



**Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid**

**MÁSTER UNIVERSITARIO EN GEOLOGÍA
AMBIENTAL**

Curso 2023-2024

**Caracterización Sismotectónica de Series
Sísmicas del Pirineo Occidental**

**Seismotectonic Characterization of Seismic
Series of the Western Pyrenees**

MAITANE VERGARA GARJÓN

TUTOR: JOSE ANTONIO ÁLVAREZ GÓMEZ



Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER UNIVERSITARIO EN GEOLOGÍA
AMBIENTAL

Curso 2023-2024

Caracterización Sismotectónica de Series
Sísmicas del Pirineo Occidental

Seismotectonic Characterization of Seismic
Series of the Western Pyrenees

MAITANE VERGARA GARJÓN

TUTOR: JOSE ANTONIO ÁLVAREZ GÓMEZ

Fdo.:

Fdo.:

A handwritten signature in black ink, reading 'Maitane'.

Maitane Vergara Garjón



DECLARACION DE NO PLAGIO

D./Dña. Maitane Vergara Garjón con NIF 16626500f

estudiante de Máster Universitario en Psicología Social de la Facultad de Psicología de la Universidad Complutense de Madrid, curso 2023 /2024 como autor/a de este documento académico titulado: Caracterización Sismotectónica De Series Sísmicas del Pirineo Occidental y presentado como Trabajo Fin de Máster, para la obtención del título correspondiente, cuyo tutor es José Antonio Álvarez Gómez.

DECLARO QUE:

El Trabajo de Fin de Máster que presento está elaborado por mí, es original, no copio, ni utilizo ideas, formulaciones, citas integrales e ilustraciones de cualquier obra, artículo, memoria o documento (en versión impresa o electrónica), sin mencionar de forma clara y estricta su origen, tanto en el cuerpo del texto como en la bibliografía. Asimismo, no he hecho uso de información no autorizada de cualquier fuente escrita, de otra persona, de trabajo escrito de otro o cualquier otra fuente.

Soy plenamente consciente de que el hecho de no respetar estos extremos es objeto de sanciones universitarias y/o de otro orden.

En Somosaguas, a 30 de Julio de 2024

Fdo.:

Maitane Vergara Garjón

Esta DECLARACION DE ORIGINALIDAD debe ser insertada en primera página de todos los Trabajos Fin de Máster conducentes a la obtención del título.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. MARCO TECTÓNICO	6
2.1. Historia Geológica.....	6
2.2. Descripción de Regiones Neotectónicas y Estructuras.....	6
3. METODOLOGÍA.....	9
3.1. Catálogo de datos.....	9
3.2. Escala de Magnitudes.....	10
3.3. Valor b.....	11
3.4. Magnitud de Completitud (Mc).....	12
4. Resultados	15
4.1. Navarra NNE.....	15
4.2. Pamplona (Iruña).....	15
4.3. Itoitz.....	15
4.4. Isaba	20
4.5. Roncesvalles.....	20
4.6. Zuriza.....	22
4.7. Lacq.....	22
4.8. San Juan de Pie de Puerto	23
4.9. Arette-Arudy, Arthez d'Asson, Lourdes y Bagneres-de-Bigorre.....	23
4.10. Macizo Balaitus	27
5. DISCUSIÓN.....	29
5.1. Navarra N	30
5.2. Pamplona (Iruña).....	31
5.3. Itoitz.....	32
5.4. Isaba	36
5.5. Roncesvalles.....	37
5.6. Zuriza.....	37
5.7. Lacq.....	37
5.8. San Juan de Pie de Puerto	38
5.9. Arudy – Arthez d'Asson – Lourdes	39
5.10. Macizo Balaitus	40
6. CONCLUSIÓN.....	41
BIBLIOGRAFIA.....	III

Resumen

En el siguiente trabajo se realiza una caracterización de las secuencias tectónicas de los pirineos occidentales con el fin de identificar los procesos inductores de la sismicidad y determinar su peligrosidad, ya que pueden ayudar a la predicción del tipo de actividad sísmica o terremotos importantes esperados en cada zona.

Para ello se distinguen 10 principales núcleos de actividad sísmica en los pirineos centrales y occidentales y se estudia el estado de esfuerzos regional, extensional de dirección N-S, así como la historia geológica de la zona, tectónica y distribución estructural de la zona, y la sismicidad histórica e instrumental.

La caracterización de las secuencias sísmicas se lleva a cabo a partir del análisis del catálogo sísmico de la región delimitada, obtenido del Instituto Geográfico Nacional (IGN), en el software ZMAP el cual permite conocer el valor b de la relación de Gutenberg-Richter de las secuencias para poder clasificarlas. Además, se representa el catálogo sísmico de las secuencias en dicho software, para obtener histograma de ocurrencia diaria de eventos, gráficos de magnitud distribuida en el tiempo y graficas de acumulada del momento sísmico liberado para caracterizar las secuencias según la clasificación de Mogi (1963).

En base al valor b obtenido y el tipo de secuencia identificada (Mogi, 1963), se caracterizan las secuencias como tectónicas o de tipo enjambre sísmico, que, junto con el estudio de la tectónica de la zona de cada núcleo de actividad sísmica, permite deducir los procesos generadores de la sismicidad.

Se caracterizan los núcleos de actividad sísmica de Navarra Norte, Pamplona, Roncesvalles, Zuriza, San Juan de Pie de Puerto, Pirineos centrales y Macizo Balaitus como series sísmicas tectónicas con valores b entorno o por debajo de 1, típicos de series tectónicas, consecuencia de varios mecanismos, como el colapso gravitacional, la denudación o la flexión litosférica que pueden estar contribuyendo a la generación y activación de fallas normales o de desgarre, bajo el régimen extensional. También, se identifican tres núcleos de actividad sísmica inducida con secuencias sísmicas de tipo enjambre, en Itoitz e Isaba en respuesta a la difusión de presión de poros ejercida por el embalse de Itoitz con valores de b , por encima de 1, y en Lacq debido a la explotación de un yacimiento de gas.

1. INTRODUCCIÓN

La cadena cordillera pirenaica, que separa la Península Ibérica del resto del continente europeo, es parte del cinturón orogénico Alpino-Himaláico, formado como resultado de la colisión entre las placas africana y euroasiática. El área de estudio de este trabajo, zona occidental pirenaica y parte del pirineo central, junto con el resto de la cordillera, son consideradas como una zona de sismicidad moderada. Teniendo en cuenta la sismicidad instrumental registrada desde el 1900 y el registro histórico de varios terremotos destructivos en los últimos siglos, se considera que se trata de un área de actividad tectónica continua (Asensio, 2012).

En este trabajo, se presenta un análisis de las series sísmicas registradas entre el 1 de enero de 1980 y el 15 de julio de 2023 en el sector occidental y parte del sector central de la cordillera pirenaica (Latitud 42,6N – 43.6 N y Longitud 2.2W – 0.2E). El estudio de estas series sísmicas permite entender los mecanismos de generación de terremotos en relación con la tectónica regional, así como con la variación espacial de las tensiones externas, o cambios en el estado de esfuerzos, de origen antrópico.

Los tipos de secuencias sísmicas tienen una estrecha relación con los estados estructurales de los materiales y las distribuciones espaciales de las tensiones aplicadas (Mogi, 1963). Por lo tanto, cada región según su distribución de estructuras mecánicas de la corteza y manto terrestre, dan lugar a distintos patrones de ocurrencia de terremotos o series sísmicas (Fig. 1).

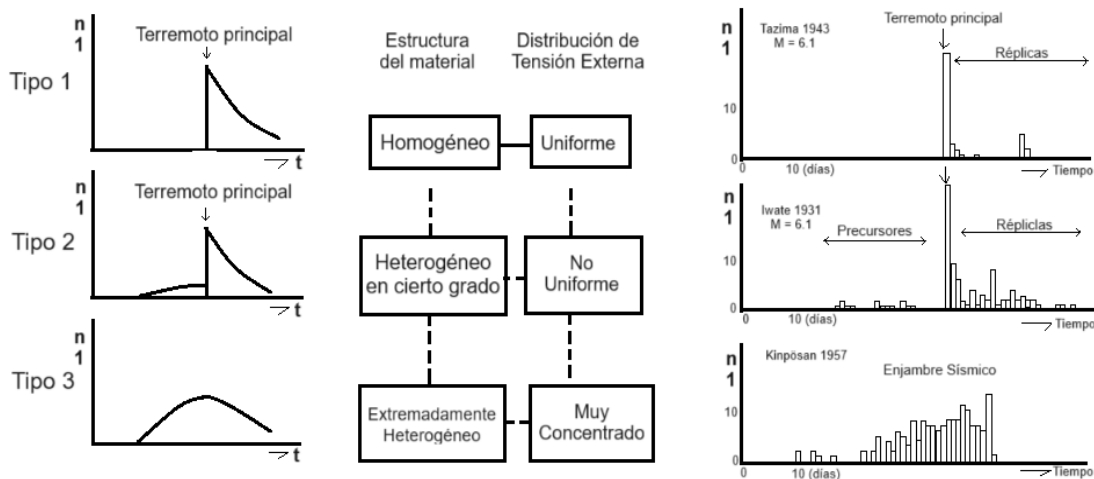


Figura 1: Clasificación de tipos de series sísmicas y sus relaciones con las estructuras de los materiales y las tensiones aplicadas (Izquierda) y ejemplos de los tres tipos de secuencias (Derecha) (extraído de Mogi, 1963)

En base a estas afirmaciones probadas experimentalmente, Mogi, 1963, dividió las secuencias sísmicas en tres grupos, 1) terremoto principal y replicas, 2) premonitorio,

principal y réplicas y 3) enjambre, siendo la transición entre ellos continua. El primer tipo de secuencia sísmica, lo define un patrón descrito por un terremoto principal, sin terremotos precedentes, seguido de réplicas posteriores. Este tipo de secuencia aparece en regiones de estructura homogénea y son causados por una tensión aplicada uniformemente. El segundo tipo de patrón es intermedio entre el primer tipo y el tercero, donde en la región epicentral del terremoto principal, la sismicidad aumenta, sismos premonitorios, antes de dicho terremoto. Este patrón, aparece en regiones de estructura moderadamente heterogénea o puede ser causado por una tensión que no es uniforme. El patrón del último tipo de serie sísmica aparece en regiones notablemente fracturadas o causado por la aplicación concentrada de tensión, o cambio brusco en el estado de esfuerzos de la región. Se trata de enjambres de terremotos, donde no existe ningún terremoto principal predominante y donde la magnitud de los eventos sísmicos aumenta gradualmente con el tiempo y disminuye después de cierto periodo. (Fig. 1) (Mogi, 1963).

A partir de la caracterización de las series sísmicas, atendiendo a la clasificación descrita, se espera poder deducir el estado de esfuerzos y la distribución estructural que ha originado cada secuencia dentro del área de estudio. El conocimiento del tipo de serie sísmica esperada para cada zona puede ayudar a la predicción del tipo actividad sísmica o de terremotos importantes esperados en cada zona.

Por otra parte, estudiar el parámetro b , medida de la distribución relativa del tamaño de eventos que se producen en una zona y en un periodo determinados (Farrell et al., 2009) obtenido a partir de la ley Gutenberg-Richter (Ecuación 3), fórmula logarítmica de distribución de frecuencia-magnitud de actividad sísmica de una región (Ishimoto e Iida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944), es necesario para la caracterización de una serie sísmica. Cuantitativamente, valores $b \sim 1$, están asociados a la tectónica (alto régimen de esfuerzos en extensión), mientras que valores $b > 1$, se asocian a alta heterogeneidad del material (Mogi, 1962), elevado gradiente termal (Warren y Latham, 1970) y/o migración de fluidos magmáticos (Ibáñez et al., 2012).

Desde 1985, se han realizado diversos estudios del parámetro b en distintas áreas de Pirineos (Gallart et al., 1985; Njike-Kassala et al., 1992; Sylvander, 1999; Marín et al., 2004; Secanell et al., 2008; Rigo et al., 2018; Sylvander et al., 2021), atendiendo a variaciones espaciales, temporales y en profundidad del valor, mediante diferentes métodos como el mapeo 3D del área (Sylvander, 1999) o la unificación de catálogos de sismicidad histórica e instrumental (Secanell, et al., 2008). A partir de dichos estudios previos, se estima un valor b medio = 1,1 en la zona pirenaica central y occidental.

Los estudios mencionados, son resultado de los distintos catálogos sísmicos, y con escaladas de magnitud heterogéneas, por lo que, no se pueden comparar los diferentes valores de b obtenidos. Del mismo modo, el catálogo de datos utilizado en este estudio es distinto al de los ya mencionados, pero estos estudios establecen un precedente y un rango del valor b medio esperable en la siguiente caracterización de series sísmicas.

Ha quedado claro, por todos los estudios ya mencionados, que el estado de esfuerzos regional juega un papel importante en el origen de las series tectónicas a caracterizar. En la actualidad, el complejo patrón de distribución de la sismicidad parece indicar que no sea un solo mecanismo de deformación el que esté actuando en la cordillera (Lacan y Ortuño 2012), si no que la actividad sísmica es consecuencia de varios mecanismos, como el colapso gravitacional, la denudación o la flexión litosférica que pueden estar contribuyendo a la generación y activación de fallas normales con diferentes características (Soriatu et al., 2014). La zona estudiada, tanto el Pirineo central como el occidental se encuentra bajo un régimen extensional de orientación N-S y por consiguiente un máximo acortamiento en la vertical, y un máximo acortamiento en la horizontal dirección E-O. (Olaiz et al., 2024). A partir de la zonación tectónica para el análisis de tensión-deformación realizada por Cantavella, et al. (2024) divide la zona de estudio para su descripción de estado de esfuerzos, en Pirineo Occidental y Pirineo Central.

En la primera, la actividad sísmica, concentrada en su mayoría alrededor de Pamplona (Fig. 2b), está caracterizada por fallas normales con un componente de desgarre, y por una serie de eventos oblicuos con un importante componente de desgarre, siendo el eje de deformación del mecanismo combinado N011E, dirección casi N-S, y el de máximo acortamiento horizontal entre N90-110E (Custodio et al., 2024). El tensor de esfuerzos calculado por este mismo estudio para el pirineo occidental, define un régimen de esfuerzos regional de falla normal, pero con características cercanas a las de estado de falla de desgarre, con dirección de esfuerzos principal, σ^2 , N103E, pudiendo provocar la activación de fallas normales y fallas de desgarre favorablemente orientadas (Fig. 1 a y b) (Custodio et al., 2024).

En la segunda área, predominan los mecanismos focales de tipo falla normal, aunque también se observen algunas fallas de desgarre. Aquí las orientaciones de los ejes de deformación principales son ortogonales a la orientación de la cordillera, dividido en dos familias de fallas predominantes una N20-30E y otra N40-50E (Custodio et al., 2024). Custodio et al., (2024) establece, por tanto, un régimen de esfuerzos de falla normal cercano al uniaxial de dirección N5-30E, subperpendicular al eje de la cadena, donde

se ha registrado instrumentalmente la mayor cantidad de actividad sísmica en la zona central de Pirineos (Fig. 2b). En esta misma zona los estudios de deformación con técnicas GPS realizados por Vicente et al. (2009) y Asensio et al. (2012), obtienen resultados similares, una tasa de deformación por extensión perpendicular a la cordillera de 0.0025 ± 0.0005 mm/año/km (Asensio et al., 2012), lo que también coincide con las orientaciones de esfuerzos inferidas a partir de los mecanismos focales de terremotos en la región occidental calculados por Stich et al., (2006,2010).

El estudio de la sismicidad histórica e instrumental también resulta esencial para la caracterización de las series sísmicas, ya que, el conocer la ocurrencia de episodios destructivos del pasado, permite conocer la sismicidad actual y futura esperable. El análisis de la sismicidad histórica se realiza a partir del catálogo del Instituto Geográfico Nacional (IGN) desde el año 1370 hasta el año 1900 y para datos anteriores, desde el año 880 a.C., se ha consultado el catálogo de sismicidad histórica del IGN (Solares y Mezcuá, 2002) utilizando la Escala Macrosísmica Europea EMS-1998 (Solares y Mezcuá, 2002). A partir del 1900, con la instalación de los primeros Observatorios Sísmicos en España, existe el registro de la sismicidad instrumental (Fig. 2b), disponible en el catálogo del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

El terremoto más destructivo, de intensidad VII-IX (EMS), se localiza en un punto intermedio por debajo de las localidades de Bagnères-de-Bigorre y Lourdes el 21 de junio de 1660, en una región donde dominan las fallas de tipo normal de dirección NW-SE (Fig. 2a). En Lourdes también se registran otros terremotos significativos de intensidades VII y VII-VIII (EMS) que junto con el terremoto registrado en Arudy de intensidad semejante y los registrados en Arette el 13 de agosto de 1967 de magnitud m_{bLg} 5.3 y Arudy de magnitud m_{bLg} 4.9 el 29 de febrero de 1980 describen un núcleo de actividad sísmica significativo activo en la zona central de Pirineos (Fig. 2 a y b). En la zona occidental pirenaica, el evento de mayor magnitud registrado ocurre cerca de Pamplona (Lizarraga) el 27 de octubre de 1998 de magnitud m_b 5.2 dentro de un núcleo de actividad sísmica constante (Fig. 2b). En San Juan de Pie de Puerto, se registra un único terremoto de intensidad > VI y 2 eventos de magnitud m_{bLg} 4.8 el 6 de enero de 1982 y el 25 de febrero de 1984, por lo que se puede considerar una zona de actividad sísmica alta y constante (Fig. 2 a, b, y 3). Destacan también, las zonas de Lacq en Francia, con un conjunto de actividad sísmica permanente debido a la extracción de gas (Bardaine et al. 2008) y actual almacenamiento de CO₂, e Itoiz en Navarra, lugar donde la sismicidad se asocia al embalse de agua de Itoitz abierto en 2004, que desencadena una actividad sísmica continua de magnitud hasta Mw 4.5 el 18 de septiembre 2004 (Fig. 2b).

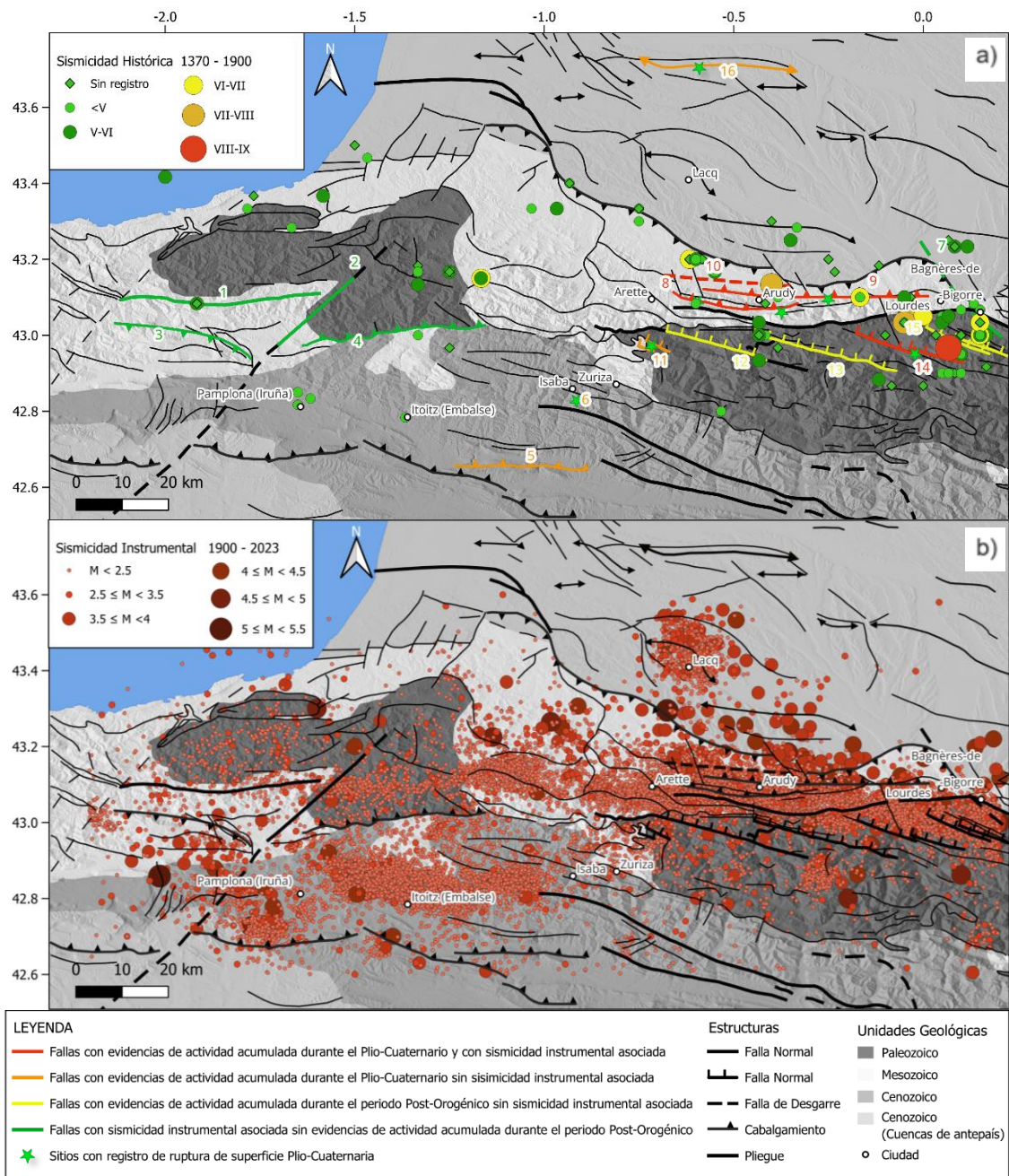


Figura 2: a) Ubicación e intensidad de la sismicidad Histórica (extraída del catálogo Histórico del IGN, Servicio de Información Sísmica, Instituto Geográfico Nacional <http://www.ign.es/ign/layout/sismo.do> y completado con el catálogo sísmico de la península Ibérica de Solares y Mezcua, 2002) en mapa de situación geológica y estructural de los pirineos central y occidental (modificado a partir de Lacan y Ortuño, 2012; Soriau et al., 2014) de principales fallas activas o supuestamente activas referidas en la descripción de estructuras. Nombre de fallas 1, Leiza; 2, Pamplona; 3, Aralar; 4, Roncesvalles; 5, Leyre; 6, Isaba; 7, Bigorre; 8, Mail Arrouy; 9, Lourdes; 10, Herrère; 11, Pic du Midi Bigorre; 12, Bedous; 13, Pierre St Martin System; 14, Laruns; 15, Pierrefite; 16, Audignon. b) Ubicación y magnitud de la sismicidad Instrumental entre 1900 y 2023 (extraída del catálogo Histórico del IGN, Servicio de Información Sísmica, Instituto Geográfico Nacional <http://www.ign.es/ign/layout/sismo.do>) en mapa de situación geológica y estructural de los pirineos central y occidental (modificado a partir de Lacan y Ortuño, 2012; Soriau et al., 2014).

2. MARCO TECTÓNICO

2.1. Historia Geológica

Los Pirineos, están limitados al norte por la cuenca de Aquitania, Francia, al sur por la cuenca del Ebro y al oeste por el inicio de la cordillera Cantábrica. Toda la zona considerada, tuvo una historia geológica común durante la orogenia varisca, pero las distintas unidades divergieron a partir de la apertura del Golfo de Vizcaya en el Cretácico entre 115 y 80 Ma (Sylvander et al., 2021). De este periodo extensional, con adelgazamiento de la corteza continental y hundimiento de fosas tectónicas datan los grandes depósitos sedimentarios que cubren la cuenca de Aquitania y las zonas norte y sur de los Pirineos (Sylvander et al., 2021). Durante una fase Aptiense-Albiense el margen euroasiático, experimento un levantamiento masivo y exhumación del manto subcontinental a lo largo del eje de la cadena actual. Después, la colisión alpina (Mesozoica/Cenozoica) entre los márgenes continentales euroasiático e Ibérico, hace 65 Ma, provoca el levantamiento de la cordillera pirenaica y la consiguiente descarga hacia el norte y sur de sedimentos marinos mesozoicos y cenozoicos acumulados durante la fase de extensión (Sylvander et al., 2021). Por lo tanto, la orogenia alpina involucro tanto al basamento Paleozoico afectado por la anterior orogenia Varisca, y a rocas Permo-Triasicas, Mesozoicas y Paleogénicas, solo deformadas por tectónica de piel fina (Lacan y Ortuño, 2012).

Como resultado, la geología y características de los Pirineos presentan un orógeno doblemente vergente (Asensio et al. 2012), diferenciado en varias partes. Al norte, la Zona Norpirenaica, compuesta por los depósitos mesozoicos, con pliegues y cabalgamientos hacia la cuenca de antepaís de Aquitania, que limita al norte con el Cabalgamiento Frontal Norpirenaico (NPFT) y al sur con la Falla Norpirenaica (NPF), que representa la sutura entre placas (Asensio et al. 2012; Sylvander et al., 2021). En el centro de la cadena, se ubica la zona paleozoica axial, formada por rocas del basamento varisco, y al sur de esta, la Zona Surpirenaica, compuesta por un cinturón de pliegues y cabalgamientos, de sedimentos mesozoicos y terciarios, convergentes hacia el sur, limitado por el Cabalgamiento Sur Pirenaico (SPTF) (Fig. 2 a y b) (Soriau y Pauchet 1998; Asensio et al., 2012; Sylvander et al., 2021).

2.2. Descripción de Regiones Neotectónicas y Estructuras

Relacionando los estudios publicados de distribución de sismicidad y mecanismos focales de algunos terremotos, la geodinámica de las estructuras neotectónicas, y la evolución morfológica de la zona, Lacan y Ortuño (2012), identifican cuatro regiones neotectónicas dentro de los límites establecidos para el presente estudio (Fig. 3).

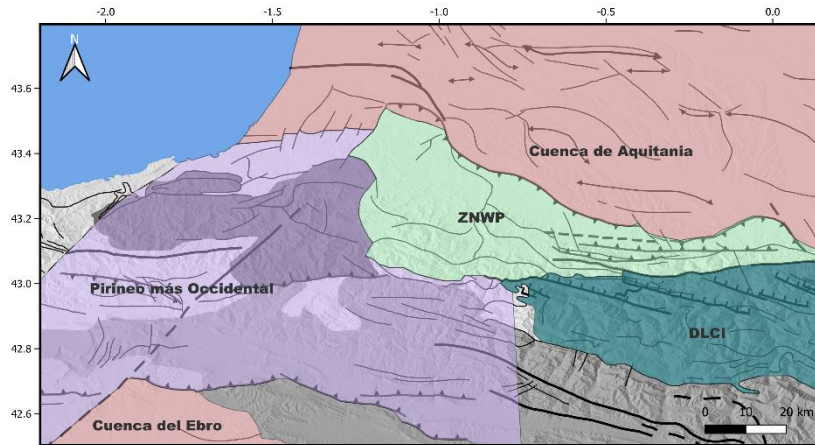


Figura 3: División de Regiones Neotectónicas propuesta por Lacan y Ortuño (2012), limitada a la zona de estudio

2.2.1. Región de los Pirineos más Occidentales

El catálogo de sismicidad instrumental (Fig. 2b) muestra varios núcleos de actividad sísmica en esta zona (Fig. 4). Ruiz et al., 2006a, considera que la sismicidad dirección E-W, a lo largo de la falla de Leiza (Estructura 1, Fig. 2a), se extiende hasta la base de la corteza sísmogénica, y la caracteriza como actividad de falla normal. Se identifican otras regiones de actividad sísmica alrededor del segmento central de la falla de Pamplona (Estructura 2, Fig. 2a), y en diferentes cabalgamientos de dirección E-O (Cabalgamiento de Aralar y Cabalgamiento de Roncesvalles Ruiz et al., 2006a; Estructuras 2,3, y 4 en el Fig. 2a). Por otra parte, cerca del segmento sur de la falla de Pamplona, con mecanismos focales calculados de falla normal a subvertical con fuerte componente de desgarre (Ruiz et al., 2006b), se encuentran las fallas de Andia, de poca profundidad con orientación aproximada N-S y sistema de fallas que las interconecta de dirección E-O (Larrasoña et al., 2003) donde también existe sismicidad instrumental registrada (Fig. 2a). El cabalgamiento de Leyre (Estructura 5, Fig. 2a) es la única que parece tener expresión geomorfológica (Insua-Arévalo y García Mayordomo, 2009; García-Mayordomo e Insua-Arevalo, 2011), pero no existen trabajos concluyentes ni un núcleo de sismicidad asociada a la misma. Por último, en esta región, Baize et al. (2002) documenta la falla de Isaba, (Estructura 6, Fig. 2a), como posible consecuencia de la tectónica glaciar.

2.2.2. Región Noroccidental Pirenaica

Esta es la zona con mayor registro de sismicidad histórica e instrumental registrada, que se extiende desde Bagnères-de-Bigorre hasta Arette (Fig. 2 a y b). Esta banda de sismicidad de dirección E-O, parece estar limitada por la falla de Bigorre (estructura 7, Fig. 2a) la cual no muestra expresión geomorfológica (Souriau et al., 2001; Dubos, 2003; Dubos et al., 2004; Lacan y Ortuño 2012).

Utilizando datos sismológicos, estructurales y geomórficos, Dubos-Sallée et al. (2007) propuso, que la inversión del Cretácico tardío del antiguo Margen Ibérico, resulto en una geometría emergente de flor, limitada al sur por el cabalgamiento de Mail Arrouy (Estructura 8, Fig. 2a). Esta estructura podría corresponder a la expresión superficial de la falla de Herrère (estructura 10, Fig. 2a), una discontinuidad cortical enterrada reactivada como falla de desgarre dextral en el marco geodinámico actual (Lacan y Ortuño, 2012). El plegamiento de las terrazas aluviales del Pleistoceno tardío formadas sobre el cabalgamiento de Mail Arrouy indican la actividad reciente de esta falla (Lacan y Ortuño, 2012).

Alasset y Meghraoui (2005) identifican una falla de 50 m de altura con tendencia E-O entre Lourdes y Arette y la interpretan como la traza del cabalgamiento de Lourdes, de 50 km de largo con tres segmentos lineales contiguos (Estructura 9, Fig. 2a) (Lacan y Ortuño, 2012). Este cabalgamiento, cuenta con la interpretación de su supuesta expresión superficial, en trincheras a lo largo del segmento oriental, donde, se exhibe un contacto entre rocas de cobertera del Mesozoico y un aluvión del Cuaternario (Lacan y Ortuño, 2012).

2.2.3. Cuencas de Antepaís

Las cuencas de antepaís del Ebro y Aquitania están caracterizadas por niveles de despegue de bajo ángulo que se plegaron a causa de cabalgamientos durante el último episodio de la orogenia Alpina (Lacan y Ortuño, 2012). Estas no tienen prácticamente registro de sismicidad instrumental (Fig. 2b), pero se informó de deformación cuaternaria en varios lugares (p. ej. Estructura 16, Fig. 2a), que se asocia a crecimiento de antiformas controlado por la tectónica salina (procesos halogénicos) (Baize et al., 2002; Lacan y Ortuño, 2012).

2.2.4. Región de Láminas de Cabalgamiento Inferiores (DLCI)

Lacan (2008) propuso cuatro fallas WNW-ESE “en escalón”, denominadas fallas Bedous, Laruns, Pierrefitte y Pic du Midi du Bigorre (Estructuras 11, 12, 13, 14, 15, Fig. 2a) que corresponden a trazas de cabalgamientos alpinos, reactivadas como fallas normales durante el periodo post-orogénico. Lacan (2008) observó saltos topográficos en perfiles longitudinales en la traza de los ríos y lo atribuye a actividad cuaternaria de las mismas. También considera la falla de Pierrefitte como la fuente sismogénica más probable de las crisis sísmicas de 2006, para las cuales Sylvander et al. (2008) ubica en profundidad, en dicha falla, el terremoto principal y más de 250 réplicas.

3. METODOLOGÍA

3.1. Catálogo de datos

El catálogo sísmico utilizado contiene todos los terremotos registrados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), así como los registrados por otros institutos que comparten datos sísmicos tales como *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* (ICGC), el Observatorio del Ebro, la OMP-UPS (Observatoire Midi-Pyrénées-Université Paul Sabatier) y el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) en Francia, todos ellos para la zona de análisis de latitud 43.6N - 42.6N y longitud 2.2E – 0.2 W, entre el 1 de enero de 1980 y el 15 de julio de 2023, obtenido a través del área de información sísmica citado anteriormente del IGN. Según IGM-UPM (2017), todos aquellos terremotos originados a profundidad ≥ 65 km no suponen peligrosidad sísmica, por lo que se añade al parámetro de búsqueda del catálogo sísmico del IGN, lo que da lugar a un catálogo sísmico de 17256 terremotos registrados que serán objeto de estudio. Cabe mencionar que existe cierta incertidumbre en la localización tanto de los hipocentros como de los epicentros para cada uno de los terremotos. Todas ellas se registran como elipses de error con un nivel de confianza del 90% en el catálogo de formato completo. (González, 2017). Por todo ello, se considera fiable el estudio a partir de las localizaciones registradas por el IGN para el catálogo delimitado para el análisis.

Para dicho análisis, se ha utilizado el software ZMAP (Wiemer 2001), a través de MATLAB (MathWorks), que permite representar espacial y temporalmente los terremotos y sus magnitudes, así como, calcular todos los parámetros sísmicos necesarios para el análisis de las series distinguidas. Una vez generado el mapa con todos los terremotos incluidos en la zona estudiada, se han identificado distintos núcleos de actividad sísmica, y se han nombrado según la localidad principal de la zona (Fig. 4), (1) Navarra N, (2) Pamplona, (3) Itoitz, (4) Isaba, (5) Roncesvalles, (6) Zuriza, (7) Lacq, (8) San Juan de Pie de Puerto, (9) Pirineos centrales: (a) Arette-Arudy, (b) Arthez-d'Asson (c) Lourdes (d) Bagneres de Bigorre y (10) Macizo Balaitus.

Por ello, se procede a dividir el catálogo original en 10 catálogos independientes según las coordenadas que delimitan espacialmente los cluster o núcleos de actividad sísmica (Fig. 4). Al representar cada catálogo individual en ZMAP (Wiemer 2001), se hace un análisis temporal atendiendo a los histogramas de frecuencia de eventos sísmicos y se identifican aquellos intervalos temporales que presentan sismicidad representativa en la zona delimitada espacialmente. A continuación, se separan dichos intervalos en nuevos catálogos para su análisis, para que, una vez introducidos en el software, se pueda

juzgar si describen comportamientos de enjambre, sismicidad dispersa a lo largo de un rango temporal, o por lo contrario se trata de series sísmicas concretas. En el caso de ser un enjambre o sismicidad dispersa a lo largo de un rango temporal, se realiza un estudio del origen y causas que lo han generado, ya sean antrópicas o naturales. En cambio, en el caso de ser una serie sísmica concreta, se procede a su análisis y caracterización.

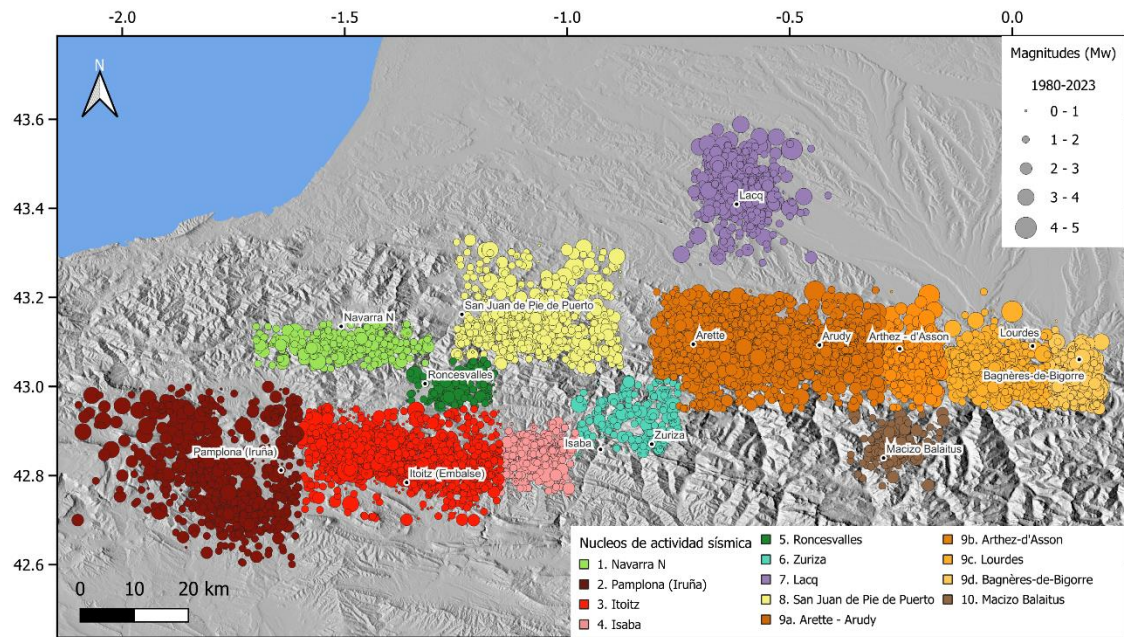


Figura 4: Representación de división de núcleos de actividad sísmica identificados tras la representación del catálogo inicial en ZMAP.

3.2. Escala de Magnitudes

Las magnitudes de los terremotos registrados en la versión actual del catálogo completo del IGN se han calculado a partir de distintas fórmulas a lo largo de los años, por lo que, el catálogo descargado, presenta 4 tipos distintos de escalas de magnitud, la primera m_{bLg} (M-MS), magnitud a partir de la amplitud de fase Lg (Mezcua y Martínez Solares, 1983) utilizada para terremotos ocurridos entre 1962 y marzo de 2002, en segundo lugar $m_b(VC)$ magnitud de ondas internas (Veith y Clawson, 1972) utilizada para terremotos ocurridos a partir de 1998, en tercer lugar m_{bLg} (L), magnitud a partir de la amplitud de la fase Lg (Lopez, 2008) utilizada para terremotos a partir de 2002 y en cuarto lugar M_w , Magnitud momento (Hanks y Kanamori, 1979). A fin de trabajar con todos los eventos al mismo tiempo de manera fiable, se decide homogeneizar el catálogo a una misma escala de magnitud. Según el procedimiento implementado por IGN-UPM (2017), se transforman todas las magnitudes a la magnitud momento (M_w), ya que esta guarda relación directa con la falla o fenómeno físico que produce el terremoto sin saturarse en el caso de grandes eventos.

Las relaciones empleadas para la conversión entre magnitudes son aquellas obtenidas por Cabañas et al. (2015) y han sido calculadas mediante una regresión ortogonal o RMA (Reduced Mayor Axis regresión), debido a que tanto la magnitud dependiente (M_w) como la independiente (m_{bLg} (L) o m_b (VC)) tienen un error asociado.

- m_{bLg} (L) $M_w = 0,676 + 0,836 \cdot m_{bLg}$ (1)

- m_b (VC) $M_w = -1,528 + 1,213 \cdot m_b$ (VC) (2)

Cabe señalar que esta homogenización de escala de magnitudes tiene sus limitaciones. Aquellos terremotos registrados con escala m_{bLg} (M-MS) corresponden a terremotos previos al 2002, cuando la cobertura espacial de la Red Sísmica Nacional no era tan densa por ello, el no realizar el cambio de escala de magnitud no afectara mucho al estudio dado que, no son cantidades significativas como para afectar al estudio. Por otra parte, el rango de aplicación para transformar la escala de m_{bLg} (L) a M_w es de 3.0 a 5.4 y el de m_b (VC) de 3.7 a 6.3, por lo que aquellos terremotos cuyas magnitudes no estén comprendidas entre estos rangos, mantendrán su escala de magnitud original.

3.3. Valor b

Una de las características clave de un evento sísmico, es la frecuencia de ocurrencia de los terremotos de distintas magnitudes. La relación entre la frecuencia de ocurrencia y la magnitud se denomina la Ley de Recurrencia de los terremotos, más conocida en sismología como la ley de Gutenberg-Richter (GR) ley de recurrencia (Ec.3) (Ishimoto e lida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944).

$$\log N = a - bM \quad (3)$$

Donde N muestra el numero acumulativo de eventos sísmicos de una magnitud $\geq M$, a depende del área y la ventana tectónica de tiempo de investigación y describe la productividad y b, el valor de la pendiente, describe la distribución del tamaño relativo de los terremotos.

Teniendo en cuenta los estudios previos del valor b en diversas zonas de Pirineos, ya mencionados anteriormente (Capitulo 1) y dado que el valor de b para eventos tectónicos es generalmente cercano a 1, se procede a determinar el valor de b para cada serie sísmica espaciotemporal, representando los catálogos divididos en el software ZMAP (Wiemer 2001). Como resultado, se obtiene un valor b específico de cada serie sísmica, representado mediante el método de máxima verosimilitud en la gráfica de frecuencia de magnitudes generada automáticamente por el software.

Según Rigo et al. (2018), el valor b no será fiable cuando no se ha estimado correctamente el valor de magnitud de completitud, M_c , es por ello por lo que previo al análisis e interpretación del valor b , se estima el valor de M_c para el catálogo seleccionado. Además, el software ZMAP necesita 15 valores de terremotos, como mínimo para determinar el valor b , y pese a que ninguno de los catálogos divididos cuenta con menos de 15 terremotos registrados, se consideraran estimaciones inestables aquellos gráficos de magnitud de frecuencias con incertidumbres del valor b calculado >0.15 (Rigo et al., 2018).

3.4. Magnitud de Completitud (M_c)

La magnitud de completitud, M_c , o la magnitud de registro completo, es la menor magnitud a la que el 100% de los terremotos de una región son detectados fiablemente. La M_c corresponde al inicio del segmento lineal de la gráfica de distribución de frecuencia de magnitudes, FDM, lo que hace al conocimiento de M_c muy importante para obtener una adecuada estimación de los parámetros de sismicidad de la ley G-R (Eq. 3) y consecuentemente para la estimación del parámetro b . Según esta ley, el valor de b depende de N , siendo el número acumulativo de eventos sísmicos de una magnitud $\geq M$. En el caso de $M \leq M_c$, N será menor de lo esperado, y el valor b no será fiable debido a la incompletitud del catálogo, ya que, los terremotos de menor magnitud no se suelen detectar (Schorlemmer y Woessner 2008; González, 2017).

El registro del catálogo sísmico del IGN, ha evolucionado temporal y espacialmente a medida que lo hacia la Red Sísmica Nacional. Tanto el despliegue de estaciones sísmicas como los instrumentos y métodos de detección, sus características de grabación y las condiciones de sitio, han provocado que la M_c varíe en el catálogo para distintas regiones e intervalos temporales. Por ello, se calcula el valor de M_c para la zona de análisis de este estudio en concreto, teniendo en cuenta las variaciones espaciales y temporales.

Entre los métodos de cálculo de la magnitud de completitud M_c propuestos por el software ZMAP, se escoge el método de Goodness-of-Fit (GFT) de Wiemer y Wyss (2000), el cual se basa en comparar el gráfico de distribución de frecuencia-magnitud (FDM) del catálogo estudiado, con un FDM sintético, generado a partir del catálogo original y se calcula la bondad de ajuste (Goodness-of-fit). Este método se considera como un método simple para obtener una estimación realista de la magnitud de completitud (Pavlenko y Zavyalov, 2022).

Como resultado de este cálculo en ZMAP para el catálogo inicial descargado y tras la homogenización de la escala de magnitudes, se obtiene una gráfica de la variación de M_c desde 1985 a 2023 en la zona de estudio, Pirineos Occidentales (Fig. 5). Pese a que el catálogo introducido, contiene el registro de terremotos desde el año 1980, los datos son insuficientes para estimar el valor de M_c entre 1980-1985.

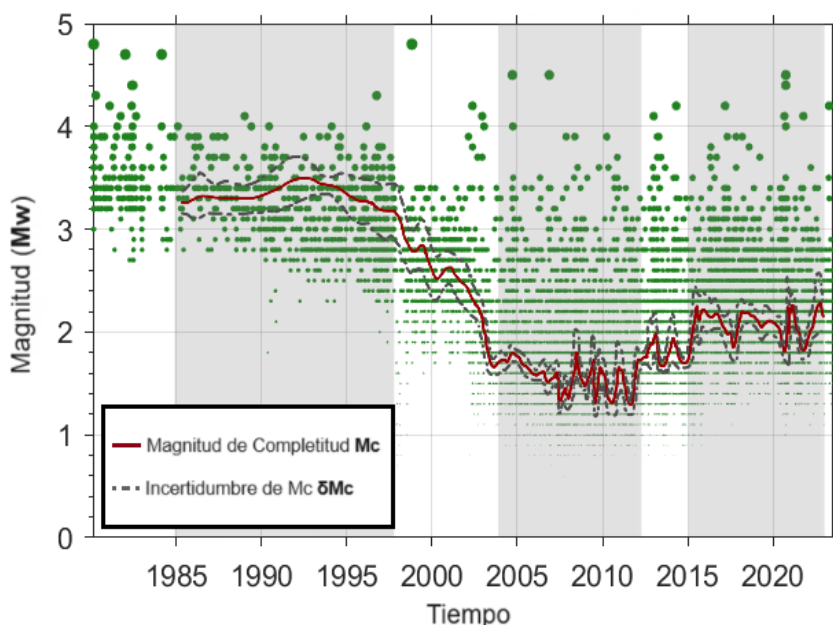


Figura 5: Variación temporal de la Magnitud de Completitud (1985-2023) con representación del registro de terremotos del catálogo (puntos verdes) y división temporal de M_c medias para la zona de análisis

Una vez calculada la M_c (Fig. 5) es evidente que, existe una variación temporal debida a la evolución de la red de detección sísmica del IGN y de los institutos que comparten sus registros. Se establece un primer intervalo con una M_c media de ~ 3.2 entre 1985, inicio de la Red Sísmica Nacional del IGN en la península española (Carreño et al. 2003), y 1997. El sistema fue remplazado por uno más avanzado en 1997, Provocando un descenso del valor de la magnitud de completitud a M_c media ~ 2.6 en los años posteriores (Fig. 5). En 2002, se completa el despliegue de nuevas estaciones y el número de eventos localizados por unidad de tiempo aumenta significativamente (Carreño et al. 2003; González, 2017) y el valor de la M_c media ~ 2 desciende en pocos años del 2002 al 2005. Se establece otro intervalo temporal entre 2005 y 2013 con un valor medio de magnitud de completitud ~ 1.5 . Este aumento en la precisión de detección de terremotos se debe al despliegue de 14 estaciones y acelerógrafos del IGN, en pirineos occidentales para la monitorización de la sismicidad en los alrededores de los embalses de Yesa e Itoitz (Ruiz et al 2006; Durá-Gómez y Talwani 2010; González, 2017). La mayoría de estas estaciones son cerradas para mediados de 2013 lo que vuelve a aumentar la M_c media a $M = 2$.

Teniendo en cuenta la densidad de la red sísmica nacional en los pirineos occidentales, no todas las zonas de nuestra área de estudio están monitorizadas de una manera homogénea, siendo los catálogos de Navarra norte y central los más completos. Para minimizar la incertidumbre de M_c debida a la variación espacial, se calcula el valor de M_c con ZMAP para cada catálogo dividido a partir de los núcleos de actividad sísmica. No todas las zonas de actividad sísmica divididas tienen el suficiente registro de eventos como para realizar un cálculo de la M_c de sus catálogos individuales, y tampoco todas aquellas con los datos suficientes como para calcularlo tienen el suficiente registro temporal como para cubrir el intervalo original entre 1980 y 2023 (Fig. 6).

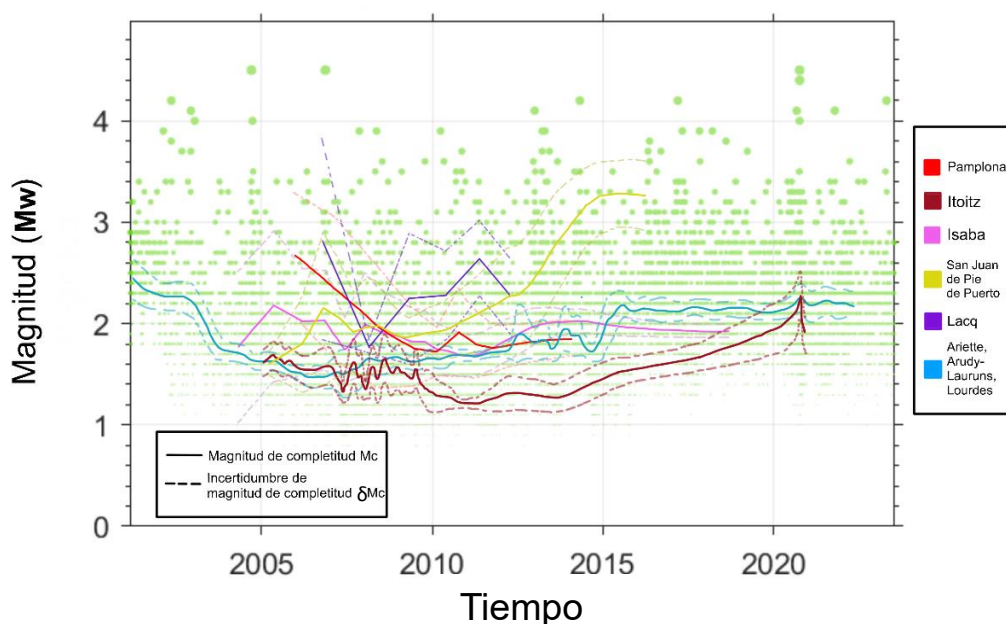


Figura 6: Variación temporal de la Magnitud de Completitud, para los catálogos de (2) Pamplona, (3) Itoitz, (4) Isaba, (6) San Juan de Pie de Puerto, (7) Lacq y (8) Arette, Arudy-Laruns, Lourdes con representación de terremotos del catálogo inicial

Tras obtener las distribuciones de frecuencia-magnitud de cada secuencia sísmica y para estudiar y caracterizar dichas secuencias a partir del parámetro b representado en estas gráficas FDM, se modificará el valor de M_c mediante la función disponible para ello en el software ZMAP. El valor de M_c que se le asigne a cada una de las distribuciones dependerá tanto del rango temporal, como de la zona específica de análisis. En el caso de las series sísmicas de los catálogos (1) Navarra N, (5) Roncesvalles, (9) Zuriza y (10) Macizo Balaitus, se establecerá el M_c correspondiente al intervalo temporal de la serie estudiada, indicado en la Figura 2. En cambio, para el resto de las zonas, se establecerá el M_c específico calculado para cada una de ellas (Fig. 6), siempre y cuando la serie estudiada este comprendida dentro del intervalo temporal para el cual se ha podido calcular la M_c , si no, se utilizara la magnitud de completitud calculada para el catálogo completo de Pirineos Occidentales y Centrales (Fig. 5).

4. Resultados

4.1. Navarra NNE

Se ha representado el catálogo de esta serie sísmica entre el 7 de septiembre de 2004 y el 11 de junio de 2023, con 358 eventos, un evento de magnitud máxima M_w 3.7 el 22 de marzo de 2019, y una sismicidad de fondo muy constante (Fig. 7a). En la gráfica de momento acumulado, se diferencia, un único gran escalón, que coincide con el terremoto de máxima magnitud. También se describen pequeños escalones que coinciden con los sismos de magnitudes M_w 2.5 – 3.5 (Fig. 7a). En el Histograma, los eventos se acumulan en días concretos y aislados. El valor b 1.31 ± 0.10 , una gran pendiente (Fig. 7b), con gran diferencia entre cantidad de terremotos grandes y pequeños.

4.2. Pamplona (Iruña)

La serie sísmica Pamplona (Iruña), de 357 eventos registrados entre el 1 de febrero de 2013 y el 29 de noviembre de 2013, tiene dos terremotos máximos, de magnitudes M_w 3.8 y 3.9 el 23 de marzo de 2013 y el 20 de abril de 2013 respectivamente, además de 2 terremotos de M_w 3.5 y 3,6 el 20 y 21 de marzo de 2013, previos al primer terremoto máximo. El resto de los sismos, de $M_w > 3.5$, se concentran en tres intervalos temporales concretos, entre el 14 de febrero y el 7 de marzo de 2013, 15 de marzo y 10 de abril y a partir del 16 de abril hasta el final de la serie dividida (Fig. 7c). El gráfico de Momento acumulado muestra 3 momentos de liberación de energía, tres escalones, que coinciden con las fechas de los terremotos máximos y acumulación de eventos del histograma de ocurrencia diaria de eventos (Fig. 7c). En el gráfico de frecuencia de magnitudes (Fig. 7d), se observa una pendiente tendida, con un valor $b = 1.04 \pm 0.06$.

4.3. Itoitz

Se representa una línea temporal completa del catálogo de Itoitz que muestra una idea general del comportamiento de la zona del 18 de febrero de 2004 hasta el 4 de Julio de 2023, donde se aprecia, una alta concentración de sismicidad de fondo (Fig. 7e) y un valor $b > 1$ (Fig. 7f). Para una correcta caracterización se divide la línea temporal en las siguientes series, que muestran momentos de mayor actividad sísmica: (1) 02/07/2004 – 02/01/2005, (2) 28/01/2007 – 28/12/2008, (3) 06/01/2009 – 01/01/2012, (4) 09/07/2012 – 10/12/2013, (5) 08/02/2017 – 22/09/2018 y (6) 03/07/2020 – 06/01/2021.

4.3.1. Itoitz 2004

Esta secuencia sísmica de 272 eventos tiene dos terremotos máximos de $M_w = 4,5$ y 4 los días 18 y 30 de septiembre de 2004 respectivamente (Fig. 7g). Como se puede ver en el histograma de frecuencia de eventos acumulados, en ambos días se acumula una gran cantidad de eventos, además, se libera la mayor parte de energía de la secuencia, como se describe en la gráfica de momento acumulado en dos escalones. Hasta el 9 de noviembre de 2004, se sigue liberando energía por medio de réplicas de magnitudes de hasta $M_w 3.5$. El valor $b = 1.09 \pm 0.08$ es cercano a 1 (Fig. 7h).

4.3.2. Itoitz 2007-2009

En esta serie de 1618 eventos registrados entre 28/01/2007 y 28/12/2008, destacan dos terremotos máximos de $M_w = 3$, en una sismicidad de fondo constante de magnitud $M_w < 2.5$. El primero, el 15 de octubre de 2007, no está relacionado a ninguna acumulación de eventos, el segundo en cambio, el 16 de septiembre de 2008, es sucedido por acumulaciones de hasta 17 eventos en los días posteriores, como se aprecia en el histograma de ocurrencia diaria de eventos (Fig. 8a). Ambos terremotos máximos, definen dos escalones más pronunciados que el resto, en la curva acumulada del momento sísmico liberado, pero no distan mucho de la energía liberada de manera continua a lo largo de la secuencia, dibujando así una curva con pequeñas liberaciones de energía repartidas en el tiempo (Fig. 8a). En el histograma de ocurrencia diaria de eventos, destaca la cantidad de eventos ocurridos en el intervalo entre mediados de marzo y mediados de julio del 2007 (Fig. 8a). El valor $b = 1.89 \pm 0.7$, remarca una mayor frecuencia de ocurrencia de terremotos de menor tamaño frente a la de eventos de gran magnitud, descrito por una pendiente verticalizada en el FDM (Fig. 8b).

4.3.3. Itoitz 2009 – 2012

En la serie sísmica del intervalo temporal, 06/01/2009 – 01/01/2012, se registran 1301 eventos, siendo la mayoría de las magnitudes < 2.5 y un terremoto máximo de magnitud $M_w = 3.6$ el 7 de mayo de 2010 que destaca en la sismicidad de fondo de la serie, y libera una cantidad de energía, 2.83×10^{14} [N m], definiendo un escalón en la acumulada del momento sísmico liberado (Fig. 8c). En el Histograma de ocurrencia diaria de eventos, sobresale la acumulación de eventos entre el 22 de junio de 2009 y el 20 de julio de 2009, donde se diferencia un terremoto máximo de $M_w = 2.8$, pero donde la liberación de la energía se da de manera más paulatina (Fig. 8c). El valor $b = 1.50 \pm 0.05$ es alto, mostrando de nuevo una gran diferencia entre ocurrencia de terremotos de pequeñas magnitudes frente a terremotos de grandes magnitudes, predominando los primeros, y definiendo una pendiente verticalizada. (Fig. 8d).

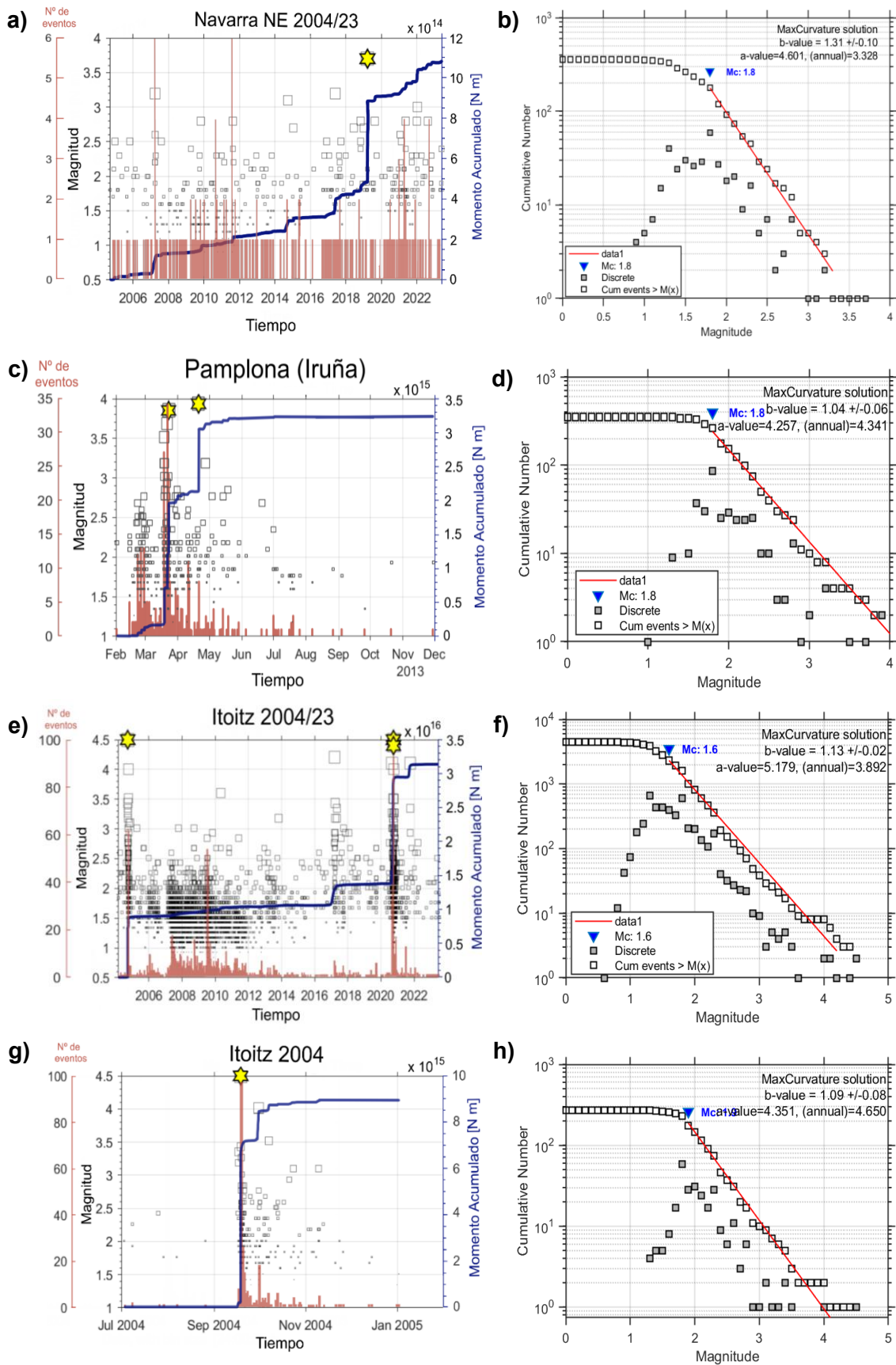


Figura 7: a), c), e) y g) Histograma de ocurrencia diaria de eventos (rojo), Magnitud distribuida en el tiempo (cada cuadrado corresponde a un evento, a mayor tamaño mayor magnitud) y Acumulada del momento sísmico liberado (azul); Las estrellas corresponden a eventos de magnitudes máximas en cada serie. b), d), f) y h) Gráfico de Distribución de Frecuencia de Magnitudes

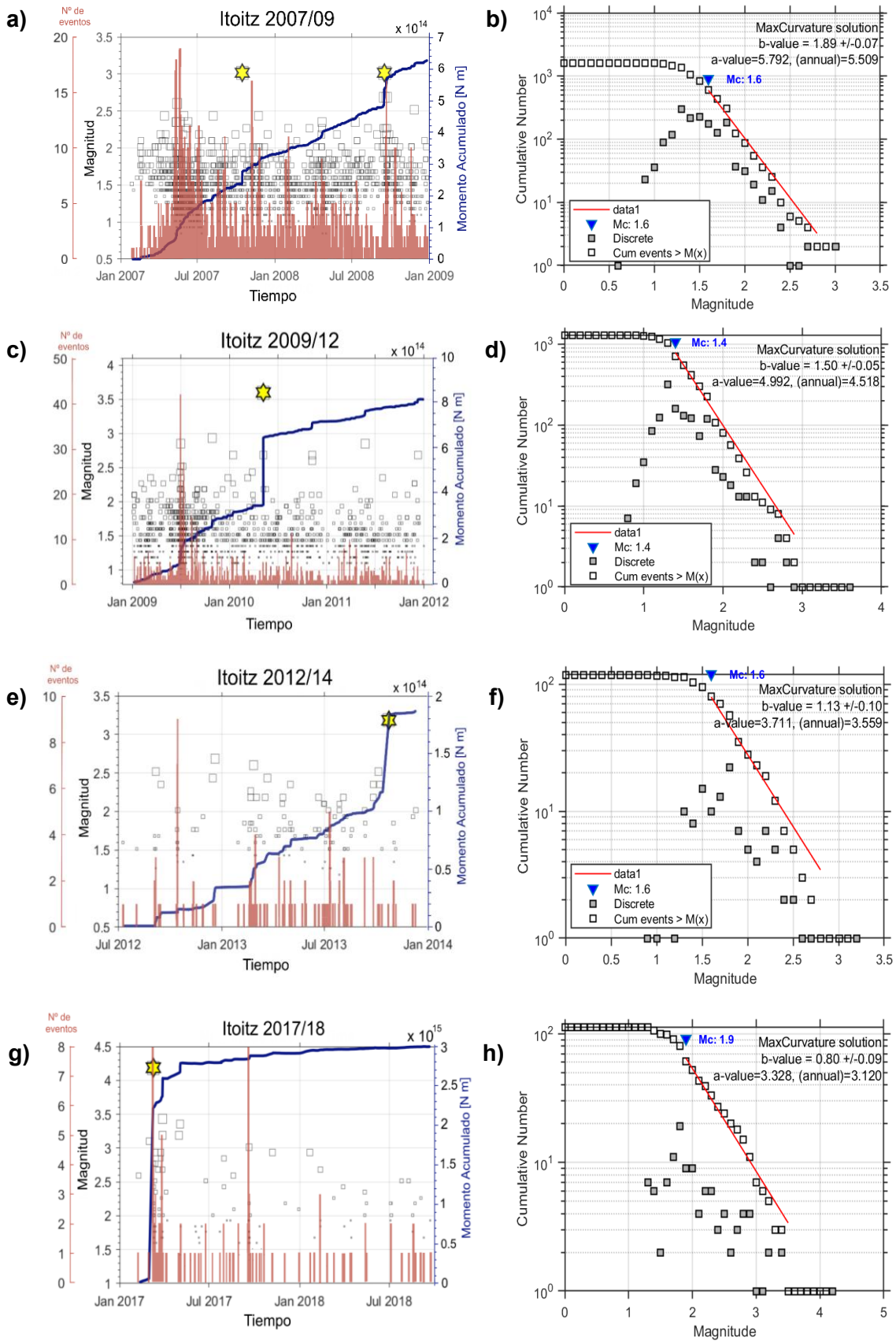


Figura 8: a), c), e) y g) Histograma de ocurrencia diaria de eventos (rojo), Magnitud distribuida en el tiempo (cada cuadrado corresponde a un evento, a mayor tamaño mayor magnitud) y Acumulada del momento sísmico liberado (azul); Las estrellas corresponden a eventos de magnitudes máximas en cada serie. b), d), f) y h) Gráfico de Distribución de Frecuencia de Magnitudes

4.3.4. Itoitz 2012 - 2014

En la serie sísmica del intervalo 06/01/2009 – 01/01/2012, de 118 eventos, se registra un terremoto máximo de magnitud $M_w = 3.2$ el 23 de octubre de 2013 con un momento sísmico $6,7 \times 10^{13}$ [N m] bien definido en la acumulada del momento sísmico liberado, ya que, en el resto de la línea acumulada la energía es liberada por medio de sismos de menor magnitud, $M_w < 2.6$, dando lugar a escalones más pequeños (Fig. 8e). El histograma de ocurrencia diaria de eventos todos los eventos aparecen dispersos en la serie como sismicidad de fondo (Fig. 8e). El parámetro b de esta serie 1.13 ± 0.10 , sobrepasa el valor de 1, con una pendiente no tan verticalizada como las anteriores secuencias de esta misma zona (Fig. 8f).

4.3.5. Itoitz 2017 – 2018

La siguiente serie sísmica, formada por 113 eventos, tiene un terremoto máximo el 10 de marzo de 2017, de magnitud $M_w = 4.2$, con un momento sísmico $= 2.14 \times 10^{15}$ (Fig. 8g) y posibles réplicas de magnitudes $M_w = 3.4$ y 3.3 el 28 de marzo y el tres de mayo del mismo año respectivamente. Estos terremotos posteriores liberan una menor cantidad de energía como se puede observar en la acumulada de momento sísmico con escalones de menor tamaño (Fig. 8g). En el histograma de ocurrencia diaria de eventos se aprecia como la mayor cantidad de sismos se acumula en torno al terremoto máximo del 10 de marzo de 2017, y como el resto de los eventos de la serie sísmica, con magnitudes $M_w < 3$, están dispersos a lo largo de la secuencia temporal. El valor b 0.80 ± 0.09 , muestra una pendiente tendida (Fig. 8h) y un valor menor de 1, a diferencia de las demás series de esta zona.

4.3.6. Itoitz 2020 – 2021

La última serie sísmica de Itoitz, de 747 eventos, tiene dos terremotos máximos, uno de magnitud $M_w = 4.5$ el 30 de septiembre de 2020 y otro de $M_w = 4.4$ el 1 de octubre, que acumulan un momento sísmico de 1.21×10^{16} [N m], definido por un gran escalón en la gráfica de acumulada del momento sísmico liberado (Fig. 9a). Esta energía liberada es precedida y sucedida por otros pequeños, es decir, caídas de esfuerzos menos notables (Fig. 9a). En el histograma de ocurrencia de eventos, se acumulan los eventos del 23 de septiembre al 19 de octubre de 2020 y entorno a un terremoto máximo de magnitud $M_w 4.1$ el 30 de agosto de 2020 (Fig. 9a). Este terremoto tiene un momento sísmico de 1.63×10^{15} [N m], dibujando así otro gran escalón, sucedido de uno de menor tamaño que corresponde a los eventos registrados en torno al 9 de septiembre de 2020 con magnitudes $M_w < 2.2$ (Fig. 9a). El valor $b = 1.08 \pm 0.14$ cercano a 1 (Fig. 9b), es poco fiable, dado que su incertidumbre es muy cercana al valor límite de incertidumbre $= 0.15$.

4.4. Isaba

En la primera serie de Isaba, del 23 de enero de 2007 al 11 de diciembre de 2009, con 392 eventos registrados, hay dos terremotos máximos de magnitudes M_w 3.3 y 3.1 el 29 de agosto de 2007 y el 30 de octubre de 2008 respectivamente (Fig. 9c). Este primer terremoto máximo de $M_w = 3.3$, tiene un momento sísmico = $8,94 \times 10^{13}$ [N m] energía liberada, que se muestra en la gráfica de acumulada de momento sísmico liberado como un escalón diferenciado, (Fig. 9c), mientras que el resto de esta la gráfica describe caídas de esfuerzos menos bruscas, liberando energía con terremotos de menor magnitud, $M_w < 3.0$, dispersos a lo largo de la secuencia temporal, o sismicidad de fondo. El valor $b = 1.17 \pm 0.07$, mayor que 1, es descrito por una pendiente tendida, quedando muchos de los eventos representados fuera del ajuste lineal del valor b (Fig. 9d), pese a que, la incertidumbre quede dentro del rango de fiabilidad definido con anterioridad.

La segunda serie sísmica, del 28 febrero de 2020 al 14 de julio de 2023, de 176 terremotos registrados, tiene un terremoto máximo de magnitud $M_w = 3,6$ el 20 de marzo de 2020. Este terremoto, tiene un momento sísmico de $2,88 \times 10^{14}$ [N m] energía liberada, que se representa como un escalón pronunciado en la gráfica acumulada de momento sísmico liberado (Fig. 9e). Se puede diferenciar otro terremoto principal el 23 de diciembre de 2020 con magnitud $M_w = 3.2$, previo y cercano temporalmente al terremoto máximo de la serie. Entre estos dos terremotos máximos, atendiendo al histograma de ocurrencia de diaria de eventos (Fig. 9e), entre el 22 de diciembre y 14 de mayo de 2020, se ha registrado una mayor densidad de eventos con respecto al resto de la serie, describiendo una sismicidad de fondo permanente de magnitudes $M_w < 3.0$, que no destaca en la gráfica acumulada de momento sísmico liberado (Fig. 9e). El valor $b = 1.03 \pm 0.06$, es muy cercano a 1 (Fig. 9f)

4.5. Roncesvalles

Se ha elegido representar el catálogo sísmico completo de esta zona sin limitar ninguna serie sísmica ya que la cantidad de eventos registrados en esta área no es lo suficiente como para separarla en series sísmicas concretas de manera fiable. Se puede apreciar una sismicidad de fondo frecuente que no ha variado en magnitud desde 1980 con terremotos de magnitudes entre $M_w = 3.4$ y 3 con cierta recurrencia en el tiempo (Fig. 9g). En la gráfica de acumulada de momento sísmico en el tiempo, se representa como cada uno de estos sismos, tiene momentos sísmicos similares, dando lugar a escalones similares recurrentes. El valor b , en este caso no representa una serie sísmica concreta si no la zona delimitada como Roncesvalles, es 0.98 ± 0.08 muy cercano a 1 (Fig. 9h).

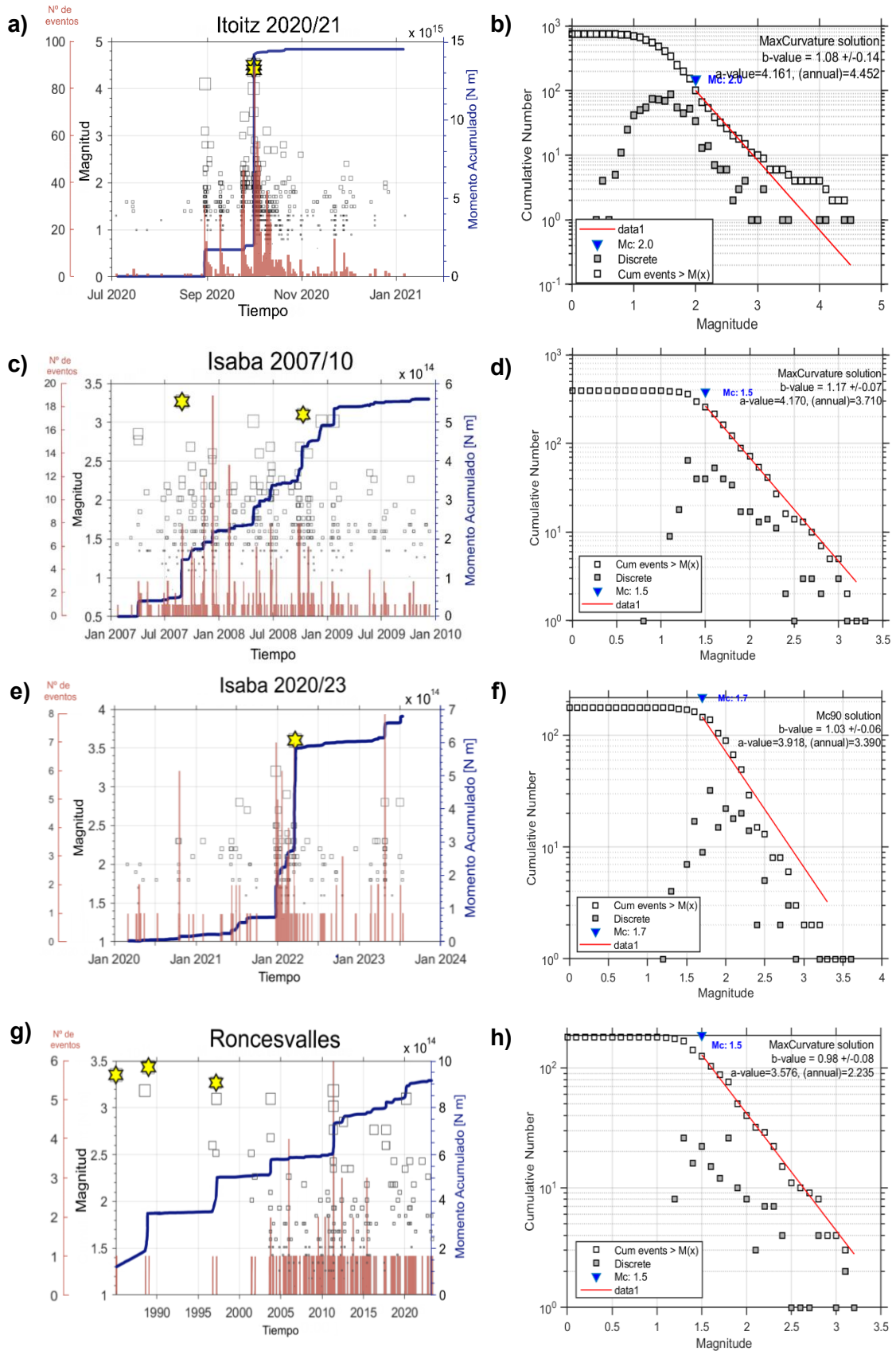


Figura 9: a), c), e) y g) Histograma de ocurrencia diaria de eventos (rojo), Magnitud distribuida en el tiempo (cada cuadrado corresponde a un evento, a mayor tamaño mayor magnitud) y Acumulada del momento sísmico liberado (azul); Las estrellas corresponden a eventos de magnitudes máximas en cada serie. b), d), f) y h) Gráfico de Distribución de Frecuencia de Magnitudes.

4.6. Zuriza

En el catálogo dividido para la zona de Zuriza, de 104 eventos sísmicos registrados entre el 22 de mayo de 2013 y el 8 de mayo de 2023, se distingue una secuencia sísmica ocurrida en marzo de 1986 con un terremoto máximo de Mw 3.6 el 29 de este mismo mes (Fig 10a). Se puede diferenciar también, un terremoto principal de Mw 3.1 el 5 de mayo de 2017, el cual tiene un momento acumulado de 1.18×10^{14} [N m] de energía liberada, que define un escalón diferenciado del resto de la serie en la gráfica de acumulada de momento sísmico liberado (Fig. 10a). Previo a este evento principal, donde el histograma de ocurrencia diaria de eventos muestra una acumulación de terremotos mayor que en el resto de la serie, se puede apreciar en el gráfico de magnitud distribuida en el tiempo, la ocurrencia de terremotos de magnitud ascendente desde principios de 2016 hasta el terremoto principal (Fig. 10a). Dada la falta de datos es imposible calcular el valor b de manera fiable.

4.7. Lacq

El catálogo de línea temporal completa de Lacq, muestra una idea general de la sismicidad en la región, de febrero de 1980 a mayo de 2023, mostrando una persistente sismicidad de fondo (Fig. 10b). Pese a registrarse una constante actividad sísmica en el catálogo representado, parece haber un cambio de comportamiento en las magnitudes registradas (Fig. 10b). Entre 1980 y mediados de diciembre de 1996, hay dos terremotos máximos registrados de magnitudes Mw = 4.2 y 4 el 5 de febrero de 1981 y el 12 de junio de 1982 respectivamente, y una sismicidad de fondo constante de magnitudes entre Mw 3.5 y 3.9 (Fig. 10b). Por otra parte, desde mediados de diciembre de 1996 solo se han registrado 2 terremotos de magnitud Mw > 3.5 (Fig. 10b). Pese a encontrarse la incertidumbre del valor b dentro del rango de fiabilidad establecido, se descarta el tener en cuenta este FDM, dada la cantidad de terremotos que no se ajustan a la pendiente de b (Fig. 10c). Se distinguen en el catálogo las siguientes series de mayor actividad sísmica: (1) 03/03/2005 – 24/05/2008 y (2) 04/02/2014 – 07/07/2018.

4.7.1. Lacq 2005 – 2008

La siguiente serie sísmica de Lacq, de 110 eventos registrados, tiene 4 terremotos máximos. El primero, el 16 de Julio de 2005, de magnitud Mw = 2.9, en torno al cual, se acumula una gran cantidad de terremotos, y destaca en la gráfica acumulada de momento sísmico liberado, por un escalón dividido en distintas fases en un corto periodo (Fig. 10d). Los otros tres eventos máximos de magnitudes Mw = 3.1, 3 y 2.9, el 24 de octubre, el 22 de diciembre de 2006 y el 1 de marzo de 2008, aislados en el histograma de ocurrencia de eventos sin acumulación de terremotos entorno a estas fechas, pero

diferenciados en la gráfica acumulada de momento sísmico liberado por escalones de menor tamaño que el primer terremoto máximo (Fig. 10d). Cabe destacar, que entre los días 9 y 10 de enero de 2008, se registran 9 eventos, que dan lugar a otro escalón en la acumulada de momento sísmico liberado. El valor b , 1.08 ± 0.14 , puesto que su incertidumbre es tan alta, no se tendrá en cuenta como fiable (Fig. 10e).

4.7.2. Lacq 2014 – 2018

En esta serie sísmica de 128 eventos registrados, se aprecia una frecuente sismicidad de fondo, con tres terremotos máximos de magnitud $M_w = 3.7$, el 25 de abril de 2016, y una energía liberada de $3,78 \times 10^{14}$ [N m], y de magnitudes M_w 3.4 y 3.3 el 20 y el 24 de febrero de 2017. Estos tres eventos, se ven reflejados en la gráfica acumulada de momento sísmico liberado, como dos escalones diferenciados de caída de esfuerzos o liberación de energía, a diferenciados del resto de la línea gráfica en cuestión, definida por escalones de menor tamaño, correspondientes a eventos de menor magnitud (Fig. 10f). En el Histograma de ocurrencia de eventos, se diferencian dos intervalos de mayor acumulación de terremotos, entre el 18 de julio y el 2 de octubre de 2014 y el entre el 2 de septiembre de 2016 y el 20 de febrero de 2017, sin terremotos máximos (Fig. 10f). El valor b $1,10 \pm 0.15$, está por encima de 1, pero al estar en el límite definido de la incertidumbre, no se tendrá en cuenta para la caracterización (Fig. 10g).

4.8. San Juan de Pie de Puerto

Esta serie sísmica cuenta con 124 eventos registrados entre el 6 de julio de 2007 y el 28 de abril de 2008. Tiene un terremoto máximo de magnitud $M_w = 3.4$ el 24 de Noviembre de 2007 con un momento sísmico de 1.22×10^{14} [N m] (Fig. 11a). En el histograma de ocurrencia de eventos, la mayoría de terremotos se concentran tras este terremoto máximo, y en la gráfica acumulada de momento sísmico liberado, se describe como un escalon principal, es decir, una liberación principal de la de la energía. A partir de junio de enero de 2008, se registran otros 3 terremotos principales aislados, de magnitudes entre M_w 2.5 y 2.8, asociados a tres escalones sucesivos en la acumulada de momento sísmico liberado, que describen tres pequeñas caídas de esfuerzos (Fig 11a). El valor b 0.98 ± 0.09 (Fig. 11b), es casi igual a 1, pero a de tenerse en cuenta que muchos de los eventos no se ajustan a la pendiente de b .

4.9. Arette – Arudy, Arthez d’Asson, Lourdes y Bagnères de Bigorre

Tras el análisis del núcleo de sismicidad activa de Los Pirineos centrales, se descartan, los de Arette-Arudy y Bagnères de Bigorre, por presentar una sismicidad frecuente sin magnitudes máximas ni series sísmicas claramente divisibles, a excepción del terremoto de Arudy de 1980.

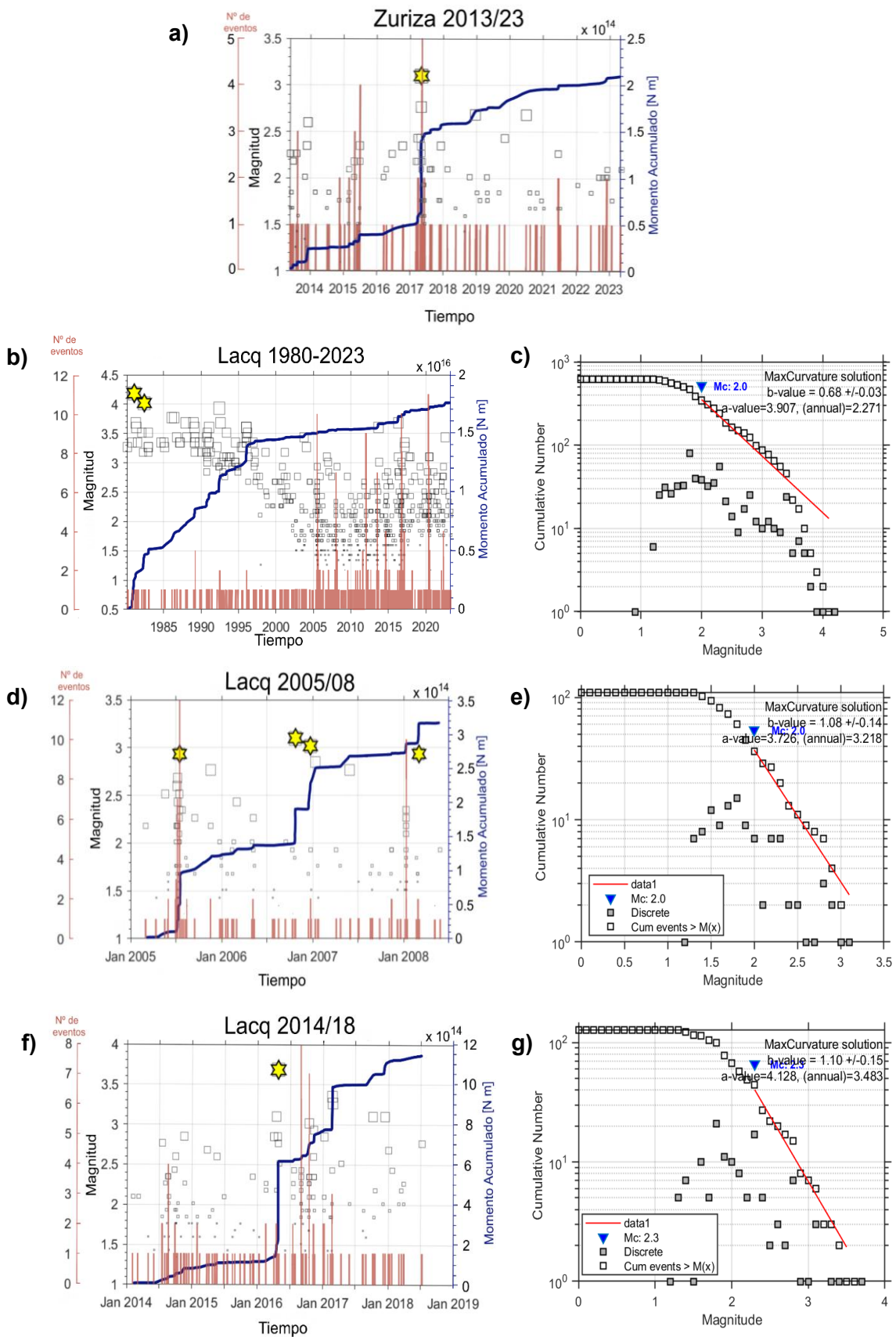


Figura 10: a), b), d) y f) Histograma de ocurrencia diaria de eventos (rojo), Magnitud distribuida en el tiempo (cada cuadrado corresponde a un evento, a mayor tamaño mayor magnitud) y Acumulada del momento sísmico liberado (azul); Las estrellas corresponden a eventos de magnitudes máximas en cada serie. c), e) y g) Gráfico de Distribución de Frecuencia de Magnitudes.

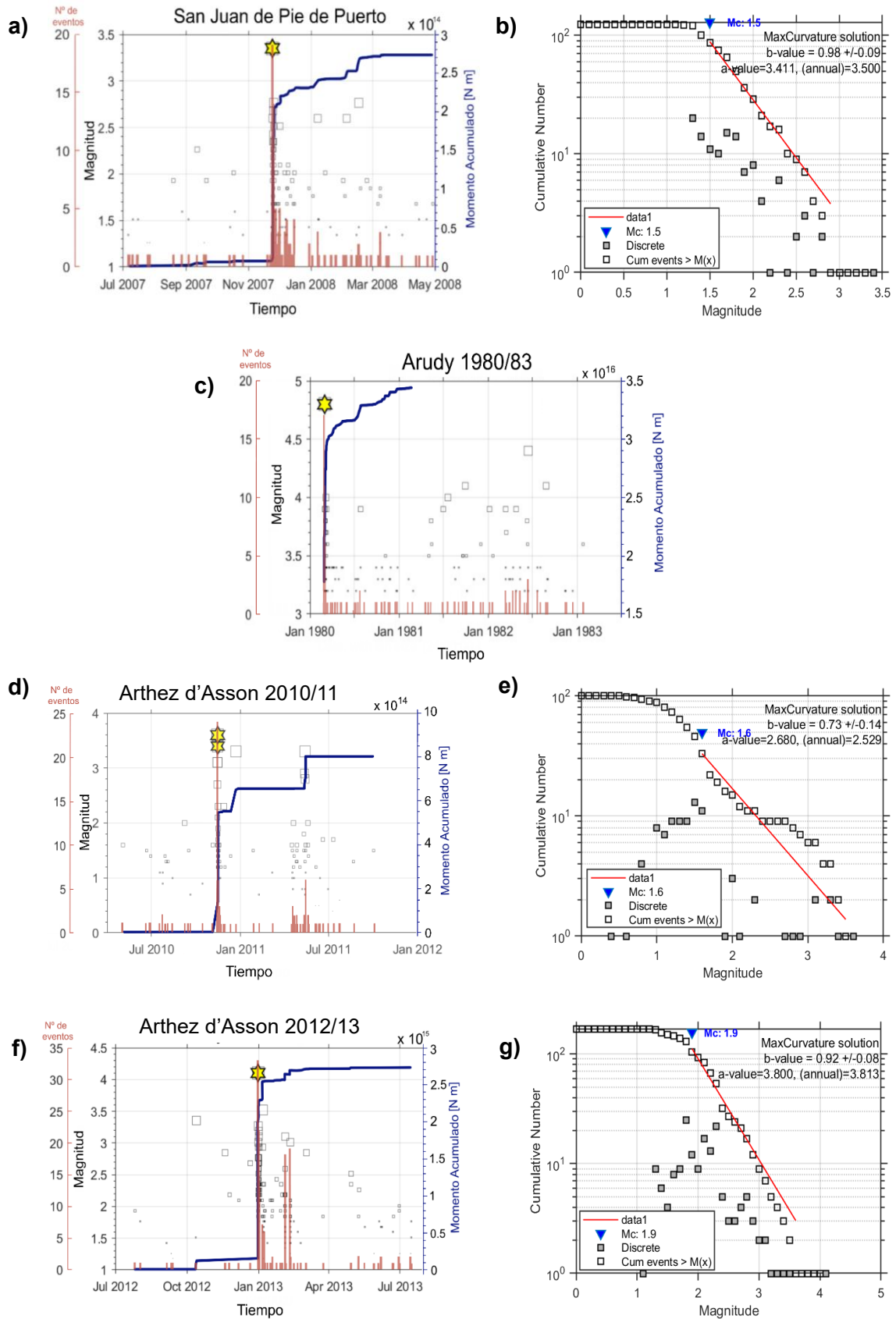


Figura 11: a), c), d) y f) Histograma de ocurrencia diaria de eventos (rojo), Magnitud distribuida en el tiempo (cada cuadrado corresponde a un evento, a mayor tamaño mayor magnitud) y Acumulada del momento sísmico liberado (azul); Las estrellas corresponden a eventos de magnitudes máximas en cada serie. b), e) y g) Gráfico de Distribución de Frecuencia de Magnitudes.

4.9.1. Arudy 1980

Esta serie sísmica, de 138 eventos registrados en el intervalo temporal entre el 29 de febrero de 1980 y el 24 de enero de 1983, tiene un terremoto máximo de magnitud $M_w=4.8$ el 29 de febrero de 1980, con un momento sísmico de 1.77×10^{16} [N m], seguido de sismos hasta el 7 de marzo de magnitudes entre $M_w = 3.5$ y 4 resultando en un momento sísmico acumulado total de $2,89 \times 10^{16}$ [N m] (Fig. 11c). Tras esta acumulación principal, se registran eventos de magnitud entre $M_w= 4$ y 4.5, pero para los cuales no se ha podido calcular momento sísmico, ni se registra una gran ocurrencia de eventos.

4.9.2. Arthez d'Asson 2010-2011

La siguiente serie sísmica, entre el 3 de mayo de 2010 y el 2 de octubre de 2011, registra un total de 101 terremotos. Tiene 3 terremotos máximos de magnitudes M_w 3.1, 3.4 y 3.6, que junto con otros 25 terremotos dan lugar a una energía acumulada de momento sísmico liberado de 5.42×10^{14} [N m] el 14 de noviembre de 2010 (Fig. 11d). Posteriormente, el 22 de diciembre de 2010 el catálogo registra un único terremoto de magnitud $M_w = 3.3$, con un momento sísmico de 1×10^{14} [N m] (Fig. 11d). Entre el 17 de abril y el 19 de junio de 2011, se registra una gran cantidad de eventos con tres terremotos principales de magnitudes $M_w= 2.8, 2.9$ y 3.3 los días 11, 12 y 13 de mayo del 2011 respectivamente, definidos en la gráfica acumulada de momento sísmico liberado por un gran escalón (Fig. 11d). El valor b 0.73 ± 0.14 , es menor que 1, pero es poco fiable dado que muchos eventos no se ajustan a la pendiente (Fig. 11e).

4.9.3. Arthez d'Asson 2012-2013

Esta serie sísmica del 26 de julio de 2012 y al 15 de julio de 2013 tiene un total de 170 eventos registrados. El 30 de diciembre de 2012 se registran 33 eventos y un terremoto máximo de $M_w=4.1$. Los días posteriores, hasta el 8 de enero de 2013, se registran 68 eventos más, de magnitud hasta $M_w = 3.5$, dando lugar a un momento sísmico liberado total de 2.37×10^{15} [N m] (Fig. 11f). En el histograma de ocurrencia diaria de eventos destaca la acumulación de terremotos los días 3 y 10 de febrero de 2013, con magnitudes M_w de hasta 3.1 y 3 (Fig. 11f). El valor b de esta serie sísmica 0.92 ± 0.08 , menor que 1 da un pendiente tendida, lo que señala que ocurren una mayor cantidad de terremotos de menor magnitud frente a los de mayor magnitud (Fig. 11g).

4.9.4. Arthez d'Asson 2013-2014

La última serie sísmica de Arthez-d'Asson, se ha dividido entre el 22 de septiembre de 2013 y el 31 de Julio de 2014 con un registro de 123 eventos. El 1 de marzo de 2014 ocurren 33 eventos y un terremoto máximo de magnitud $M_w = 3.4$, dando lugar a un momento sísmico liberado de 3.67×10^{14} [N m] (Fig. 12a). Hasta el día 10 de marzo del

mismo año siguen registrándose eventos que descienden en ocurrencia y magnitud paulatinamente (Fig. 12a). Entre el 29 de marzo y en el 25 de abril de 2014 ocurren dos terremotos máximos de Mw 2.9 y 3.0 respectivamente que destacan en la gráfica de acumulada de momento sísmico liberado, como dos escalones pronunciados (Fig. 12a). El valor b 0.92 +/- 0.06, de nuevo menor que 1, con pendiente tendida (Fig. 12b).

4.9.5. Lourdes 2006 – 2007

La serie sísmica de Lourdes, comprendida entre el 15 de agosto de 2006 y el 19 de febrero de 2007, cuenta con 156 eventos. El 17 de noviembre de 2006, se registran 44 eventos y un terremoto máximo de magnitud Mw = 4.5, con un momento sísmico acumulado total de $6,32 \times 10^{15}$ [N m] (Fig. 12c). En los meses posteriores, la cantidad de eventos registrados y sus magnitudes descienden (Fig. 12c). El valor de b 0.78 +/- 0.07 está muy por debajo de 1, con una pendiente m tendida (Fig. 12d).

4.9.6. Lourdes 2012 – 2015

La última serie sísmica de Lourdes registra 255 eventos entre el 4 de septiembre de 2012 y el 25 de junio de 2015. El terremoto principal de magnitud Mw = 4.2 del 29 de abril de 2014, junto con otros 18 eventos ocurridos el mismo día, liberan una energía total acumulada de 2.46×10^{15} [N m] (Fig. 12e). Entre el 22 y el 27 de marzo del mismo año, se registra una acumulación de eventos que preceden a los de eventos del 29 de abril, con magnitudes Mw < 3, y se reflejan en la gráfica de acumulada de momento sísmico liberado como un pequeño escalón. Destaca también la ocurrencia de eventos en los intervalos entre el 12 y el 30 de mayo de 2013 y entre el 7 de noviembre y el 29 de diciembre de 2014, pero sus magnitudes son menores de Mw < 3.0 y describen unos escalones muy pequeños en la gráfica de acumulada de momento sísmico liberado (Fig. 12e). El valor de b 0.78 +/- 0.06, muestra una pendiente tendida (Fig. 12f).

4.10. Macizo Balaitus

En el catálogo sísmico del Macizo de Balaitus se diferencian varias las secuencias sísmicas, pero debido a la falta de datos no divide temporalmente el catálogo. En primer lugar, se diferencia una secuencia de julio de 1994 a abril de 1995 con dos eventos principales de Mw 3.7 y 3.9 ambos el 17 de agosto de 1994 (Fig. 12g). La gráfica de momento acumulado, muestra que la energía, $1,68 \times 10^{15}$ [N m], es liberada en un único evento, pese a que siga habiendo sismicidad de fondo (Fig. 12g). El valor b , 0.98 +/- 0.09, muy cercano a 1 (Fig. 12h), se calcula a partir del intervalo temporal entre el 15 de octubre de 2009 al 15 de abril de 2022 con 104 sismos. En este intervalo, se pueden diferenciar 3 series distintas cercanas en el tiempo, con terremotos máximos de magnitudes entre Mw 3.0 y 3.2 (Fig. 12g).

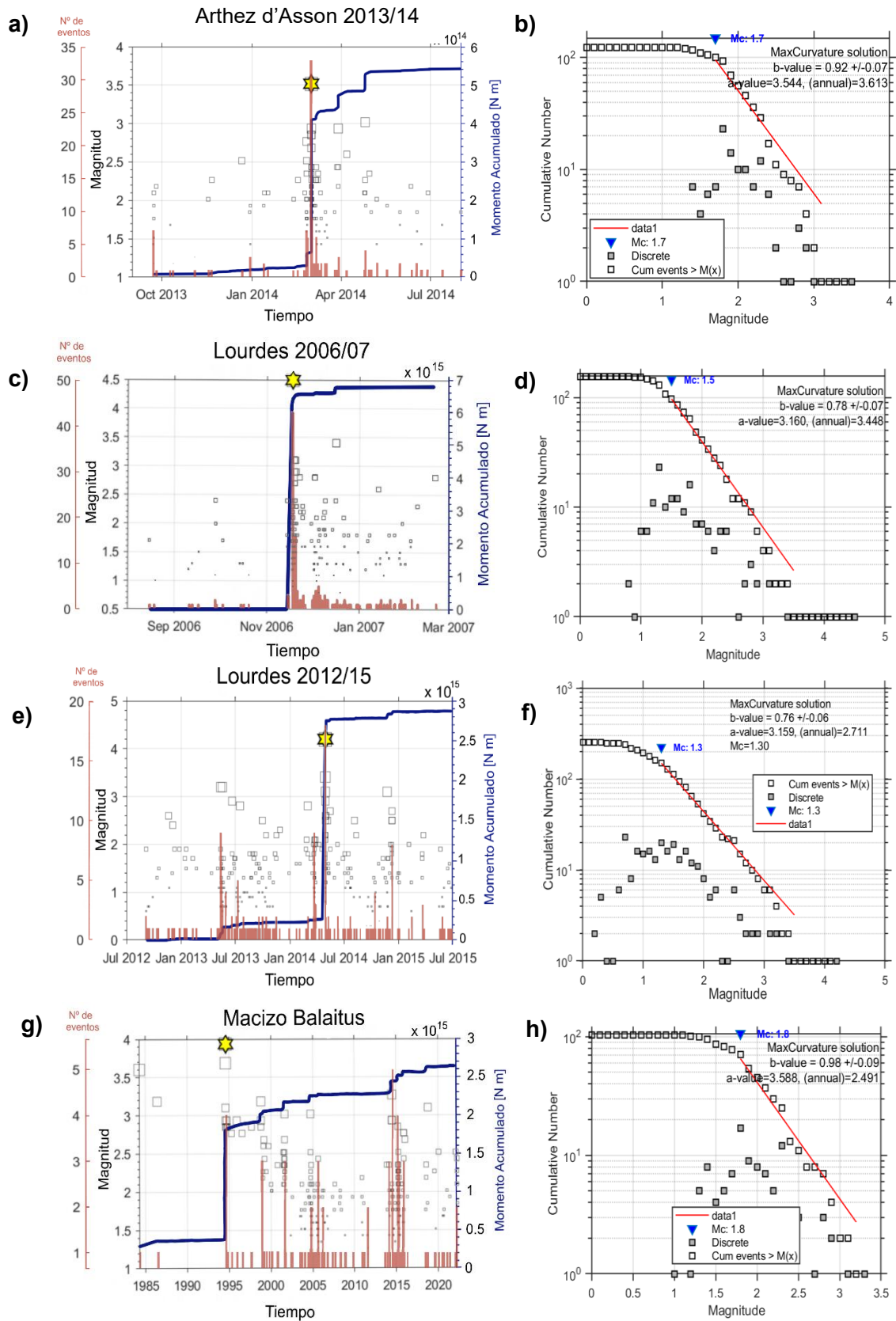


Figura 12: a), c), e) y g) Histograma de ocurrencia diaria de eventos (rojo), Magnitud distribuida en el tiempo (cada cuadrado corresponde a un evento, a mayor tamaño mayor magnitud) y Acumulada del momento sísmico liberado (azul); Las estrellas corresponden a eventos de magnitudes máximas en cada serie. b), d), f) y h) Gráfico de Distribución de Frecuencia de Magnitudes.

5. DISCUSIÓN

La interpretación de las de las series sísmicas representadas, así como de los parámetros calculados, permite dividir en dos grupos los procesos que provocan la sismicidad en los pirineos. En primer lugar, se describen series claramente tectónicas, de tipo 1) terremoto principal y réplicas y de tipo 2) premonitorios terremotos principales y replicas (Mogi, 1963), siendo el tipo 2 el predominante, con valores de b por debajo o muy cercanos a 1. Por tanto, se deduce que, en su mayoría, son regiones moderadamente fracturadas o heterogéneas, donde la tensión no es uniforme (Mogi, 1963). Se aprecia que en muchas de estas secuencias hay más de un terremoto principal, es decir, varios eventos acoplados debido a la distribución en bloques de los pirineos centrales (Rigo et al., 2005) o la distribución de numerosas familias de fallas normales pequeñas (Fig. 2a) (Lacan y Ortuño, 2012) que liberan una menor cantidad de esfuerzo alterando el estado de esfuerzos regional y desencadenando el movimiento de las fallas asociadas en los terrenos heterogéneos.

En segundo lugar, se diferencian series de tipo 3) enjambre sísmico, sin terremotos principales predominantes, un aumento de la sismicidad paulatino, sismicidad de fondo constante (Mogi, 1963) y valores de $b > 1$, que se pueden asociar, principalmente en los casos de Itoitz e Isaba, a la presencia de fluidos, es decir, aplicación concentrada de la presión en zonas fracturadas que desestabiliza el estado de esfuerzos regional y desencadena la sismicidad (Mogi, 1963). Esto sugiere una sismicidad inducida por el embalse, ya propuesta por diversos autores (Ruiz et al., 2006; Durá-Gómez y Talwani, 2010; García-Mayordomo y Insua-Arévalo, 2011; Lacan y Ortuño, 2012; Soriano-Peña y Mezcuca, 2014; Souriau et al., 2014; Rigo et al., 2018; Sylvander et al., 2021).

El núcleo de actividad sísmica se concentra en un área alargada de dirección NW-SE que rodea al embalse de Itoitz. La región epicentral se ha extendido desde las proximidades del embalse, desde 2004 a finales de 2008, hasta 35 km hacia el este del embalse llegando a alcanzar la región de Isaba o Pamplona (Durá-Gómez y Talwani, 2010). Ambos núcleos de actividad sísmica se ubican sobre las laminas de pliegues y cabalgamientos, de sedimentos mesozoicos vergentes hacia el sur (Fig. 2a) (Souriau & Pauchet 1998; Asensio et al., 2012; Sylvander et al., 2021). El estudio de Ruiz et al. (2006), mediante las soluciones focales obtenidas durante la crisis sísmica de 2004, afirma que, se han activado diferentes fallas normales, asociadas al cabalgamiento de Gavarnie, que en la actualidad actúa como falla normal, profundizando en el bloque sobre el que se ubica Itoitz. La presencia de dichas fallas cercanas al embalse ya críticamente estresadas, sometidas a aumentos en la presión de poro, que se difunden desde el embalse hacia ubicaciones hipocentrales a través de los sistemas de

megabrechas carbonatadas del Grupo Hecho (Eoceno temprano-medio) inducen la sismicidad y su patrón migratorio (Ruiz et al., 2006b; Durá-Gómez y Talwani, 2010). Los cambios en el estado de esfuerzos del área estudiada, debidos al embalse, se rigen por el criterio de Coulomb: el aumento de la presión de poro o la disminución del coeficiente de fricción y cohesión da como resultado el debilitamiento de las rocas llevándolas a la falla (Talwani, 1997).

Durá-Gómez y Talwani (2010) concluyen que son tres los factores determinantes de Sismicidad Inducida por Embalses (SIE), el primero alcanzar valores umbral de exceso de presión de poro, de acuerdo con el criterio de fractura de Coulomb, el segundo, ciclos de llenado anuales, que contribuyen a la migración de la sismicidad a largas distancias (Roeloffs, 1988; Talwani, 1997) y el tercero, superación del máximo anterior del nivel del lago, fenómeno denominado “memoria de estrés” (Simpson et al., 1988; Talwani, 2000; Talwani et al., 2007; Durá-Gómez y Talwani, 2009; Durá-Gómez y Talwani, 2010), que en el caso de sismicidad prolongada, provoca la mayoría de los terremotos de mayor magnitud. Se distinguen tres tipos principales de SIE (Simpson et al., 1988; Talwani, 1997; Gupta, 2002), 1) sismicidad rápida o respuesta rápida, cuando la sismicidad aumenta inmediatamente después del primer llenado del embalse o después de un cambio rápido del nivel del agua, 2) respuesta retardada, donde la sismicidad ocurre años después de que se haya llenado el embalse y el nivel de altura se haya mantenido estable, y 3) respuesta continuada, cuando la sismicidad provocada, continua cerca de determinado punto del embalse año tras año o después de un lapso de tiempo dependiendo del estado de esfuerzos de la región y las fluctuaciones de la altura de agua en el embalse; algunos embalses muestran combinaciones de estas respuesta.

En el caso de la región de Lacq, la secuencia sísmica de tipo 3) enjambre, por cambio brusco en el estado de esfuerzos en una región heterogénea, fracturada (Mogi, 1963), y valores de b elevados se asocia a sismicidad inducida por la extracción de fluidos de un yacimiento de petróleo de un reservorio anticlinal formado por materiales carbonatados del Jurásico Superior y Cretácico inferior desde su apertura en 1957 (Grasso y Wittlinger, 1990).

5.1. Navarra N

El núcleo sísmico de esta serie está dispuesto en una orientación preferente W-E (Mapa 4), paralelo al cabalgamiento de Roncesvalles (Fig. 2a). Atendiendo a los mapas geológicos 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero Español (IGME) (Hojas Magna Sumbilla – 90 (del Valle et al., 1972) y Valcarlos – 91 (Adler et al., 1972)), se aprecian dos familias de fallas de orientación NW-SE, la principal, y NE-SW. Estas fallas están

cartografiadas como cabalgamientos, pero teniendo en cuenta el mecanismo focal calculado por Ruiz et al. (2006b) se concluye que dichos cabalgamientos, son estructuras heredadas, reactivadas como fallas de desgarre. Según Ruiz et al. (2006b), esta distribución geográfica, favorece una correlación de la sismicidad registrada, con el empuje generado por el cabalgamiento mencionado. Teniendo en cuenta que el patrón de la serie sísmica representada (Fig. 7a) es de tipo 2) premonitorio, principal y réplicas (Mogi, 1963), se considera que se trata de una región heterogénea, afectada por una tensión uniforme correspondiente al empuje de Roncesvalles.

5.2. Pamplona (Iruña)

El primer terremoto máximo registrado en esta serie sísmica (Fig. 7c), tiene un mecanismo focal de falla normal calculado por el IGN, y se atribuye a un movimiento de la falla normal cartografiada en la Hoja Magna del IGME, Pamplona -141 (del Valle de Lersundi, 1974) de dirección NE-SW con una fuerte componente de desgarre. Ruiz et al. (2006b), asocia la actividad de la falla descrita al movimiento de la falla de Pamplona (Fig. 2a). A su vez este terremoto provoca un cambio en el estado de esfuerzos regional y desencadena el segundo terremoto principal (Fig. 7c) ubicado sobre las fallas de Andia (Larrasoña et al., 2003). Por tanto, se trata de una secuencia sísmica tectónica valor $b \sim 1$, de tipo 2) premonitorios, principal y réplicas, donde la estructura de la región es heterogénea en cierto grado (Mogi, 1963) y el cambio en el estado de esfuerzos en una falla, desencadena el movimiento de fallas asociadas.

Cabe la posibilidad de que esta serie tectónica haya sido desencadenada por la presencia de fluidos que aumenta la presión de poros en la unidad de conglomerado en contacto con la falla NE-SW (del Valle de Lersundi, 1974). Un episodio de lluvia excepcional entre mitades de enero de 2013 y mitades de febrero del mismo año, en comparación al año anterior y posterior (Fig. 13), modifica el estado de esfuerzos regional por la aplicación concentrada de presión en esta región tan fracturada desencadenando así la actividad sísmica en el área en los meses posteriores (Fig. 13). Al estar el núcleo de actividad sísmica de la serie dentro del área afectada por el alcance de difusión de fluidos del embalse, el aumento de la presión de poros puede provocar la rotura en esta región. Por lo que se trataría de una secuencia sísmica de tipo enjambre (Mogi, 1963). Dado que el valor b obtenido no describe un comportamiento de enjambre y no se disponen de datos climáticos suficientes para relacionar la actividad sísmica con la precipitación en la zona esta hipótesis no puede ser confirmada.

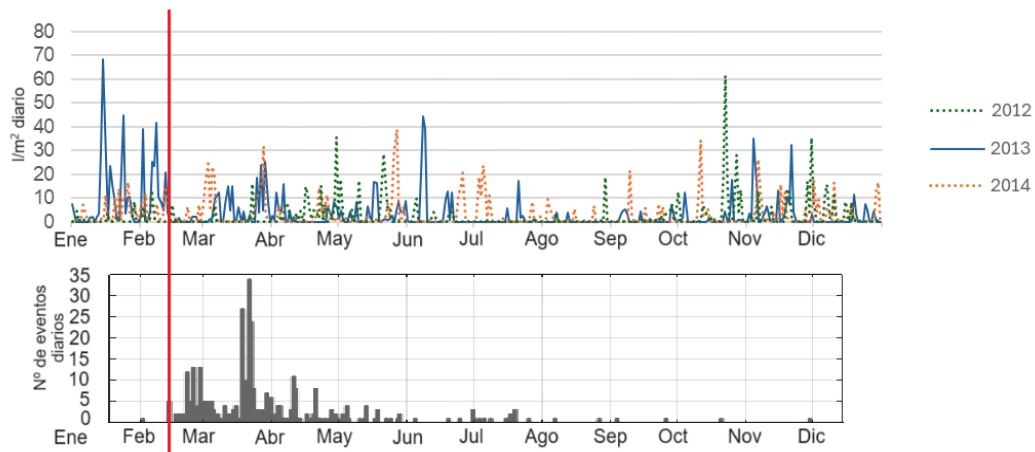


Figura 13: Gráfico comparativo de precipitación acumulada durante el año 2013 (azul) e histograma de frecuencia de ocurrencia diaria de eventos de la serie sísmica de Pamplona (Iruña) (gris). Datos extraídos de meteonavarra.es (AEMET) para la zona de Pamplona (Iruña).

5.3. Itoitz

La serie sísmica del catálogo completo de Itoitz (Fig. 7e), desde la puesta en marcha del embalse hasta la actualidad, es una clara representación de la Sismicidad Inducida por Embalse (SIE). En esta región, previo a la apertura del embalse no se había registrado sismicidad significativa (Ruiz et al., 2006), y desde la apertura del embalse, la sismicidad de fondo es constante, una respuesta continuada, debida a los ciclos de llenado anuales, que además contribuyen a la difusión de fluidos y por tanto a la migración de la sismicidad (Roeloffs, 1988; Talwani, 1997) en el área ya descrita como heterogénea. También se distingue Sismicidad Inducida por el embalse de tipo respuesta rápida a lo largo de la secuencia, después del primer llenado, en 2004, y terremotos aislados que pueden deberse a cambios rápidos del nivel de agua en el embalse. Se caracteriza por tanto esta serie como tipo 3) enjambre (Mogi, 1963) donde en un área fracturada y heterogénea es sometida a una concentrada presión de poros, y cambios bruscos en el estado de esfuerzos con cada ciclo de llenado y vaciado del embalse, que además cuenta con un valor $b > 1$ (Fig. 7f) típico de enjambres sísmicos.

En esta primera serie de Itoitz 2004 (Fig. 7g) se describe un claro patrón de comportamiento de enjambre, con una sismicidad que aumenta gradualmente, más de un terremoto máximo, y replicas que disminuyen con el tiempo, además de un valor de b por encima de 1, típico de enjambres (Fig. 7h). Esto refleja un proceso de sismicidad inducida por embalse (SIE) (Simpson et al., 1988; Talwani, 1997; Gupta, 2002), ya que, en una zona en la que no se habían soportado tales presiones de poro, el ciclo de llenado inicial de 10 meses provoca que se supere el valor máximo anterior del nivel del lago (Fig. 14) (Durá-Gómez y Talwani, 2010), el fenómeno ya mencionado como

“memoria de estrés”, y genera sismicidad de respuesta rápida en la zona, al alcanzar valores umbral exceso de presión de poro, de acuerdo con el criterio de fractura de Coulomb.

Las secuencias sísmicas de Itoitz 2007-2009, 2009-2012 y 2012-2014, siguen mostrando el patrón de comportamiento típico de enjambre y valores b por encima de 1. En primer lugar, las tres series muestran una constante sismicidad de fondo (Fig. 8 a, c y d), como respuesta continuada (Simpson et al., 1988; Talwani, 1997; Gupta, 2002) a los sucesivos episodios de vaciado llenado del embalse. En la serie de 2007 – 2009, en concreto, los llenados anuales, contribuyen a la migración de la sismicidad a largas distancias (Roeloffs, 1988; Talwani, 1997), con crecimiento epicentral de ~17 km dirección noroeste y ~ 35 km dirección sureste desde el embalse (Durá-Gómez y Talwani, 2010).

Estas tres secuencias, también muestran una respuesta de Sismicidad Inducida por el Embalse de tipo rápida. En la serie de 2007-2009, el aumento del nivel del agua ~35 m en ~9 meses (entre octubre de 2006 y junio de 2007), la disminución del nivel del agua de ~9m en ~3 meses (desde principios de julio de 2007 hasta finales de septiembre de 2007) y la drástica

disminución de ~ 50 m en ~3 meses (entre julio y octubre de 2008), generan acumulación de ocurrencia de eventos sísmicos a mediados de mayo de 2007, mediados de octubre de 2007 y mediados de septiembre de 2008 (Fig. 8a y 14) (Durá-Gómez y Talwani, 2010). En la secuencia de 2009-2012, el descenso del nivel del agua de ~ 40m en ~4,5 meses (entre mitades de junio y principios de octubre de 2009) desencadena la acumulación de eventos registrada en torno al 1 de julio de 2009 (Fig. 15), y el rápido vaciado de ~26m en ~ 4 meses, da lugar al terremoto máximo de Mw 3.6 el 7 de mayo de 2010, que describe liberación de mayor cantidad de energía, en la gráfica del momento sísmico liberado (Fig. 8c). En la serie de 2012 – 2014 una respuesta sísmica rápida de la región, al descenso de ~ 34m en el nivel de cota del embalse,

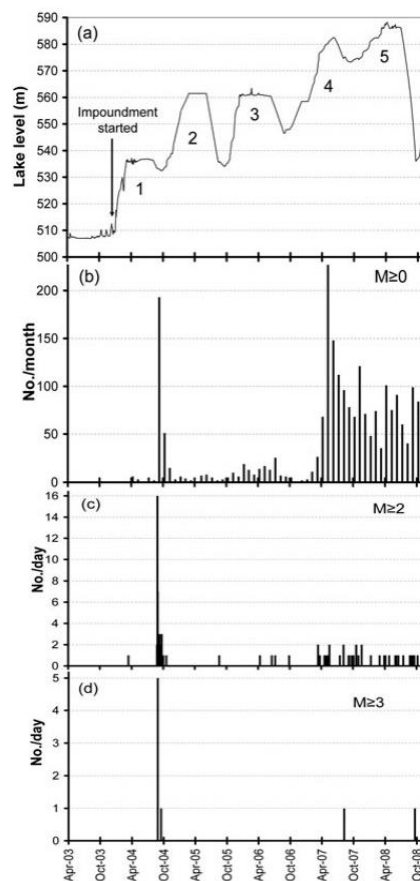


Figura 14: a) Cambios de nivel en el lago desde finales de abril de 2003 a diciembre de 2008, el llenado del embalse de Itoitz comenzó en enero de 2004; b) Histograma de n° de terremotos/mes con magnitudes $M \geq 2$ en la región de Itoitz; c) y d) n° de terremotos/día de magnitudes $M \geq 2$ y $M \geq 3$ (Extraído de Durá-Gómez y Talwani (2010))

durante un vaciado que comienza el 29 de mayo de 2012 y termina el 16 de octubre de 2012 destaca por una mayor acumulación de eventos entorno al 14 de octubre de 2012 (Fig. 5e y 15), y el terremoto máximo de Mw= 3.2 el 23 de octubre de 2013 (Fig. 8e) se desencadena también como respuesta rápida de una falla ya críticamente estresada, al cambio de estado de esfuerzos en la región, que tras ~ 4,5 meses de relativa estabilidad en el nivel de cota del embalse, comienza un periodo de vaciado el 10 de junio de 2013 (Fig. 14)

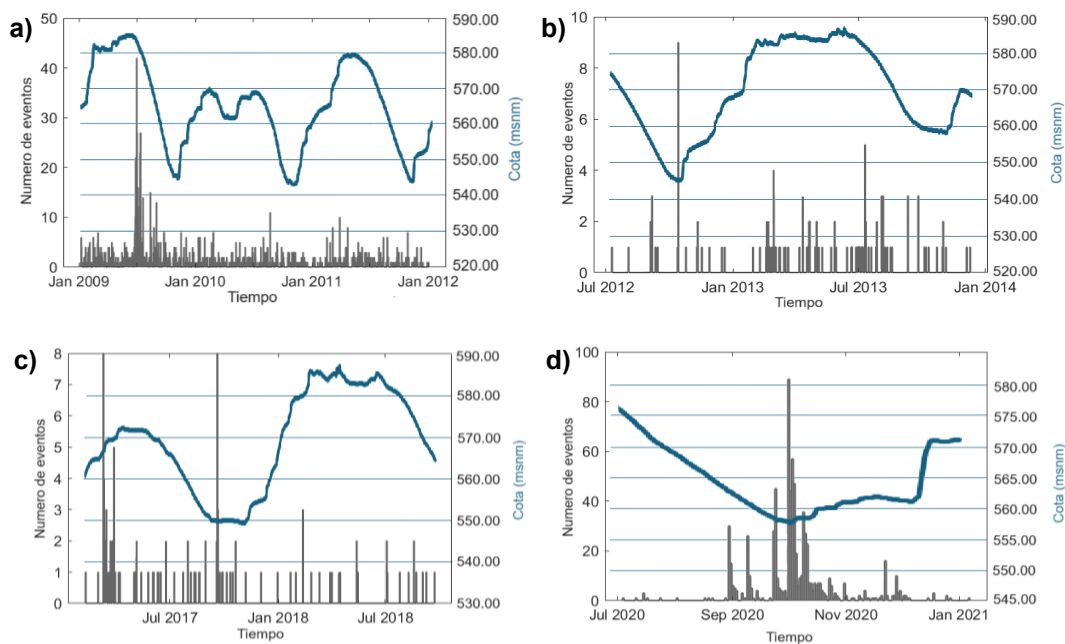


Figura 15: Cambios de nivel de cota (msnm) del lago (azul) superpuestos al número de frecuencia de ocurrencia de eventos diarios (gris) en la región de Itoitz para los intervalos temporales a) 06/01/2009 – 01/01/2012, b) 09/07/2012 – 10/12/2013, c) 08/02/2017 – 22/09/2018 y d) 03/07/2020 – 06/01/2021

La secuencia sísmica de Itoitz 2017 – 2018 parece describir un patrón de comportamiento de tipo enjambre, que ha desencadenado una secuencia de tipo 2) terremoto principal y réplicas (Mogi, 1963). Esta serie tectónica, se origina en los cabalgamientos mesozoicos E-O (Hoja Magna Ansoain-115), reactivados como fallas normales (basado en las afirmaciones de Ruiz et al., 2006) tectónicamente cargadas, que sometidas a la sismicidad continuada provocada por los episodios de vaciado-llenado del embalse, desencadenan los terremotos registrados entre el 10 de marzo y el 3 de mayo de 2017 (Fig. 15c). A partir del 2 de junio del mismo año, hasta el 22 de septiembre de 2018, la secuencia sísmica tiene un comportamiento más típico de enjambre (Fig. 8g), sin terremotos principales predominantes, premonitorios y replicas que aumentan y disminuyen paulatinamente. Destaca la acumulación de eventos entorno al 19 de septiembre de 2017, coincidiendo, con el final de un episodio de vaciado del embalse de ~21m de descenso en el nivel de cota, entre principios de mayo y principios de septiembre de 2017 (Fig. 15c) que refleja Sismicidad Inducida por el

Embalse de tipo respuesta rápida (Roeloffs, 1988; Talwani, 1997). El valor b de esta serie $0,80 \pm 0,09$ (Fig. 5h), no es típico de enjambres, puesto que puede ser el resultado de dos series sísmicas distintas.

En el catálogo de la serie sísmica de 2020 – 2021, se distinguen dos series sísmicas, pero no se divide el catálogo en dos, ya que llevaría a una representación errónea de los mismos por la falta de registro. Ambas secuencias parecen describir comportamientos de series tectónicas, la primera de tipo terremoto principal y replicas y la segunda de tipo premonitorios terremoto principal compuesto y replicas (Fig. 9a) (Mogi, 1963). Es posible que las dos series, hayan sido desencadenadas por el enjambre sísmico provocado como respuesta rápida al vaciado del embalse de Itoitz, cuyo descenso del nivel de cota ha dado lugar a una mayor presión de poros en la región (Fig. 15d) y ha aumentado la presión ejercida en las fallas de esta área provocando así las series tectónicas. No se encuentra, ninguna expresión superficial de estructuras sismogénicas en las hojas Magna del IGME, nº 141 (Pamplona) (del Valle de Lersundi et al., 1974) y nº 142 (Aoiz) (Puigdefábregas et al., 1974) en las coordenadas correspondientes al perímetro epicentral, pero el IGN, ha calculado el tensor de momento sísmico para los terremotos principales de ambas series que confirma la hipótesis realizada. Por lo tanto, la primera secuencia se origina por el movimiento de una falla de desgarre con componente de inversa (Cálculo del tensor de Momento sísmico del Instituto Geográfico Nacional, 2020) (Fig. 16a), previamente cargada de esfuerzos, y activada por la difusión de presión de poros. La segunda serie, es el resultado de la activación escalonada de distintos fragmentos de una falla de desgarre con componente normal poco profunda (Fig. 16 b, c y d) y de una falla de desgarre con componente inversa poco profunda (Fig. 16 e) (Cálculo del tensor de Momento sísmico del Instituto Geográfico Nacional, 2020), por el cambio en el estado de esfuerzos regional, extensional dirección N-S (Olaiz et al., 2024), provocado por la serie sísmica de principios de septiembre y la difusión de la presión de poros ejercida por el embalse, que desestabiliza el régimen de esfuerzos regional en una región altamente fracturada y heterogénea.

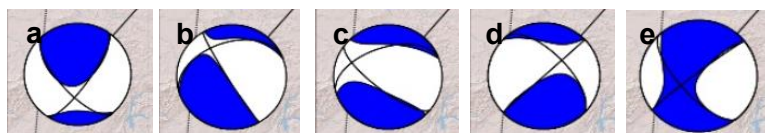


Figura 16: Cálculo revisado del tensor de momento sísmico del Instituto Geográfico Nacional para los terremotos máximos de las series sísmicas de septiembre de 2020-2021 en la región de Itoitz. a) 30/08/2020, Lat. 42.84 y Long. -1.48, Prof. 3km, $M_w=4.1$; b) 30/09/2020, Lat. 42.83 y Long. -1.47, Prof. 3km $M_w=4.5$; c) 30/09/2020, Lat. 42.82 y Long. -1.48, Prof. 3km, $M_w=3.5$; d) 30/09/2020, Lat. 42.84 y Long. -1.5, Prof. 4km, $M_w= 4.0$; e) 01/10/2020, Lat. 42.82 y Long. -1.47, Prof. 3km, $M_w=4.4$.

5.4. Isaba

El patrón de comportamiento descrito en ambas series de Isaba 2007-2010 y 2020 – 2023 es típico de enjambres sísmicos que caracterizan áreas sísmicas, de moderada a altamente fracturadas y/o sometidas a un esfuerzo concentrado que desestabiliza el campo de esfuerzos regional (Mogi, 1963) como también lo es el valor $b > 1$ obtenido para las dos secuencias (Fig. 9 c, d, e, f). Estos enjambres, son una respuesta de Sismicidad Inducida por Embalses (SIE) de tipo continuada (Simpson et al., 1988; Talwani, 1997; Gupta, 2002) a los sucesivos episodios de llenado - vaciado (Fig. 17 a y b) del embalse de Itoitz que contribuyen a la migración de la sismicidad por difusión de presión de poros (Durá-Gómez y Talwani, 2010) a través de la megabrecha del grupo Hecho hasta la ubicación del núcleo de actividad sísmica de Isaba, desestabilizando el campo de esfuerzos extensional regional y provocando el movimiento de las fallas del terreno según el criterio de fractura de Coulomb.

Destacan tres acumulaciones de ocurrencia de eventos en la serie de 2020 – 2023, que se asocian a actividad Sísmica Inducida por el Embalse como una respuesta de tipo rápida al episodio de drenado del embalse (entre mediados de junio y mediados de octubre de 2020) con un descenso de ~ 19 m en ~4 meses, y dos episodios de llenado (entre mediados de noviembre y finales de diciembre de 2021) donde el nivel de cota del embalse asciende ~21 m en ~1,5 meses, (entre mediados de noviembre de 2022 y principios de mayo de 2023) y ~ 20 m en ~6,5 meses (Fig. 17b). Como ya se ha comentado, dichos cambios en el nivel de cota del embalse provocan un cambio en el estado de esfuerzos regional mediante cambios en la presión de poros del yacimiento, y desencadenan la actividad sísmica en las fallas normales previamente cargadas presentes en el terreno.

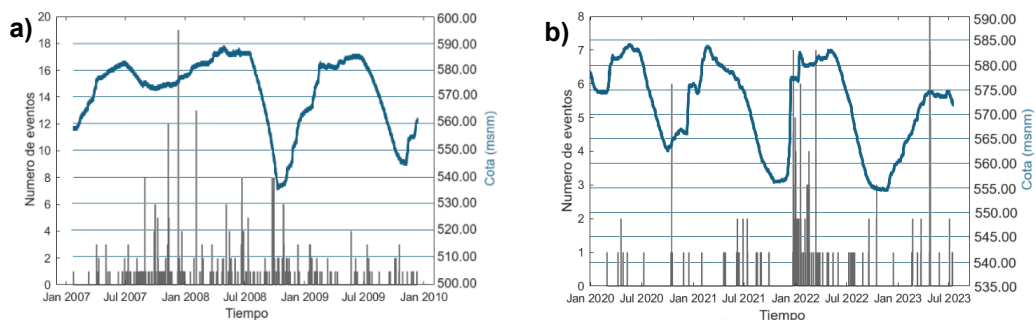


Figura 17: Cambios de nivel de cota (msnm) del lago (azul) superpuestos al número de frecuencia de ocurrencia de eventos diarios (gris) en la región de Itoitz para los intervalos temporales a) 23/01/2007 – 01/01/2012, b) 09/07/2012 – 10/12/2013

5.5. Roncesvalles

El núcleo de actividad sísmica de Roncesvalles se localiza, sobre la lámina del cabalgamiento de Roncesvalles (Fig. 2a). En los mapas geológicos del Instituto Geológico y Minero Español (IGME) Hojas nº91 (Valcarlos) (Adler et al., 1972), nº91b (Mendi Zar) (Leon et al., 1972), nº116 (Garalda) (Carbayo et al., 1974) y nº117 (Ochagavía) (Carbayo et al., 1974)) se distinguen una familia de fallas y cabalgamientos terciarios de dirección E-O, y otra familia de fallas terciarias de dirección predominante SW-NE. Por ello, se afirma que se trata de un área moderadamente fracturada, bajo un régimen de esfuerzos extensional uniforme, con un valor $b < 1$ (Fig. 9 g y h), típico de series tectónicas.

5.6. Zuriza

En el catálogo definido para la serie sísmica de Zuriza 2013 – 2023, se aprecian, distintas secuencias sísmicas, como la ocurrida entre el 6 de marzo y el 10 de agosto de 2017 (Fig. 10a) que podría describir una secuencia de premonitorios evento principal y réplicas (Mogi, 1963). La falta de registró sísmico en la zona hace imposible caracterizar las secuencias sísmicas de la serie individualmente. En los mapas geológicos 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero Español (IGME) Hojas nº117 (Ochagavía) (Carbayo et al., 1974) y nº118 (Zuriza) (Teixel, 1990) se aprecian un área bastante heterogénea, con tres familias de mesozoicas subverticales, de direcciones E – W, NNE – SSW y NNW-SSE y estructuras de cabalgamientos alpinos de dirección predominante WSW – ESE vergentes hacia el sur. Se concluye, que la actividad sísmica en esta zona se debe a procesos tectónicos de reactivación de las estructuras mesozoicas y alpinas como fallas normales y de desgarre, bajo un régimen de esfuerzos extensional.

5.7. Lacq

El núcleo de actividad sísmica de Lacq (Fig. 4) en esta serie general, Lacq 1980 - 2023 (Fig. 10b), se caracteriza por un comportamiento de enjambre (Mogi, 1963), con una sismicidad de fondo constante y terremotos máximos de magnitudes entre 3.5 y 4.2, sin que se diferencie ningún terremoto principal. Se concluye por tanto, que el comportamiento de esta serie sísmica está dominado por los procesos de extracción de líquidos que generan sismicidad inducida (Grasso y Wittlinger, 1990; Lacan y Ortuño 2012; Souriau et al., 2014; Rigo et al., 2018; Sylvander et al., 2021), en un terreno heterogéneo y fracturado, con fallas normales en los flancos y fallas inversas en el yacimiento, desestabilizando el estado de esfuerzos regional, compresivo en la parte

central del yacimiento y extensivo en la parte exterior del yacimiento (Vadillo Fernández et al., 2017).

En la serie sísmica denominada Lacq 2005 – 2008, se pueden distinguir varios terremotos máximos, sin ninguno principal que destaque sobre los demás, así como acumulación de ocurrencia de eventos, dentro del patrón de comportamiento tipo 3) enjambre sísmico (Mogi, 1963), reafirmado por el valor $b > 1$ obtenido (pese a la alta incertidumbre de este) (Fig. 10d), representado. Los terremotos máximos y acumulaciones de eventos podrían correlacionarse a periodos de extracción mayor o más continuada, que hayan provocado un cambio en el estado de esfuerzos regional más brusco, pero dicha hipótesis no puede ser confirmada debido a la falta de datos de actividad de explotación del yacimiento.

De enero de 2010 a marzo de 2013, se llevo a cabo un experimento de inyección de CO₂ en el yacimiento de Lacq, tiempo durante el cual se inyectaron aproximadamente 51.000 toneladas de CO₂ (Total, 2015). No se ha encontrado constancia de explotación posterior al experimento mencionado, por lo que se concluye que la serie sísmica registrada entre 2014 y 2018 (Fig. 10f) es un enjambre sísmico, sin terremotos principales predominantes (Mogi, 1963), donde la sismicidad de fondo constante es la respuesta retardada a sucesivos periodos de esfuerzos uniformes aplicados, alterando el estado de esfuerzos en el reservorio Mesozoico y en las fallas inversas y normales localizadas sobre el mismo.

5.8. San Juan de Pie de Puerto

El núcleo de actividad sísmica de la serie de San Juan de Pie de Puerto es registrado en forma de una banda dirección SW – NE (Fig. 4). El área esta moderadamente fracturada, por fallas mesozoicas dispuestas en dos familias de direcciones NNW – SSE y NNE – SSW, y cabalgamientos alpinos de dirección WNW – ESE, además, de otras dos familias de fallas de edad alpina de direcciones WSW - ENE y WNW – ESE. El estudio de Ruiz et al., (2006b), mediante el calculo del tensor de momento sísmico de dos terremotos, que describe comportamiento de fallas de desgarre. Tanto el patrón de comportamiento premonitorios-evento principal-replicas (Fig. 11a) (Mogi, 1963) como el valor $b \sim 1$ (Fig. 11b), describen una serie tectónica, en una región moderadamente heterogénea, causado por una tensión no uniforme, es decir, el estado de esfuerzos extensional que rige en la zona pirenaica occidental descrito con anterioridad (Custodio et al., 2024).

5.9. Arudy – Arthez d’Asson – Lourdes

5.9.1. Serie de Arudy 1980

Esta serie tectónica, se concentra en una banda NW -SE, en la región neotectónica Noroccidental Pirenaica (Lacan y Ortuño, 2012) (Fig. 3 y 4). En esta serie se diferencia un terremoto principal, de magnitud m_{bLg} 4.9 y una serie de replicas que se extienden en los años posteriores y alcanzan magnitudes de entre m_{bLg} 4 y 4.4 (Fig. 11c). Este es un patrón de comportamiento de serie tectónica tipo terremoto principal y replicas (Mogi, 1963). Este estudio no comprende fechas anteriores a el 1 de enero de 1980 por lo que podría haber algún terremoto premonitorio que no se esta teniendo en cuenta y tratarse de una serie de tipo premonitorio- evento principal y réplicas. Esta serie, fue originada por el movimiento de un fragmento de la falla de desgarre orientada E – O, interrumpida hacia el E por una falla transversal secundaria (Courjault – Radé et al., 2007). Las réplicas, se concentraron en planos de fallas preexistentes, reflejando procesos de deformación post-sísmica, comportamiento tectónico normal.

5.9.2. Arthez d’Asson

El núcleo de actividad sísmica de Arthez d’Asson, se dispone en una banda de dirección NW – SE cruzando de manera transversal la Falla Norpirenaica (NPF). Rigo et al. (2005), a partir del análisis de la distribución espacial de la sismicidad y el calculo de las soluciones de los planos de falla, afirma que la sismicidad en esta área se origina a partir de mecanismos de falla normal de dirección preferente E - O con componente dextral, lo que describe un área heterogénea o fracturada.

En el primer intervalo temporal dividido en Arthez d’Asson 2010-2011, pueden distinguirse dos series sísmicas distintas. Estas, no se han dividido en catálogos individuales para su cálculo en ZMAP, ya que los gráficos generados no serían representativos con una menor cantidad de datos. Todas las secuencias sísmicas analizadas en Arthez-d’Asson, muestran el mismo patrón de comportamiento, donde se registra sismicidad previa, premonitorios, evento principal y posteriormente la actividad sísmica registrada decae de manera gradual, replicas (Fig. 11 d, f y 12 a). Cabe destacar que la primera serie del intervalo 2010-2011, tiene dos terremotos principales por lo que pese a seguir el mismo comportamiento que las otras secuencias descritas para esta región, se trata de un terremoto compuesto. El valor b de estas series (Fig. 11 e, g y 12 b) es muy cercano a 1 lo que reafirma que se trata de series tectónicas. Se concluye, que el área de Arthez d’Asson está sometida a esfuerzos extensionales que aumentan gradualmente, y se concentran en las distintas fallas normales con componente dextral de la corteza heterogénea, provocando el movimiento de estas.

5.9.3. Lourdes

El núcleo de actividad sísmica de Lourdes se ubica intersectando de manera transversal, como la serie de Arthez d'Asson, la Falla Norpirenaica (NPF) (Fig. 2a y 4). En esta serie, la sismicidad aumenta de manera gradual antes del terremoto principal de magnitud Mw 4.5. El Instituto Geográfico Nacional, calcula el tensor de momento sísmico para dicho terremoto, mostrando un mecanismo focal de movimiento de falla de desgarre con componente normal (Fig. 18). Después la actividad sísmica registrada en la zona desciende de manera gradual, describiendo así un comportamiento de serie de origen tectónico, premonitorios – terremoto principal – réplicas (Mogi, 1963) (Fig. 12c). En el segundo intervalo temporal dividido para Lourdes, se pueden diferenciar distintas series sísmicas (Fig. 12e), pero dada la escasez de registro de datos, se ha decidido no dividirlos en catálogos distintos. Las tres secuencias sísmicas representadas, muestran el mismo comportamiento que la secuencia registrada en 2006-2007, un patrón de tipo 2) premonitorios – terremoto principal – réplicas (Mogi, 1963).

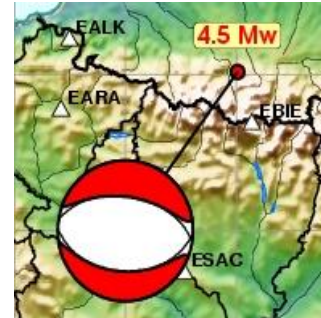


Figura 18: Cálculo revisado del tensor de momento sísmico del Instituto Geográfico Nacional para el terremoto de 7 de noviembre 2006 lat. 43.03 y long. 0.01

El estudio de Rigo et al. (2005) afirma que el área sismogénica de Lourdes, esta definida por un patrón tectónico complejo, que se interpreta como una zona de transición con mecanismos de fallas preferenciales sinestrales, con componentes inversos y normales. Teniendo en cuenta los valores de b menores que 1 obtenidos para las secuencias de esta región (Fig. 12 d y f) y los patrones de comportamiento descritos, así como las afirmaciones de Rigo et al. (2005), se deduce que la sismicidad en la región de Lourdes es originada por procesos tectónicos en un área muy fracturada y heterogénea.

5.10. Macizo Balaitus

La región del Macizo de Balaitus, se caracteriza por una sismicidad moderada difusa, de baja magnitud, en cuya secuencia sísmica se diferencian patrones de comportamiento de tipo 3) premonitorios, principal y replicas (Mogi, 1963) (Fig. 12 g). El valor $b \sim 1$, es típico de series tectónicas (Fig. 12h). En el mapa geológico del Instituto Geológico y Minero Español (IGME) nº145 (Sallent) (Ríos Aragües et al., 1987), se distinguen una gran cantidad de fallas normales, pequeñas, en diversas direcciones, sin que se distinga una familia principal, interconectadas entre si. Se concluye por tanto que se trata de una región muy heterogénea y fracturada, de sismicidad difusa de baja intensidad, donde la deformación del macizo es continua, pero de baja magnitud, bajo un estado de esfuerzos de carácter extensional típico en la zona del Pirineo Central.

6. CONCLUSIÓN

En este estudio se han caracterizado las secuencias sísmicas registradas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) en los principales núcleos de actividad sísmica de los Pirineos Occidentales y Centrales, con el fin de identificar los procesos que generan la sismicidad en pirineos y así determinar los focos de peligrosidad sísmica actual y futura.

- Los núcleos de actividad sísmica de Navarra N, Pamplona, Roncesvalles, Zuriza, San Juan de Pie de Puerto y Macizo Balaitus, bajo un régimen de esfuerzos extensional de dirección predominante N – S, se caracterizan por series tectónicas de comportamiento premonitorios, terremoto principal y réplicas, con valores de b por debajo o muy cercanos a 1 típicos de series tectónicas. El colapso gravitacional del orógeno, o la denudación y la presión litosférica está llevando a la reactivación de fracturas como fallas de desgarre o normales, en estas regiones tan heterogéneas y fracturadas.
- En el Pirineo Central, los núcleos de actividad sísmica de Arudy, Arthez-d'Asson y Lourdes, se caracterizan por series tectónicas de comportamiento premonitorios, terremoto principal y réplicas o de tipo terremoto compuesto, con valores de b por debajo o muy cercanos a 1 típicos de series tectónicas. El esfuerzo de falla normal subperpendicular al eje de la cadena en la zona de pirineos centrales, desencadena eventos acoplados debido a la distribución en bloques de la región.
- En los núcleos de actividad sísmica caracterizados por series tectónicas de tipo premonitorios, terremoto principal y réplicas, la aceleración previa a el terremoto principal podría usarse como herramienta para pronosticar terremotos de gran magnitud en las zonas de Pirineos Centrales y Occidentales.
- Los continuos ciclos anuales de vaciado y llenado del embalse de Itoitz provocan una sismicidad de fondo constante en los núcleos de actividad sísmica de Itoitz e Isaba, y podrían estar contribuyendo a la migración de la sismicidad hasta regiones fracturadas y heterogéneas como la de Pamplona. Además, los episodios de vaciado y llenado bruscos del embalse, generan una mayor ocurrencia de sismicidad de mayor magnitud. Se podría disminuir la generación de sismicidad, disminuyendo las tasas de vaciado y llenado del embalse prolongando los periodos de dichos procesos.
- Pese a estar en desuso el campo de explotación de gas de Lacq se caracteriza por una actividad sísmica de tipo enjambre constante como una respuesta continuada a los sucesivos episodios extracción de gas en una región muy fracturada.

BIBLIOGRAFIA

AEMET, (23 de mayo de 2024). Pamplona GN (Datos Históricos) Meteo Navarra, http://meteo.navarra.es/estaciones/descargardatos_estacion.cfm?IDEstacion=455. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

Adler, R. E., de Boer, H.U., Jordan, H., Klarr, K., Krausse, H. F., Müller, D., Müller, R., Requadt, H., Roth, H., Thiele, J, Pilger, A., Carbayo, A. y Valle de Lersundi, J. (1972). Mapa Geológico de la hoja nº 91 (Valcarlos). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.

Alasset, P., Meghraoui, M. (2005): Active faulting in the western Pyrenees (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures. *Tectonophysics* 409, 39-54. doi: 10.1016/j.tecto.2005.08.019.

Asensio, E., Khazaradze, G., Echeverria, A., King, R. W., & Vilajosana, I. (2012). GPS studies of active deformation in the Pyrenees. *Geophysical Journal International*, 190(2), 913-921.

Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Granier, T., Grellet, B., & Carbon, D. (2002). Inventaire des indices de rupture affectant le quaternaire, en relation avec les grandes structures connues, en France métropolitaine et dans les régions limitrophe. *Mémoires de la Société géologique de France (1924)*, 175, 1-141.

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. *Geophys J Int* 172:1151–1162. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03705.x>

Cabañas, L., Rivas-Medina, A., Martínez-Solares, J. M., Gaspar-Escribano, J. M., Benito, B., Antón, R., & Ruiz-Barajas, S. (2015). Relationships between M_w and other earthquake size parameters in the Spanish IGN seismic catalog. *Pure and Applied Geophysics*, 172, 2397-2410.

Carbayo, A., del Valle de Lersundi, A. León, L. Villalobos, L., Adler, Flusch, Pilger, Roth, Thiele y Wirth (1974). Mapa Geológico de Hoja nº116 (Garralda). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.

Carbayo, A., León, L. y Puigdefabregas, C. (1974). Mapa Geológico de Hoja nº117 (Ochagavía). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.

Carbayo, A., León, L. y Villalobos, L. (1974). Mapa Geológico de Hoja nº 115 (Ansoain). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.

Carreño, E., López, C., Bravo, B., Expósito, P., Gurría, E., & García, O. (2003). Seismicity of the Iberian Peninsula in the instrumental period: 1985-2002. *Física de la Tierra*, 15, 73-91.

Confederación Hidrográfica del Ebro, Sistemas Automáticos de Información Hidrológica, 2023. *Solicitud de Datos Históricos*, Disponible en http://www.saihebro.com/saihebro/index.php?url=/historicos/formulario_eventual [7 de mayo de 2023]

Courjault-Radé, P., Darrozes, J., & Gaillot, P. (2009). The $M=5.1$ 1980 Arudy earthquake sequence (western Pyrenees, France): a revisited multi-scale integrated seismologic, geomorphologic and tectonic investigation. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1705-1719.

- del Valle de Lersundi, J. (1974) Mapa Geológico de la Hoja nº 141 (Pamplona). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.
- del Valle, J., Villalobos, L., Kl Bomhorst, A., de Boer. H. U., Krausse, H. F., Mohr, K., Müller, R., Pilger, A., Requadt, H., Avidad, J., García-Dueñas, V., Garrote, A. y Ramon, R. (1972). Mapa Geológico de la Hoja nº 90 (Sumbilla). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.
- de Vicente, G., y Vegas, R. (2009) Large-scale distributed deformation-controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: Tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474(1–2), 124–143.
- Dubos, N. (2003): Contribution à l'évaluation du risque sismique dans les Pyrénées centrales. PhD. Thesis, Université Toulouse III: 205 p
- Dubos, N., Sylvander, M., Souriau, A., Ponsolles, C., Chevrot, S., Fels, J., Benahmed, S. (2004): Analysis of the 2002 May earthquake sequence in the central Pyrenees, consequences for the evaluation of the seismic risk at Lourdes, France. *Geophys. J. Int.* 156, 527–540. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02091.x.
- Dubos-Sallée, N., Nivière, B., Lacan, P., Hervouët, Y. (2007): A structural model for the seismicity of the Arudy (1980) epicentral area (Western Pyrenees, France). *Geophys. J. Int.* 171, 259–270, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03499.x.
- Dura-Gomez, I. (2009). *Hydromechanics of reservoir induced seismicity* (Doctoral dissertation, University of South Carolina).
- Durá-Gómez, I., & Talwani, P. (2010). Reservoir-induced seismicity associated with the Itoiz Reservoir, Spain: a case study. *Geophysical Journal International*, 181(1), 343–356.
- Farrel, J., Husen, S., Smith, R. 2009. Earthquake swarm and b – value characterization of the Yellowstone volcano – tectonic system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 188, p. 260 – 276.
- Gallart J, Daignières M, Gagnepain-Beyneix J, Hirn A (1985) Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees. *Ann Geophys* 3:239–248
- 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. doi: 10.1016/j.soil-dyn.2011.03.011.
- Grasso, J. R., & Wittlinger, G. (1990). Ten years of seismic monitoring over a gas field. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(2), 450–473.
- Gonzalez, A. (2017). The Spanish national earthquake catalogue: Evolution, precision and completeness. *Journal of Seismology*, 21(3), 435–471.
- Gupta, H. K. (2002). A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews*, 58(3–4), 279–310.
- Gutenberg, B., Richter, C.F. 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of Seismological Society of America*, v. 34 (4), p. 185 – 188.
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2348–2350.
- Ibañez, J., Angelis, S., Moreno, A., Hernández, P., Alguacil, G., Posadas, A., Pérez, N. 2012. Insights into the 2011 – 2012 submarine eruption off the coast of El Hierro (Canary)

IGN (15 de julio de 2023) Catálogo de Terremotos, Instituto Geográfico Nacional, <https://doi.org/10.7419/162> .3.2023. Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG): Madrid

IGN (16 de mayo de 2024) Tensor Momento Sísmico. Listado de Terremotos, Instituto Geográfico Nacional, <https://www.ign.es/web/ign/portal/tensor-momento-sismico-/tensor-momento-sismico/getBbdd>

Instituto Geográfico Nacional (IGN) – Universidad Politécnica de Madrid (UPM), (2017) Actualización de Mapas de Peligrosidad Sísmica de España 2012. Edición digital: Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG)

Insua-Arévalo, J. M., & García-Mayordomo, J. (2009). Upper Pleistocene tectonic activity in the Central Pyrenees range (Navarra, N Spain). *R. Pérez-López et al*, 60-62.

Ishimoto, M., and K. Iida (1939). Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 17, 443–478.

Lacan, P. (2008): *Activité Sismotectonique Plio-Quaternaire de l'Ouest des Pyrénées*. PhD. Thesis. Université de Pau et des Pays de l'Adour: 284 p.

Lacan, P., & Ortuño Candela, M. (2012). Active Tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal Of Iberian Geology*, 2012, vol. 38, num. 1, p. 9-30.

Larrasoaña, J. C., Parés, J. M., Millán, H., Del Valle, J., & Pueyo, E. L. (2003). Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). *Tectonics*, 22(6).

León, L., del Valle de Lersundi, J. y Villalobos, L. (1972). Mapa geológico de la Hoja nº 91bis (Mendi – Zar). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.

López, C. (2008). Nuevas fórmulas de magnitud para la Península Ibérica y su entorno. *Trabajo de Investigación del Máster de Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Físicas. Dpto. de Geofísica y Meteorología. Madrid*.

Marin, S., Avouac, J.-P., Nicolas, M., and Schlupp, A. (2004). A probabilistic approach to seismic Hazard in metropolitan France. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94(6), 2137–2163.

Martinez-Solares, J. M., & Mezcua, J. (2002). Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 aC-1900). *Instituto Geográfico Nacional–Monografía*, (18), 444.

Mezcua, J., & Martínez Solares, J. M. (1983). Sismicidad del área ibero mogrebí. (*No Title*).

Mogi, K. (1962). Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 40, 831-853.

Mogi, K. (1963). Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms-the fracture of a semi finite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 615-658.

Njike-Kassala JD, Souriau A, Gagnepain-Beyneix J, Martel L, Vadell M (1992) Frequency-magnitude relationship and Poisson's ratio in the Pyrenees, in relation to earth-quake distribution. *Tectonophysics* 215:363–369

- Olaiz, A., Álvarez Gomez, J. A., de Vicente, G., Muñoz Martín, A., Cantavella, J.V., Custódio, S., Vales, D. and Heidbach, O. (2024). Seismo-Tectonics of the Greater Iberia: An updated review [In Press].
- Pavlenko, V. A., & Zavyalov, A. D. (2022). Comparative analysis of the methods for estimating the magnitude of completeness of earthquake catalogs. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 58(1), 89-105.
- Puigdefábregas, C., Rojas Tapia, B., Sánchez Carpintero, I. y del Valle, J. (1974) Mapa geológico de la Hoja nº 142 (Aoiz). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.
- Rigo, A., Souriau, A., Dubos, N., Sylvander, M., & Ponsolles, C. (2005). Analysis of the seismicity in the central part of the Pyrenees (France), and tectonic implications. *Journal of Seismology*, 9, 211-222.
- Rigo, A., Souriau, A., & Sylvander, M. (2018). Spatial variations of b-value and crustal stress in the Pyrenees. *Journal of Seismology*, 22, 337-352.
- Ríos Aragües, L.M., Galera Fernández, J.M., Baretino Fraile, D. y Barnolas, A. (1987) Mapa geológico de la Hoja nº145 (Sallent). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.
- Roeloffs, E. A. (1988). Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B3), 2107-2124.
- Ruiz Fernández, M., Gallart Muset, J., Diaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., & Pulgar, J. A. (2006). Seismic activity at the western Pyrenean edge.
- Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., López-Fernández, C., González-Cortina, J.M. y Pulgar, J.A. (2006b). Seismic activity at the Western Pyrenean edge. *Tectonophysics*, 412, 3-4: 217-235.
- Ruiz, M., Gaspà, O., Gallart, J., Díaz, J., Pulgar, J. A., García-Sansegunado, J., ... & González-Cortina, J. M. (2006a). Aftershocks series monitoring of the September 18, 2004 M= 4.6 earthquake at the western Pyrenees: A case of reservoir-triggered seismicity?. *Tectonophysics*, 424(3-4), 223-243
- Schorlemmer, D., & Woessner, J. (2008). Probability of detecting an earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(5), 2103-2117.
- Secanell R, Bertil D, Martin C, Goula X, Susagna T, Tapia M, Dominique P, Carbon D, Fleta J (2008) Probabilistic seismic hazard assessment of the Pyrenean region. *J Seismol* 12:323–341. <https://doi.org/10.1007/s10950-008-9094-2>
- Simpson, D. W., Leith, W. S., & Scholz, C. H. (1988). Two types of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6), 2025-2040.
- Soriano Peña, A., & Mezcuca, J. (2014). Sismicidad inducida por la manipulación del subsuelo. *Revista de Obras Públicas*, 161(3551), 25-36.
- Souriau, A. & Pauchet, H., 1998. A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics*, 290, 221–244.
- Souriau, A., Rigo, A., Sylvander, M., Benahmed, S., & Grimaud, F. (2014). Seismicity in central-western Pyrenees (France): A consequence of the subsidence of dense exhumed bodies. *Tectonophysics*, 621, 123-131.

- Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J. F., Douchain, J. M., & Ponsolles, C. (2001). Sismotectonique des Pyrenees; principales contraintes sismologiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(1), 25-39.
- Stich, D., Martín, R., y Morales, J. (2010) Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics*, 483, 390-398.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F.L. and Morales, J. (2006) Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2006.08.004.
- Sylvander M (1999) Identifying an asperity through 3-D mapping of the frequency-magnitude distribution. *Geophys Res Lett* 26:2657–2660
- Sylvander, M., Rigo, A., Sénéchal, G., Battaglia, J., Benahmed, S., Calvet, M., ... & Pauchet, H. (2021). Seismicity patterns in southwestern France. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1), 79-104.
- Sylvander, M., Souriau, A., Rigo, A., Tocheport, A., Toutain, J., Ponsolles, C., Benahmed, S. (2008): The November 2006, ML=5.0 earthquake near Lourdes (France): new evidence for NS extension across the Pyrenees. *Geophys. J. Int.* 175, 649-664. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03911.x.
- Talwani, P. (1997). On the nature of reservoir-induced seismicity. *Pure and applied Geophysics*, 150, 473-492.
- Talwani, P. (2000). Seismogenic properties of the crust inferred from recent studies of reservoir-induced seismicity—Application to Koyna. *Current Science*, 1327-1333.
- Talwani, P., Chen, L., & Gahalaut, K. (2007). Seismogenic permeability, ks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B7).
- Teixel, A., García San Segundo, J. y Barnolas Cortinas, A. (1990). Mapa geológico de la Hoja nº 118 (Zuriza). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.
- The MathWorks Inc. (2022). MATLAB version: 9.13.0 (R2022b), Natick, Massachusetts: The MathWorks Inc. <https://www.mathworks.com>
- Vadillo Fernández, L., Fernández Naranjo, F. J., Rodríguez Gómez, V., & López Gutiérrez, J. C. (2017). Revisión de la casuística sobre sismicidad inducida por producción y almacenamiento de hidrocarburos.
- Veith, K. F., & Clawson, G. E. (1972). Magnitude from short-period P-wave data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(2), 435-452.
- Warren, N. W., & Latham, G. V. (1970). An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 75(23), 4455-4464.
- Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP (zmap7) [Software].
- Wiemer, S., and M. Wyss (2000), Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from alaska, the western united states, and japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 859–869.