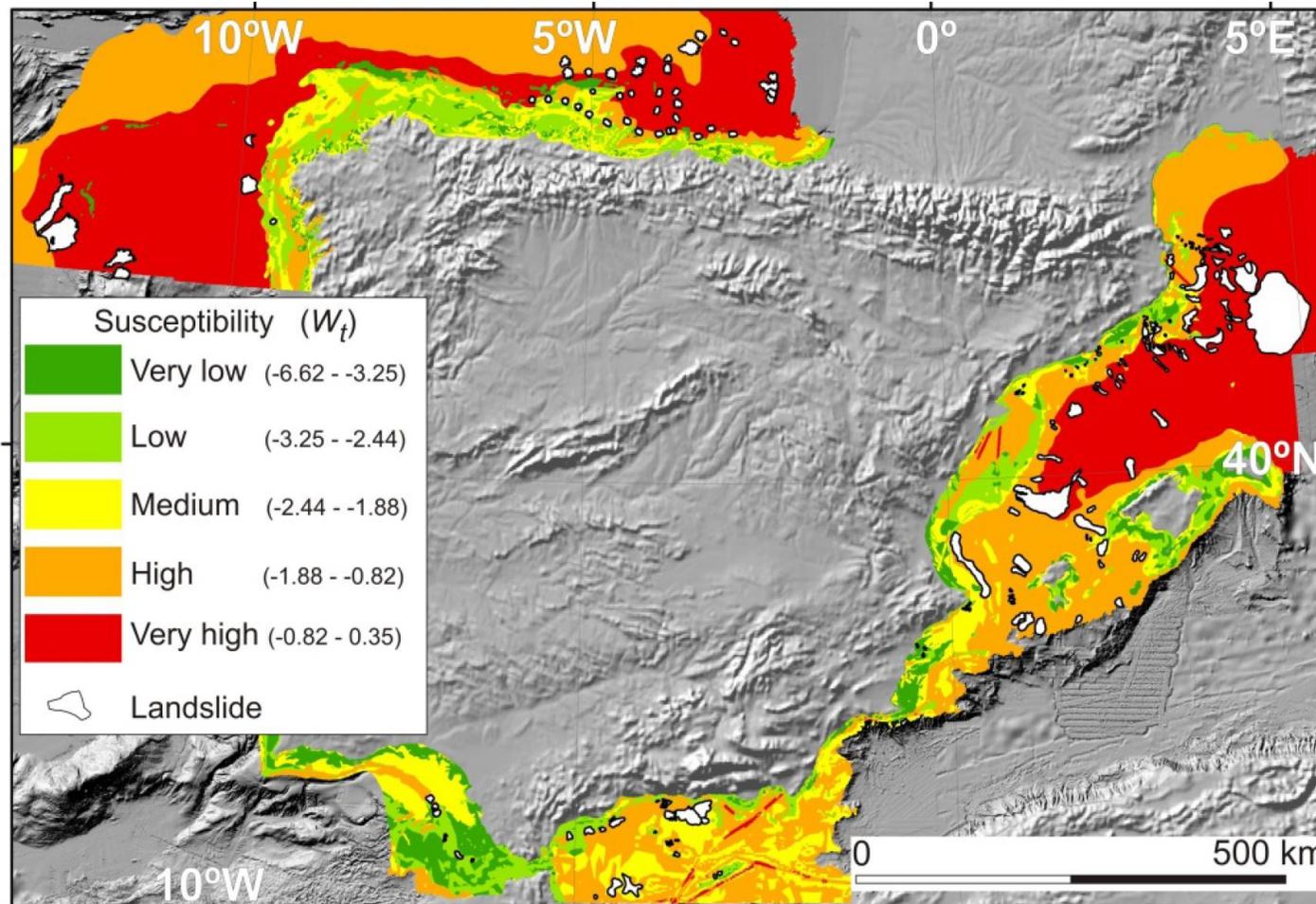


Figura 22. - Mapa de susceptibilidad de deslizamientos para el margen continental español peninsular. Borrel et al. (2016)

2.1 Conclusiones y recomendaciones

A falta de tener un conocimiento minucioso de la geomorfología y sedimentología de la zona de estudio, prestando especial atención a los accidentes geográficos importantes (cicatrices erosivas, depósitos previos), presencia de corrientes turbidíticas, actividad de escapes de fluidos y actividad tectónica detallada (tanto fallas inactivas como fallas activas, así como su comportamiento con respecto a migración de fluidos), tanto actual como antigua. Podemos concluir que, teniendo en cuenta los factores analizados y observando el trazado de la Figura 2 y sin tener en cuenta factores hidrodinámicos:

- La zona de plataforma en el margen Cantábrico tiene una susceptibilidad baja-media que va aumentando según nos acercamos a los cañones tributarios de Cap Breton.
- Hay conocimiento de presencia de pockmarks en la zona cercana a Cap Breton (observable en Batimetría EMODnet) pero la resolución se va perdiendo en la cercanía de la costa, aunque no parece apreciable.
- Según nos acercamos hacia la costa francesa, la presencia de una mayor sismicidad, junto con la cercanía de cañones submarinos y el flujo de sedimentos hacia estos aumenta la susceptibilidad de deslizamientos submarinos.
- La zona de pockmarks parece estar asociada a fallas en el basamento que podrían permitir la migración de fluidos, ya que se observa una alineación de estos.
- El riesgo aumenta considerablemente en las inmediaciones de cañones submarinos.

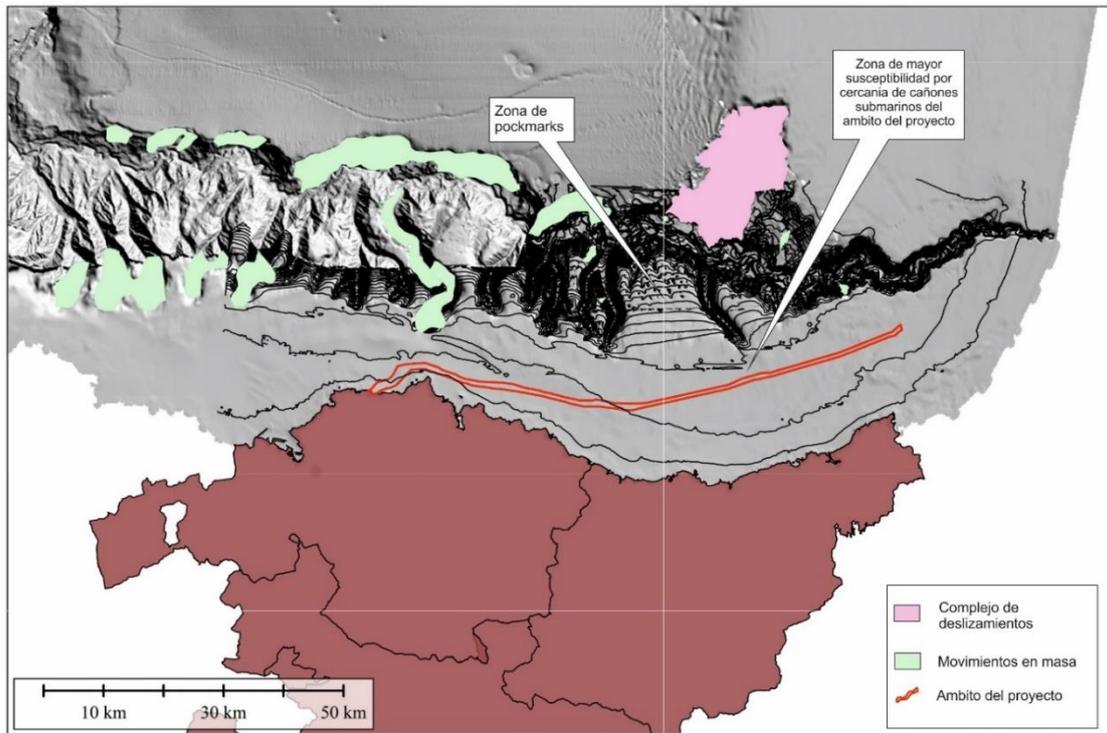


Figura 23. - Zona de detalle con el ámbito del proyecto, en verde y rosa los deslizamientos estudiados y conocidos. Fuente: Elaboración propia con datos de EMODnet

Madrid, a 26 de diciembre de 2018



Fdo: Fernando Fernández Sáez

2.2 Bibliografía

- Borrell, N., Somoza, L., León, R., Medialdea, T., Gonzalez, F.J., Gimenez-Moreno, C.J., 2016. GIS Catalogue of Submarine Landslides in the Spanish Continental Shelf: Potential and Difficulties for Susceptibility Assessment.. *En: Submarine Mass Movements and their Consequences: 7th International Symposium*, (Lamarche, G., Mountjoy, J., Bull, S., Hubble, T., Krastel, S., Lane, E., Micallef, A., Moscardelli, L., Mueller, C., Pecher, I., Woelz, S., Eds.). . Springer International Publishing, Cham, , 499-508.
- Canals M, Lastras G, Urgeles R, Casamor J L, Mienert J, Cattaneo A, De Batist M et al (2004) Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow subseafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Mar. Geol.* 213: 9-72.
- EMODnet Bathymetry Consortium (2018). EMODnet Digital Bathymetry (DTM 2018). EMODnet Bathymetry Consortium. <https://doi.org/10.12770/18ff0d48-b203-4a65-94a9-5fd8b0ec35f6>
- Van Westen CJ (1997) *Statistical landslide hazard analysis. ILWIS 2.1 for Windows application guide*. ITC Publication, Enschede 73-84