

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS



TESIS DOCTORAL

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Carolina López Sánchez

Directores

Vicenta María Elisa Buforn Peiró
Maurizio Mattesini

Madrid

© Carolina López Sánchez, 2023

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS



TESIS DOCTORAL

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA

PRESENTADA POR

Carolina López Sánchez

DIRECTORES

Prof. Vicenta María Elisa Bufoñ Peiró
Prof. Maurizio Mattesini

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

PROGRAMA DE DOCTORADO EN FÍSICA



TESIS DOCTORAL

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Carolina López Sánchez

DIRECTORES

Prof. Vicenta María Elisa Buforn Peiró

Prof. Maurizio Mattesini

Esta tesis doctoral ha sido financiada por el proyecto “Proceso de Ruptura de Terremotos desde Escala Microscópica a Macroscópica: Aplicación a la región Ibero-Magrebí” (CGL2017-86Q70-R) del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad.

Se ha realizado una estancia de 3 meses de duración en la sección 2.1 “Physics of Earthquakes and Volcanoes” del German Research Centre for Geosciences (GFZ) Helmholtz Centre Potsdam (Germany) financiada por la Beca Erasmus Prácticas (Universidad Complutense de Madrid).

Agradecimientos

‘Es de bien nacido ser agradecido’, era un refrán que mi abuela me decía a menudo y quizá por eso esta parte se me vaya un poco de las manos. Iba a pedir perdón por ello, pero una de las cosas más bonitas y que podemos dar sin ningún coste son las gracias. Si no tienes tiempo ni curiosidad, te invito a que vayas a la parte científica o busques directamente tu nombre en esta lista. Si optas por esta última opción y no te encuentras, gracias de corazón por aquello que has hecho por mí durante estos años o por compartir conmigo momentos que te han llevado a buscarme, siento no haberlo recordado en el instante que escribí esta parte de la tesis.

Si eres una persona curiosa y decides leer todos los agradecimientos, recibe mi bienvenida a la parte más importante de este proceso: las personas que lo han hecho posible y me han acompañado durante estos años.

A mis directores de tesis, muchísimas gracias por darme esta oportunidad, por vuestra paciencia y vuestro tiempo. Gracias por intentar siempre que diese el máximo de mí y por el apoyo constante. Elisa, desde el momento en el que decidí hacer el TFM contigo, me has hecho vivir situaciones que me han permitido crecer como científica, pero también como persona. Durante estos años he aprendido tantas cosas que se me quedan cortas las palabras, de corazón: gracias. Maurizio, ya te lo han dicho alguna vez, pero me uno a esa afirmación: *ti meriti una statua*. Gracias por las discusiones alrededor del olivino y todo lo que aprendí durante ellas, por los consejos, la preocupación y la confianza, te dije que lo conseguiría y aquí estoy, escribiendo el punto final a este capítulo de mi vida.

Simone, *grazie mille* por permitirme aprender tanto de ti durante aquellos tres meses en los que tutelaste mi estancia en el GFZ, con cuarentenas y mascarillas incluidas. Gracias por facilitarme tanto las cosas a pesar de encontrarnos en plena pandemia. También a Susanne por su ayuda y, en general, a *Physics of Earthquakes and Volcanoes* por su acogida.

A aquellas personas que han colaborado de alguna forma en esta tesis. L. R., gracias por mostrarme en mis inicios aquello que los *papers* no enseñan y por la ayuda prestada durante mi TFM, el principio de esta tesis. Al prof. A. Udías, por las reuniones en mis primeros años de doctorado y las preguntas que llevaba días responder. Roberto, gracias por tu disposición a ayudar en cualquier momento y por la ayuda en mis inicios con Python. Gracias, también, al departamento de Física de la Tierra y Astrofísica por ser mi hogar durante estos años.

Lucía, gracias por nuestras conversaciones, me encantaba tener siempre galletas para que pudieses hacerme una visita de vez en cuando. Salva, gracias por estar siempre disponible y ser

tan atento. Modes, gracias por dar luz al despacho, era maravilloso verte entrar sonriendo día tras día. Hacer la tesis en este departamento no habría sido ni la mitad de agradable sin vosotros. Gracias a los tres por cuidarme tanto durante estos años. Ojalá me encuentre en todos los sitios a los que vaya a personas como vosotros.

A las personas que me acompañaron, sobre todo en mis primeros años de tesis (prepandemia). Alberto, Pablo, Mer, Irene, Cris, Judit, Javi, gracias por aquellas sobremesas hablando de cualquier cosa, por crear recuerdos tan agradables y hacer aquellos años inolvidables. Saioa, gracias por ser como eres y por tu preocupación, siempre con un ‘¿Qué tal?’ de los de verdad. Y a los que aparecieron en la última fase, Jaime, gracias por esas comidas pospandemia. Un placer debatir sobre energía contigo. Pepe, gracias por siempre preguntar, preocuparte y por los ánimos. Eres un encanto de muchacho.

A la RSN gracias por el interés y el apoyo, en especial a Lucía Lozano. Lucía, gracias por tu comprensión en todo momento, por los ánimos y por facilitarme tanto las cosas durante este tiempo. Ceci, Sara, Javi, si esta tesis ha llegado hasta aquí, en este último año, en gran parte ha sido gracias a vosotros. Mil gracias por escucharme en tantas ocasiones, por entenderme y por los consejos. Gracias por indignaros y alegraros conmigo, por los desayunos y las risas. De verdad, sois personas increíbles, que suerte haberme cruzado con vosotros... Marta, a pesar de haber coincidido en pequeñas ocasiones, siempre has estado disponible para hablar, muchas gracias por esas charlas y el ánimo para seguir, debería haber más gente como tú en el mundo.

A mis Felises las 4, mis chicas, Alise, Raquel y Merche, en esta etapa sois el *paper* en mi RAPI de la vida. ¿Cómo podéis ser seres tan maravillosos? Os tengo que agradecer tanto estos años... Tan solo el haberos conocido ya ha hecho que el doctorado haya merecido la pena. Gracias por ser mi bomba de oxígeno bajo el agua cuando me quedaba atrapada en las profundidades. Gracias por los momentos tan increíbles compartidos, por ser personas tan especiales y haberos convertido en una parte tan importante de mi vida. Solo pido seguir pudiendo daros las gracias durante el resto de nuestra vida, por estos momentos y por los que están por llegar.

Mi querido Escapismo al Ciemat, Juan, Mateos, Jaime, Jezu, Alba, Eme y María, gracias por acompañarme siempre (desde primero de carrera), por las terapias grupales, por las risas que me permitían alejarme de todo, por escucharme y animarme en todo momento. Gracias de todo corazón a los 7. María, especial mención a esos cafés durante mi último año en la facultad, a

nuestras tardes de ‘tesito’, TAO y conversaciones profundas, y a nuestro club de lectura. Gracias por tu apoyo y por intentar siempre que me proteja y vea las cosas tal y como son.

Por último, a mi familia por confiar siempre en mí, aunque quizá solo sepan decir de esta tesis que es sobre terremotos. A mis tíos, Mario, Felipe, Juanjo y Montse, y a mis primos Paula y Jonathan. A todos los que estuvieron. Familia Mena-Fernández, gracias por acogerme como una más desde el primer día, por la preocupación y las ganas compartidas de que terminase esta etapa.

A mi tía María Consuelo, eres un ser de luz, ni te imaginas todo lo que has aportado a mi crecimiento desde aquel día en el sofá convenciéndome de que podía con todo lo que se venía. Gracias por nuestras conversaciones, por abrirme los ojos en mil situaciones, por confiar en mí y por los consejos que nunca congelo y convierto en una mejora de mí misma. A mi tío Santitos, ya sabes que las palabras contigo se me quedan cortas, gracias por ser un segundo padre o un primer hermano para mí, por tu apoyo incondicional siempre, por nuestros intensos debates, por hacerme un ser más racional y enseñarme que los diferentes puntos de vista son básicos en esta vida. Gracias por no necesitar que demuestre nada más. A mi tía Patri, siempre llena de buenas energías, gracias por ser tan maravillosa, por comprenderme y ponerte siempre en mi lugar. Gracias por ser un apoyo durante estos años.

A mis padres, Alberto y María, por apoyarme en todas las decisiones que tomo a pesar de a veces no estar de acuerdo con ellas. *Papa*, sabes que eres mi debilidad, gracias por intentar protegerme siempre, a tu manera. *Mama*, eres un ser especial y la persona más fuerte y valiente que he conocido, si estoy aquí es, sobre todo, gracias a ti y a todo lo que me has enseñado. Gracias por haberme hecho tan fuerte, siéndolo tú. Gracias por ser el sol en esos días tan grises, en los que una conversación contigo era capaz de apaciguar todos mis miedos. Gracias a los dos, por ser siempre mi hogar.

A Juan, siempre eres mi *it's fine* de los días en llamas, casa en un juego que nunca acaba. Gracias por ayudarme siempre tantísimo, y no solo hablo de ser mi salvavidas, la sismología no es tu campo, pero a veces me has hecho dudarlo, de verdad ojalá encuentres un hueco en la investigación porque no conozco a nadie que se lo merezca más. Gracias por ello, por ser científico también en casa, por gastar tardes y noches en desenredar mis ovillos de desesperación con Python. Pero sobre todo gracias por no permitir que me rindiese en ningún momento, por cuidarme y hacer que yo me cuide. Te debo tanto... ojalá estas líneas fuesen suficiente para expresarlo.

Índice

Resumen/Summary	1
1. Introducción	5
2. Metodología	13
2.1. Cálculo de la energía sísmica radiada	13
2.2. Correcciones.....	17
2.2.1. Corrección por el instrumento	18
2.2.2. Corrección por la atenuación	19
2.2.3. Corrección por el patrón de radiación	21
2.2.4. Corrección por el factor de expansión geométrica.....	25
2.2.5. Corrección por el efecto de superficie libre.....	26
2.3. Balance energético.	26
3. Observaciones.....	31
3.1. Terremotos seleccionados de RIM	31
3.2. Terremotos profundos de Perú y Fiji.....	35
3.3. Modelos de velocidad de ondas sísmicas	37
3.4. Procesado y análisis de los datos	39
3.4.1. Corrección por el instrumento y obtención de f_c	39
3.4.2. Relación señal/ruido	44
3.4.3. Corrección por la atenuación	51
3.4.4. Corrección por el patrón de radiación	58
3.4.5. Corrección por el factor de expansión geométrica.....	60

3.4.6. Corrección por el efecto de superficie libre	62
3.4.7. Software	62
4. Resultados y discusión	67
4.1. Región Ibero-Mogrebí	67
4.3.1. Terremotos profundos ($h > 600$ km)	67
4.3.2. Terremotos intermedios 2009-2020 ($M_w \leq 3.9$, $h = 40-100$ km)	90
4.3.3. Terremoto Superficial S1 (25/01/2016, $M_w = 6.4$, $h = 7$ km)	97
4.2. Terremotos de Perú y Fiji	103
4.2.1. Terremoto P1 (24/08/2018, $M_w = 7.1$, $h = 628$ km)	103
4.2.2. Terremotos de Fiji	113
4.3. Discusión de resultados	119
4.3.1. Energía escalada	119
4.3.2. Balance de energía para RIM	122
Conclusiones/Conclusions	125
Referencias	129
Anexo I. Estaciones	143
Anexo II. Frecuencia esquina	149
Anexo III. Espectros de amplitud. Señal y ruido	165
Anexo IV. Criterio de calidad ($SNR > 1.25$)	201
Anexo V. Valores de Q	203
Anexo VI. Espectros de amplitud (atenuación)	211

Anexo VII. Software.....	237
Anexo VIII. Correcciones para la obtención de E_R, valores de Q y E_R.....	245
Anexo IX. Mecanismo focal	257

Resumen/Summary

Resumen

La energía sísmica radiada (E_R) es un parámetro sísmico que ayuda en la comprensión de la física de ruptura en un terremoto. Esta junto con el momento sísmico escalar permiten comparar distintos terremotos. La energía total liberada durante dicha ruptura no solo lo hace en forma de ondas sísmicas, también se libera en forma de energía de fractura y de energía de fricción. Sin embargo, cuando solo hay observaciones sísmicas no es posible estimar la energía total liberada. A partir de estas, se puede calcular la energía sísmica radiada y un valor mínimo de la energía de fractura, que permiten obtener la eficiencia de radiación, parámetro importante en la caracterización de las propiedades dinámicas de un terremoto.

El principal y primer objetivo de esta Tesis Doctoral titulada *Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos* es estimar la energía sísmica radiada a distintas profundidades en la región Ibero-Mogrebí (RIM). El segundo objetivo es comparar estos valores y analizarlos en función de diferentes parámetros como la profundidad del foco con los obtenidos para terremotos profundos ($h > 550$ km) en zonas de subducción (Perú y Fiji). El tercer objetivo consiste en comparar E_R a distancias regionales y telesísmicas para un mismo terremoto, y el cuarto objetivo es la estimación de la energía de fractura por unidad de superficie.

Para el cálculo de E_R se utilizan dos métodos distintos, el primero se basa en la integración directa de las formas de onda observadas (método de “estación única”), para lo que es necesario corregir por la atenuación, el patrón de radiación y el factor de expansión geométrica, y el segundo en la integración de la MRF (*Moment Rate Function*).

En el primer método se realiza un estudio estación a estación de la energía sísmica radiada obtenida en cada una de ellas, utilizando registros tanto telesísmicos como regionales. Esto permite abordar el tercer objetivo de esta tesis.

Se han estudiado en total 16 terremotos: 13 en RIM, 1 en Perú y 2 en Fiji. En RIM se han seleccionado los terremotos profundos ($h > 620$ km) de Granada de 2010 ($M_w = 6.2$), 1990 ($M_w = 4.8$) y 1993 ($M_w = 4.4$), el superficial de Alborán de 2016 ($M_w = 6.4$) y 9 terremotos de profundidad intermedia ($40 < h < 110$ km) ocurridos en el mar de Alborán entre 2009 y 2020 con $M_w < 4.0$. En Perú se ha seleccionado el terremoto profundo ($h = 627$ km) del 24 de agosto de

2018 ($M_w=7.1$) y en Fiji los del 19 de agosto ($h=600$ km; $M_w=8.2$) y 6 de septiembre ($h=687$ km; $M_w=7.9$) de 2018.

Para terremotos con $M_w < 4.4$, en RIM, el alto contenido de energía a altas frecuencias y el elevado ruido sísmico ha impedido estimar un valor aceptable de E_R , con discrepancias superiores incluso a dos órdenes de magnitud. En aquellos con M_w entre 4.8 y 8.2, tanto en RIM como en Perú y Fiji e independientemente de la profundidad, se han obtenido valores de E_R entre 1.8×10^{10} y 9.6×10^{16} J. Estos se han comparado entre ellos, a través de la energía escalada con valores entre 0.2×10^{-5} y 8.7×10^{-5} , y con los estimados por diversos autores en distintas regiones obteniendo resultados compatibles.

Los resultados de esta Tesis, utilizando el método de “estación única” y en todas las regiones, muestran la importancia de la corrección por la atenuación y el efecto de sitio, encontrándose entre las principales causas de incertidumbre en la estimación de la energía sísmica radiada. En particular en RIM, han demostrado que los modelos propuestos a distancias regionales no son lo suficientemente precisos. El análisis estación a estación ha permitido reducir las incertidumbres introducidas por ambos fenómenos, y, en general, también ha reducido la discrepancia entre la estimación de E_R con registros regionales y telesísmicos.

Los valores de E_R calculados a partir de la MRF, en el superficial de 2016 y profundo de 2010 en RIM y en el profundo de Perú, se han comparado con los estimadas a partir del método de “estación única”. Las diferencias entre ambos métodos son comparables a las obtenidas por distintos autores, sin embargo, se ha observado que en el terremoto superficial estudiado esta discrepancia es inferior a un orden de magnitud, siendo superior en los terremotos profundos. Lo que podría indicar que la estimación de E_R a partir de la MRF no es correcta para terremotos profundos.

Respecto a la energía de fractura estudiada en RIM, se han obtenido valores negativos para los profundos de 2010 y 1990, y el superficial de 2016. Lo que podría ser consecuencia de la gran complejidad tectónica de la región del mar de Alborán.

Summary

Radiated seismic energy (E_R) is a seismic parameter that helps to understand the physics of rupture in an earthquake. This and the scalar seismic moment allow us to compare different earthquakes. The total energy released during such a rupture is not only released in the form of seismic waves, but it is also released in the form of fracture energy and friction energy. However, when there are only seismic observations it is not possible to estimate the total energy released. From these, the radiated seismic energy and a minimum value of the fracture energy can be calculated, which allows for obtaining the radiation efficiency, an important parameter in the characterization of the dynamic properties of an earthquake.

The main and first objective of this Doctoral Thesis entitled *Calculation of the seismic energy radiated from earthquakes* is to estimate the seismic energy radiated at different depths in the Ibero-Mogreb region (RIM). The second objective is to compare these values and analyze them based on different parameters such as the depth of focus with those obtained for deep earthquakes ($h > 550$ km) in subduction zones (Peru and Fiji). The third objective is to compare E_R at regional and teleseismic distances for the same earthquake, and the fourth objective is to estimate the fracture energy per surface unit.

Two different methods are used to calculate E_R , the first is based on the direct integration of the observed waveforms (single-station method), for which it is necessary to correct for the attenuation, the radiation pattern and the geometrical spreading. The second is based on the integration of the MRF (Moment Rate Function).

We study a total of 16 earthquakes: 13 in RIM, 1 in Peru and 2 in Fiji. In RIM, the deep earthquakes ($h > 620$ km) of Granada of 2010 ($M_w = 6.2$), 1990 ($M_w = 4.8$) and 1993 ($M_w = 4.4$), the shallow one of Alborán of 2016 ($M_w = 6.4$) and 9 intermediate depth earthquakes ($40 < h < 110$ km) occurred in the Alborán Sea between 2009 and 2020 with $M_w < 4.0$. In Peru, we selected the deep earthquake ($h = 627$ km) of August 24, 2018 ($M_w = 7.1$), and in Fiji those of August 19 ($h = 600$ km; $M_w = 8.2$) and September 6 ($h = 687$ km; $M_w = 7.9$) of 2018.

For earthquakes with $M_w < 4.4$, in RIM, the high energy content at high frequencies and the high seismic noise have prevented estimating an acceptable value of E_R , with discrepancies greater than even two orders of magnitude. In those with M_w between 4.8 and 8.2, both in RIM and in Peru and Fiji, and regardless of depth, E_R values between 1.8×10^{10} and 9.6×10^{16} J have been obtained. These have been compared between them, through the scaled energy with values

between 0.2×10^{-5} and 8.7×10^{-5} , and with those estimated by various authors in different regions, obtaining compatible results.

The results of this Thesis, using the single-station method and in all regions, show the importance of the correction for the single attenuation and the site effect, being among the main causes of uncertainty in the estimation of radiated seismic energy. In particular, at RIM, they have shown that the models proposed at regional distances are not accurate enough. The station-to-station analysis has made it possible to reduce the uncertainties derived from both phenomena, and, in general, has also reduced the discrepancy between the estimation of E_R with regional and teleseismic records.

The E_R values calculated from the moment rate function, in the superficial of 2016 and deep of 2010 in RIM and in the deep of Peru, have been compared with those estimated from the single-station method. The estimated differences between both methods are comparable to those obtained by different authors, however, it has been observed that in the superficial earthquake studied this discrepancy is less than one order of magnitude, being higher in deep earthquakes. This could indicate that the estimate of E_R from the MRF is not correct for deep earthquakes.

Regarding the fracture energy studied in RIM, we have been obtained negative values for the 2010, 1990 and 2016 earthquakes. This could be a consequence of the great tectonic complexity of the Alboran Sea region.

1. Introducción

Motivación y objetivo de la tesis

Un terremoto es un movimiento brusco del suelo resultado de la fractura del material que libera energía propagándose por él. Este movimiento puede ser también producido por mecanismos de cambio de fase (Green y Burnley, 1989; Kirby *et al.*, 1991), deshidratación (Meade y Jeanloz, 1991) o *thermal shear instability* (Ogawa, 1987). Parte de esta energía liberada lo hace en forma de energía sísmica radiada (E_R), definida como la cantidad de energía que se transporta al campo lejano en forma de ondas sísmicas si un terremoto ocurriese en un medio infinito sin pérdidas (Kostrov, 1974). Los daños que ocasiona un terremoto dependerán de su tamaño y de su E_R . Para mitigar y minimizar en lo posible los daños ocasionados por las ondas sísmicas es necesario entender la física de los procesos que se producen durante la ocurrencia de los terremotos.

Richter (1935) introdujo una cantidad física como medida del tamaño de los terremotos, a través del concepto “magnitud”, basada en sismogramas para California. Posteriormente, Gutenberg y Richter (1936) extiende la escala magnitud a otras regiones del mundo. Un primer intento de correlación entre esta y la energía sísmica radiada fue llevado a cabo por Gutenberg y Richter (1942) para terremotos superficiales en California. Este estudio fue revisado y ampliado, utilizando la base de datos de terremotos disponible en ese momento, por Gutenberg y Richter (1956), introduciendo las relaciones empíricas entre E_R y la magnitud de ondas internas m_b :

$$\log E_R = 2.4m_b + 5.8 \quad (1.1)$$

y de ondas superficiales M_S :

$$\log E_R = 1.5M_S + 11.8 \quad (1.2)$$

La obtención de E_R a partir directamente de los sismogramas mejora con la aparición de los sismómetros de banda ancha. Esto se debe a que para su estimación hay que tener en cuenta toda la banda de frecuencia. Vassiliou y Kanamori (1982) lo considera estimaciones dinámicas y las engloba, teniendo en cuenta la metodología utilizada, en dos grupos: aquellas basadas en la integración directa de la forma de onda en una estación (Boatwright y Choy, 1986; Bolt, 1986; Houston, 1990; Kanamori *et al.*, 1993) y las que utilizan la integración de la función tasa

momento (MRF, *Moment rate Function*; Vassiliou y Kanamori, 1982; Kikuchi y Fukao, 1988). De esta forma, se tienen dos medidas del tamaño del terremoto: la energía sísmica radiada y el momento sísmico escalar (M_0), relacionado con la parte plana del espectro de amplitud, es decir, de las bajas frecuencias. La relación entre ambos parámetros, conocida como energía escalada ($\tilde{e}$), puede proporcionar información sobre el proceso de ruptura de los terremotos (Kanamori, 1977).

El primer objetivo de esta tesis es estimar la energía sísmica radiada por terremotos a distinta profundidad en el sureste de la región Ibero-Mogrebí (RIM). Esta zona está formada por el mar de Alborán, el sur de la península Ibérica y el norte de África. Se trata de una región tectónicamente compleja donde el límite de placas (entre el norte de la placa africana y la parte suroeste de la placa euroasiática) es una amplia zona de deformación (Bufo *et al.*, 1988; Civiero *et al.*, 2020; Stich *et al.*, 2020). En la Figura 1.1 se representan los epicentros de los terremotos ocurridos en RIM entre 2000-2020 con $M \geq 3$ (<http://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>). Esta sismicidad se caracteriza por la ocurrencia de terremotos superficiales ($h < 40$ km), de profundidad intermedia ($40 < h < 150$ km) y la ocurrencia ocasional de terremotos muy profundos ($h > 600$ km) (círculos rojos, verdes y azules, respectivamente).

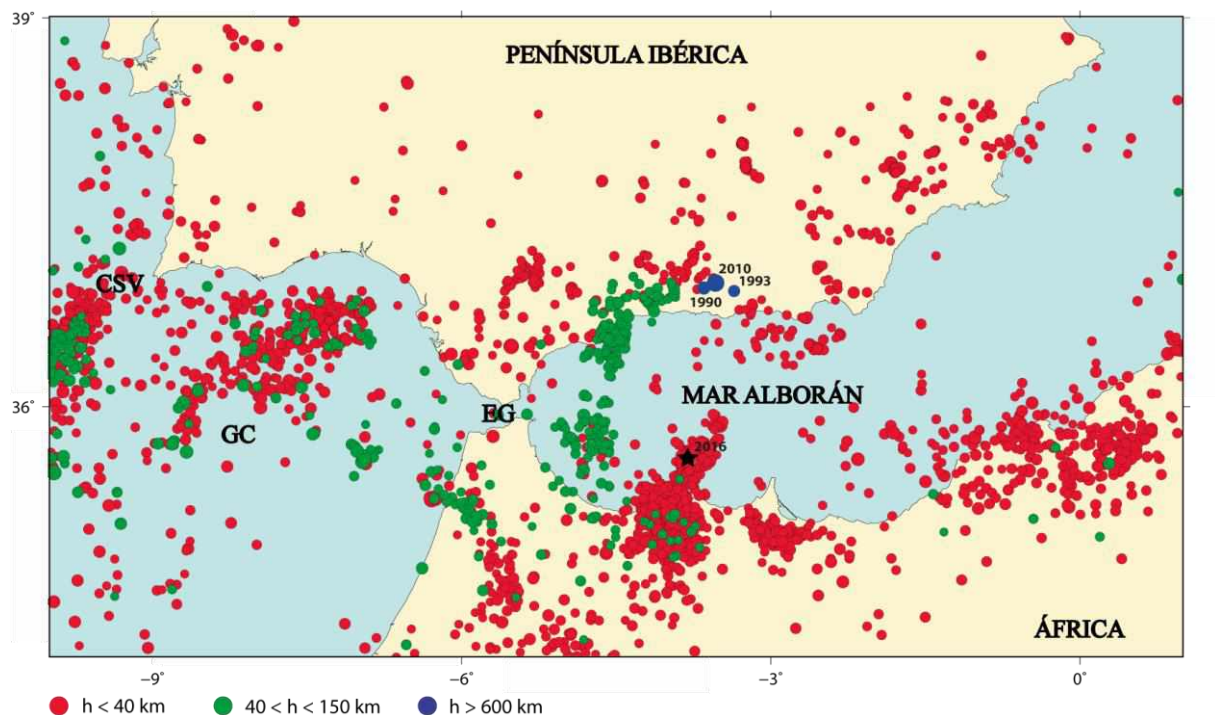


Figura 1.1. Epicentros de los terremotos con $M \geq 3$ ocurridos entre 2000 y 2020 (<https://www.ign.es/web/sis-catalogo-terremotos>).

Se observa que la mayor parte de los terremotos que ocurren en RIM se localizan a profundidades superficiales ($h < 40$ km), concentrándose en el Cabo de San Vicente (CSV),

Golfo de Cádiz (GC), y en el norte de África y mar de Alborán. En esta última zona, se localiza el terremoto superficial más grande ocurrido en RIM entre 2000 y 2020: el terremoto de 2016 ($M_w=6.4$; estrella negra) (Bufo *et al.*, 2017; Medina y Cherkaoui, 2017). La sismicidad intermedia se localiza, principalmente, al este del Estrecho de Gibraltar (EG), cuyos epicentros se distribuyen paralelos a este en una banda NE-SO (Bufo *et al.*, 1991, 1997; Santos-Bueno *et al.*, 2019; López-Sánchez *et al.*, 2022). Una evidencia de la complejidad tectónica de la región es la ausencia de sismicidad entre 150 y 600 km de profundidad (Bufo *et al.*, 2004; <http://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>). Desde 1954, se han registrado 5 terremotos muy profundos en RIM concentrados en el sur de Granada con $h \approx 650$ km, siendo la mayor profundidad a la que han ocurrido terremotos en Europa (Chung y Kanamori, 1976; Udías *et al.*, 1976; Bufo *et al.*, 1991, 1997, 2011). Los de mayor magnitud ocurrieron en 1954 con $M_w=7.8$ (Hodgson y Cock, 1956; Bonelli y Carrasco, 1957; Grimison y Chen, 1986; Bufo *et al.*, 1991, 1997) y en 2010 con $M_w=6.3$ (Bufo *et al.*, 2011; Bezada y Humphreys, 2012) y los de menor tamaño en 1973 ($m_b=4.8$), 1990 ($M_w=4.8$) y 1993 ($M_w=4.3$) (Udías *et al.*, 1976; Bufo *et al.*, 1991, 1997; Bufo, 2008).

Se han seleccionado terremotos a distinta profundidad en RIM para la estimación de E_R y el análisis de sus valores en función de diferentes parámetros como la profundidad del foco, contenido de frecuencias, etc. El interés tectónico de esta región reside en que, a pesar de ocurrir terremotos profundos, de profundidad intermedia y superficiales, no se trata de una zona de subducción. La selección está formada por los terremotos profundos de 1990, 1993 y 2010 (Figura 1.1), por 9 terremotos de profundidad intermedia de baja magnitud ($M_w < 4$) que ocurrieron entre 2009 y 2020, y por el terremoto superficial que ocurrió en 2016, todos ellos localizados al este del EG.

El *segundo objetivo* de esta tesis es comparar estos valores de E_R obtenidos para sismos de RIM con los valores de E_R en zonas de subducción. Para ello, se calcula E_R de tres eventos profundos ($h > 550$ km) ocurridos: el 24 de agosto de 2018 ($M_w=7.1$, $h=610$ km) en la región de Perú (Figura 1.2), y el 19 de agosto ($M_w=8.2$, $h=600$ km) y 6 de septiembre de 2018 ($M_w=7.9$, $h=687$ km) en la región de Fiji (Figura 1.3).

La sismicidad de Perú (Figura 1.2) corresponde a un típico límite de placas de subducción (placa de Nazca y placa sudamericana), donde ocurren terremotos superficiales (rojo), con magnitud superior a 7, localizados entre la fosa oceánica y la costa; terremotos de profundidad intermedia (verde), hasta 200 km en el norte y profundidades superiores en el sur; y terremotos muy profundos (azul), entre 500 y 650 km de profundidad.

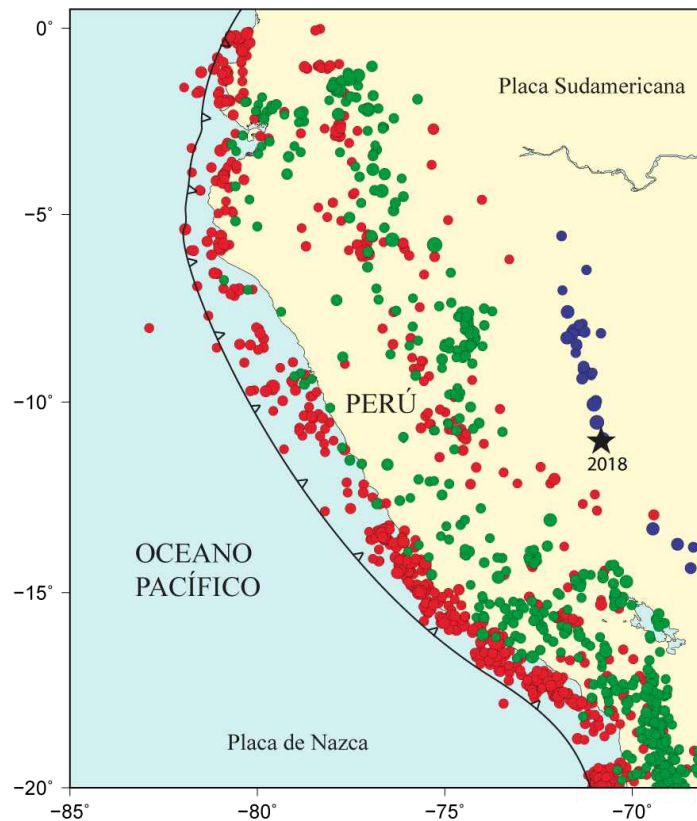


Figura 1.2. Epicentros de los terremotos con $M_w \geq 5$ ocurridos entre 1990 y 2020 (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>). En rojo $h \leq 60$ km, verde $60 < h \leq 350$ km y en azul $h > 350$ km.

La otra zona de subducción seleccionada, la región de Fiji (Figura 1.3), se encuentra entre la placa australiana y la placa Pacífica, donde esta última subduce bajo la primera produciendo una zona de alta sismicidad. Esta subducción de losa fría se caracteriza por la ocurrencia de más del 70% de los terremotos profundos del mundo (Gurnis *et al.*, 2000; Frohlich, 2006; Houston, 2015). Se puede observar como los terremotos ocurren a lo largo de la losa que subduce con hipocentros superficiales (rojo; $h \leq 60$ km) cerca de la fosa, entre ambas placas, aumentando su profundidad hacia el oeste, siguiendo dicha losa, con terremotos de profundidad intermedia (verde; $60 < h \leq 350$ km) y profundos (azul; $h > 350$ km) cerca de Fiji.

La selección en Perú y Fiji de terremotos profundos se debe a que la llegada de la onda P en estos es un impulso claro, sin contaminación por sus reflexiones en la superficie libre de la Tierra (pP y sP), lo que facilita el cálculo de E_R frente a lo que ocurre en terremotos superficiales o de profundidad intermedia (Udías *et al.*, 2014). La estimación de E_R a partir de los sismogramas necesita distintas correcciones (deconvolución instrumental, ruido sísmico, atenuación...) que, como se verá, dificultan su cálculo. Lo que se traduce en un reto incluso para un terremoto profundo y de gran tamaño.

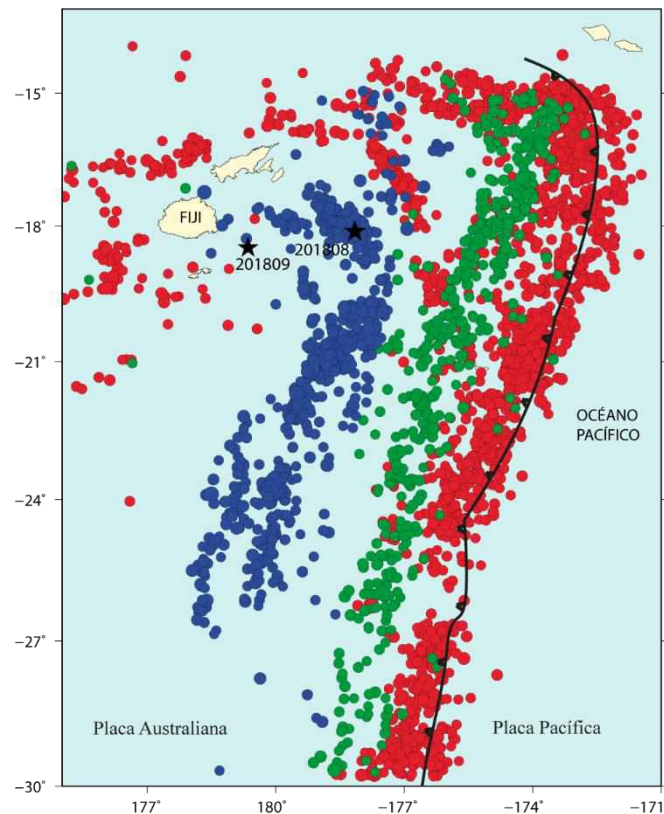


Figura 1.3. Epicentros de los terremotos con $M_w \geq 5$ ocurridos entre 2000 y 2020 (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>). En rojo $h \leq 60$ km, verde $60 < h \leq 350$ km y en azul $h > 350$ km.

Para comparar los valores de E_R de los terremotos, al tener distinta magnitud, se puede utilizar el parámetro energía escalada $\tilde{e}$. Diversos estudios han obtenido de forma empírica un valor promedio de 10^{-5} para terremotos de gran tamaño ($M_w \approx 7$) (Mayeda y Walter, 1996; Kanamori y Heaton, 2000; McGarr y Fletcher, 2002; Kanamori y Rivera, 2004). Al comparar estos valores con los estimados para terremotos de menor tamaño, distintos autores observan que $\tilde{e}$ disminuye al hacerlo M_w (Izutani y Kanamori, 2001; Venkataraman *et al.*, 2002, 2006a; Kanamori y Brodsky, 2004; Kanamori y Rivera, 2004; Izutani, 2005, 2008). Kanamori *et al.*, (2020) obtiene un valor casi constante de $\tilde{e} \approx 3 \times 10^{-5}$, con una ligera tendencia creciente con M_w , para terremotos con M_w entre 5.8 y 7. Sin embargo, otros autores (Prieto *et al.*, 2004; Baltay *et al.*, 2011, 2014) encuentran valores de $\tilde{e}$ comparables para terremotos de pequeño y gran tamaño. Según Kanamori y Brodsky (2004), esta relación depende de propiedades sismogénicas de la región como de la corteza continental, la zona de subducción, la zona sísmica profunda, etc. Ide y Beroza (2001) sugieren que muchas de estas relaciones publicadas podrían estar sesgadas por corregir de forma errónea los efectos de la Tierra heterogénea o por limitaciones instrumentales.

El *tercer objetivo* de esta tesis es comparar la E_R estimada a partir de datos a distancia telesísmica ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) y regional ($\Delta < 8.5^\circ$) para un mismo terremoto. La obtención de E_R

requiere una alta relación señal/ruido lo que restringe el uso de datos telesísmicos a terremotos de gran tamaño. Distintos autores muestran discrepancias entre estas estimaciones de E_R , incluso de un orden de magnitud (Kikuchi y Fukao, 1988; Singh y Ordaz, 1994; Newmal y Okal, 1998; Pérez-Campos y Beroza, 2001). Sin embargo, Pérez-Campos *et al.*, (2003) y Venkataraman y Kanamori (2004) consiguen reducir estas diferencias utilizando correcciones precisas de la atenuación, el efecto de sitio y/o la directividad de la fuente. En general, para terremotos con $5.5 \leq M_w \leq 7$, las estimaciones de E_R obtenidas a partir de datos regionales y de datos telesísmicos parecen consistentes dentro de un factor 3 (Kanamori *et al.*, 2020).

Durante el proceso de ruptura de un terremoto, la energía liberada (energía total, E_T) no solo se libera en forma de ondas sísmicas (E_R), si no que una parte corresponde a la energía de fractura (E_G), procesos mecánicos distintos al calentamiento, y otra parte a la energía de fricción (E_F), disipación en forma de calor por fricción en la superficie de la falla (Kanamori y Brodsky, 2004). En sismología, el cálculo de E_T representa una cuestión sin resolver, ya que a partir de los sismogramas solo se puede estimar E_R , pudiendo considerarla como una fracción de la energía total usando el coeficiente de eficiencia sísmica ($\eta = E_R/E_T$) (Udías y Buforn, 2018). La imposibilidad de obtener el valor absoluto de los esfuerzos tectónicos antes y después del terremoto, junto con la de determinar los detalles de la variación espacial de estos y el desplazamiento, impide calcular E_T y como consecuencia η (Kanamori y Brodsky, 2004). Sin embargo, Abercrombie y Rice (2005) demuestra que a partir de datos sísmicos se puede estimar un valor mínimo de la energía de fractura por unidad de superficie (G) que denomina G' y coincide con G cuando no se produce una caída de esfuerzo parcial (*partial stress drop*; Brune, 1976) o un sobreimpulso de fricción (*frictional overshoot*; Savage and Wood, 1971). Esta aproximación de G , junto con la superficie de falla, se utiliza para la obtención de la eficiencia de radiación η_R (Husseini y Randall, 1976). El parámetro η_R es importante para caracterizar las propiedades dinámicas de un terremoto (Aki, 1966; Wyss y Brune, 1968) y no se debe confundir con la eficiencia sísmica, mencionada previamente. La estimación de G' , para los terremotos de RIM, es el *cuarto objetivo* de esta tesis.

Esta memoria se ha estructurado en cinco capítulos y nueve anexos:

- El **capítulo 1** corresponde a esta introducción. En él se introduce el concepto de energía sísmica radiada y se exponen los objetivos y estructura de la tesis, así como las regiones objeto de estudio.

- El **capítulo 2** corresponde a la metodología utilizada para el cálculo de la energía sísmica radiada: a partir del registro de la onda P, junto con las correcciones necesarias en esta estimación, y utilizando la función temporal de la fuente (STF). Para finalizar este capítulo, se definen los parámetros necesarios para el cálculo de la energía de fractura y se expone la expresión utilizada para su estimación.
- El **capítulo 3** está dedicado a las observaciones. En la primera parte (secciones 3.1 y 3.2) se presentan los terremotos seleccionados y las estaciones y redes sísmicas utilizadas en las tres regiones de estudio (RIM, Perú y Fiji). En la segunda parte (sección 3.3) se exponen los modelos de Tierra utilizados en la obtención del mecanismo focal y en la estimación de E_R . Este capítulo finaliza (sección 3.4) con la descripción del procesado y análisis de las observaciones. En esta sección se incluyen en detalle las correcciones aplicadas sobre los registros, así como la obtención de la frecuencia esquina para los distintos terremotos, el criterio de calidad basado en la relación señal/ruido y el software utilizado, tanto los programas creados por otros autores como los desarrollados en esta tesis.
- El **capítulo 4** expone los resultados obtenidos en esta tesis y su discusión. Primero se presenta la estimación de E_R en RIM para los terremotos profundos, de profundidad intermedia y superficial seleccionados (sección 4.1) y en las regiones de Perú y Fiji para los terremotos profundos (sección 4.2). Se analizan estos resultados de E_R en detalle para las estaciones que presentan valores extremos. Los resultados obtenidos se comparan con los calculados por otros autores y con otras metodologías. El capítulo finaliza con una discusión de los resultados (sección 4.3), en la que se estiman los valores de energía escalada para los distintos terremotos y se comparan entre sí y con los obtenidos por otros autores en distintas regiones y para distintos tipos de terremotos. En esta discusión también se dedica un subapartado al balance de energía, en el que se calcula la energía de fractura por unidad de superficie en RIM.
- El **capítulo 5** expone las principales conclusiones de esta tesis, indicando posibles trabajos futuros para continuar y mejorar este estudio.
- El **capítulo 6** corresponde a las referencias utilizadas.

Para cumplir con los requisitos para obtener la mención internacional con esta tesis se incluye el resumen de la tesis y las conclusiones en inglés.

Finalmente, se incluyen los siguientes anexos:

- Anexo I. Estaciones utilizadas en el cálculo de E_R en cada terremoto. Para distancias regionales se presenta en tres tablas: Tabla I.1 (estaciones permanentes de banda ancha), Tabla I.2 (estaciones temporales de banda ancha) y Tabla I.3 (estaciones de periodo corto).
- Anexo II. Espectros de amplitud utilizados para el cálculo de la frecuencia esquina.
- Anexo III. Espectros de amplitud de la señal y el ruido utilizados en el estudio relación señal/ruido.
- Anexo IV. Selección de estaciones para los terremotos de profundidad intermedia de RIM con $SNR > 1.25$.
- Anexo V. Valores del factor de atenuación Q utilizados en la obtención de E_R .
- Anexo VI. Espectros de amplitud corregidos por la atenuación.
- Anexo VII. Descripción de los programas y *scripts* utilizados. Se incluyen los códigos desarrollados en esta tesis.
- Anexo VIII. Valores de E_R obtenidos junto con los de las correcciones utilizadas en su cálculo.
- Anexo IX. Sismogramas observados y sintéticos obtenidos en la inversión de la distribución del *slip* sobre el plano de falla del terremoto P1.

2. Metodología

En este capítulo se expone la metodología utilizada en esta tesis. En la sección 2.1, se explica la obtención de E_R basada en dos métodos distintos: a partir del desplazamiento $u(t)$ de las ondas P y S (estimación de “estación única”; Boatwright y Choy, 1986) y utilizando la MRF (Vassiliou y Kanamori, 1982). En la sección 2.2 se describen las correcciones necesarias en el cálculo de E_R utilizando el método de “estación única”: corrección por el instrumento, el patrón de radiación, el factor de expansión geométrica del rayo, el efecto de superficie libre y la corrección por la atenuación del medio. El capítulo finaliza con la sección 2.3, dedicada a la energía de fractura y la eficiencia de radiación.

2.1. Cálculo de la energía sísmica radiada

El flujo de energía ε de una onda plana en aproximación de campo lejano se puede calcular a partir de la siguiente ecuación (Bullen, 1965):

$$\varepsilon = \rho c \int_0^{\infty} \dot{u}^2(t) dt \quad (2.1)$$

donde ρ es la densidad del medio, c la velocidad de la onda plana y $\dot{u}(t)$ la velocidad del suelo. Este flujo corresponde a la energía por unidad de superficie (Figura 2.1). Considerando una superficie esférica homogénea S' que rodea la fuente del terremoto a una distancia r , la energía sísmica radiada (suma de la onda P y de la onda S) sobre toda la superficie se calcula como (Haskell, 1964):

$$E_R = \int_{S'} \int_{-\infty}^{+\infty} \rho_h \left[\alpha_h |\dot{u}_i^\alpha(t)|^2 + \beta_h |\dot{u}_i^\beta(t)|^2 \right] dt dS \quad (2.2)$$

donde $\dot{u}_i^\alpha(t)$ y $\dot{u}_i^\beta(t)$ son las derivadas del desplazamiento de las ondas P y S, respectivamente, en campo lejano; α_h y β_h las velocidades de las ondas P y S en la región focal; y ρ_h la densidad en dicha región.

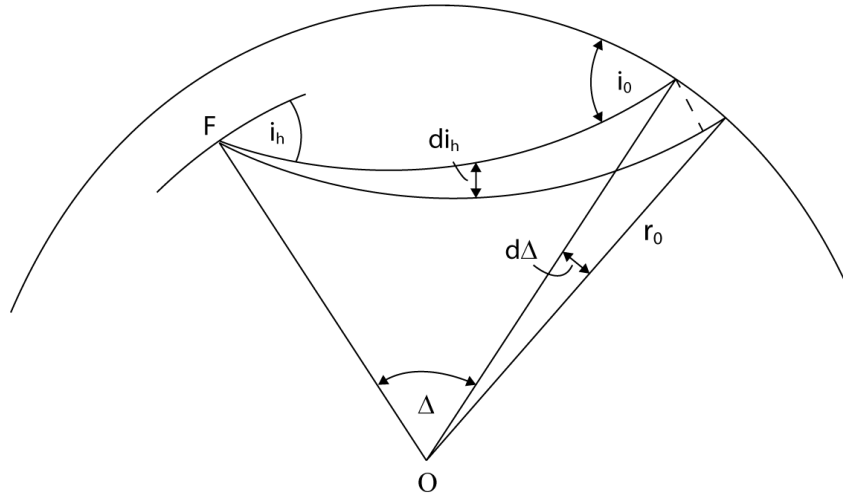


Figura 2.1. Energía en un paquete de ondas sísmicas desde el foco F a la superficie. Modificada de Bullen (1965).

Para un modelo de fuente de foco puntual y fractura de cizalla, la ecuación del desplazamiento de las ondas P y S en campo lejano se expresa como (Udías *et al.*, 2014):

$$u_i^\alpha(t) = \frac{R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)}{4\pi\rho_h r \alpha_h^3} \dot{M}_0(t - r/\alpha_h) \quad (2.3)$$

$$u_i^\beta(t) = \frac{R_S(\phi, \delta, \lambda, i_h)}{4\pi\rho_h r \beta_h^3} \dot{M}_0(t - r/\beta_h) \quad (2.4)$$

siendo $\dot{M}_0(t - r/\alpha_h)$ y $\dot{M}_0(t - r/\beta_h)$ la MRF de las ondas P y S, respectivamente, y $R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)$ y $R_S(\phi, \delta, \lambda, i_h)$ el patrón de radiación, donde ϕ es el azimut en el foco ($\phi = \phi_{falla} - \phi_{estación}$), δ el buzamiento de la falla, λ el ángulo de deslizamiento del plano de falla e i_h el ángulo de incidencia en el foco. Este último, junto al azimut de la estación, define la posición de la estación sobre la esfera focal (Figura 2.2). De esta forma, sustituyendo en la ecuación (2.2), se obtiene:

$$E_R = \frac{1}{16\pi^2\rho_h r^2} \int_{\Sigma} \left[\frac{R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)^2}{\alpha_h^5} + \frac{R_S(\phi, \delta, \lambda, i_h)^2}{\beta_h^5} \right] \int_{-\infty}^{+\infty} |\ddot{M}_0(t)|^2 dt dS \quad (2.5)$$

Integrando sobre la superficie esférica, teniendo en cuenta $dS = r^2 \sin \theta d\theta d\phi$, el coeficiente del patrón de radiación cuadrático medio se define como (Udías *et al.*, 2014):

$$\langle R_P^2 \rangle = \frac{1}{4\pi} \iint R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)^2 \sin \theta d\theta d\varphi \quad (2.6)$$

$$\langle R_S^2 \rangle = \frac{1}{4\pi} \iint R_S(\phi, \delta, \lambda, i_h)^2 \sin \theta d\theta d\varphi \quad (2.7)$$

donde θ es el ángulo entre el vector a la estación y el eje X_1 , siendo (X_1, X_2) el plano de fractura. Sustituyendo estos coeficientes en la ecuación (2.5), se obtiene la expresión para la energía sísmica radiada:

$$E_R = \frac{1}{4\pi\rho_h} \left[\frac{\langle R_P^2 \rangle}{\alpha_h^5} + \frac{\langle R_S^2 \rangle}{\beta_h^5} \right] \int_{-\infty}^{+\infty} |\ddot{M}_0(t)|^2 dt \quad (2.8)$$

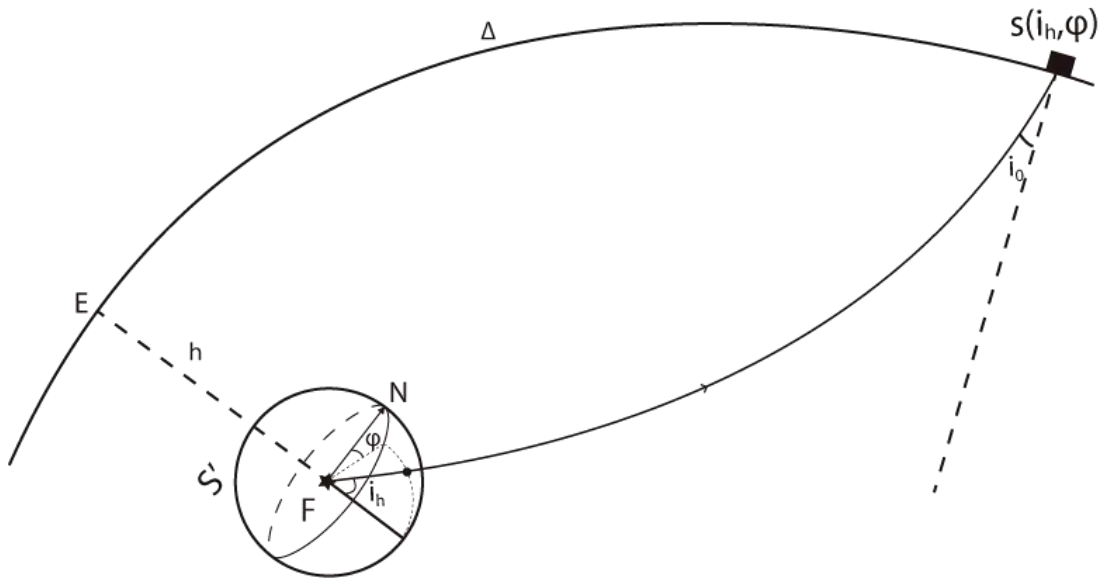


Figura 2.2. Trayectoria del rayo entre el foco F y la estación S. N indica el norte geográfico, φ el azimut de la estación, h la profundidad, E el epicentro y Δ la distancia epicentral. Modificada de Udías y Buforn (2018).

La forma más común de expresar la ecuación (2.8) es en el dominio espectral (Haskell, 1966; Boatwright, 1978). Aplicando la Transformada de Fourier, teniendo en cuenta la relación de Parseval, $\int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} |F(\omega)|^2 d\omega$, se obtiene:

$$E_R = \frac{1}{4\pi^2\rho_h} \left[\frac{\langle R_P^2 \rangle}{\alpha_h^5} + \frac{\langle R_S^2 \rangle}{\beta_h^5} \right] \int_0^{\infty} \omega^2 |\dot{M}_0(\omega)|^2 d\omega \quad (2.9)$$

Considerando los valores del patrón de radiación cuadrático medio comúnmente utilizados $\langle R_P^2 \rangle = 4/15$ y $\langle R_S^2 \rangle = 2/5$ (Aki y Richards, 2002), la expresión final de E_R en el dominio de frecuencia se puede escribir como:

$$E_R = 8\pi \left[\frac{1}{15\rho_h\alpha_h^5} + \frac{1}{10\rho_h\beta_h^5} \right] \int_0^{+\infty} f^2 |\dot{M}_0(f)|^2 df \quad (2.10)$$

Considerando una fractura de cizalla como mecanismo del terremoto que libera esa E_R , la aportación de las ondas P a esta, frente a las ondas S, es del 4%, aproximadamente (Haskell, 1964). Sin embargo, la atenuación en el caso de las ondas S es casi 20 veces mayor que en las ondas P, esto implica que a distancias telesísmicas el registro de la onda S a frecuencias mayores a 0.5 Hz contendrá poca energía, impidiendo su uso en estimaciones de E_R precisas (Venkataraman y Kanamori, 2004). Por esta razón y debido a la dificultad que supone identificar la onda S en los registros, muchos autores (Newmna y Okal, 1998; Venkataraman y Kanamori, 2004; Ye *et al.*, 2013) obtienen E_R a partir de la onda P, utilizando la relación que existe entre ambas energías (Udías y Buforn, 2018):

$$\frac{E_P}{E_S} = \frac{2}{3} \left(\frac{\beta_h}{\alpha_h} \right)^5 \quad (2.11)$$

que sustituyendo en la ecuación (2.10) se obtiene:

$$E_R = \frac{8\pi}{15\rho_h\alpha_h^5} \left[1 + \frac{3}{2} \left(\frac{\alpha_h}{\beta_h} \right)^5 \right] \int_0^{+\infty} f^2 |\dot{M}_0(f)|^2 df \quad (2.12)$$

Para poder aplicar la ecuación (2.12) se debe estimar $\dot{M}_0(f)$, cuyo valor es posible obtener aplicando la Transformada de Fourier a la ecuación (2.3):

$$\dot{M}_0(f) = \frac{4\pi\rho_h r \alpha_h^3}{R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)} u_i^\alpha(f) \quad (2.13)$$

Sustituyendo la ecuación (2.13) en la ecuación (2.12), E_R se puede escribir como:

$$E_R = \left[1 + \frac{3}{2} \left(\frac{\alpha_h}{\beta_h} \right)^5 \right] \frac{8\pi}{15\rho_h \alpha_h^5} \left[\frac{4\pi\rho \alpha_h^3}{R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)} \right]^2 \int_0^\infty f^2 |u_i^\alpha(f)|^2 df \quad (2.14)$$

De esta forma, si se dispone del espectro de amplitud de la onda P es posible calcular E_R , ecuación (2.14). Debido a que las ondas sísmicas se propagan en una Tierra heterogénea es necesario aplicar una serie de correcciones al sismograma. El método de “estación única” consiste en calcular E_R en cada estación, utilizando la ecuación (2.14) y teniendo en cuenta esas correcciones, y hacer un promedio de los valores obtenidos, estimando la E_R del terremoto (Boatwright y Choy, 1986). Este método será denominado en esta tesis: *método 1*.

Como se mencionó anteriormente, para estimar E_R también se va a utilizar la STF del terremoto (Vassiliou y Kanamori, 1982), denominado en esta tesis *método 2*. En un modelo de fuente de foco puntual y fractura de cizalla, esta función representa como cambia la MRF en el tiempo, siendo su integral el momento sísmico escalar (Figura 2.3; Udías y Buforn, 2018). Por tanto, a partir de la STF, ecuación (2.8), se obtiene:

$$E_R = \left[\frac{1}{15\pi\rho_h \alpha_h^5} + \frac{1}{10\pi\rho_h \beta_h^5} \right] \int_{-\infty}^{+\infty} |\dot{M}_0(t)|^2 dt \quad (2.15)$$

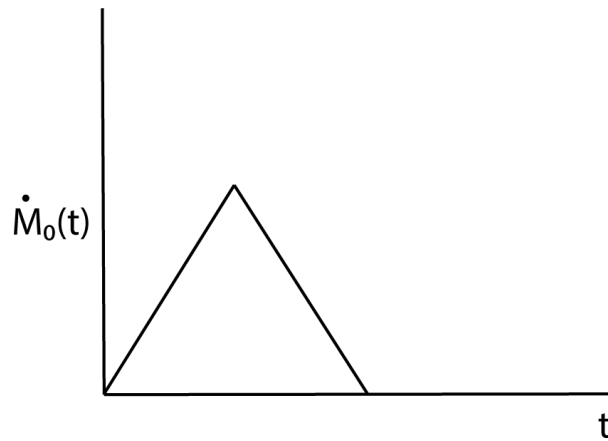


Figura 2.3. Ejemplo de $\dot{M}_0(t)$ para una fuente simple (Udías y Buforn, 2018).

2.2. Correcciones

En la ecuación (2.3), utilizada en el método de “estación única”, no se ha considerado el efecto de propagación de las ondas sísmicas en un medio heterogéneo y atenuante, como es la

Tierra. Para ello, habría que tener en cuenta un efecto de atenuación, otro de dispersión geométrica del rayo y otro de superficie libre (Figura 2.4), expresando el desplazamiento de la onda P, ecuación (2.3), como (Udías y Bufo, 2018):

$$|u_i^\alpha(f)| = \frac{1}{4\pi\rho\alpha_h^3R_T}R_P(\phi,\delta,\lambda,i_h)C(i_0)g(\Delta)e^{-\pi ft^*}|\dot{M}(f)| \quad (2.16)$$

donde R_T es el radio de la Tierra, $C(i_0)$ es la corrección por el efecto de la superficie libre, $g(\Delta)$ es la corrección debida al factor de expansión geométrica del rayo y $e^{-\pi ft^*}$ corresponde a la atenuación anelástica. De esta forma, sustituyendo esta ecuación en la ecuación (2.14) se obtiene:

$$E_R = \left[1 + \frac{3}{2}\left(\frac{\alpha_h}{\beta_h}\right)^5\right] \frac{8\pi}{15\rho_h\alpha_h^5} \left[\frac{4\pi\rho_h\alpha_h^3R_T}{R_P(\phi,\delta,\lambda,i_h)C(i_0)g(\Delta)}\right]^2 \int_0^\infty f^2 \frac{|u(f)|^2}{e^{-\pi ft^*}} df \quad (2.17)$$

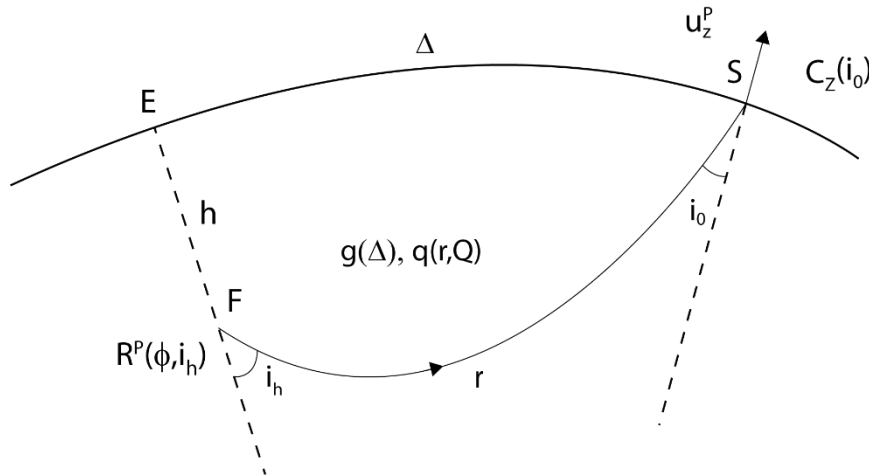


Figura 2.4. Trayectoria del rayo de las ondas P entre el foco F y la estación S, junto con los factores de corrección utilizada para la obtención de E_R . Donde $q(r, Q)$ corresponde a la atenuación (Udías y Bufo, 2018).

A continuación, se detallan las distintas correcciones.

2.2.1. Corrección por el instrumento

La primera corrección que se realiza sobre el sismograma $s(t)$ es la eliminación del instrumento $I(t)$, que permite obtener $u(t)$, siendo (Udías y Bufo, 2018):

$$s(t) = u(t) * I(t) \quad (2.18)$$

donde el símbolo $*$ denota el operador de convolución. Aplicando la Transformada de Laplace (TL), se obtiene:

$$S(s) = U(s)I(s) \quad (2.19)$$

donde s es la variable de Laplace: $s = c + i\omega$

El instrumento $I(s)$ viene dado por su función de transferencia, que representa los efectos introducidos durante el registro de la señal (sismómetro, amplificación...) relacionando la salida de voltaje con el desplazamiento del suelo (Udías y Buforn, 2018). Esta función se da en términos de la Transformada de Laplace, indicando sus polos y ceros (Scherbaum, 2001). La expresión más general de esta función es (Udías *et al.*, 2014):

$$I(s) = cte \frac{\prod_{j=1}^n (s - z_j)}{\prod_{k=1}^m (s - p_k)} \quad (2.20)$$

donde p_k y z_j son los polos y ceros de la función de transferencia, m y n el número de estos y cte la constante propia de cada instrumento.

2.2.2. Corrección por la atenuación

La Tierra no es un medio totalmente elástico, por lo que en su interior existen procesos anelásticos que provocan una pérdida de energía en las ondas sísmicas durante su trayectoria, entre el foco y la estación que las registra. Aparte de estos procesos anelásticos, durante esta trayectoria las ondas interactúan con heterogeneidades de pequeña escala que también producen una disminución en su amplitud (Aki, 1980). Este fenómeno conocido como disipación o *scattering* provoca que una parte de la energía de alta frecuencia llegue después de las ondas directas, lo que puede provocar una disminución o un aumento de la energía obtenida a partir de estas. Para evitar incluir en la estimación de energía las llegadas dispersas se limita la longitud de ventana del registro. La primera llegada corresponde a la onda P que llega seguida por la pP y sP (Figura 2.5). A medida que la profundidad del foco aumenta también lo hace la diferencia de tiempo entre estas llegadas. Para un foco superficial no es posible distinguirlas (Figura 2.5b) por lo que la ventana incluirá estas tres fases (P+pP+sP) mientras que, para terremotos de profundidad intermedia y profundos, dada la diferencia de tiempo entre ellas, como se puede observar en la Figura 2.6, en la que se muestra el comienzo de registro de un

terremoto profundo, se puede seleccionar una longitud de ventana que incluya solo la onda P directa.

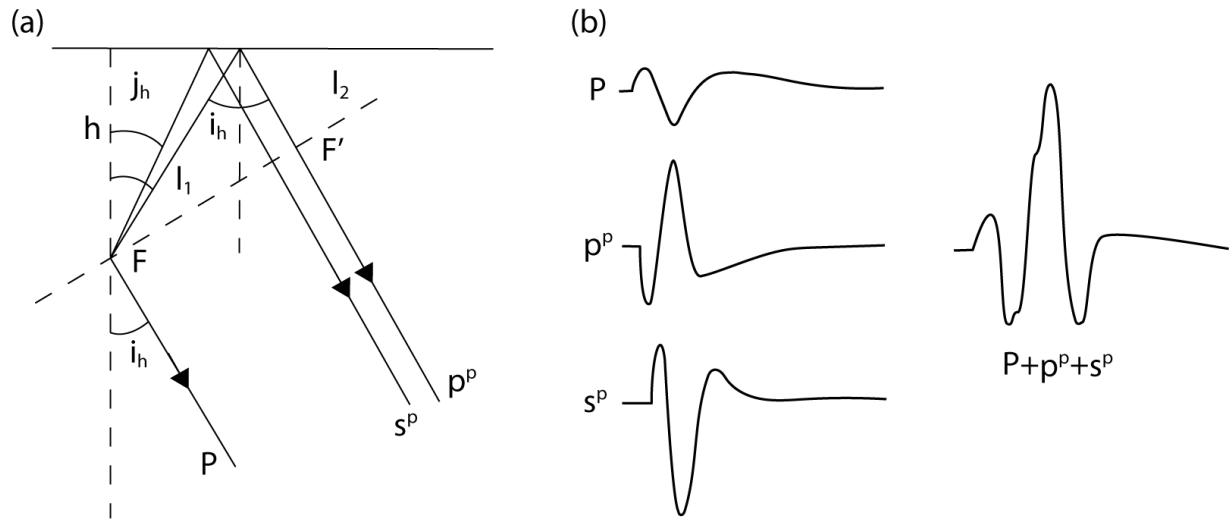


Figura 2.5. (a) ondas P, pP y sP en el foco. (b) En una estación, considerando foco superficial (Udías y Buforn, 2018).

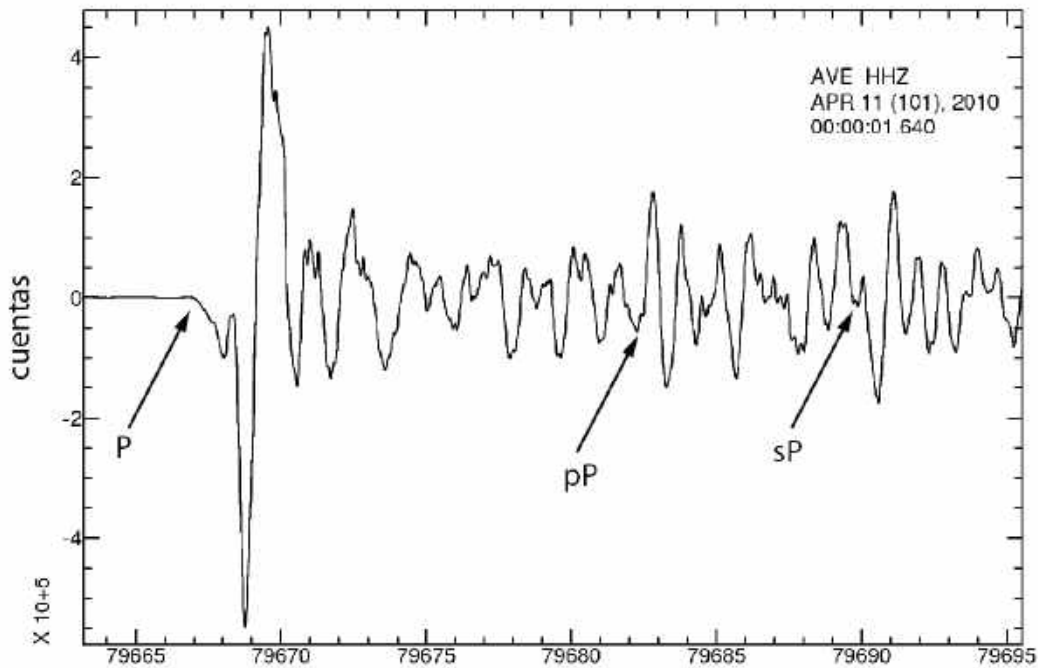


Figura 2.6. Ejemplo de comienzo de la onda P, pP y sP para un terremoto profundo ($h=623$ km).

Ambos fenómenos, la atenuación anelástica y la disipación, se modelan de forma simultánea al tener un efecto parecido sobre la amplitud de la onda (Wu, 1985; del Fresno, 2004). La corrección del espectro de amplitud por ambos fenómenos se realiza en la ecuación (2.17) de forma exponencial $e^{-\pi f t^*}$ (Teng, 1968), donde t^* es definido como:

$$t^* = \int_r \frac{dt}{Q} \quad (2.21)$$

siendo r la trayectoria a lo largo del rayo y Q el factor de atenuación. Por tanto, en regiones con un alto valor de Q la atenuación es menor que en regiones con menor Q , para una misma duración de la trayectoria.

El término de corrección por la atenuación, ecuación (2.16), no solo depende de t^* también lo hace de la frecuencia. Se debe tener en cuenta que la atenuación en la Tierra, sobre todo a altas frecuencias ($f > 1$ Hz), es poco conocida, lo que podría introducir cierto error en la estimación de E_R . Para distancias telesísmicas se ha comprobado que esta corrección depende débilmente de la distancia epicentral, por esta razón se le asigna un valor constante de t^* a cada terremoto, independientemente de la estación (Der, 1998; Houston *et al.*, 1998).

A distancia regional ($\Delta < 8.5^\circ$), la ecuación (2.21) se puede aproximar a $t^* = \tau/Q$, donde τ es el tiempo de recorrido a lo largo del rayo. En algunas regiones, como en el sur de España, existen estudios a estas distancias en los que el factor de atenuación depende de la frecuencia, $Q(f)$, (Ibañez *et al.*, 1990; Morales *et al.*, 1991) y otros en los que se considera constante en todo el rango de frecuencias (Bufo *et al.*, 1997; del Fresno, 2004). En esta tesis se va a utilizar un valor constante de este factor Q para cada estación y en algún caso en concreto un valor dependiente de la frecuencia (capítulo 3).

2.2.3. Corrección por el patrón de radiación

El patrón de radiación $R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)$ y $R_S(\phi, \delta, \lambda, i_h)$ representa la distribución espacial de las amplitudes de la onda P o S, alrededor del foco sísmico, en función de la orientación del plano de ruptura y la posición de la estación (Udías y Bufo, 2018). Su corrección consiste en eliminar el efecto de este sobre la amplitud del desplazamiento del suelo.

Por tanto, para corregir por el patrón de radiación es necesario conocer la orientación del plano de fractura del terremoto. El modelo más sencillo de fuente sísmica puntual y el utilizado en esta tesis para esta corrección es una fractura de cizalla o doble par de fuerzas (DC o *Double Couple*). En este modelo, $R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)$ y $R_S(\phi, \delta, \lambda, i_h)$ corresponden a una radiación de las ondas P y S, respectivamente, en cuatro lóbulos o cuadrantes, separados por dos planos ortogonales: los planos nodales o planos de falla (Figura 2.7). La orientación de cada plano

viene definida por el azimut ϕ , buzamiento δ y ángulo de deslizamiento λ (Udías y Bufo, 2018). También puede venir dado por el vector unitario $\mathbf{l}$ en la dirección del deslizamiento y su normal $\mathbf{n}$, imponiendo la condición de ortogonalidad entre ambos (Figura 2.8).

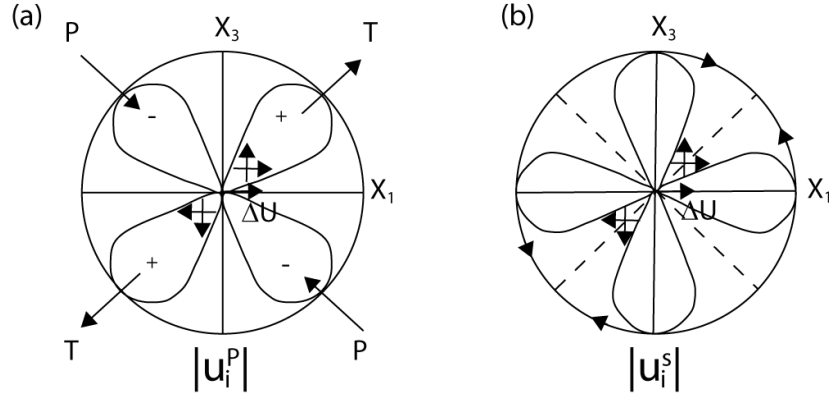


Figura 2.7. Patrón de radiación a) de la onda P y b) de la onda S para un modelo de fuente de doble par de fuerzas (Udías y Bufo, 2018).

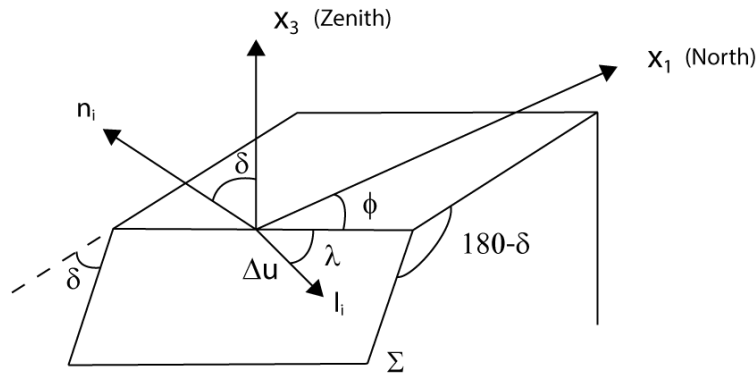


Figura 2.8. Parámetros que definen el movimiento de una falla (Udías y Bufo, 2018).

Un modelo más general para describir el mecanismo focal es el tensor momento sísmico $\mathbf{M}$ (MT, *Moment Tensor*; Gilbert, 1970). Este no solo puede describir una fuente puntual de doble par, sino también una fuente puntual, por ejemplo, de tres pares de fuerza o una fuente extendida. Este tensor simétrico está formado por seis componentes independientes (M_{ij} , $ij = 1, 2, o 3$), en el que los elementos de la diagonal (M_{11} , M_{22} y M_{33}) corresponden a los dipolos lineales sin momento, Figura 2.9a, y aquellos fuera de la diagonal representan los pares de fuerza con momento, Figura 2.9b, (Aki y Richards, 2002).

El tensor momento o MT se puede descomponer en un término relacionado con la variación de volumen en la región focal ($\mathbf{M}_{iso}$; término isotrópico) y una componente desviatoria ($\mathbf{M}_{dev}$):

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}_{iso} + \mathbf{M}_{dev} \quad (2.22)$$

El segundo término, la componente desviatoria, se puede descomponer en distintos elementos (Jost y Hermann, 1989). La descomposición más común de esta es en una componente doble par y otra de no doble par, conocida como CLVD (*Compensated Linear Vector Dipole*). Este último término, corresponde a un cambio rápido en el módulo de cizalla, en una dirección normal al plano de falla, sin cambio de volumen (Knopoff y Randall, 1970) y proporciona la desviación del mecanismo de un DC puro. El CLVD se puede obtener a partir de los tres autovalores del MT ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) como (Udías y Bufo, 2018):

$$\varepsilon' = 100 * \frac{|\sigma_2|}{|\sigma_1|} \quad (2.23)$$

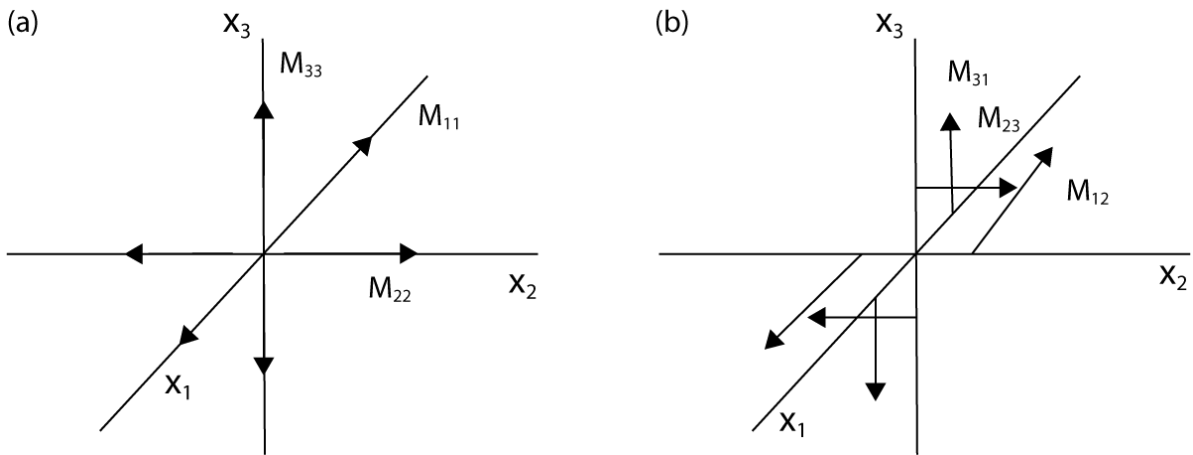


Figura 2.9. Representación de las componentes del tensor momento sísmico: (a) $i=j$ y (b) $i \neq j$. Solo se muestran 3 componentes (Udías y Bufo, 2018).

Existen distintas metodologías para obtener el mecanismo focal de un terremoto. En esta tesis se utilizan tres: polaridad de la onda P, inversión de la distribución del *slip* sobre el plano de falla e inversión del MT. El método de la polaridad de la onda P solo permite obtener la orientación del plano de falla (ϕ, δ, λ). Mientras que los otros dos métodos permiten obtener las componentes del tensor momento sísmico y, por tanto, la orientación del plano de falla del doble par junto a la profundidad del foco, la STF y M_0 . Definido como (Aki, 1966):

$$M_0 = \mu \overline{\Delta u} S \quad (2.24)$$

donde $\overline{\Delta u}$ es el desplazamiento en el foco, μ el coeficiente de rigidez del medio y S el área de la falla. A continuación, se describen brevemente estos 3 métodos utilizados.

- **Método de polaridades de la onda P**

El método de polaridades se basa en el patrón de radiación de la onda P para una fuente puntual de doble par, formado por cuatro cuadrantes de signo alterno (Figura 2.7a). Consiste en obtener los planos de falla, que separan esos cuadrantes, a partir del signo del primer impulso de la onda P en las distintas estaciones, donde la compresión corresponde a amplitud positiva y la dilatación a negativa. En el punto de máxima extensión se encuentra el eje de tensión T y en el de máxima compresión el eje de presión P (Figura 2.7a).

- **Inversión de la distribución del *slip* sobre el plano de falla**

Se basa en la determinación de la distribución espacial y temporal del desplazamiento sobre el plano de falla a partir de la modelización de las formas de onda. En esta tesis, se utiliza el método desarrollado por Kikuchi y Kanamori (1982) para ondas internas a distancias telesísmicas (30°-90°). Este método considera la fuente sísmica como una secuencia de fuentes puntuales distribuidas espacialmente en subfallas, en las que se discretiza el plano de falla. La forma de onda observada en la *i*-ésima estación es la suma de las contribuciones de cada subfalla. Primero se considera un modelo de fuente de foco puntual y se obtiene la orientación del plano de falla y la profundidad del foco. En un segundo paso, se fijan estos valores y se considera una fuente extensa para realizar la inversión de la distribución del desplazamiento, obteniendo las dimensiones de la ruptura y la MRF (Udías y Buforn, 2018). En cada subfalla, con una velocidad de ruptura fija, se determina el desplazamiento y la STF, obteniendo los sismogramas teóricos. La solución se extrae minimizando el ajuste entre estos y los observados.

- **Inversión del Tensor Momento Sísmico**

La inversión del MT permite representar la fuente sísmica no solo a través de un doble par de fuerzas, como ocurre con los anteriores métodos, si no de modelos más generales, utilizando el tensor momento sísmico. Esta metodología consiste en realizar una inversión para determinar las componentes del tensor momento $M_{ij}(t)$ utilizando los datos observados $u_k(t)$ y las funciones de Green $G_{ki,j}(t)$ (Udías y Buforn, 2018):

$$u_k(t) = M_{ij}(t) * G_{ki,j}(t) \quad (2.25)$$

A partir de las componentes del MT se obtienen los sismogramas teóricos que se comparan con los observados.

2.2.4. Corrección por el factor de expansión geométrica

La expansión geométrica del rayo $g(\Delta)$, ecuación (2.17), refleja la heterogeneidad de la Tierra y su forma esférica. Una fuente puntual emite por unidad de tiempo una energía de forma homogénea en todas las direcciones. El área del frente de onda, al alejarse de la fuente, aumenta provocando una disminución de la amplitud de las ondas y, como consecuencia, de su energía. Esta disminución de energía es la que se debe corregir. En la Figura 2.10 se representa la trayectoria de dos rayos vecinos desde la fuente hasta el receptor con un ángulo de incidencia de i_h y $i_h + di_h$ que viajan una distancia epicentral Δ y $\Delta + d\Delta$. El aumento de la superficie del frente de onda desde la esfera focal dS_h hasta el receptor dS_0 se debe a la conservación del flujo de energía a lo largo de la trayectoria. La expansión geométrica deriva de esta conservación entre la región focal y la superficie de la Tierra, definiéndose como la raíz cuadrada del flujo de energía en la estación sísmica entre el flujo de energía emitido en la fuente por unidad de ángulo sólido. En el caso de las ondas P, se expresa como (Deschamps *et al.*, 1980):

$$g(\Delta) = \left[\frac{\rho_h \alpha_h \sin i_h}{\rho_0 \alpha_0 \sin \Delta \cos i_0} \left| \frac{di_h}{d\Delta} \right| \right]^{1/2} \quad (2.26)$$

donde $\left| \frac{di_h}{d\Delta} \right|$, variación del ángulo de incidencia en el foco con la distancia epicentral, es la variable con mayor dificultad de cálculo de esta ecuación, ya que depende de la profundidad del terremoto. En el caso de la onda S, el factor de expansión geométrica se obtiene reemplazando la velocidad de las ondas P (α) por la de las ondas S (β) y los ángulos de incidencia en la fuente (i_h) y en la superficie (i_0) por los correspondientes a la onda S (j_h y j_0).

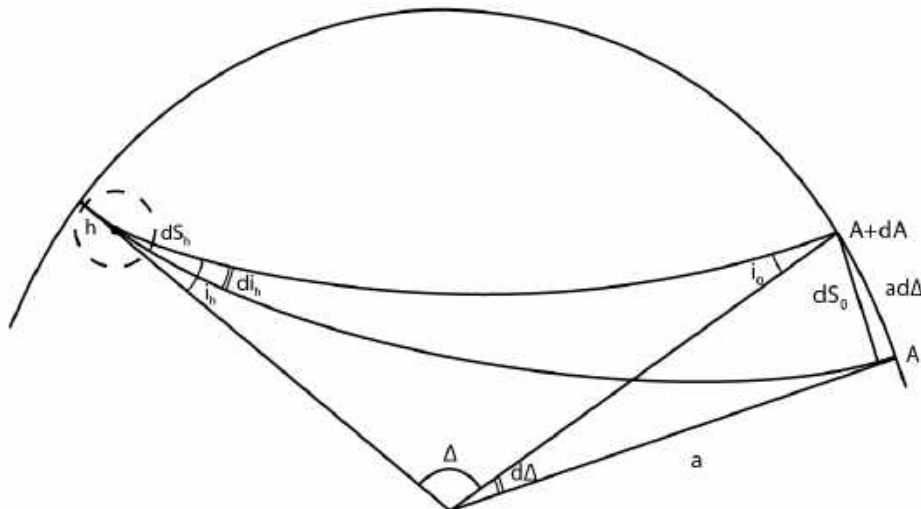


Figura 2.10. Expansión geométrica de una onda interna (Okal, 1992).

2.2.5. Corrección por el efecto de superficie libre

La superficie de la Tierra es una superficie libre de esfuerzos y su efecto en las ondas incidentes se corrige a través de $C(i_0)$, ecuación (2.17), (Figura 2.2). Este coeficiente en el caso de la onda P se calcula utilizando la siguiente expresión (Deschamps *et al.*, 1980):

$$C(i_0) = \frac{2 \cos i_0 \cos 2j_0}{\cos^2 2j_0 + \frac{\beta_0^2}{\alpha_0^2} \sin 2i_0 \sin 2j_0} \quad (2.27)$$

donde i_0 y j_0 corresponden a los ángulos de incidencia de las ondas P y S, respectivamente, reflejadas en la superficie libre de la Tierra, y α_0 y β_0 a sus velocidades en la superficie.

2.3. Balance energético.

La energía sísmica radiada, ecuación (2.17), es solo una parte de la energía liberada por un terremoto. La energía potencial ΔW o energía total se puede expresar como (Kanamori, 2001):

$$\Delta W = E_T = E_R + E_F + E_G \quad (2.28)$$

Siendo E_R la única energía que se puede estimar directamente con métodos sísmicos. De esta energía total, la proporción que se libera en forma de ondas sísmicas se conoce como coeficiente de eficiencia sísmica, definido como:

$$\eta = \frac{E_R}{E_R + E_G + E_F} \quad (2.29)$$

La liberación de energía durante un terremoto se representa como una relajación de esfuerzos en una superficie de falla S . En esta superficie el esfuerzo antes del terremoto σ_0 cae tras este a un esfuerzo final σ_1 (Figura 2.11). La diferencia entre estos dos esfuerzos se conoce como caída de esfuerzos estática $\Delta\sigma_s$ (*static stress drop*), $\Delta\sigma_s = \sigma_0 - \sigma_1$, y su valor medio como esfuerzo medio (*average stress*), $\bar{\sigma} = (\sigma_0 + \sigma_1)/2$. Esa caída de esfuerzos estática representa la parte del esfuerzo que se emplea en producir el desplazamiento de la falla ($\bar{\Delta u}$). Durante este proceso,

la energía potencial inicial del sistema W_0 cae a W_1 . Donde la variación de esta energía ΔW , es decir, la energía total liberada durante el proceso, se puede expresar como (Kanamori y Brodsky, 2004; Udías *et al.*, 2014):

$$\Delta W = W_0 - W_1 = \bar{\sigma} \Delta u S \quad (2.30)$$

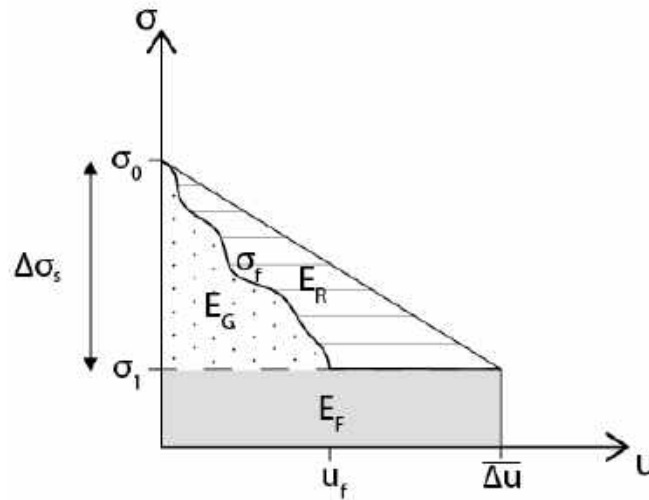


Figura 2.11. Balance de energía durante la liberación del esfuerzo en la fractura para un modelo de falla *slip-weakening* simple. El área punteada corresponde a la energía de fractura E_G , con líneas a la energía sísmica radiada E_R y el área grisácea a la energía de fricción E_F . Todas ellas por unidad de área del plano de falla. Modificada de Kanamori y Brodsky (2004).

A partir de datos sísmicos no se puede obtener esta energía total porque solo se puede calcular $\Delta\sigma_s$ y no su valor absoluto σ_0 y σ_1 (Orowan, 1960). De esta forma, solo se puede obtener ΔW_0 , que es aquella variación de energía en la que no se tiene en cuenta E_F .

La energía total se puede escribir en términos de M_0 , utilizando las ecuaciones (2.24) y (2.30), como:

$$E_T = \Delta W = \frac{\bar{\sigma}}{\mu} M_0 \quad (2.31)$$

Durante el proceso de ruptura la fricción puede no ser constante lo que se traduce en una variación del esfuerzo de fricción σ_f con el *slip* (modelo de falla *slip-weakening*; Figura 2.11). En esta tesis se considera un modelo de falla *slip-weakening* simple, en el que σ_f disminuye hasta alcanzar σ_1 en u_f , a partir del cual se mantiene constante hasta Δu . Por tanto, la energía total se puede expresar, según la Figura 2.11, como:

$$\Delta W = \Delta W_0 + \sigma_1 \overline{\Delta u} S \quad (2.32)$$

donde el segundo sumando ($\sigma_1 \overline{\Delta u} S$) corresponde a E_F y el primero (ΔW_0) al cambio de energía potencial durante la caída de esfuerzos estática (Figura 2.11), es decir, a la suma de E_R y E_G . Por tanto, E_G se puede escribir como:

$$E_G = \Delta W_0 - E_R = \frac{\Delta \sigma_s M_0}{2\mu} - E_R \quad (2.33)$$

Es común considerar que esta energía no varía en el área de falla S y estudiarla utilizando su tasa G , definida como energía de fractura E_G por unidad de superficie:

$$G = E_G / S \quad (2.34)$$

que se puede expresar en función del esfuerzo aparente y del desplazamiento (Poli y Prieto, 2016):

$$G = \frac{\overline{\Delta u}}{2} (\Delta \sigma_s - 2\sigma_a) \quad (2.35)$$

donde el esfuerzo aparente se define como (Aki, 1966; Wyss y Brune, 1968):

$$\sigma_a = \tilde{\epsilon} \mu \quad (2.36)$$

Definiendo la energía escalada como:

$$\tilde{\epsilon} = E_R / M_0 \quad (2.37)$$

Para calcular $\Delta \sigma_s$ durante la fractura se utiliza la solución estática de Eshelby (1957):

$$\Delta\sigma_s = \frac{7\pi^{3/2}}{16S^{3/2}} M_0 \quad (2.38)$$

Para terremotos con $M_w < 6.5$, se utiliza un modelo de fractura de falla circular (modelo de Brune) con $S = \pi r^2$ y cuyo radio se puede obtener como (Udías *et al.*, 2014):

$$r = \frac{2.34\alpha_h}{2\pi f_c^P} \quad (2.39)$$

siendo f_c^P la frecuencia esquina del espectro de amplitud de la onda P (Figura 2.12). Para terremotos con $M_w > 6.5$, se considera el modelo de Haskell de falla rectangular, en el que $S = LW$, siendo L la longitud y W el ancho.

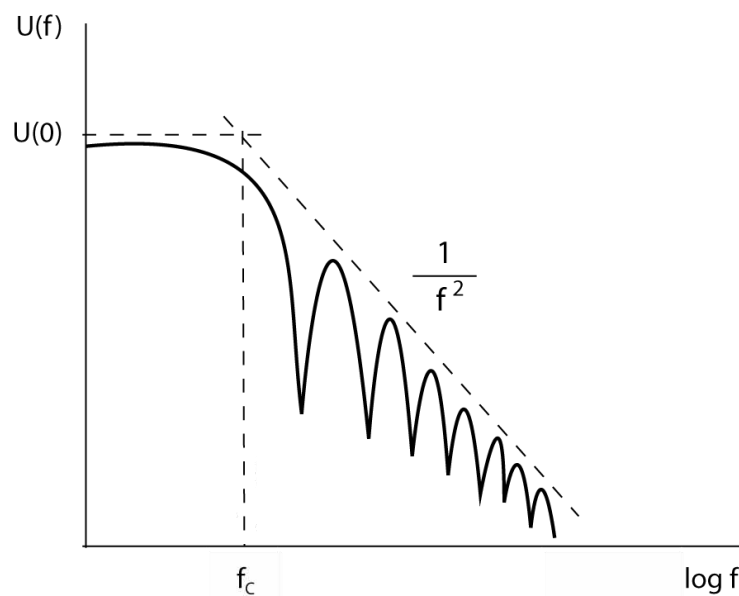


Figura 2.12. Espectro de amplitud de las ondas sísmicas con f_c . Modificada de Udías y Bufo (2018).

Una vez conocido $\Delta\sigma_s$, E_R (sección 2.1) y M_0 se estima la energía de fractura utilizando la ecuación (2.33). Esta energía permite estimar, junto con E_R , el coeficiente de la eficiencia de radiación (Husseini y Randall, 1976):

$$\eta_R = \frac{E_R}{E_R + E_G} \quad (2.40)$$

3. Observaciones

Los métodos descritos en el capítulo 2 se utilizan para calcular la E_R de terremotos superficiales, de profundidad intermedia y profundos en RIM. La ocurrencia de este tipo de sismicidad es propia de regiones de subducción, sin embargo y como se mencionó en la introducción, RIM no es una zona con esta característica. Por esta razón, además se han seleccionado tres terremotos profundos en dos regiones con una clara subducción para comparar con los valores obtenidos en RIM.

En la primera parte del capítulo 3 se presenta la selección de terremotos en las 3 regiones de estudio: Ibero-Mogrebí, Perú y Fiji. En una segunda parte se incluyen los modelos de Tierra utilizados en la obtención del mecanismo focal (sección 2.2.3) y en la estimación de E_R . La tercera parte del capítulo está dedicada al procesado y análisis de los registros. En esta se incluye una descripción de las correcciones aplicadas sobre los sismogramas y de los programas utilizados en esta tesis.

3.1. Terremotos seleccionados de RIM

Se han seleccionado un total de 13 terremotos ocurridos en RIM entre 1990 y 2020. Tres corresponden a los terremotos profundos del 11 de abril de 2010 ($h=623$ km, $M_w=6.2$; Bufo *et al.*, 2011), el 31 de julio de 1993 ($h=663$ km, $M_w=4.4$; Bufo, 2008) y el 8 de marzo de 1990 ($h=637$ km, $M_w=4.8$; Bufo *et al.*, 1991, 1997). De profundidad intermedia ($40 < h < 100$ km), se han seleccionado 9 terremotos ocurridos entre 2009 y 2020 ($3.9 < m_b < 4.8$; López-Sánchez *et al.*, 2022) y de profundidad superficial el del 25 de enero de 2016 ($h=7$ km, $M_w=6.4$; Bufo *et al.*, 2017) (Tabla 3.1). En la Figura 3.1 se muestran sus epicentros, localizados todos ellos al este del estrecho de Gibraltar (Tabla 3.1). La magnitud de los terremotos de profundidad intermedia es menor, con M_w menores a 3.9, que la de los profundos y el superficial, con M_w entre 4.4 y 6.4. Además, se puede observar que los terremotos profundos (en azul) tienen su epicentro en tierra, el superficial (en rojo) en mar y, en el caso de los de profundidad intermedia (en verde), sus epicentros se localizan tanto en mar como en tierra.

Tabla 3.1. Hipocentros de los terremotos seleccionados en la región Ibero-Mogrebí para el estudio de E_R (<https://www.ign.es/web/sis-catalogo-terremotos>). M_w calculada por diversos autores.

Terremoto	Fecha	Lat. (°)	Long. (°)	h (km)	M_w
D1	2010/04/11	36.95	-3.51	623	6.2 ¹
D2	1990/03/08	36.92	-3.54	637	4.8 ²
D3	1993/07/31	36.89	-3.36	663	4.4 ³
I8	2009/07/05	36.80	-4.46	57	3.5 ⁴
I9	2009/10/30	36.49	-4.37	85	3.2 ⁴
I12	2013/12/29	36.74	-4.10	64	3.1 ⁴
I16	2014/11/02	35.77	-4.51	99	3.9 ⁴
I17	2014/12/10	35.52	-4.80	56	3.2 ⁴
I18	2015/02/09	36.35	-4.50	89	3.5 ⁴
I20	2017/06/17	36.92	-3.88	55	4.2*
I21	2018/04/18	36.79	-4.49	53	3.0 ⁴
I24	2020/02/03	36.79	-4.44	56	3.0 ⁴
S1	2016/01/25	35.60	-3.81	7	6.4 ⁵

¹ Bufo *et al.*, (2011)

² Bufo *et al.*, (1991)

³ Bufo (2008)

⁴ López-Sánchez *et al.*, (2022)

⁵ Bufo *et al.*, (2017)

*mblg (<https://www.ign.es/web/sis-catalogo-terremotos>)

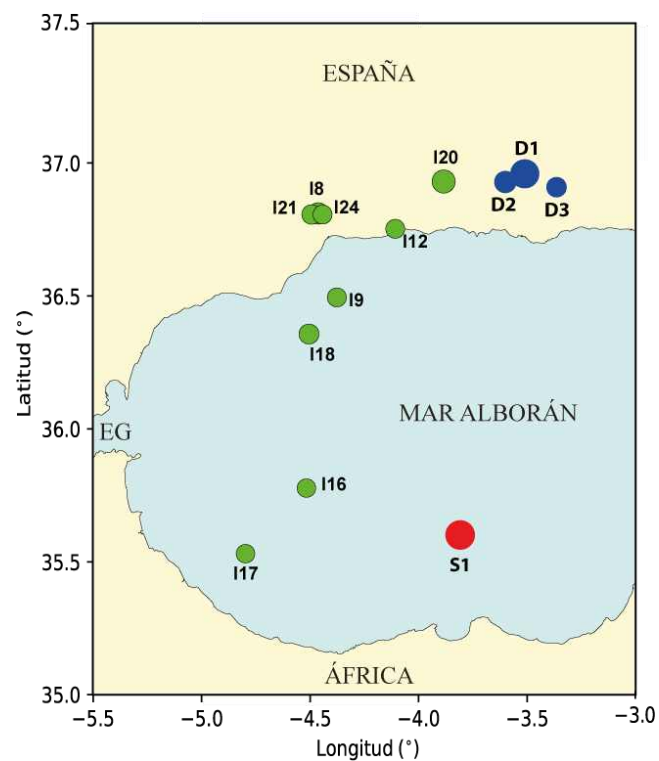


Figura 3.1. Epicentros de los terremotos seleccionados de RIM (círculos azules terremotos profundos, círculo rojo superficial y círculos verdes terremotos de profundidad intermedia). EG: Estrecho de Gibraltar. El tamaño de los círculos es proporcional a la magnitud. Los números corresponden a la Tabla 3.1.

Se han utilizado registros a distancia epicentral telesísmica ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) y regional ($\Delta < 7.2^\circ$) pertenecientes a distintas redes sísmicas. En las Tablas I.1, I.2, I.3 y I.4 del Anexo I se incluyen

las coordenadas de las estaciones, su código, la red a la que pertenecen y el terremoto en el que han sido utilizadas. A distancia telesísmica, dada la magnitud de los terremotos seleccionados, solo ha sido posible utilizar registros para los 2 terremotos de mayor magnitud: el profundo de 2010, terremoto D1, (36 estaciones; Figura 3.2a) y el superficial de 2016, terremoto S1, (22 estaciones; Figura 3.2b). En la Figura 3.2 se puede observar que S1 tiene peor cobertura azimutal, con un GAP (zona sin observaciones) de 93° (azimut entre 130° y 223°) y un segundo GAP entre 321° y 351° . Mientras que el D1 presenta un GAP de 60° (azimut entre 155° y 215°). Esta diferencia entre las observaciones de ambos terremotos, a pesar de tener un tamaño similar, se podría asociar a la diferencia entre sus mecanismos focales. Mientras que el de D1 corresponde a un movimiento de componente vertical (*dip-slip*; Bufo *et al.*, 2011), el de S1 lo hace a una falla de desgarre (*strike-slip*) con orientación NNE-SSW (Bufo *et al.*, 2017). A distancia telesísmica ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$), el ángulo de incidencia de la onda P en la fuente oscila entre 20° y 60° , ángulos para los que en S1 esta onda tiene una menor amplitud, siendo más difícil utilizar estas observaciones.

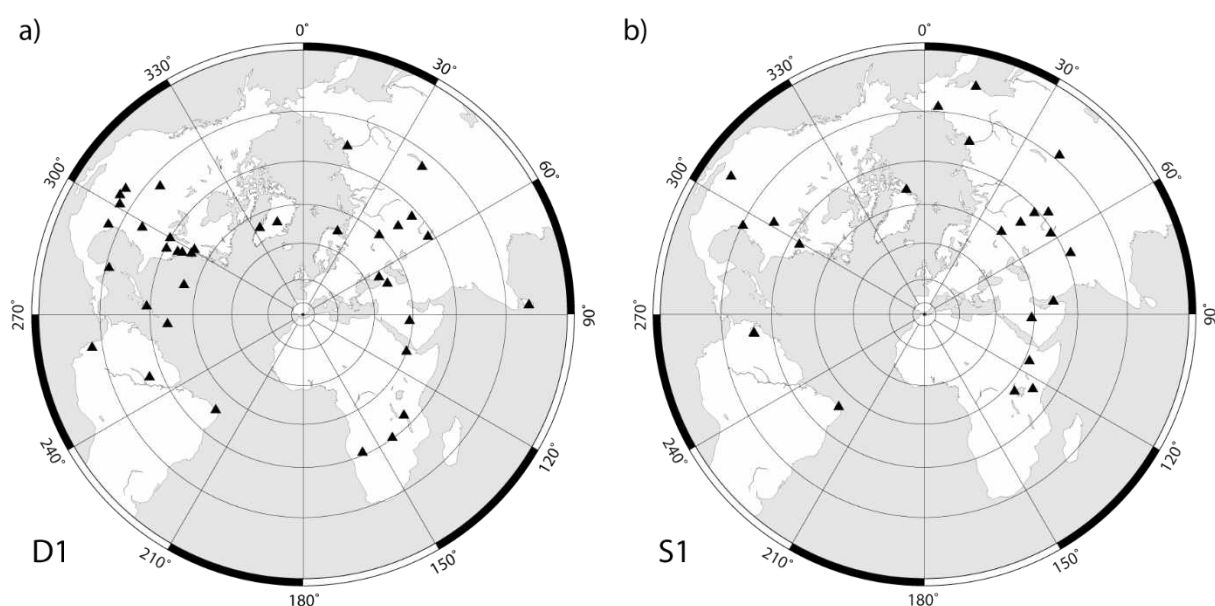


Figura 3.2. Estaciones a distancia telesísmica utilizadas en este estudio para los terremotos de a) Granada de 2010 (D1) y b) Alborán de 2016 (S1) en la región Ibero-Mogrebí.

A distancia regional para los terremotos D1, los de profundidad intermedia (I8-I9, I12, I16-I18, I20-I21, I24) y S1 se han seleccionado estaciones de 3 redes permanentes de instrumentos de banda ancha BB (IGN, PM y WM) y 4 temporales (PICASSO, IB, Hire II y TEDESE) (Figura 3.3a). En total 72 estaciones en D1, entre 19 (I12) y 32 (I24) en los de profundidad intermedia y 32 en S1. En el caso de los terremotos profundos de 1990 (D2) y 1993 (D3), solo se disponía de estaciones digitales de periodo corto (Figura 3.3b), seleccionando 18 de ellas para D2 y 14 para D3. En la Figura 3.3b se puede observar que estos terremotos (D2 y D3)

tienen peor cobertura azimutal, con una única estación en el norte de Marruecos y en el oeste de la península Ibérica. Esta mala cobertura azimutal podría verse reflejada en la estimación de E_R .

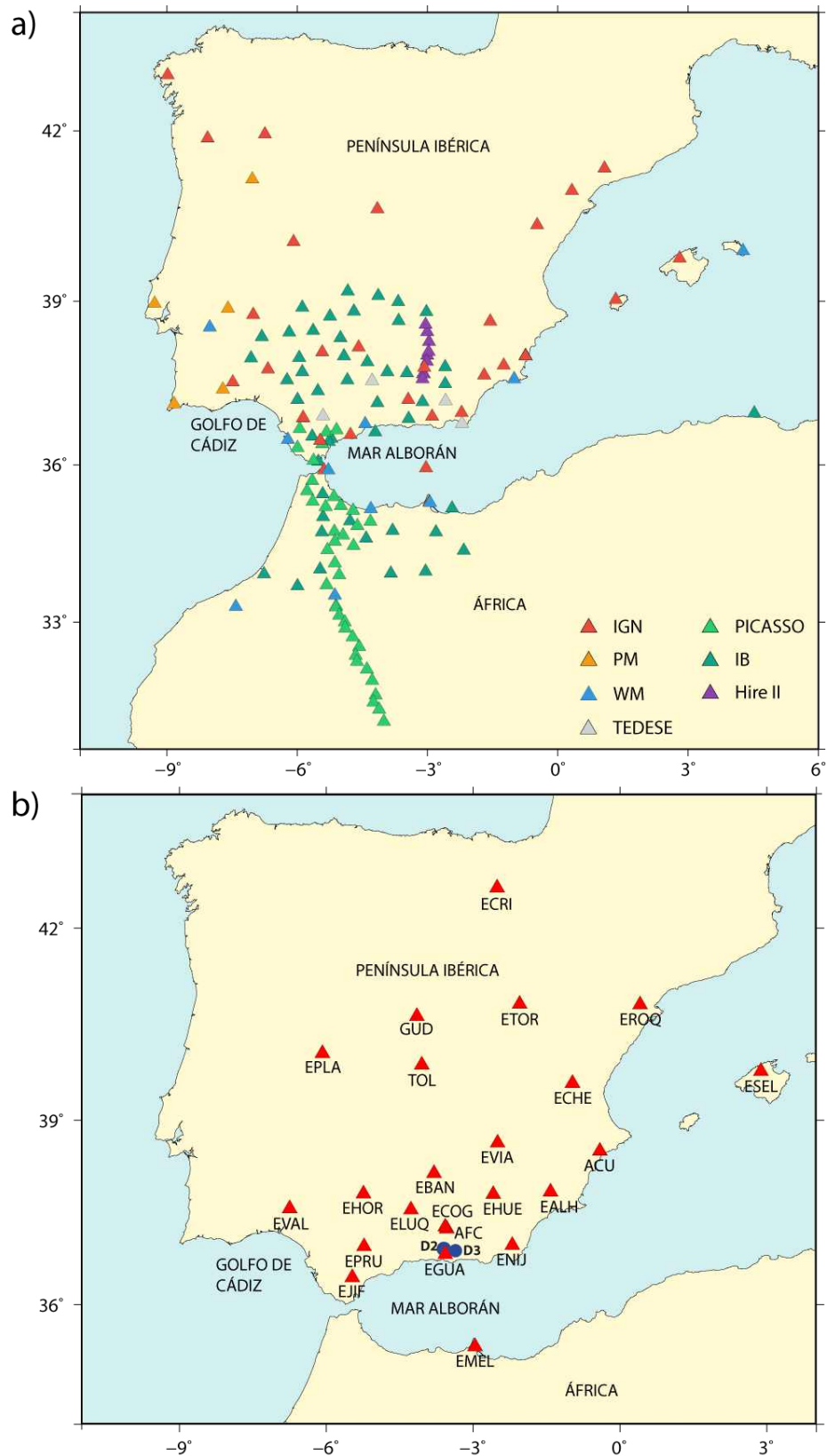


Figura 3.3. a) Estaciones de BB a distancia regional utilizadas en este estudio, el color indica la red. b) Estaciones de periodo corto utilizadas en los terremotos D2 y D3 (triángulos rojos). Los círculos azules corresponden a sus epicentros.

3.2. Terremotos profundos de Perú y Fiji

Con la finalidad de comparar los resultados de E_R obtenidos para los terremotos profundos de RIM de magnitud moderada ($M_w < 6.5$) con E_R en zonas de subducción, se han seleccionado 3 terremotos de mayor magnitud ($7.1 < M_w < 8.2$) ocurridos en 2018 en Perú y Fiji, zonas de subducción bien definidas. Para Perú, se ha seleccionado el terremoto del 24 de agosto de 2018 ($M_w = 7.1$, $h = 610$ km; terremoto P1), representado en la Figura 3.4 (Tabla 3.2). Para este se dispone de 26 observaciones a distancia telesísmica ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$; Figura 3.4a) y 27 a distancia regional ($\Delta < 8.5^\circ$; Figura 3.4b), que corresponden a la red de estaciones BB perteneciente a la Red Sísmica Nacional (RSN) del Instituto Geofísico del Perú (IGP).

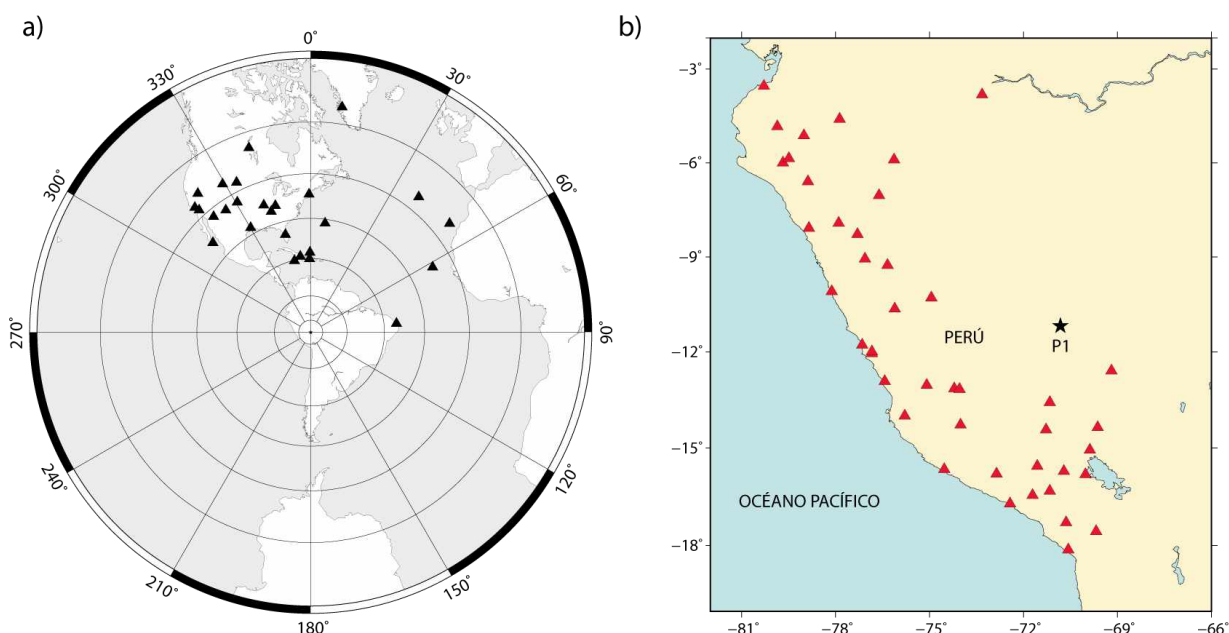


Figura 3.4. Distribución de estaciones (triángulos) utilizadas en el terremoto P1 (Tabla 3.2) a distancia a) telesísmica y b) regional, la estrella representa el epicentro.

En la Figura 3.4 se puede observar que, tanto a distancia telesísmica (3.4a) como a distancia regional (3.4b), hay una mala cobertura azimutal de estaciones con un $GAP > 160^\circ$. En el caso de las estaciones a distancia telesísmica, al encontrarse todas en tierra y limitar la distancia epicentral a valores entre 30° y 90° , el GAP es mayor ($GAP = 210^\circ$), localizándose todas las estaciones, excepto 5, en América del Norte y América central con azimuts entre 305° y 0° . A distancia regional, todas las estaciones se encuentran en Perú, lo que provoca ese elevado GAP de aproximadamente 170° . Al estimar E_R a partir de la media de la obtenida en las distintas estaciones, la mala cobertura azimutal podría reflejarse en dicha estimación. En la Tabla I.4 del Anexo I se incluyen las coordenadas de las estaciones utilizadas a distancia telesísmica, su código y la red a la que pertenecen.

Tabla 3.2. Terremotos seleccionados en las regiones Perú y Fiji para el estudio de E_R (IRIS, https://ds.iris.edu/wilber3/find_event).

Terremoto	Fecha	M_w	Lat. (°)	Long. (°)	h (km)	Región
P1	2018/08/24	7.1	-11.18	-70.82	627	Perú
F1	2018/08/19	8.2	-18.11	-178.15	600	Fiji
F2	2018/09/06	7.9	-18.50	179.36	687	Fiji

En la región de Fiji se han seleccionado dos terremotos profundos ocurridos el 19 de agosto (h=600 km, M_w =8.2; terremoto F1) y el 6 de septiembre de 2018 (h=687 km, M_w =7.9; terremoto F2). En la Figura 3.5 se representan sus epicentros (Tabla 3.2).

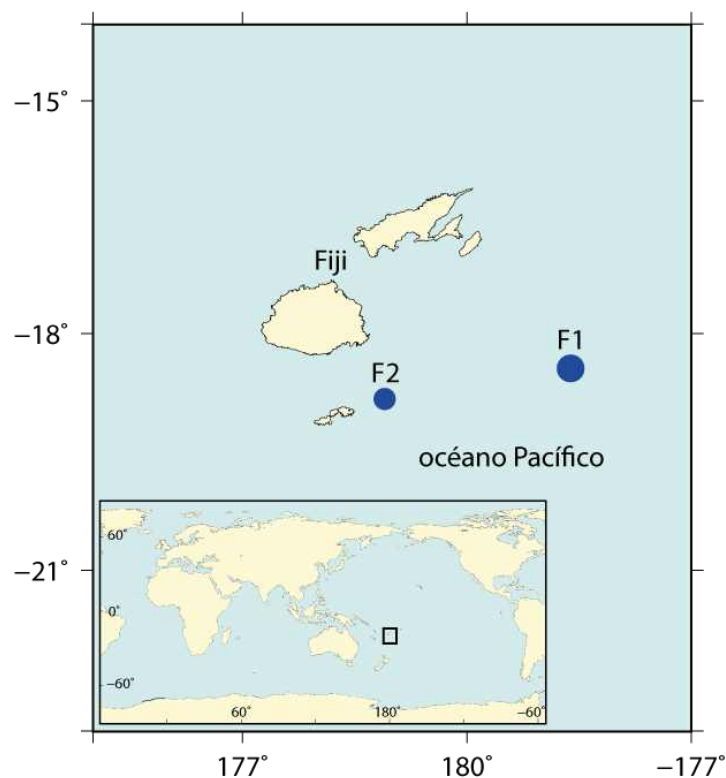


Figura 3.5. Epicentros de los terremotos F1 y F2 (Tabla 3.2) seleccionados en la región de Fiji. El rectángulo en el mapa de la esquina izquierda marca la zona de estudio.

Para estos terremotos, al no disponer de estaciones a distancia regional (solo 2 con $\Delta < 9.7^\circ$), se han utilizado solo observaciones a distancia telesísmica ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$): 37 para F1 (Figura 3.6a) y 35 para F2 (Figura 3.6b). En la Figura 3.6 se puede observar que ambos terremotos tienen una cobertura azimutal aceptable con un $GAP < 70^\circ$. En la Tabla I.4 del Anexo I se incluyen los códigos de las estaciones que se han utilizado, junto a la red a la que pertenecen y sus coordenadas.

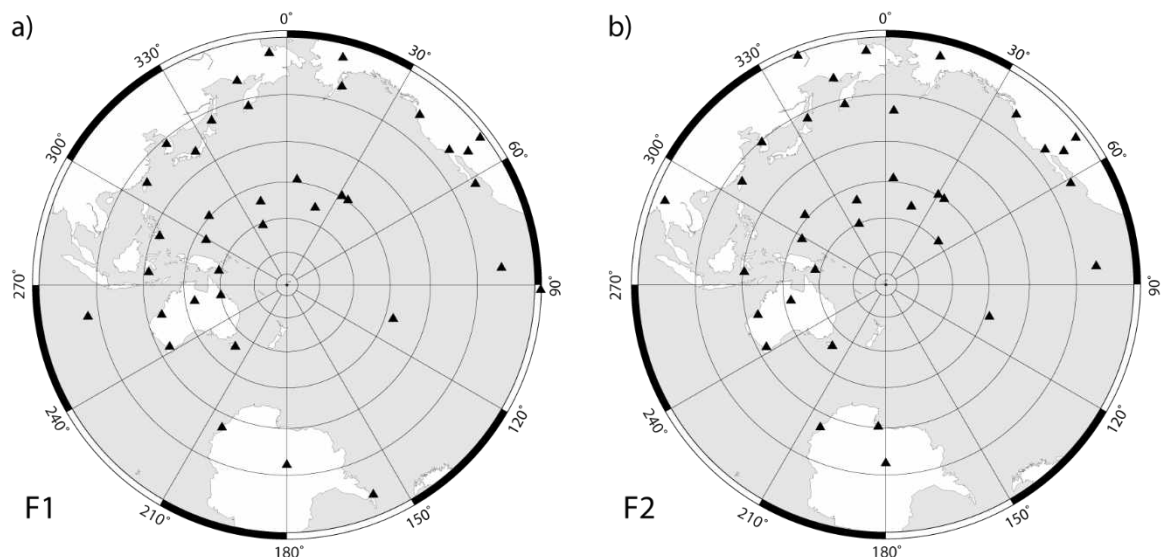


Figura 3.6. Estaciones a distancia telesísmica utilizadas en este estudio para los terremotos seleccionados en la región Fiji. a) F1 b) F2.

3.3. Modelos de velocidad de ondas sísmicas

Para la corrección por el patrón de radiación es necesario el mecanismo focal del terremoto. En el caso de los profundos de 2010 (D1), 1990 (D2) y 1993 (D3) y el superficial de 2016 (S1) de RIM se utilizan mecanismos calculados previamente por otros autores. Para los terremotos intermedios de esta región (I8-I9, I12, I16-I18, I20-I21, I24) se utilizan los calculados por López-Sánchez *et al.*, (2022) y para los profundos de Fiji (F1 y F2) se utilizan los obtenidos por GCMT (www.globalcmt.org). En el caso del terremoto profundo de Perú (P1) se calcula en esta tesis, para lo que es necesario un modelo de distribuciones de velocidad de las ondas P y S.

Para el cálculo del mecanismo focal en la región de Perú, se ha utilizado el modelo PREM (*Preliminary Reference Earth Model*; Dziewonski y Anderson, 1981). Hasta 700 km se trata de un modelo de 6 capas con distinto espesor. La primera capa con 30 km de espesor tiene una densidad de $2.7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, la onda P una velocidad de 6.5 km/s y 3.7 km/s la onda S. En la Figura 3.7 se representa el perfil de velocidad de la onda P y S para este modelo.

Para la estimación de la energía sísmica radiada, ecuación (2.17), se necesita el valor de la velocidad de las ondas P y S, el ángulo de incidencia y la densidad, tanto en superficie como en la fuente; por tanto, también es necesario un modelo de velocidad. El ángulo de incidencia, al igual que el azimut, se ha obtenido utilizando el programa cassol, excepto para los terremotos de profundidad intermedia para los que se ha utilizado *Python*.

A distancia telesísmica ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) se ha utilizado en las 3 regiones de estudio el modelo PREM (Figura 3.7).

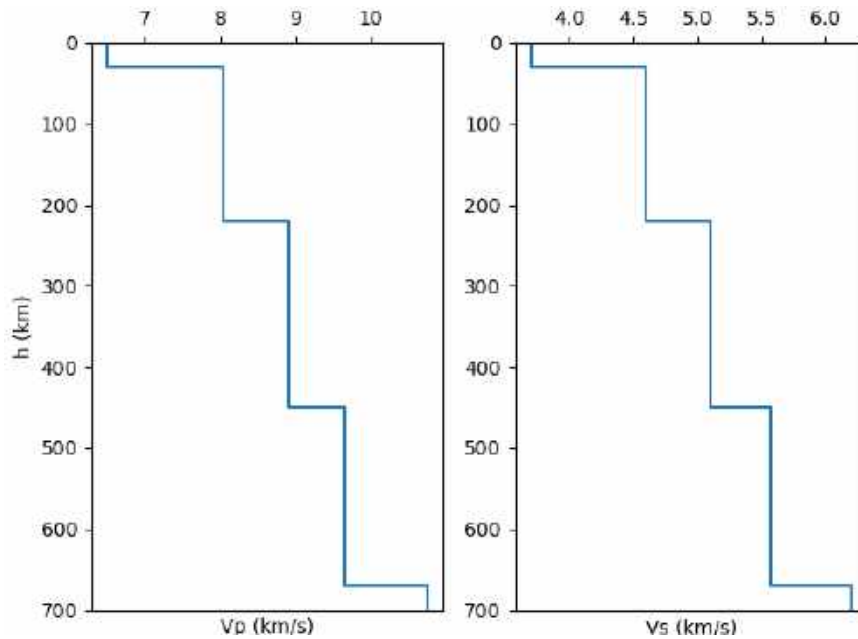


Figura 3.7. Perfil de velocidades de la onda P y S del modelo PREM (Dziewonski y Anderson, 1981).

A distancia regional, en RIM para los terremotos D1, D2, D3 y S1 se ha utilizado un gradiente lineal de velocidad de la onda P en corteza y manto (Bufo *et al.*, 1988) (*modelo 1*; Figura 3.8) y para los de profundidad intermedia el modelo propuesto por Stich *et al.*, (2003), utilizado por López-Sánchez *et al.*, (2022) en el cálculo de sus mecanismos (*modelo 2*; Figura 3.8). En el caso de P1, el modelo utilizado es el descrito por Grange *et al.*, (1984) y Lindo (1993), con una discontinuidad de velocidad a 55 km, a partir de la cual la velocidad aumenta 0.0037 km/s por cada km.

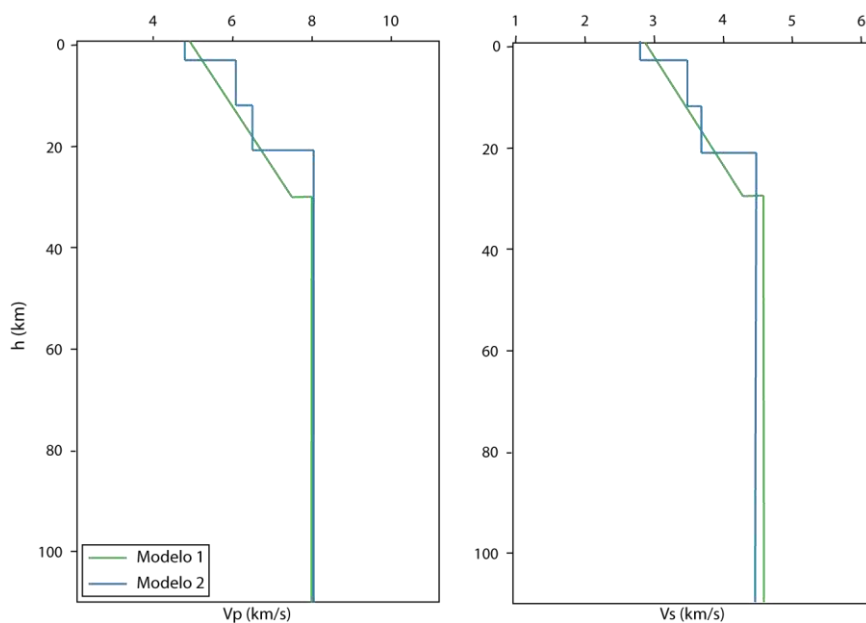


Figura 3.8. Perfil de velocidades de las ondas P y S de los modelos de Tierra utilizados en RIM. Modelo 1: modelo cortical con gradiente de velocidad lineal (Bufo *et al.*, 1988). Modelo 2: Stich *et al.*, (2003).

3.4. Procesado y análisis de los datos

Una vez seleccionados los terremotos y sus observaciones, en esta sección se expone brevemente el procesado de las mismas, incluyendo las correcciones necesarias, así como los programas utilizados.

3.4.1. Corrección por el instrumento y obtención de f_c

Como se ha expuesto en el capítulo 2, el cálculo de E_R se basa en el espectro de amplitud del desplazamiento de las ondas P. Esta estimación requiere una alta calidad de los registros, es decir, una baja contaminación de la señal sísmica por el ruido. Por tanto, es necesario hacer un análisis sobre las observaciones para estudiar la relación señal/ruido (SNR, *Signal-to-Noise Ratio*) y descartar aquellas estaciones con un alto ruido de fondo. Para determinar el rango de frecuencias en el que realizar dicho estudio, se obtiene previamente el rango de frecuencias en el que se va a determinar E_R . A continuación, se explica esta obtención y en el siguiente apartado se estudia la calidad de los registros en función del SNR.

Para obtener dicho rango de frecuencias, se debe tener en cuenta la frecuencia esquina f_c del terremoto, ya que la densidad espectral de energía presenta un pico de amplitud en ella, encontrándose la mayor parte de E_R a frecuencias inferiores. Además, dada la dificultad que supone incluir con precisión la contribución energética de alta frecuencia (altamente atenuada), en la práctica E_R se calcula cortando el espectro de amplitud en una frecuencia el doble de f_c , asegurando que la pérdida de energía sea despreciable (Kanamori y Rivera, 2006). Para estimar f_c son necesarios los espectros de amplitud de la onda P, para lo que primero se debe eliminar el instrumento del registro (deconvolución), ecuación (2.20). Los sismogramas de esta tesis son registros de velocidad en formato *SEED*, *miniSEED* (*the Standard for the Exchange of Earthquake Data*) y/o *SAC* (*Seismic Analysis Code*) (<https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/data/formats/>).

En la Figura 3.9 se muestran dos ejemplos de la deconvolución instrumental. En la estación EADA ($\Delta = 1.5^\circ$, $a_z = 145^\circ$) se ha tomado un registro de 600 s para el terremoto D1, mientras que en EPON ($\Delta = 8^\circ$, $a_z = 342^\circ$) uno de 625 s para S1. En la Figura 3.9a se representa en negro la respuesta instrumental en amplitud del instrumento de ambas estaciones (BB) y en rojo la parte plana utilizada durante la deconvolución, que varía entre 0.1 y 10 Hz para D1 y entre 0.3 y 10 Hz para S1. En la 3.9b el sismograma sin deconvolucionar y en la 3.9c su deconvolución.

Para el resto de estaciones y terremotos, excepto para D2 y D3, se sigue el mismo procedimiento.

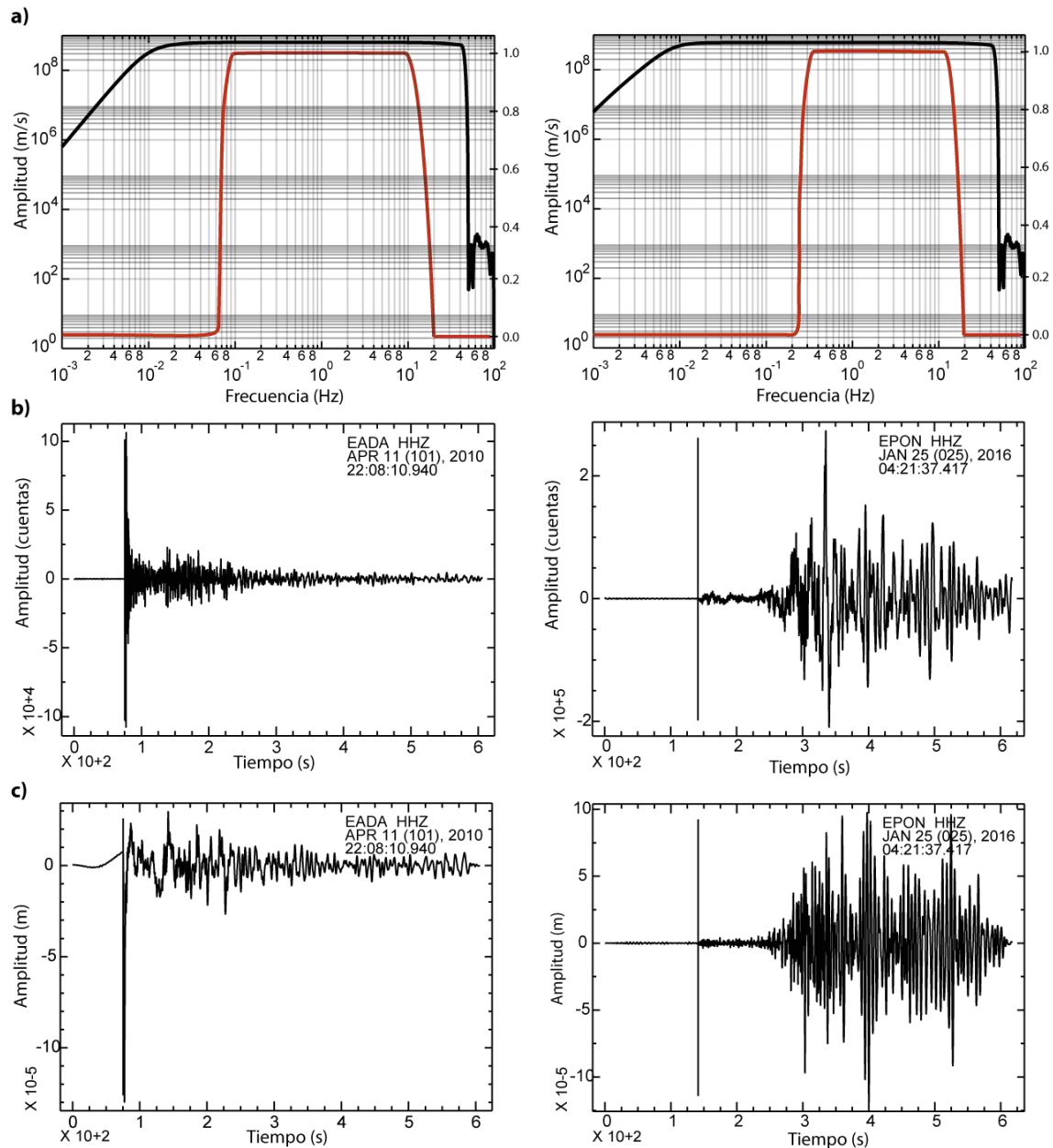


Figura 3.9. Ejemplo de proceso de deconvolución instrumental del registro del terremoto D1 en EADA (izquierda) y S1 en EPON (derecha). a) Respuesta instrumental en amplitud (negro) y parte plana utilizada en la deconvolución (rojo), b) sismograma en velocidad $\dot{u}(t)$, c) desplazamiento $u(t)$. La llegada de la onda P se señala con una línea (b y c).

En el caso de los terremotos D2 y D3, se han tratado de forma diferente debido a que en la fecha en que ocurrieron no existían estaciones de banda ancha en RIM y solo se dispone de registros digitales de periodo corto. En la Figura 3.10a se muestra un ejemplo de la respuesta instrumental (en negro) disponible para estas estaciones en concreto la de la estación GUD ($\Delta=3.8^\circ$, $a_z=173^\circ$) (Tejedor y García, 1993). En rojo se representa la parte plana utilizada que varía entre 0.5 y 10 Hz. En la Figura 3.10b se muestra el registro (ventana de 170 s) del

terremoto D2 en GUD y en la 3.10c deconvolucionado. Al comparar esta figura con la respuesta de los sismógrafos de BB (Figura 3.9a) se puede observar que la parte plana de la respuesta de GUD apenas es de 1 a 10 Hz frente a 0.01 a 50 Hz de un BB. Esto se debe tener en cuenta porque podría reflejarse en la estimación de E_R .

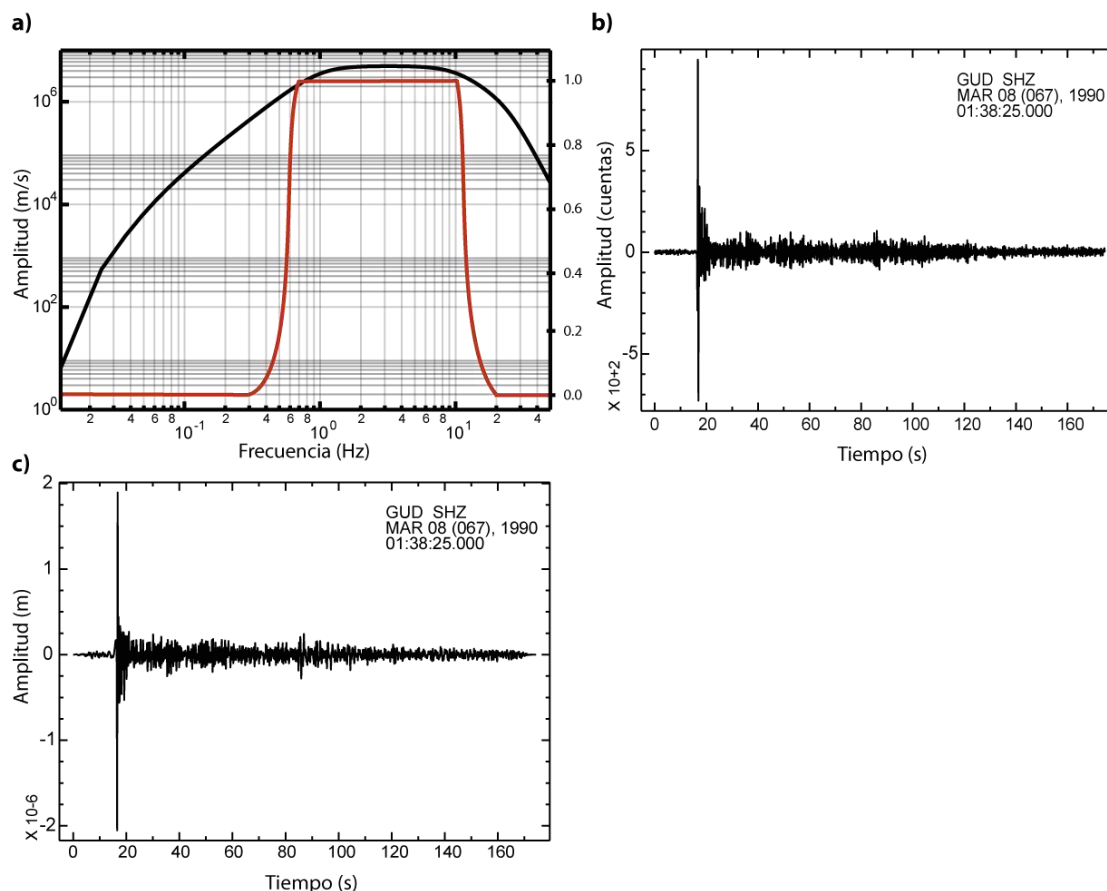


Figura 3.10. Ejemplo de deconvolución instrumental del terremoto profundo D2 en la estación GUD. a) Respuesta instrumental en amplitud (negro) y parte plana utilizada en la deconvolución (rojo), b) sismograma en velocidad $\dot{u}(t)$, c) desplazamiento $u(t)$.

Una vez se tiene el desplazamiento del suelo, se calcula el espectro de amplitud de la onda P de los terremotos profundos y de profundidad intermedia (Figura 2.6), y de las ondas P, pP y sP del superficial (Figura 2.5). Para ello, se selecciona una longitud de ventana del registro en desplazamiento en la que se incluyen dichas ondas. Para los terremotos de mayor magnitud ($M_w > 6$), se ha seleccionado una longitud de ventana de la señal 15 s superior a la utilizada para los terremotos de menor magnitud ($M_w < 4.8$), en los que 5 s es suficiente para incluir la onda P. En la Figura 3.11 se muestran varios ejemplos de la longitud de ventana seleccionada (Tabla 3.3) a distancias regionales en RIM para: D1 (Figura 3.11a), D2 (Figura 3.11b), I24 (Figura 3.11c) y S1 (Figura 3.11d). En esta Figura se puede observar, en los espectros de amplitud, la diferencia entre el uso de un instrumento de BB y uno de periodo corto, en este último el número de puntos es menor y el espectro tiene menor precisión. En la Tabla 3.3 se incluye la longitud de ventana del registro utilizada para cada terremoto.

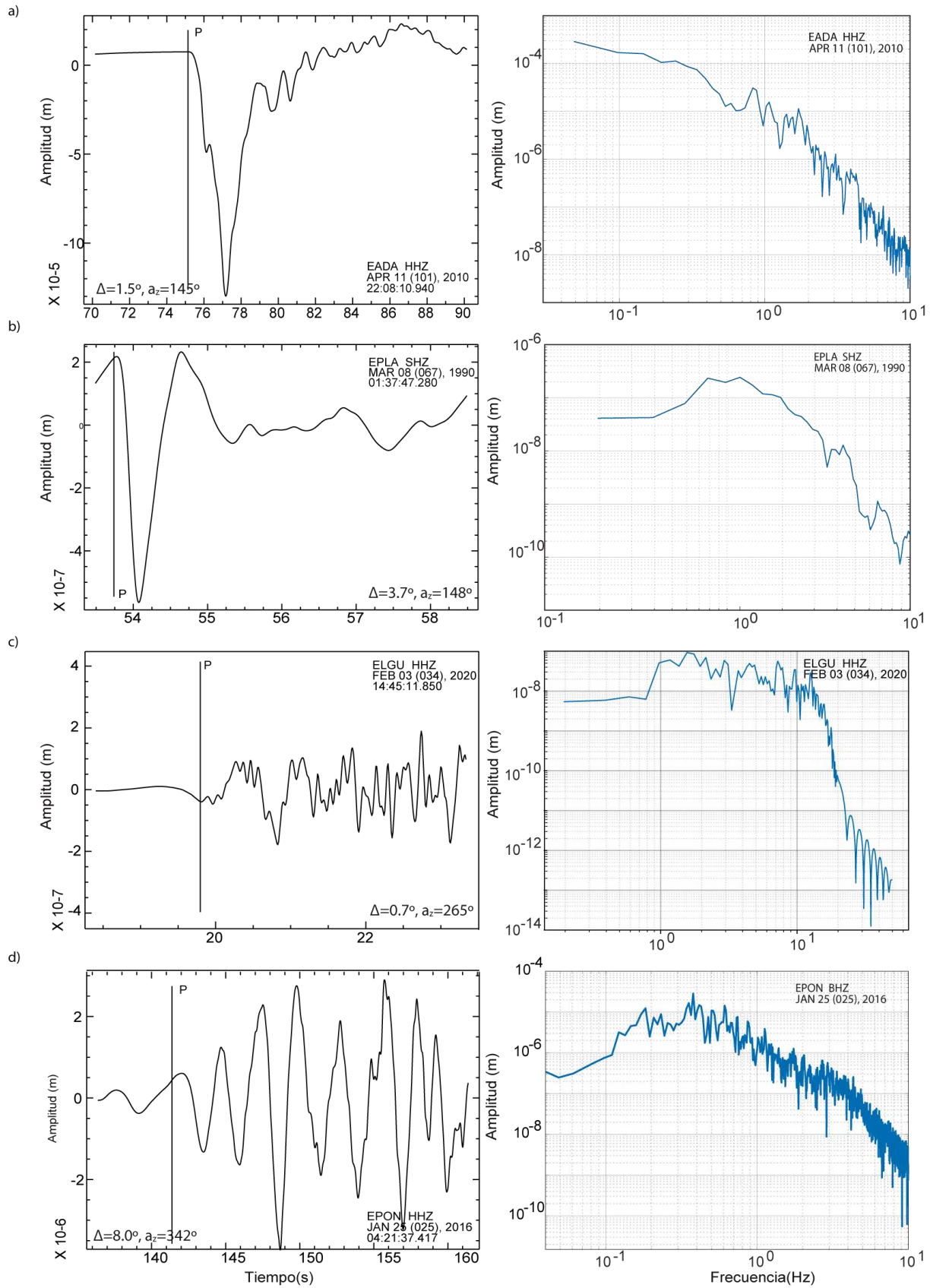


Figura 3.11. Ventana (izquierda) utilizada en la obtención del espectro de amplitud de la onda P (derecha) a distancia regional en RIM. Terremotos: a) D1, b) D2, c) I24, d) S1 (Tabla 3.1). La llegada de la onda P se marca con una línea en el sismograma en desplazamiento (izquierda).

Tabla 3.3. Longitud de ventana (t_v) del registro de desplazamiento utilizadas para la obtención del espectro de amplitud. Las referencias corresponden a la Tabla 3.1.

Región	Terremoto	t_v (s)	t_a (s)	t_b (s)
RIM	D1	20	5.0	15.0
	D2	5	0.3	4.7
	D3			
	I8-I9	5	1.5	3.5
	I12			
	I16-I18			
	I20-I21			
	I24			
Perú	S1	20	5.0	15.0
	P1	20	5.0	
Fiji	F1	20	5.0	
	F2	20	5.0	

t_a = longitud de pre-evento

t_d = longitud de registro

Una vez obtenidos los espectros de amplitud de las distintas estaciones, se seleccionan 4 de cada terremoto, se estima un valor de f_c en cada una de ellas y se realiza una media, calculando un único valor para cada terremoto (Tabla 3.4). En la Figura 3.12 se muestra un ejemplo para el terremoto D1 de este proceso. En el Anexo II se incluye para el resto de terremotos. A partir de esta frecuencia se decide la frecuencia máxima de estudio, intentando que la pérdida de energía a frecuencias superiores a este sea mínima.

Tabla 3.4. Frecuencia esquina (f_c) para los terremotos estudiados (Tablas 3.1 y 3.2).

Terremoto	Región	M_w	f_c (Hz)	Frecuencia máxima (Hz)
D1	RIM	6.2	0.30	1.5
D2		4.8	2.00	6.0
D3		4.4	3.00	7.5
I8		3.5	8.00	15.0
I9		3.2	7.00	
I12		3.1	7.00	
I16		3.9	4.00	
I17		3.2	5.00	
I18		3.5	6.00	
I20		4.2*	8.00	
I21		3.0	7.00	
I24		3.0	4.00	
S1		6.4	0.50	1.5
P1	Perú	7.1	0.20	
F1	Fiji	8.2	0.08	
F2		7.9	0.20	

*mblg

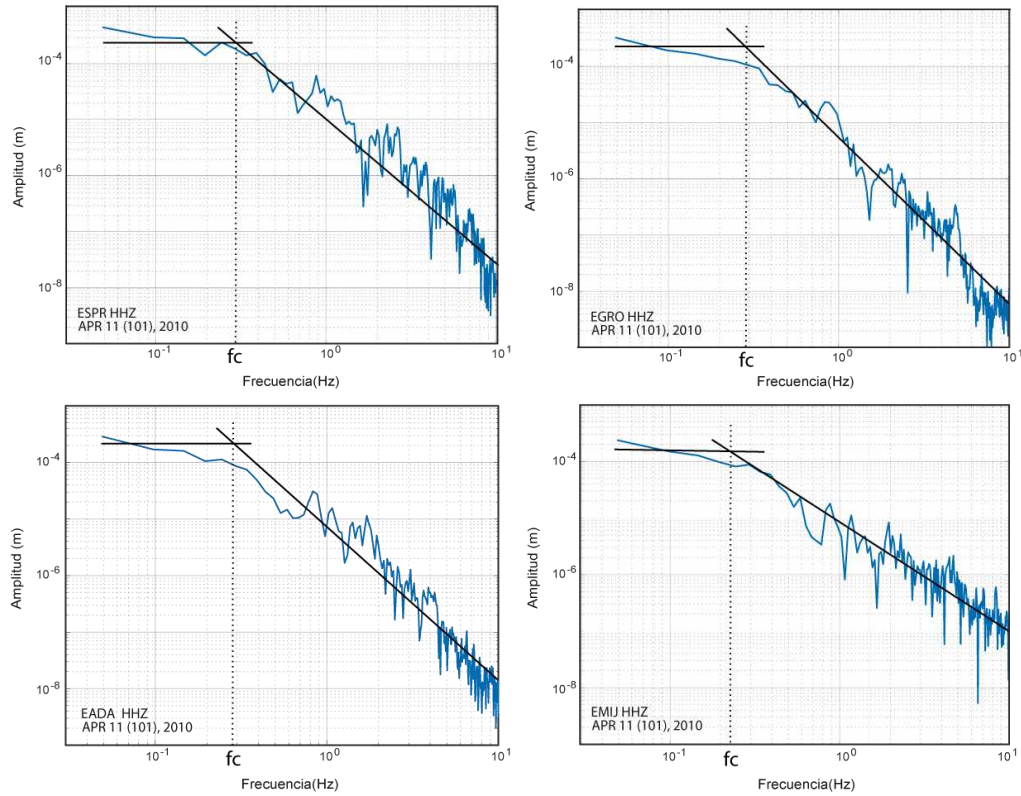


Figura 3.12. Obtención de la frecuencia esquina para el terremoto profundo D1, utilizando las estaciones EADA, EMIJ, ESPR y EGRO.

3.4.2. Relación señal/ruido

Para el estudio de SNR en esta tesis, se han comparado los espectros de amplitud de ventanas temporales de igual longitud de pre-evento, para el ruido, y de evento, para la señal, obteniendo el cociente entre sus amplitudes para cada frecuencia. El estudio se ha hecho sobre el sismograma sin deconvolucionar en todos los terremotos seleccionados, excepto en el terremoto D1 y los de profundidad intermedia de RIM, donde se ha utilizado el sismograma deconvolucionado. Esto se debe a que al eliminar el instrumento en estos terremotos se introduce ruido justo antes de la llegada de la onda P, lo que podría influir en la estimación de E_R . Realizando el estudio de calidad sobre el registro deconvolucionado, en vez de sobre este sin deconvolucionar, se tiene en cuenta ese ruido introducido. En la Figura 3.13 se muestra un ejemplo del terremoto I24 en la estación EMIN ($\Delta = 2^\circ$, $a_z = 118^\circ$). En la Figura 3.13a el sismograma original en velocidad y en la 3.13b en desplazamiento tras su deconvolución, el rectángulo en ambas muestra el zoom de las Figuras 3.13c y 3.13d (respectivamente). Al comparar las Figuras 3.13c y 3.13d, se puede observar el ruido introducido antes de la llegada de la onda P tras la deconvolución, al igual que en la Figura 3.9c en la estación EADA para D1.

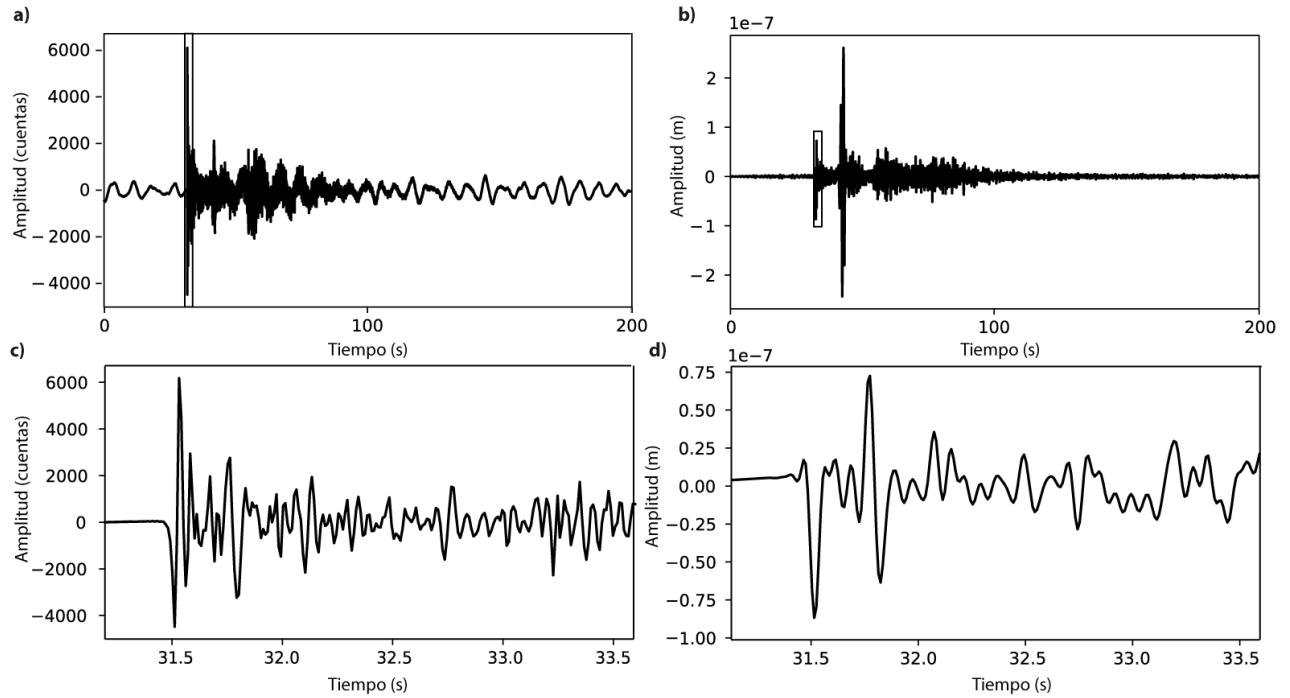


Figura 3.13. Registro en la estación EMIN del terremoto I24 (RIM). a) sismograma sin deconvolucionar, con un rectángulo la ventana representada en c); b) desplazamiento $u(t)$, con un rectángulo la ventana representada en d).

En el caso de los terremotos profundos con $M_w > 6$ (D1, P1, F1 y F2; Tablas 3.1 y 3.2) la longitud de ventana utilizada para el estudio de SNR es de 20 s. En la Figura 3.14a se muestra un ejemplo para el terremoto D1 de la estación a distancia regional EMAZ ($\Delta=7.3^\circ$, $a_z=145^\circ$) y en la Figura 3.14b para la estación a distancia telesísmica ANMO ($\Delta=78.6^\circ$, $a_z=305^\circ$). Arriba se muestra el sismograma completo sin deconvolucionar; en el centro un zoom del sismograma en desplazamiento, cuyo recuadro muestra la longitud de pre-evento y terremoto seleccionados; y abajo el espectro de amplitud del ruido (rojo) y de la señal (azul). En la Figura 3.14a (EMAZ) se puede observar que, para frecuencias inferiores a 6 Hz, el espectro de amplitud de la señal es mayor que el del ruido, mientras que para frecuencias mayores ambos espectros tienen amplitudes similares. En el caso de ANMO (Figura 3.14b), ambos espectros tienen amplitudes similares a frecuencias superiores a 1.5 Hz. Esto implica que a partir de 6 Hz en EMAZ y 1.5 Hz en ANMO la señal está contaminada por el ruido. Sin embargo, como la frecuencia máxima de estudio en este terremoto es 1.5 Hz (Tabla 3.4), esa contaminación no influirá en la estimación de E_R .

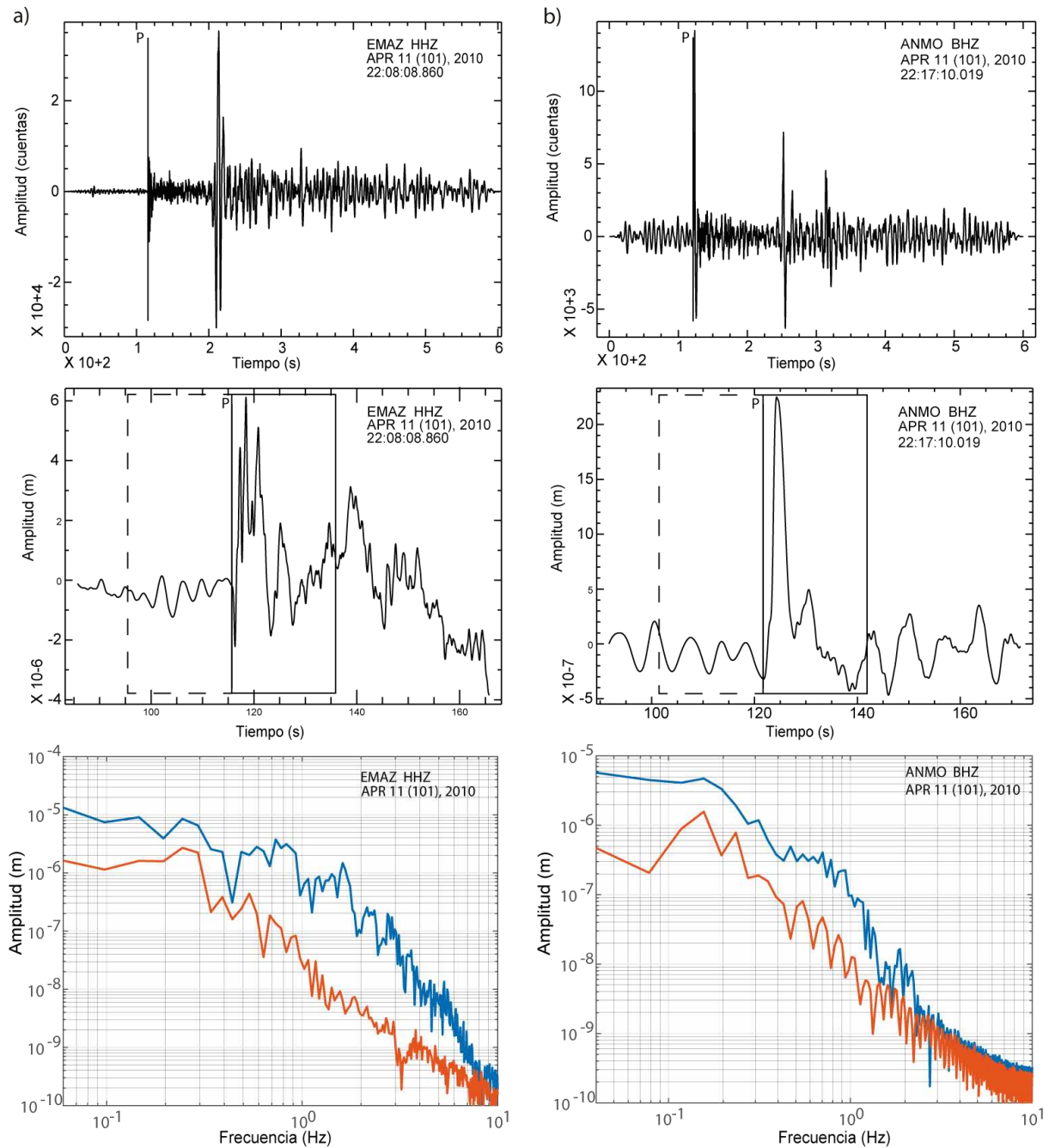


Figura 3.14. Arriba los sismogramas completos sin deconvolucionar de las estaciones EMAZ (a) y ANMO (b) del terremoto D1. En el centro las ventanas temporales seleccionadas para realizar el estudio de calidad (SNR). Abajo los espectros de amplitud del ruido (rojo) y la señal (azul).

Para los terremotos profundos de menor magnitud, D2 ($M_w=4.8$) y D3 ($M_w=4.4$), y los de profundidad intermedia se utiliza una ventana de 10 s: 5 s antes y 5 s después de la llegada de la onda P. A diferencia de los terremotos profundos con $M_w>6$, esta longitud de ventana, dada la magnitud de los terremotos, es suficiente para incluir la onda P. En la Figura 3.15 se muestra este proceso en la estación GUD para los terremotos D2 (3.15a; $\Delta=3.8^\circ$, $a_z=173^\circ$) y D3 (3.15b; $\Delta=3.8^\circ$, $a_z=171^\circ$). Arriba se ha representado el sismograma completo, en el centro la ventana de pre-evento (r) y de señal (s) seleccionadas y abajo sus espectros de amplitud.

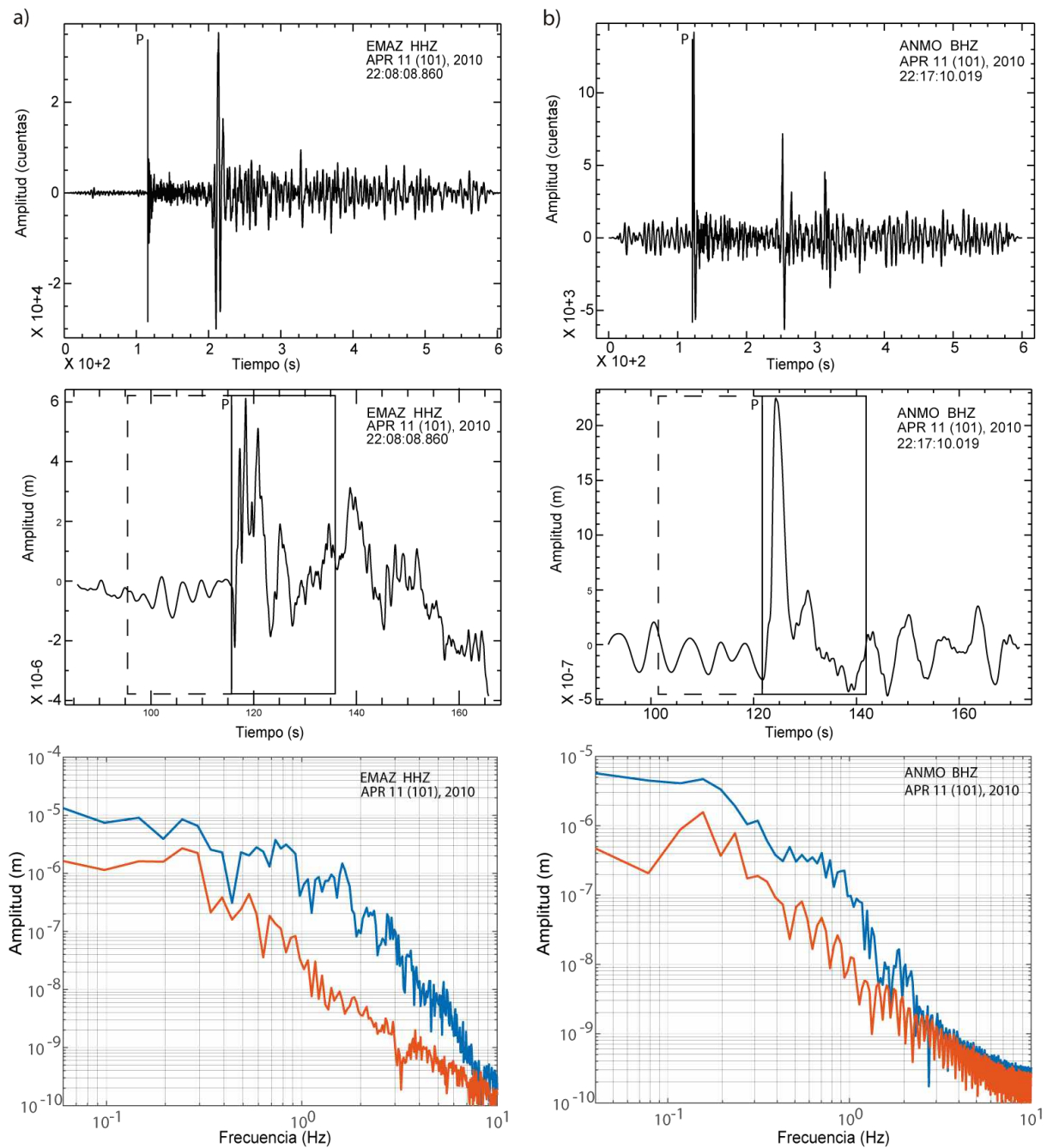


Figura 3.15. Arriba los sismogramas completos en velocidad de la estación GUD de los terremotos profundos de 1990 (a) y 1993 (b) (D2 y D3). En el centro las ventanas temporales seleccionadas para realizar el estudio de calidad (r: ruido, s: señal). Abajo los espectros de amplitud del ruido (rojo) y la señal (azul).

En el terremoto D2 (Figura 3.15a) se observa que para frecuencias inferiores a 8 Hz el espectro de amplitud del terremoto (azul) es mayor que el del ruido (rojo), siendo ambos espectros similares a frecuencias superiores a 8 Hz, esto podría influir en el cálculo de E_R , lo que implicaría descartar esta estación. Sin embargo, esa contaminación se encuentra a frecuencias superiores a la frecuencia máxima de estudio (Tabla 3.4), por lo que la estación no se descarta. En el caso del terremoto D3 (Figura 3.15b) se puede observar que en $f=0.9$ Hz y en frecuencias superiores a 7 Hz ambos espectros son iguales, como en este caso estos valores de

frecuencia si se encuentran dentro del rango de estudio (Tabla 3.4), esta estación se descarta de la estimación de E_R .

En el caso de los terremotos de profundidad intermedia (I8-I9, I12, I16-I18, I20-I21, I24), como se mencionó previamente y a diferencia de D2 y D3, los espectros de amplitud para el SNR se obtienen a partir del sismograma en desplazamiento, al igual que en el terremoto D1. En la Figura 3.16 se muestra un ejemplo del terremoto I24 en la estación ELGU ($\Delta=0.7^\circ$, $a_z=265^\circ$): en la 3.16a el sismograma sin deconvolucionar, en 3.16b una ventana de 5 s de pre-evento y 5 s de evento en desplazamiento y en la 3.16c sus espectros de amplitud. En esta estación también se puede advertir el efecto del ruido introducido durante la deconvolución. En la Figura 3.16c se observa que el espectro de amplitud de la señal (azul) en toda la banda de frecuencias es dos órdenes de magnitud mayor que el del ruido (rojo), por lo que la señal no está contaminada por este, teniendo el registro la calidad suficiente para ser utilizado en la estimación de E_R .

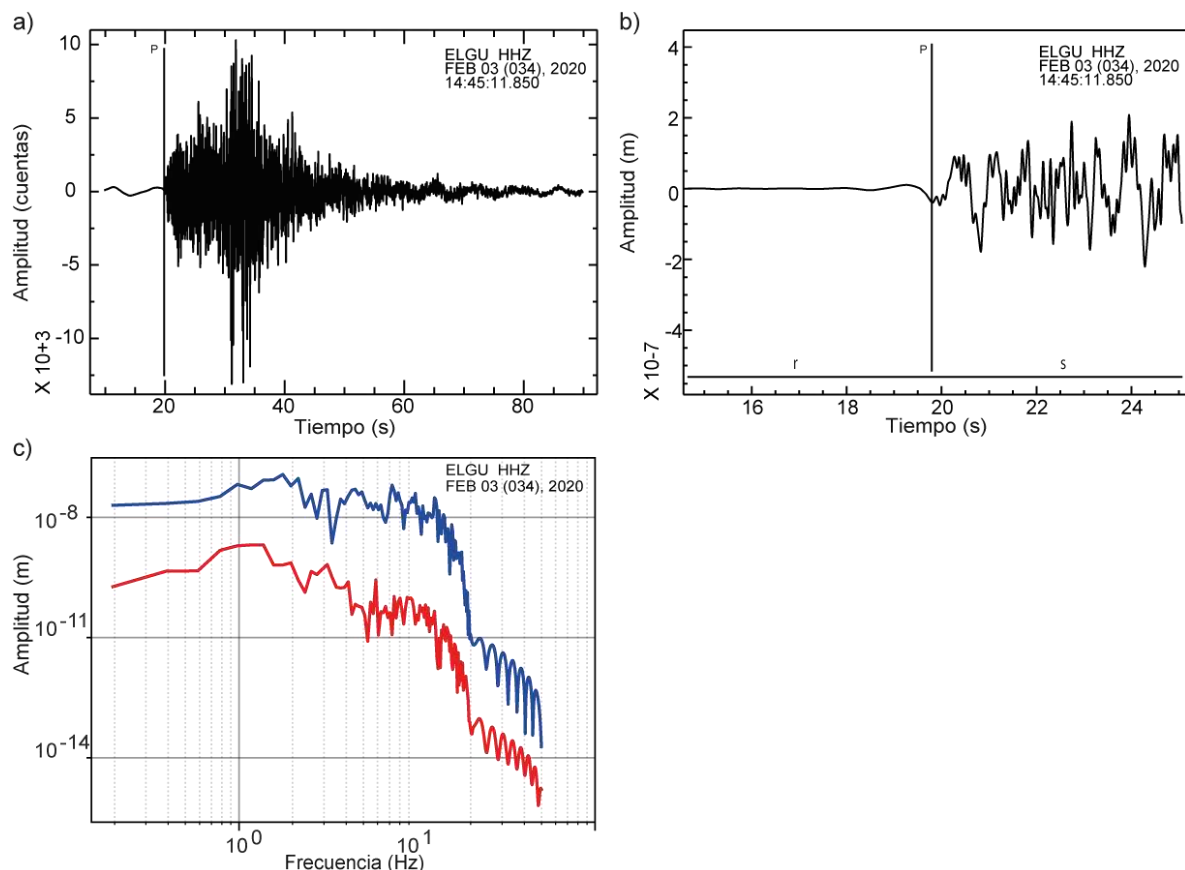


Figura 3.16. a) sismograma completo en velocidad de la estación ELGU del terremoto de profundidad intermedia I24. b) Ventana del sismograma en desplazamiento, sobre ella señalada la longitud de ventana seleccionada para realizar el estudio de calidad (r: ruido, s: señal). c) Espectro de amplitud del ruido (rojo) y de la señal (azul).

Para el terremoto S1, la longitud de la ventana utilizada depende de la distancia epicentral. A distancia telesísmica se han seleccionado 20 s de pre-evento y 20 s de señal, que incluyen las

fases P, pP y sP. Sin embargo, a distancia regional se ha seleccionado una ventana, tanto de pre-evento como de señal, de 5 s (Figura 3.17), longitud suficiente, debido al tamaño del terremoto ($M_w=6.4$), para estudiar la calidad de los registros.

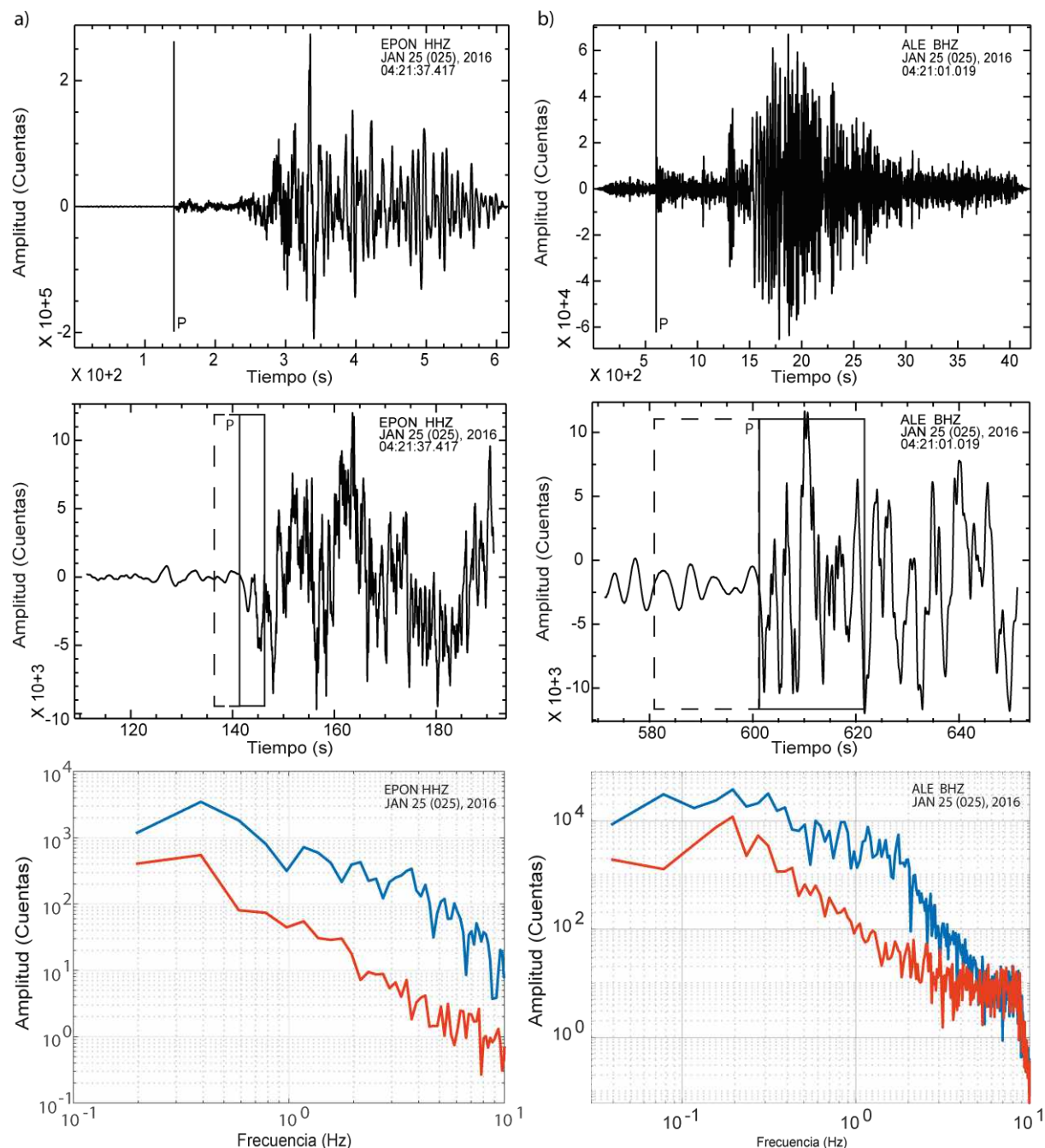


Figura 3.17. Arriba el sismograma completo en velocidad de las estaciones EPON (a) y ALE (b) del terremoto S1. En el centro una ventana de sismograma con la longitud de ventana señalada para realizar el estudio de calidad (SNR): en línea discontinua el ruido y en continua la señal. Abajo los espectros de amplitud del ruido (rojo) y la señal (azul).

En la Figura 3.17 se muestra un ejemplo para S1 en la estación a distancia regional EPON (3.17a; $\Delta=8^\circ$, $a_z=342^\circ$) y en la estación a distancia tele sísmica ALE (3.17b; $\Delta=51^\circ$, $a_z=352^\circ$): arriba el sismograma original; en el centro un zoom de 200 s de cada registro, en el que con un

recuadro se muestra la longitud de pre-evento y terremoto seleccionados; y abajo los espectros de amplitud del ruido (rojo) y de la señal (azul). Se puede observar que el espectro de amplitud de la señal en la estación EPON no está contaminado por el ruido, al ser su espectro menor en toda la banda de frecuencia, por lo que este no influirá en la estimación de E_R . Lo mismo sucede en la estación ALE para frecuencias menores a 1.5 Hz, frecuencia máxima de estudio (Tabla 3.4).

A partir del cociente entre los espectros de amplitud del ruido y de la señal (Anexo III), se ha establecido el criterio para determinar que estaciones se van a utilizar: aquellas con un valor mínimo del SNR de 1.25 para cada frecuencia en el rango de estudio (Tabla 3.4). Para valores menores de SNR, se considera que el ruido es comparable a la señal (Supino *et al.*, 2019) y, por tanto, los registros no tienen la calidad suficiente para utilizarse en la estimación de E_R . Se debe tener en cuenta que se trata de valores en escala logarítmica. Se descartan, por no satisfacer este criterio de calidad, las siguientes estaciones:

Terremotos profundos de RIM:

- 11/04/2010 (D1):
 - Distancia telesísmica: A34, A228, BBSR, BLA, KIV, PALK, PTGA, RCBR, SC36, TIXI, TLY y TRY.
 - Distancia regional: CEU.
- 08/03/1990 (D2):
 - Distancia regional: EROQ, ACU, EALH, EMEL y ECHE.
- 31/07/1993 (D3):
 - Distancia regional: EPLA, GUD, EVIA, ETOR, ENIJ, EGUA y ECOG.

Terremotos de profundidad intermedia de RIM (2009-2020): se descartan entre 6 (I9) y 20 (I21) (Anexo IV).

Terremoto superficial de RIM:

- 25/01/2016 (S1):
 - Distancia telesísmica: MAKZ, AAK, BRVK, CCM, RCBR y TUC.
 - Distancia regional: todas cumplen el criterio de calidad.

Terremoto profundo de Perú:

- 25/08/2018 (P1):
 - Distancia telesísmica: PFO, SACV y XPFO.

Terremotos profundos de Fiji:

- 19/08/2018 (F1):
 - Distancia telesísmica: todas cumplen el criterio de calidad.
- 06/09/2018 (F2):
 - Distancia telesísmica: MBWA, KWJN y TAU.

3.4.3. Corrección por la atenuación

A continuación, tras realizar el estudio de la calidad de la señal y haber obtenido el espectro de amplitud, este se corrige por la atenuación, ecuación (2.17), cuya aplicación dependerá de si se trata de datos a distancia telesísmica o regional. Para estaciones a distancia telesísmica y un mismo terremoto t^* es constante debido a su débil dependencia con la distancia (Der, 1998; Houston *et al.*, 1998). Houston *et al.*, (1998) propone para la onda P un valor de t^* de 0.35 s para terremotos con $h=600$ km y 0.5 s para aquellos con $h=250$ km. Teniendo en cuenta estos valores, en esta tesis se considera que $t^* = 0.3$ s para terremotos con $h>600$ km es un valor adecuado (Rivera comunicación personal). Para terremotos superficiales ($h<60$ km), se considera un valor de $t^* = 0.75$ s, utilizado por otros autores en estimaciones de E_R (Ye *et al.*, 2020).

En la Figura 3.18 se muestra un ejemplo a distancia telesísmica de esta corrección por la atenuación para el terremoto profundo D1 ($t^* = 0.3$ s; Figura 3.18a) y el superficial S1 ($t^* = 0.75$ s; Figura 3.18b) de RIM, y para los profundos de Perú y Fiji: P1, F1 y F2 ($t^* = 0.3$ s; Figura 3.18c, d y e). En verde se representa el espectro de amplitud corregido por la atenuación y en azul sin corregir.

Las estaciones seleccionadas como ejemplo para los terremotos D1, S1 y P1 son, respectivamente: ANMO ($\Delta = 79^\circ, a_z = 305^\circ$), ALE ($\Delta = 51^\circ, a_z = 352^\circ$) y BBSR ($\Delta = 44^\circ, a_z = 8^\circ$). Para los dos de Fiji, se ha seleccionado la estación ERM: F1 ($\Delta = 69^\circ, a_z = 330^\circ$) y F2 ($\Delta = 69^\circ, a_z = 332^\circ$). En todas ellas, se observa que a altas frecuencias ($f>1.5$ Hz) el espectro de amplitud corregido (verde) comienza a aumentar perdiendo su forma característica, en la que a partir de la frecuencia esquina la amplitud decae (Figura 2.12). Como este aumento se produce por encima del rango de frecuencia seleccionado para el estudio de E_R ($f<1.5$ Hz; Tabla 3.4), este no debería afectar en su estimación. Sin embargo, en el caso de la estación ALE (S1) se puede observar que a partir de 0.6 Hz (Figura 3.18b) la amplitud no disminuye con la frecuencia, sino que se mantiene constante, lo que sí podría influir en el cálculo de E_R .

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

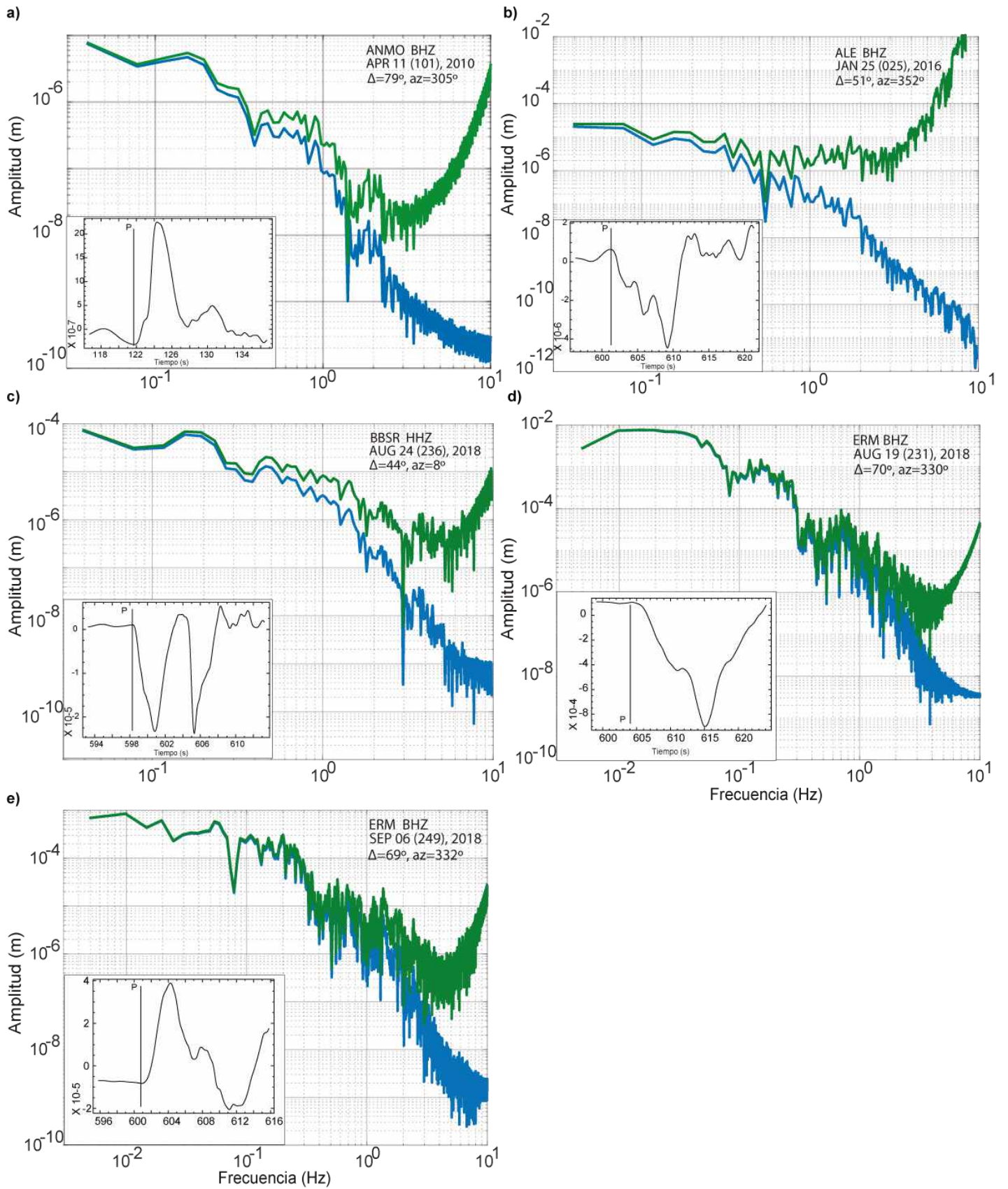


Figura 3.18. Ejemplos de espectros de amplitud del desplazamiento a distancia telúsmica. En azul el espectro sin corregir y en verde corregido por la atenuación. En el recuadro se muestra la longitud de onda P utilizada en el espectro. A la derecha de cada espectro el código de la estación, componente, fecha del terremoto, distancia epicentral y azimut. a) D1, b) S1, c) P1, d) F1, e) F2.

La corrección por la atenuación a distancia regional, al necesitar un modelo de Tierra detallado, es más compleja. Como ya se mencionó, en este caso, t^* depende del factor de atenuación Q y de la trayectoria del rayo, ecuación (2.21). En los terremotos profundos a diferencia del superficial, para algunas estaciones la profundidad del foco es mayor que la distancia epicentral. Por ejemplo, para el terremoto D1 ($h=623$ km) las distancias epicentrales oscilan entre 33 y 812 km. Algunos autores consideran para terremotos profundos y de profundidad intermedia en RIM un valor fijo de este factor Q para cada estación (Bufo *et al.*, 1997; del Fresno, 2004). Para estudiar este valor, se ha hecho un test utilizando valores entre 100 y 1000, y se ha estudiado su efecto en el espectro de amplitud del terremoto D1. En la Figura 3.19 se muestran estos resultados para dos estaciones con el mismo azimut ($a_z=145^\circ$) pero diferente distancia epicentral: EADA ($\Delta=1.5^\circ$) y EMAZ ($\Delta=7.3^\circ$). En ambas se observa como el espectro de amplitud sin corregir (en azul) disminuye con la frecuencia a partir de aproximadamente 0.3 Hz, frecuencia esquina de este terremoto. Además, se puede observar que al corregir por la atenuación el espectro de amplitud aumenta al disminuir el valor de Q utilizado.

En el caso de la estación a menor distancia epicentral (EADA; Figura 3.19a), los espectros corregidos con valores de Q entre 300 y 1000 para $f < 2$ Hz no presentan diferencias significativas. A partir de 5 Hz, los corregidos con $Q = 400$ y $Q = 300$ presentan un ligero aumento de la amplitud con la frecuencia, mientras que en el caso de $Q = 200$ y $Q = 100$, el aumento se produce a mayor velocidad y menor frecuencia ($f=3$ Hz y $f=1.5$ Hz, respectivamente). En la estación a mayor distancia epicentral (EMAZ; Figura 3.19b), los espectros corregidos con los distintos valores de Q presentan mayor diferencia con el espectro sin corregir (en azul) y entre sí. El aumento de la amplitud con la frecuencia en EMAZ se produce a frecuencias menores que en EADA: a partir de 1 Hz para $Q = 100$, de 1.5 Hz para $Q = 200$ y de 3-4 Hz para $Q = 300$, $Q = 400$ y $Q = 500$. Este crecimiento del espectro de amplitud para determinados valores de Q provocaría un mayor aporte energético a frecuencias por encima de la frecuencia esquina y llevaría a sobreestimar E_R . Como para este terremoto el rango de estudio es para $f < 1.5$ Hz, solo se descartaría $Q = 100$ para ambas estaciones y $Q = 200$ para EMAZ.

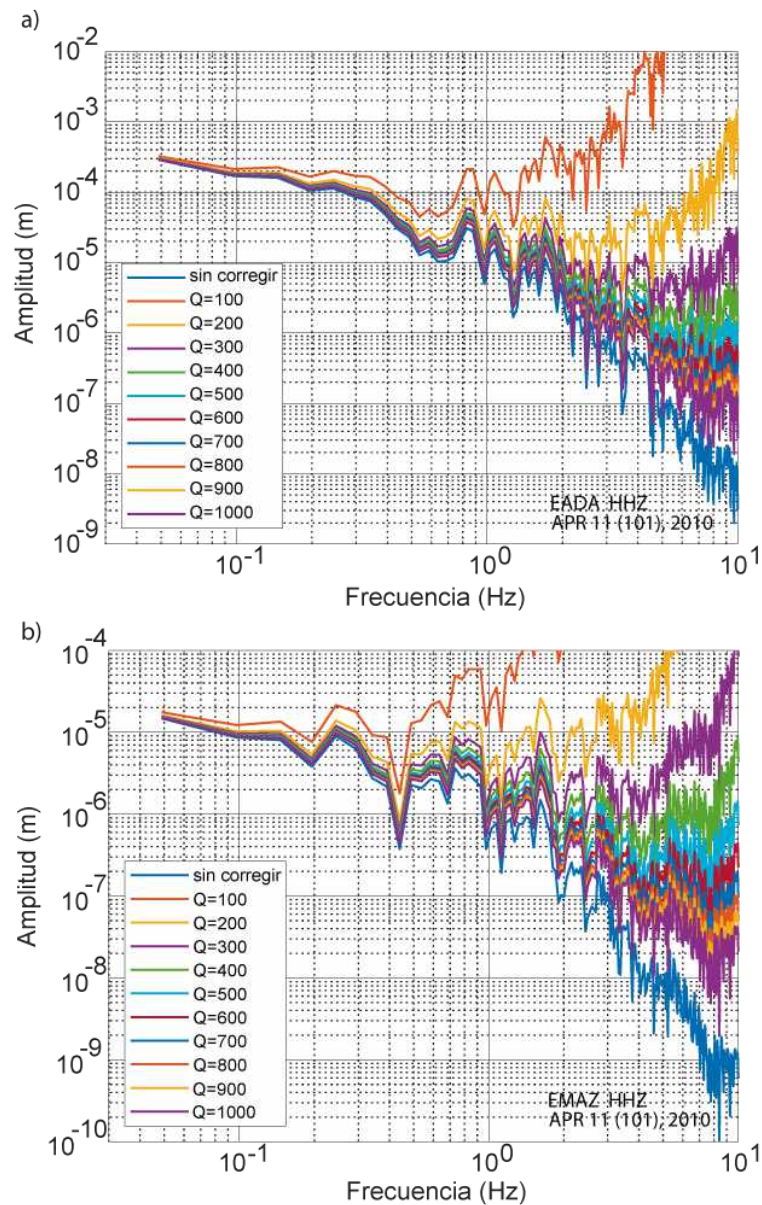


Figura 3.19. Espectros de amplitud del desplazamiento (azul) corregidos por la atenuación utilizando distintos valores del factor de atenuación Q . Estaciones a) EADA y b) EMAZ del terremoto profundo D1 de RIM.

En algunos estudios, para evitar ese aumento del espectro de amplitud con la frecuencia, se utiliza un valor de Q alrededor de 1000. Sin embargo, como se puede observar en las Figuras 3.19a y 3.19b, el espectro corregido por este valor y el espectro sin corregir apenas presentan diferencias a frecuencias por debajo de 1 Hz. Por tanto, utilizar un valor de $Q = 1000$ para la corrección por la atenuación es lo mismo que no efectuar dicha corrección. Uno de los principales problemas para realizar esta corrección es disponer de valores específicos de Q para una región. En la región Ibero-Mogrebí, diversos autores han obtenido valores de Q para terremotos intermedios y profundos en distintas estaciones (Bufo *et al.*, 1997; Coca, 1999; del Fresno, 2004). Estos valores varían en función del terremoto, pero todos ellos se encuentran por debajo de $Q = 1000$, con un valor máximo de $Q = 600$. Si se utiliza un modelo de

corrección por la atenuación en el que Q depende de la frecuencia, ese valor de 1000 se alcanza a frecuencias superiores a 5 Hz, por ejemplo, en el modelo propuesto por Pérez-Campos *et al.*, (2003) para México.

En vista de estos resultados, en esta tesis, se utilizan los valores de Q para cada estación obtenidos en trabajos previos para los terremotos profundos y de profundidad intermedia en RIM (Bufo *et al.*, 1997; Coca, 1999; del Fresno, 2004). En el caso de no haber estudios previos en una región de estudio, como es el caso de Perú, se utiliza un valor estándar de $Q = 600$, valor seleccionado tras realizar distintas pruebas.

Para asignar un valor de Q a cada estación en cada terremoto, se compara la información hipocentral de cada uno de ellos con los terremotos estudiados por otros autores, seleccionando aquel más cercano y obteniendo los valores de Q para cada estación. En la Figura 3.20 se muestra de ejemplo el terremoto D1. Las estaciones utilizadas en esta tesis se han representado con circunferencias y los valores de Q propuestos por distintos autores para terremotos profundos de RIM (Bufo *et al.*, 1997; Coca, 1999) con círculos de colores (asociados a una estación). Los valores de Q oscilan entre 200 y 600. Como se puede observar, para la mayoría de las estaciones no se dispone de un valor de Q , en estos casos se utiliza el valor de la estación cercana cuya distancia epicentral sea similar. Por ejemplo, en el caso de las estaciones al norte de la península Ibérica, aunque las estaciones más cercanas con un valor de Q disponible son las que se encuentran en la zona central de la península Ibérica con $Q = 600$ (en azul), se les asigna un valor de $Q = 400$ porque su distancia epicentral y, por tanto, la distancia que recorre el rayo, se asemeja más a la estación con $Q = 400$ en el norte (en naranja).

En el caso de que una estación no esté lo suficientemente cerca de otras, como ocurre con las estaciones del norte de África, pertenecientes a la red temporal PICASSO (Figura 3.3a), se le podría asignar el valor correspondiente a aquella estación con una distancia epicentral similar, pero se debe tener en cuenta que la atenuación de las ondas es consecuencia de las heterogeneidades de la Tierra, pudiendo ser distintas en las diferentes trayectorias. Por esta razón, se ha preferido asignar un valor estándar de 600 a las estaciones que se encontraban en esta situación, como por ejemplo la estación AVE de la red WM en el noroeste de África (Figura 3.3a). Este mismo procedimiento se ha seguido con los terremotos profundos D2 y D3, y los terremotos intermedios (I8-I9, I12, I16-I18, I20-I21, I24) de RIM. Los valores obtenidos para cada estación y cada terremoto se incluyen en el Anexo V.

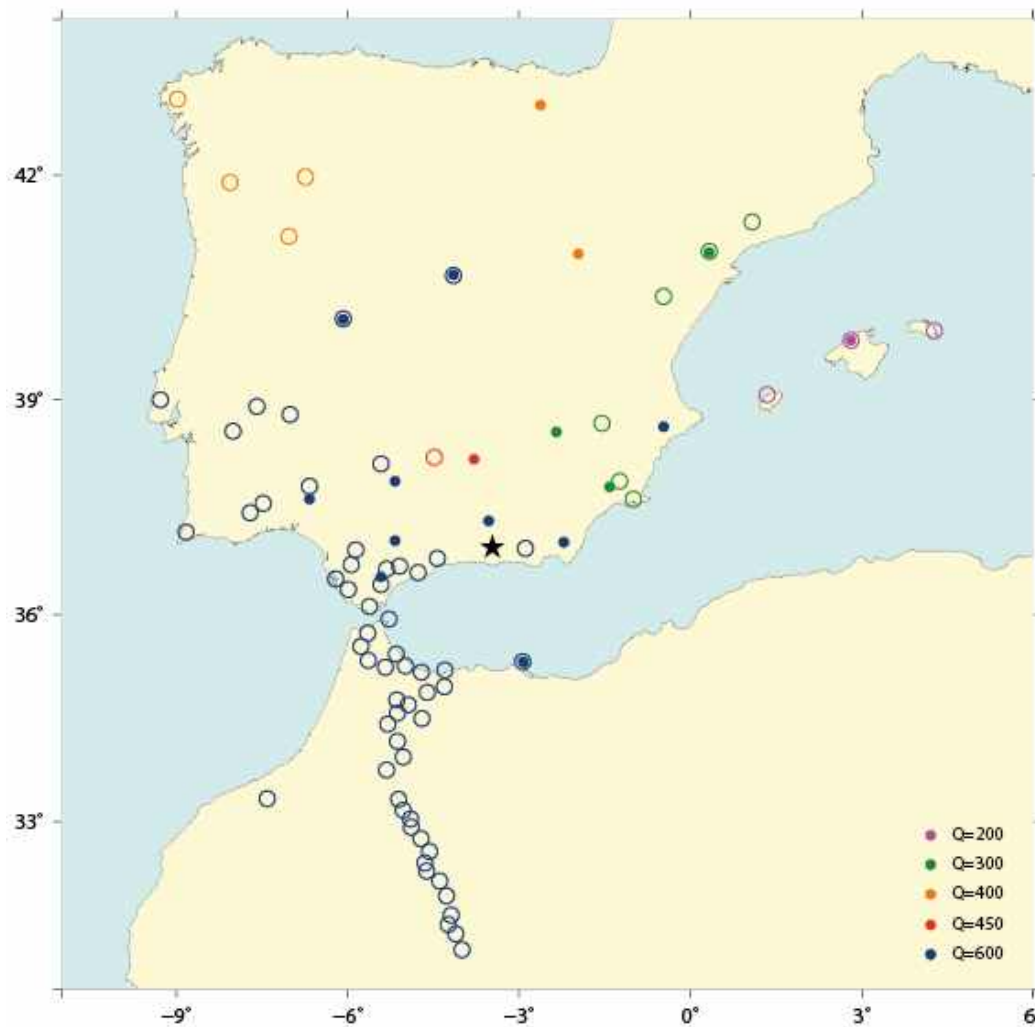


Figura 3.20. Estaciones para las que se dispone de un valor de Q con círculos (Bufoñ et al., 1997; Bufoñ y Coca, 2001; del Fresno, 2004). Con circunferencias las estaciones utilizadas en el estudio de la energía sísmica radiada en esta tesis para el terremoto D1 de RIM.

Para los terremotos superficiales en RIM no hay estudios que asignen valores específicos de Q a cada estación, como ocurría con los profundos e intermedios, pero distintos autores (Pujades *et al.*, 1990; Ibañez *et al.*, 1990) proponen valores de $Q(f)$ dependientes de la frecuencia. Para el terremoto S1 en esta tesis, se han utilizado los valores propuestos por Pujades *et al.*, (1990), dependiendo de la localización de la estación:

- Sur peninsular (36°N-38°N): $Q(f) = 200f^{0.7}$
- Centro (38°N-40°N) y noreste peninsular (40°N-43°N y 3°W-3°E): $Q(f) = 350f^{0.4}$
- Noroeste peninsular (40°N-43°N y 9°W-3°W): $Q(f) = 550f^{0.4}$

En el Anexo V se especifica el valor asignado a cada estación.

En la Figura 3.21 se muestran varios ejemplos de estas correcciones a distancia regional para los terremotos D1 (Figura 3.21a), D2 (Figura 3.21b), I24 (Figura 3.21c), S1 (Figura 3.21d) y P1 (Figura 3.21e). En azul se representa el espectro de amplitud sin corregir por la atenuación y en verde corregido, obtenidos utilizando la longitud de ventana seleccionada para cada terremoto (Tabla 3.3).

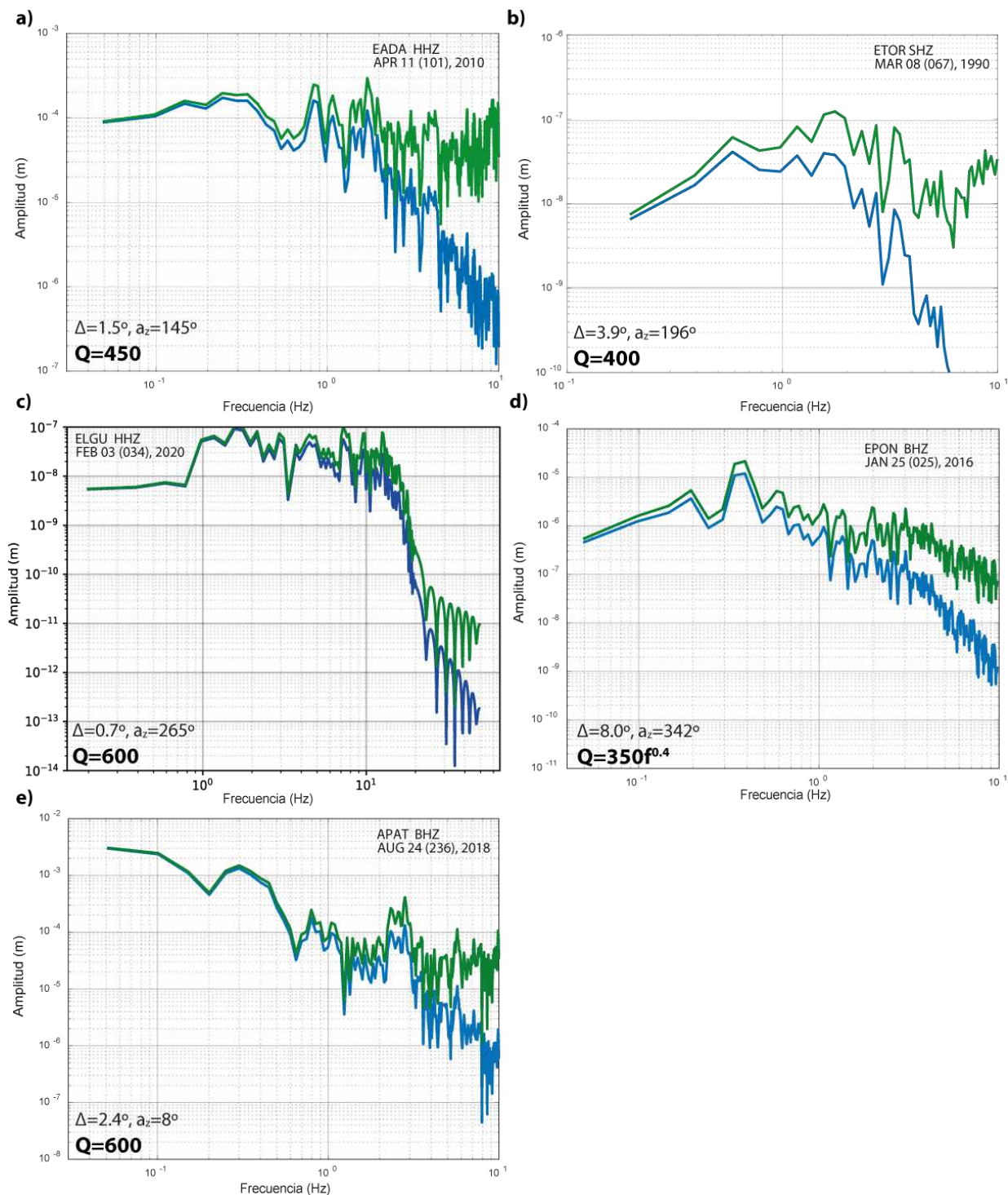


Figura 3.21. Ejemplos de espectros de amplitud del desplazamiento a distancias regionales. En azul sin corregir y en verde corregidos por la atenuación corregidos por la atenuación. En cada figura se muestra el código de la estación, la fecha del terremoto, distancia epicentral, azimut y valor de Q .

En las Figuras 3.21a y 3.21b se puede observar, al igual que ocurría a distancias telesísmicas (Figura 3.18), como el espectro de amplitud aumenta a partir de una frecuencia determinada, en este caso en D1 a frecuencias superiores a 5 Hz y en D2 a 6 Hz. Al encontrarse fuera del rango de frecuencia de estudio (Tabla 3.4), este aumento no debería afectar en la estimación de E_R . En los terremotos I24 (Figura 3.21c) y S1 (Figura 3.21d) no se aprecia un claro aumento de la amplitud con la frecuencia. En P1 (Figura 3.21e) se observa a frecuencias superiores a 3 Hz que, al igual que en D1 y D2, al no encontrarse en el rango de estudio no debería afectar en el cálculo de E_R .

En el Anexo VI se incluyen los espectros de amplitud de la onda P sin corregir y corregidos por la atenuación de las estaciones a distancia regional y telesísmica de los 16 terremotos seleccionados.

3.4.4. Corrección por el patrón de radiación

Para corregir por el patrón de radiación es necesaria la orientación de los planos de falla del mecanismo focal (sección 2.2.3). En los terremotos para los que se dispone de una solución calculada por otros autores se ha utilizado dicha solución. Este es el caso de los terremotos seleccionados en RIM, para los que existen estudios específicos de su mecanismo focal (Tabla 3.5): terremotos profundos D1 (Bufo *et al.*, 2011), D2 (Bufo *et al.*, 1991) y D3 (Bufo, 2008); de profundidad intermedia I8-I9, I12, I16-I18, I20-I21 e I24 (López-Sánchez *et al.*, 2022); y el superficial S1 (Bufo *et al.*, 2017). En la Figura 3.22 se muestran estos mecanismos focales, junto con sus epicentros. Para D1 y S1 se dispone también de la STF, representada en la Figura 3.23.

Tabla 3.5. Terremotos de RIM: orientación de los planos de falla.

Terremoto	ϕ (°)	δ (°)	λ (°)	Ref.
D1	182	78	-177	Bufo <i>et al.</i> , (2011)
D2	177	62	-91	Bufo <i>et al.</i> , (1991)
D3	177	60	-91	Bufo (2008)
I8	348	79	-20	López-Sánchez <i>et al.</i> , (2022)
I9	329	30	-7	
I12	197	121	82	
I16	125	2	-163	
I17	207	76	-43	
I18	319	39	-62	
I20	142	67	-95	
I21	344	45	40	
I24	348	87	-12	
S1	30	87	-26	Bufo <i>et al.</i> , (2017)

ϕ : azimut, δ : buzamiento, λ : ángulo de deslizamiento

Ref.: referencia

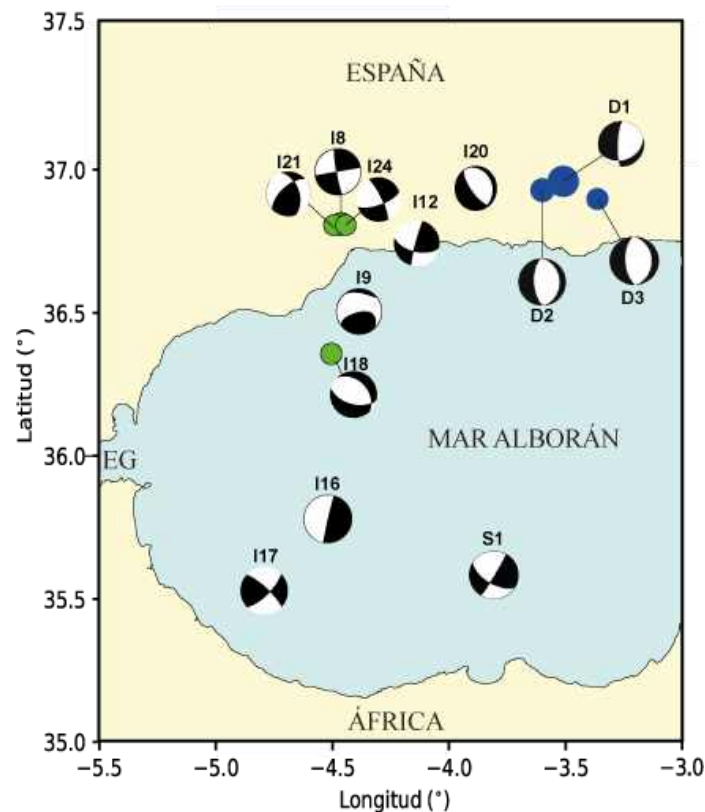


Figura 3.22. Epicentros de los terremotos seleccionados en RIM y los mecanismos focales utilizados obtenidos por otros autores (Buorn 2008; Buorn *et al.*, 2011; Buorn *et al.*, 2016; López-Sánchez *et al.*, 2022). EG: Estrecho de Gibraltar. Las referencias de los epicentros corresponden a la Tabla 3.1.

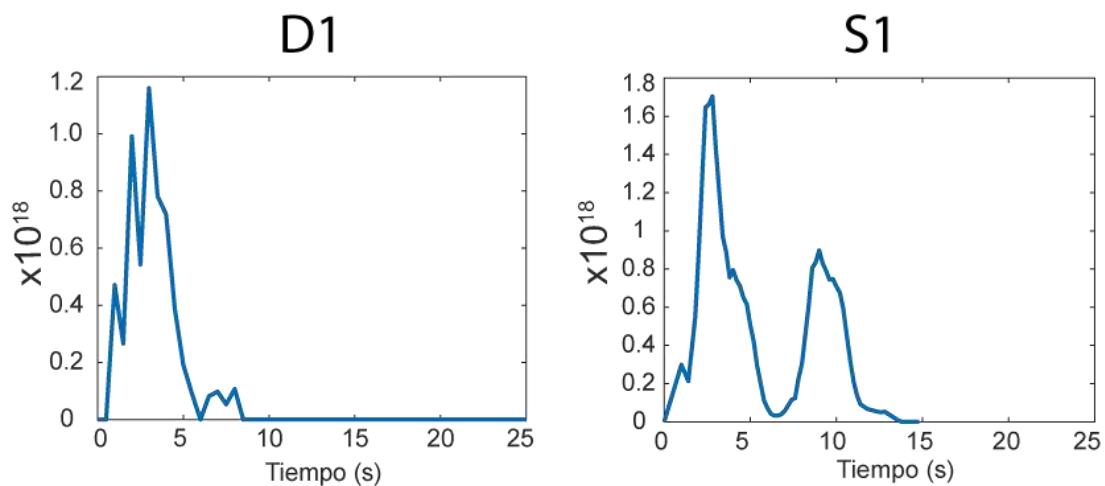


Figura 3.23. STF para los terremotos de 2010 (D1) y 2016 (S1) (Buorn *et al.*, 2011; Buorn *et al.*, 2017).

Para los terremotos profundos de Perú (P1) y Fiji (F1 y F2) no se dispone de un estudio específico de la fuente sísmica. En el caso de P1, al estudiar E_R a partir de estaciones a distancia telesísmica y regional con un elevado GAP (sección 3.2), se decide calcular el mecanismo focal en esta tesis. Para los terremotos F1 y F2, en los que solo se utilizan datos telesísmicos que presentan una buena cobertura azimutal ($<70^\circ$), se decide utilizar el mecanismo focal del GCMT (www.globalcmt.org). En la Tabla 3.6 se incluye la orientación de sus planos de falla, representados en la Figura 3.24.

Tabla 3.6. Terremotos de Fiji: orientación de los planos de falla del GCMT (www.globalcmt.org).

Terremoto	ϕ (°)	δ (°)	λ (°)
F1	210	21	-74
F2	305	57	14

ϕ : azimut, δ : buzamiento, λ : ángulo de deslizamiento

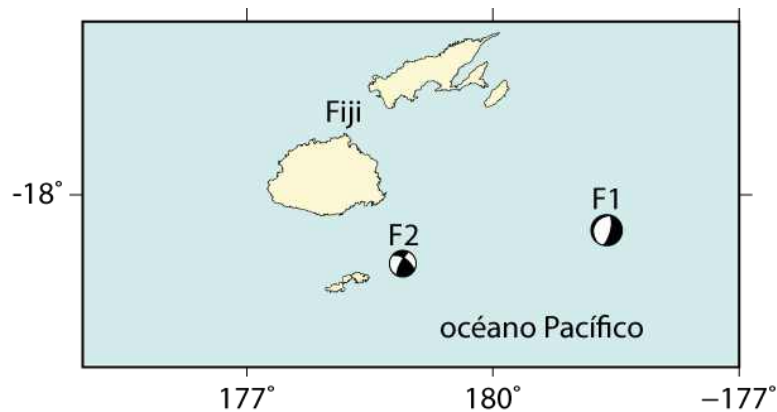


Figura 3.24. Mecanismo focal (solución GCMT) de los terremotos seleccionados en Fiji (F1 y F2).

Una vez se dispone del mecanismo focal de cada terremoto, se obtiene el patrón de radiación para cada estación. Aquellas estaciones con un valor menor a 0.25 son consideradas nodales y descartadas del estudio de E_R .

3.4.5. Corrección por el factor de expansión geométrica

La corrección por el factor de expansión geométrica del rayo $g(\Delta)$, ecuación (2.26), se hace de forma distinta si los datos son a distancia telesísmica o regional. En el primer caso, existen programas para estimar este factor utilizando una aproximación de modelo de Tierra esférica (Hermann, 1978; Hermann, 2013). Mientras que a distancias regionales no existe un software específico, por lo que se calcula directamente utilizando la ecuación (2.26), para lo que es necesario obtener $di_h/d\Delta$. Debido a que la variación de i_h respecto a Δ no es lineal, en esta tesis se ha definido un método para su obtención. A partir de las observaciones disponibles para un terremoto se ha representado i_h frente a Δ y se ha dividido en distintos rangos de distancia epicentral en los que la curva (i_h, Δ) sí es lineal.

En la Figura 3.25a se muestra un ejemplo para el terremoto D1 en RIM y en la Figura 3.25b para P1 en Perú. En ambas figuras se puede observar la no linealidad de las curvas. Los distintos colores se han utilizado para mostrar los rangos de distancia epicentral en los que se considera que la variación de i_h respecto a Δ es lineal. En estos rangos se realiza una regresión lineal, obteniendo el valor de $di_h/d\Delta$ a partir de la pendiente del ajuste para cada uno de ellos (Tabla

3.7). De esta forma, dependiendo de la distancia epicentral de la estación se le asigna un valor u otro de $di_h/d\Delta$. Los rangos seleccionados y los valores obtenidos de $di_h/d\Delta$ son específicos para la región de estudio y la profundidad del terremoto. Esto implica que para los terremotos profundos D2 y D3 se pueden utilizar los valores obtenidos para D1 al tener hipocentros cercanos.

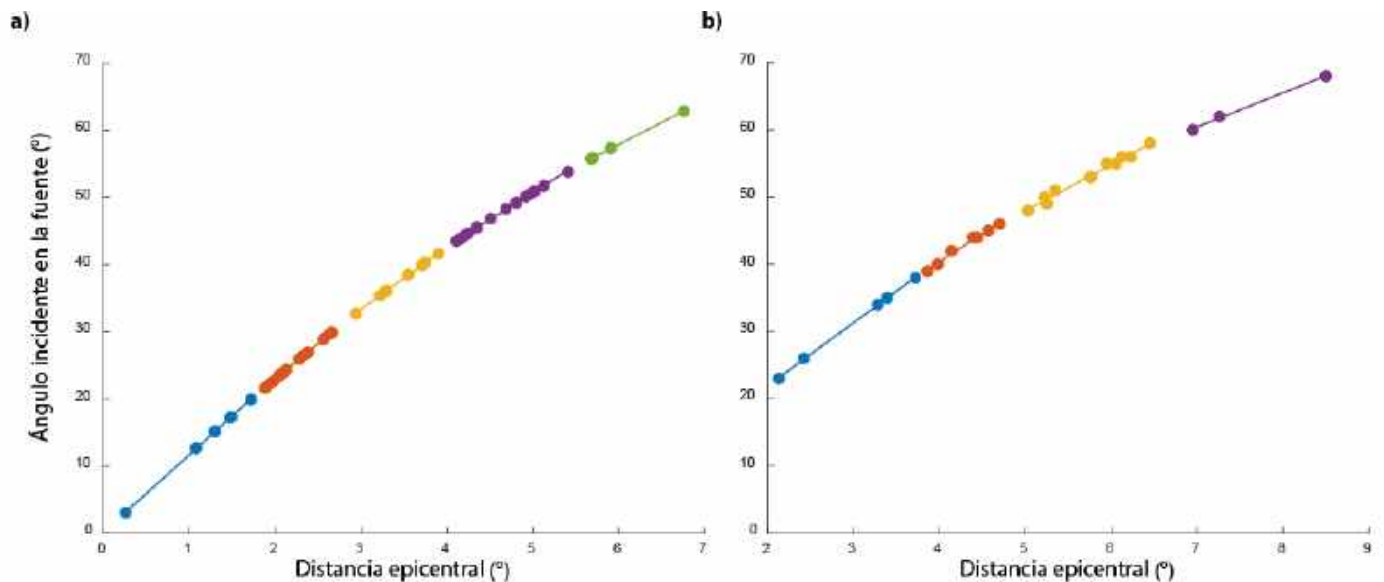


Figura 3.25. Ejemplos de cálculo de $di_h/d\Delta$, ángulo de incidencia en el foco (i_h) frente a distancia epicentral (Δ) para distancias regionales. a) Terremoto profundo D1 de RIM. b) Terremoto profundo P1 de Perú.

Tabla 3.7. Rangos de distancia epicentral estudiados para la corrección del factor de expansión geométrica.

Terremoto	Rango de Δ (°)	$di_h/d\Delta$
D1	≤ 1.7	11.5
	$1.7 < \Delta \leq 2.8$	10.6
	$2.8 < \Delta \leq 3.8$	9.3
	$3.8 < \Delta \leq 5.5$	7.9
	> 5.5	6.6
P1	≤ 3.7	9.4
	$3.7 < \Delta \leq 4.7$	8.3
	$4.7 < \Delta \leq 6.5$	6.8
	> 6.5	5.1

Este procedimiento no se puede seguir para los terremotos de profundidad intermedia y para S1 porque i_h respecto a Δ no varía en determinados rangos de distancia epicentral. En la Figura 3.26 se muestra esta curva como ejemplo para el terremoto S1. En esta se puede observar que $di_h/d\Delta = 0$. Por esta razón, para realizar la corrección por el factor de expansión geométrica en estos terremotos, se ha utilizado la inversa de la distancia epicentral, aproximación utilizada en casos prácticos (Udías *et al.*, 2018).

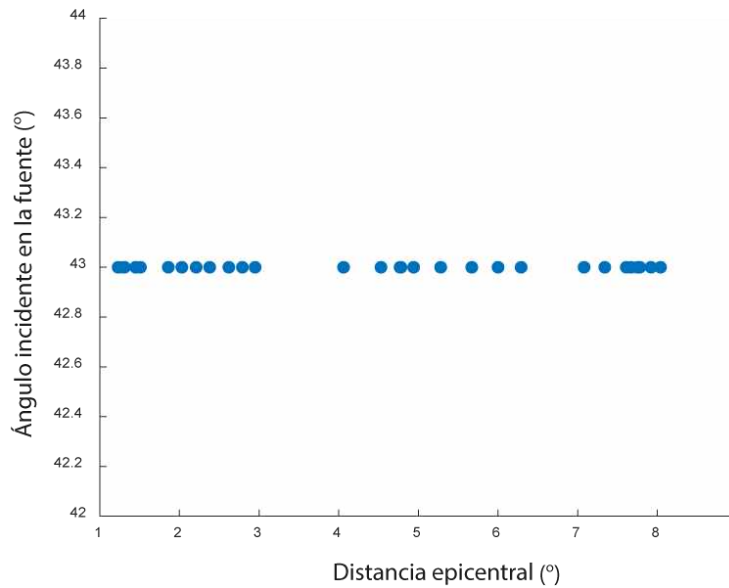


Figura 3.26. Ángulo de incidencia en la fuente (i_h) frente a distancia epicentral (Δ) para distancias regionales del terremoto superficial de 2016 en RIM (S1).

3.4.6. Corrección por el efecto de superficie libre

La última corrección que se realiza es la debida al efecto de superficie libre, ecuación (2.27). A diferencia del resto de correcciones, esta se realiza indistintamente si se trata de datos a distancia telesísmica o regional, ya que basta con aplicar la ecuación (2.27).

3.4.7. Software

En este apartado se describen de forma breve los programas y códigos utilizados. Primero se incluyen los programas desarrollados por otros autores y después los desarrollados en esta tesis. En el Anexo VII se describe con detalle el funcionamiento de los desarrollados en esta tesis, incluyendo su código.

Programas desarrollados por otros autores

- **SAC** (*Seismic Analysis Code*; Goldstein *et al.*, 2003). Programa interactivo para el estudio de señales secuenciales, especialmente de datos de series temporales como los sismogramas. Este software permite realizar operaciones aritméticas, transformadas de Fourier, filtrado, apilamiento de señales, cortar ventanas de registro, marcar las diferentes llegadas de, por ejemplo, las ondas en un registro de terremoto, etc. En esta tesis, se ha utilizado para realizar la deconvolución instrumental del sismograma y obtener el espectro de amplitud de todos los terremotos seleccionados, excepto de los de profundidad intermedia de RIM. Manual: ds.iris.edu/files/sac-manual.

- **cassol** (Udías y Bufo, 1988). Software desarrollado en *fortran* para la obtención del ángulo de incidencia y el azimut de las estaciones a partir de sus coordenadas, las del terremoto y un modelo de corteza de dos capas con un gradiente de velocidad. Se ha utilizado para obtener el azimut y ángulo de incidencia de las estaciones.
- **MECSTA** (Brillinger *et al.*, 1980; Bufo y Udías, 1984; Udías y Bufo, 1988). Software desarrollado en *fortran* que permite calcular la orientación de los planos de falla y ejes principales de esfuerzos de una fuente puntual. Basado en el modelo probabilístico desarrollado por Brillinger *et al.*, (1980) que, a través de una función de máxima verosimilitud, relaciona la polaridad de la onda en cada estación con la obtenida de forma teórica para una orientación de los ejes P y T determinada. Datos de entrada: polaridad de la onda P en las distintas estaciones, ángulo de incidencia, azimut y un plano de falla preliminar. Además de los planos de falla, proporciona errores de los parámetros focales y el patrón de radiación de cada estación. Se ha utilizado para los terremotos de profundidad intermedia de RIM y profundos de Fiji de 2018 (F1 y F2). Permite el cálculo del patrón de radiación en las estaciones.
- **GROND** (Heimann *et al.*, 2018). Software de código abierto para la caracterización de fuentes sísmicas, que a través de un marco probabilístico invierte la fuente sísmica. Este programa permite ajustar los desplazamientos y espectros de amplitud a través de una inversión probabilística basada en *Bootstrap* bayesiano. El modelado de este software se habilita mediante el uso de una base de datos de funciones de Green, precalculadas con un modelo de velocidad 1D regional a través del código *QSEIS* (Wang, 1999). Algunos de los datos de salida son el momento sísmico escalar, la magnitud momento, las componentes del tensor momento, la ubicación y profundidad del centroide y el tiempo origen, junto con los intervalos de confianza. Proporciona dos soluciones MT: el mejor MT y el MT medio. Este último, deriva del conjunto de soluciones, obtenidas mediante *bootstrapping*, y es el resultado que se utilizará en esta tesis para los terremotos de profundidad intermedia de RIM. <https://pyrocko.org/grond/docs/current/index.html>.
- **Mom3** (Kikuchi y Kanamori, 1991). Software desarrollado en *fortran* como parte de un paquete de programas para la inversión de ondas corporales telesísmicas. Este programa invierte los datos para obtener el desplazamiento en un plano de

falla dado. En cada punto de la cuadrícula que divide el plano de falla se obtiene el desplazamiento y la función temporal. En esta tesis, se ha utilizado para invertir la distribución del *slip* sobre el plano de falla del terremoto profundo de Perú de 2018. Manual: <http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/>

- **EDABAC**. Software desarrollado por U. Chandra, A. Necioglu y R.B. Herrmann en 1972 y modificado posteriormente por E. Bufo en 2002. Software de uso general en sismología que, a partir de un fichero con la información del terremoto, el nombre de las estaciones y sus coordenadas, proporciona otros dos ficheros. Uno de ellos con el factor de expansión geométrica, utilizado en esta tesis para distancias telesísmicas, que calcula utilizando la metodología desarrollada por Deschamps *et al.*, (1980), y otro con el formato adecuado para utilizar directamente en **MECSTA**.
- **Taup_Times** (Crotwell *et al.*, 1999). Paquete de *TauP*, software escrito en *Java* basado en el método de Buland y Chapman (1983). Este paquete calcula el tiempo de la trayectoria de las distintas fases sísmicas a través del modelo terrestre dado. Se ha utilizado para obtener la distancia epicentral y el tiempo de recorrido del rayo. Manual: seis.sc.edu/taup/
- **GMT** (*Generic Mapping Tools*; Wessel *et al.*, 2013). Colección de programas de código abierto que permiten procesar y generar mapas en formato PostScript. Manual: docs.generic-mapping-tools.org/latest

Scripts desarrollados en MATLAB (<https://www.mathworks.com>): se han utilizado para el estudio de los terremotos profundos seleccionados de RIM, Perú y Fiji y el superficial de RIM (D1, D2, D3, P1, F1, F2 y S1).

- **signal_noise.m**: programa utilizado para el cálculo de la relación señal/ruido y selección de estaciones.
- **Atenuacion.m**: corrige por la atenuación el espectro de amplitud a distancia regional o telesísmica.
- **Correccion_atenQ_reg.m**: utilizado para realizar el test con diferentes valores de *Q* que oscilan entre 100 y 1000 en el terremoto D1.
- **Energia_reg.m** y **Energia_teles.m**: utilizado para la obtención de la energía sísmica radiada a partir de los espectros de amplitud de las estaciones a distancia regional y telesísmica (respectivamente). Además, corrige el espectro de amplitud

por el patrón de radiación, el efecto de superficie libre y calcula el factor de expansión geométrica.

Scripts desarrollados en Python (Van Rossum y Drake, 2009): estos *scripts* se han utilizado para el estudio de los terremotos de profundidad intermedia de RIM.

- **Noise-signal.py**: para el cálculo del SNR.
- **Procesado.py**: desarrollado para la deconvolución instrumental del sismograma.
- **Radpat.py**: calcula el patrón de radiación a partir de un catálogo de terremotos, en el que está incluido el mecanismo focal.
- **Energia.py**: corrige el espectro de amplitud por el patrón de radiación, la atenuación, el factor de expansión geométrica y el efecto de superficie libre, y estima la energía sísmica radiada en cada estación, a partir de la cual obtiene la del terremoto.

4. Resultados y discusión

En este capítulo se exponen los resultados obtenidos al aplicar la metodología, descrita en el capítulo 2, a las observaciones presentadas en el capítulo 3. En una primera parte, se aborda la estimación de E_R de los terremotos profundos, de profundidad intermedia y superficial en la región Ibero-Mogrebí, utilizando el método de “estación única” (*método 1*) y, en aquellos disponible, utilizando también la STF (*método 2*). En la segunda parte de este capítulo, se calcula E_R de los terremotos profundos en las regiones de Perú y Fiji, zonas de subducción, aplicando el *método 1*.

Para finalizar el capítulo, en una tercera parte, se expone la discusión de los resultados, en la que utilizando la energía escalada se analizan los valores de E_R obtenidos en esta tesis para los distintos terremotos. Además, se calcula la energía de fractura de los terremotos de RIM con la finalidad de estimar el coeficiente de eficiencia sísmica.

4.1. Región Ibero-Mogrebí

Como se indica en la sección 3.1, en esta región se han seleccionado, para el estudio de E_R , 13 terremotos: los terremotos profundos de 2010 (D1; $h=623$ km; $M_w=6.2$), 1993 (D3; $h=637$ km; $M_w=4.4$) y 1990 (D2; $h=663$ km; $M_w=4.8$); 9 terremotos de profundidad intermedia ($40 < h < 110$ km; $4 < m_b < 4.8$), ocurridos entre 2009 y 2020; y el terremoto superficial de 2016 (S1; $h=7$ km; $M_w=6.4$).

4.1.1. Terremotos profundos ($h > 600$ km)

El motivo de empezar el cálculo de E_R con los terremotos profundos se debe a una mayor facilidad en la identificación de la onda P directa, tratándose de una llegada clara (Winslow y Ruff, 1999) que no está contaminada por sus reflexiones en la superficie de la Tierra (fases pP y sP). En esta sección, se comienza presentando los resultados de E_R del terremoto profundo D1 y se continúa con D2 y D3. Estos tres terremotos son los terremotos profundos de RIM más recientes de los cinco ocurridos desde 1954, siendo D3 el de menor tamaño ($M_w=4.4$).

Para los tres terremotos seleccionados, como se indica en la sección 3.4.4, se utilizan los mecanismos focales obtenidos en estudios previos (Tabla 3.5, Figura 3.22).

Terremoto D1 (11/04/2010, $M_w=6.2$, $h=623$ km)

Como se mencionó en el capítulo 3, para este terremoto se seleccionaron 36 registros de estaciones a distancia telesísmica ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$; Figura 3.2a) y 72 a distancia regional ($\Delta < 7.2^\circ$; Figura 3.3a). Para las 95 estaciones que cumplen el criterio de calidad SNR (sección 3.4.2), se obtiene el espectro de amplitud de la onda P y se corrige por la atenuación. A distancia telesísmica se ha utilizado un valor $t^* = 0.3$ s y a regional un valor de Q que varía entre 200 y 600, dependiendo de la estación (Figura 3.20; sección 3.4.3; Anexo V). En el Anexo VIII se muestran los valores obtenidos de las distintas correcciones (capítulo 3.4) para cada una de las estaciones utilizadas en el cálculo de E_R (Tabla VIII.1 para distancias telesísmicas y Tabla VIII.2 para regionales).

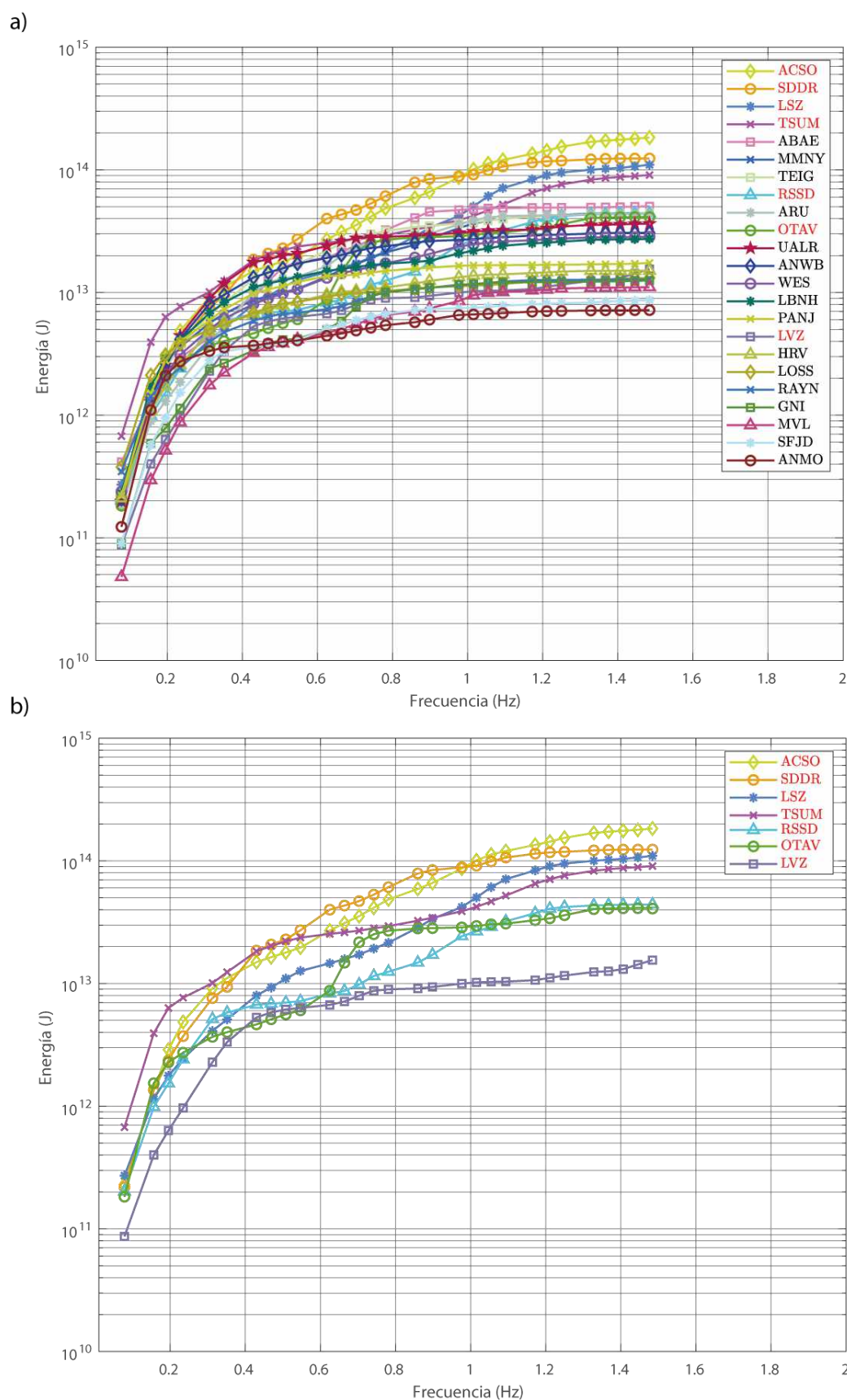
Se han descartado del estudio las estaciones con $R_p < 0.25$: SUMG a distancia telesísmica y EBER, ECAL, ELOB, EMAZ, EMUR, EPOB, ERTA, ETOB, GUD, CART y MELI a distancias regionales. De esta forma, se continúa con un total de 23 estaciones a distancia telesísmica y 60 a regional.

Mediante la ecuación (2.14), utilizando las correcciones obtenidas, se calcula la energía acumulada (E_R) en el dominio de frecuencia para cada estación (Boatwright *et al.*, 2002). Lo más común en este tipo de estudios es presentar directamente la energía acumulada media representada frente a la frecuencia o el valor medio de las E_R obtenidas en las distintas estaciones, que correspondería a la energía sísmica radiada por el terremoto (Boatwright *et al.*, 2002; Venkataraman *et al.*, 2002). Sin embargo, en esta tesis con la finalidad de analizar de forma individual los resultados, se presenta la energía acumulada para cada estación.

- **E_R a distancias telesísmicas**

En la Figura 4.1a se muestra para las 23 estaciones a distancia telesísmica la E_R acumulada en función de la frecuencia, teniendo en cuenta el rango de frecuencia seleccionado previamente (Tabla 3.4). En esta figura se puede observar como la energía aumenta de forma rápida con la frecuencia hasta alcanzar un valor meseta (*plateau*). Este valor corresponde al valor de E_R del terremoto en esa estación, incluidos en la Tabla VIII.1 del Anexo VIII (en función de este valor, de mayor a menor, se han ordenado los nombres de las estaciones en la leyenda de la Figura 4.1a). En la Figura 4.1a se observa que E_R aumenta rápidamente entre 0.1 y 0.4 Hz y que, en general, a frecuencias superiores a 0.4 Hz este aumento es menor, siendo inferior a un orden de

magnitud. Esto se debe a que el mayor aporte energético de un terremoto se encuentra entorno a su frecuencia esquina, que en este caso es de 0.3 Hz.



Para estudiar a qué frecuencia las curvas alcanzan el valor meseta, se ha calculado la diferencia entre un valor y el siguiente en la curva de energía acumulada utilizando como límite un 5% de diferencia. Es decir, a la frecuencia a la que la diferencia entre estos dos valores de energía sea mayor a un 5% se considera la frecuencia a partir de la cual la curva alcanza un valor meseta y, por tanto, el valor de E_R . En caso de que esta frecuencia coincida con la frecuencia máxima de estudio (Tabla 3.4), 1.5 Hz para este terremoto, se considera que la curva no se estabiliza y esa estación se descarta del cálculo de E_R . Se ha seleccionado un 5% buscando un equilibrio entre el número de estaciones en las que se obtiene un valor de E_R y la calidad del resultado. Este criterio se utiliza en todos los terremotos estudiados en esta tesis para determinar si en una estación se obtiene o no un valor de E_R .

Para D1, en la mayoría de las estaciones los valores de E_R se obtienen a frecuencias entre 0.8 y 1.0 Hz, aproximadamente, encontrándose estos entre 7.0×10^{12} J (ANMO) y 5.0×10^{13} J (ABAE) (Figura 4.1a; Tabla VIII.1 del Anexo VIII). En las estaciones ACSO, SDDR, LSZ, TSUM, RSSD, OTAV y LVZ (en rojo en la leyenda de la Figura 4.1) este valor de E_R se alcanza a frecuencias entre 1.2 y 1.3 Hz (Figura 4.1b), frecuencias a las que dada la frecuencia esquina del terremoto (0.3 Hz) no debería producirse un aumento significativo de energía, como se mencionó anteriormente. En 4 de estas 7 estaciones (ACSO, LSZ, SDDR y TSUM) se obtienen valores de E_R entre 9×10^{13} J y 1.8×10^{14} J, superiores a los obtenidos en el resto de estaciones que oscilan entre 7×10^{12} J y 5×10^{13} J. A fin de evitar una sobreestimación en la energía sísmica radiada del terremoto, provocado por estas estaciones, se ha procedido a analizar ese comportamiento. El aporte energético a frecuencias superiores a 1 Hz podría ser consecuencia de efectos de sitio o incluso de la corrección de la atenuación. Esta última es la única corrección aplicada al espectro de amplitud que depende de la frecuencia y que, por tanto, podría provocar un cambio en su decaimiento, ocasionando que este aumente con la frecuencia y, en consecuencia, la energía acumulada.

Análisis de las curvas anómalas de E_R

Para comprobar si la aportación significativa de energía que se observa en la Figura 4.1b se debe a la corrección por la atenuación, se han obtenido las curvas de energía acumulada sin aplicar dicha corrección de las estaciones: ACSO, SDDR, LSZ, TSUM, RSSD, OTAV y LVZ. En la Figura 4.2 se representan estas curvas.

En la Figura 4.2, se puede observar que las estaciones SDDR, OTAV y LVZ alcanzan un valor *plateau*, es decir, un valor de E_R , a frecuencias inferiores a 1 Hz. Valores que se

encuentran entre 4×10^{12} J y 4×10^{13} J. Lo que implica que en estas tres estaciones ese aporte energético observado en la Figura 4.1b si se debe a la corrección por la atenuación, lo que podría indicar una corrección inadecuada de la misma. Sin embargo, esta no justifica los altos valores de energía obtenidos en las estaciones ACSO, SDDR, TSUM y LSZ, cuya diferencia, aunque menos pronunciada, se sigue observando en la Figura 4.2, respecto a OTAV, RSSD y LVZ. Tampoco justifica el aporte energético de un factor de 7, aproximadamente, observado en la Figura 4.1b en RSSD entre 0.8 y 1.2 Hz, que se reduce solo a un factor de 5 al no corregir por la atenuación.

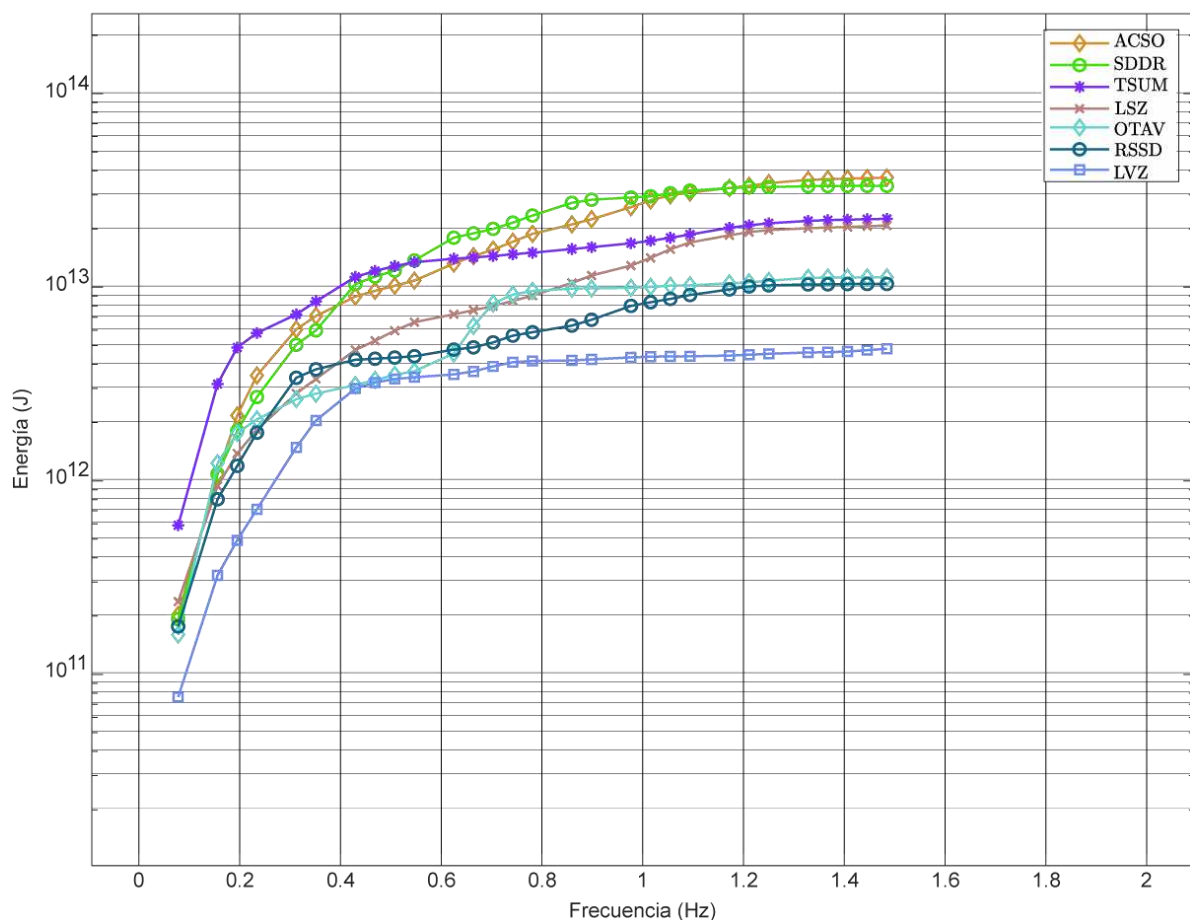


Figura 4.2. E_R obtenida, sin aplicar la corrección de la atenuación, de las estaciones ACSO, SDDR, LSZ, TSUM, RSSD, OTAV y LVZ para el terremoto profundo de D1.

Estos comportamientos podrían estar causados por efectos de sitio en las cinco estaciones. Aunque los efectos de sitio tienen mayor influencia a distancia regional, también tienen importancia a distancia telesísmica (Pérez-Campos *et al.*, 2003). Por esta razón, se decide comparar la onda P en desplazamiento en estas estaciones y sus espectros de amplitud con las de estaciones a una distancia epicentral y con un azimut similar. La estación RSSD ($\Delta=72^\circ$, $a_z=312^\circ$) no se ha analizado por la ausencia de estaciones con Δ y a_z similares. En la Tabla 4.1

se muestran las estaciones representadas en la Figura 4.3, en negrita las que presentan un comportamiento anómalo y con el mismo superíndice las estaciones con las que se comparan.

En la Figura 4.3a, a la izquierda, se muestra la onda P en desplazamiento para la estación ACSO y las 4 estaciones seleccionadas para su comparación UALR, ANWB, MMNY y WES (Tabla 4.1) y a la derecha sus espectros de amplitud. De forma análoga, en la 4.3b para la estación SDDR y ANWB, en la 4.3c LSZ y LOSS y en la 4.3d TSUM y LOSS. En los espectros de amplitud se observa que ACSO, SDDR y LSZ (en rojo) presentan, entre 0.6 Hz y 2 Hz, una amplitud superior al resto de estaciones seleccionadas para su comparación, al igual que TSUM entre 0.9 y 2 Hz. Como esto no se observa en el resto de estaciones, se descarta que el origen sea la fuente del terremoto (Andrews, 1986; Castro *et al.*, 1990), pudiendo estar relacionada con efectos de sitio (Der y McElfresh, 1976). Por ejemplo, en ACSO estos efectos podrían ser consecuencia de la capa de sedimentos bajo ella (Martin *et al.*, 2017), dado que las ondas P presentan mayor amplificación en estaciones con sedimentos superficiales (Zhou *et al.*, 2003). En el caso de RSSD, ese aporte energético observado a $f > 1.0$ Hz en la curva de energía acumulada, podría deberse a las variaciones laterales en la estructura de *Black Hills* sobre la que se encuentra (Owens *et al.*, 1987). En esta Tesis, al igual que en otros trabajos a estas distancias epicentrales (Singh y Ordaz, 1994; Venkataraman y Kanamori, 2004), estos efectos no se tienen en cuenta en las correcciones aplicadas para la obtención de E_R , por lo que se considera adecuado descartar en el cálculo de E_R estas estaciones, señaladas en rojo en la leyenda de la Figura 4.1.

Tabla 4.1. Posible efecto de sitio para el terremoto D1.

Estaciones	Δ (°)	a_z (°)
ACSO¹	60	300
SDDR²	61	273
LSZ³	60	144
TSUM⁴	60	157
UALR ¹	69	298
ANWB ^{1,2}	54	266
MMNY ¹	56	301
WES ¹	51	298
LOSS ^{3,4}	57	135

^{1,2,3,4} Grupos de estaciones que se comparan (Figura 4.3)

Una vez descartadas estas estaciones, los valores de energía sísmica radiada obtenidos en las 16 estaciones restantes se encuentran entre 6.0×10^{12} J (ANMO) y 5.0×10^{13} J (ABAE), siendo el valor de E_R del terremoto (valor medio) 2.5×10^{13} J y su desviación 1.5×10^{13} J.

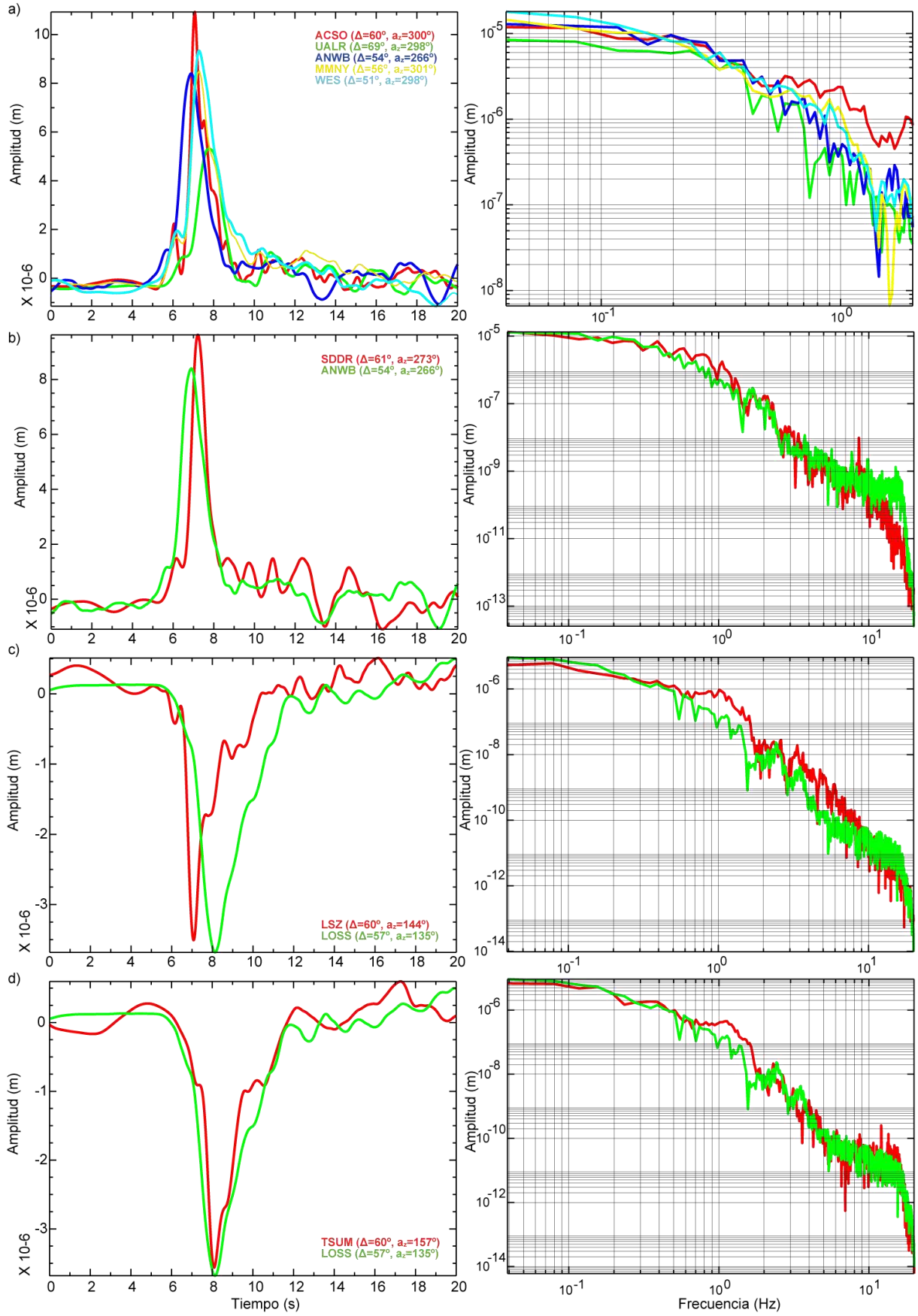


Figura 4.3. Desplazamiento de la onda P (izquierda) y espectro de amplitud (derecha) para las estaciones: a) ACSO, UALR, ANWB, MMNY y WES; b) SDDR y ANWB; c) LSZ y LOSS; d) TSUM y LOSS (Tabla 4.1).

- **E_R a distancias regionales**

Tras estimar la energía sísmica radiada por el terremoto D1 a partir de registros a distancia telesísmica, se procede a obtener esta misma energía utilizando registros a distancia regional y comparar ambos valores. El objetivo es comprobar si se obtienen valores de E_R similares y, por tanto, se pueden utilizar solo registros a distancia regional en los terremotos D2 y D3 ($M_w < 6$), para los que no hay disponibles registros a distancia telesísmica debido a su baja relación señal-ruido.

En la Figura 4.4a se muestra a distancia regional E_R en función de la frecuencia de las 60 estaciones seleccionadas, hasta 1.5 Hz (Tabla 3.4). En esta figura se puede observar el mismo comportamiento que en la Figura 4.1a para datos telesísmicos: E_R aumenta rápidamente, en este caso, a frecuencias inferiores a 0.6 Hz, al encontrarse el mayor aporte energético entorno a la frecuencia esquina (0.3 Hz). Los valores de E_R oscilan entre 6.0×10^{12} J (PVAQ) y 6.0×10^{14} J (AVE), siendo este rango mayor que el obtenido a distancia telesísmica. Los valores en cada estación se incluyen en la Tabla VIII.2 del Anexo VIII. En la leyenda de la Figura 4.4a se han ordenado las estaciones de mayor a menor E_R .

En general, los valores *plateau* en estas curvas se obtienen a frecuencias inferiores a 1 Hz (valor obtenido de la misma forma que a distancias telesísmicas), excepto en 21 estaciones. En 11 de ellas (PM10, MAHO, EPLA, EIBI, MVO, PM04, PM11, EMOS, ETOS, PM08 y EMAL) no se alcanza a $f < 1.5$ Hz (Figura 4.4b), por lo que estas se descartan del estudio, y en las otras 10 estaciones (PM19, PM23, PM22, PM30, PFVI, PM24, PM31, PM27, PM21 y PM28; en rojo en la leyenda de la Figura 4.4a) se alcanza a frecuencias entre 1 y 1.5 Hz (Figura 4.4c). En la Figura 4.4a se puede observar que los valores de E_R obtenidos en 5 de estas 10 estaciones (PM19, PM23, PM22, PM30 y PFVI) se encuentran entre los 10 valores más altos (sin tener en cuenta las 11 descartadas previamente por no alcanzar un valor de E_R), lo que provocaría una sobreestimación de la energía. El hecho de que estas curvas no alcancen un valor meseta, o lo hagan a $f > 1$ Hz, implica que a altas frecuencias se produce en estas estaciones un aporte energético no despreciable, al igual que en las 11 estaciones descartadas. Sin embargo, teniendo en cuenta que el espectro de amplitud del desplazamiento, a partir del cual se obtienen las curvas de energía acumulada, decae con la frecuencia a partir de la frecuencia esquina del terremoto (Aki, 1967; Brune, 1970), ese aporte energético a $f > 1$ Hz, siendo más del doble de la frecuencia esquina de este terremoto ($f_c = 0.3$ Hz), debería ser despreciable, como se observa en el resto de estaciones (Figura 4.4a).

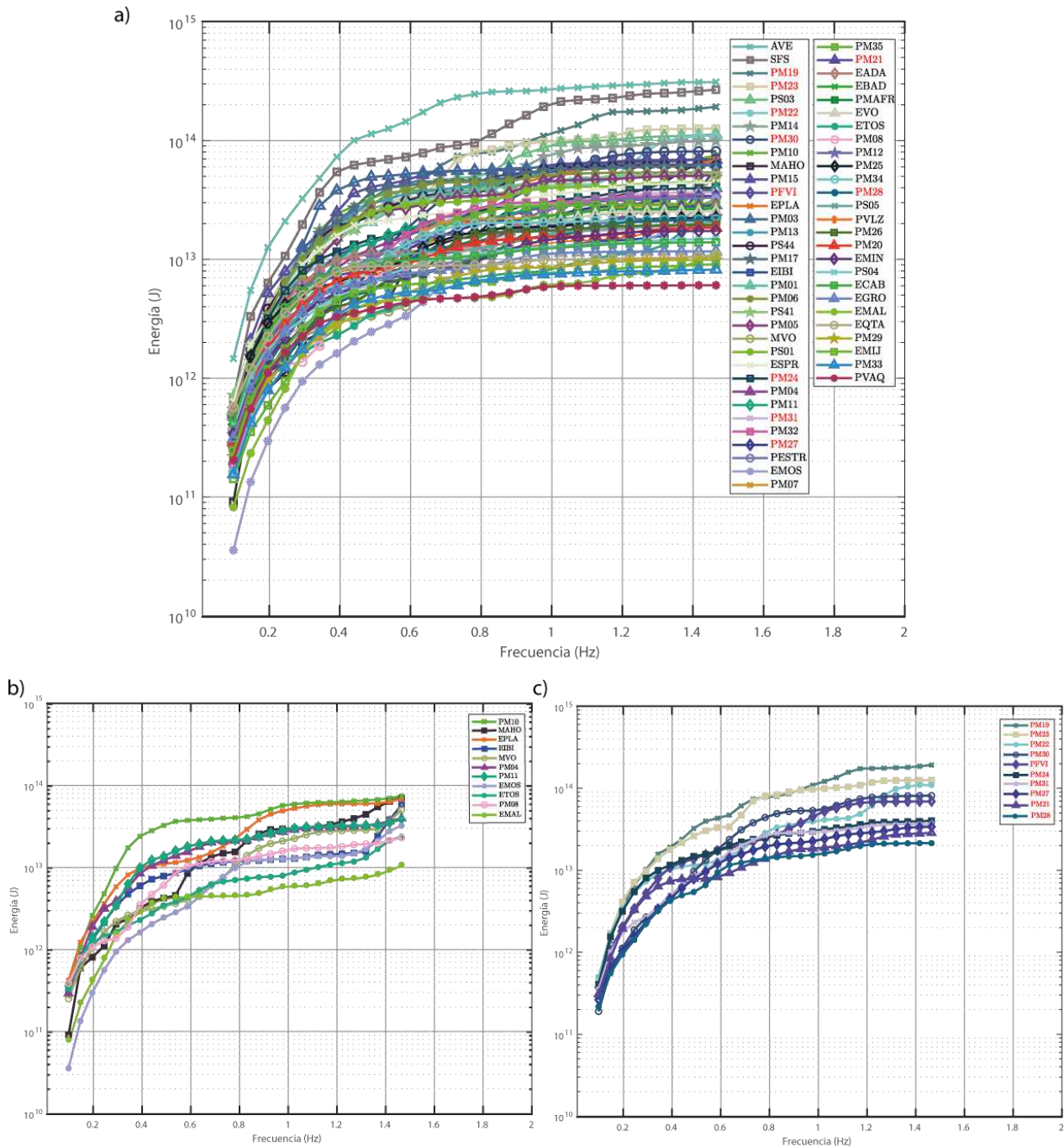


Figura 4.4. a) E_R en las estaciones a distancia regional para el terremoto profundo D1. b) Estaciones en las que no se alcanza un valor meseta de E_R . c) Estaciones en las que se alcanza entre 1 y 1.5 Hz.

Una posible explicación es que este aporte energético sea consecuencia de efectos de sitio o de la corrección por la atenuación, en este caso por no haber utilizado un valor correcto de Q . Por esta razón, en la Figura 4.5 se representan las curvas de energía acumulada, obtenidas a partir de los espectros de amplitud sin corregir por la atenuación, de las 21 estaciones que no se estabilizan en un valor de E_R a frecuencias menores a 1 Hz (Figuras 4.4b y 4.4c). En estas 21 estaciones, se han incluido las 11 descartadas previamente para analizar también el motivo de ese comportamiento (Figura 4.4b).

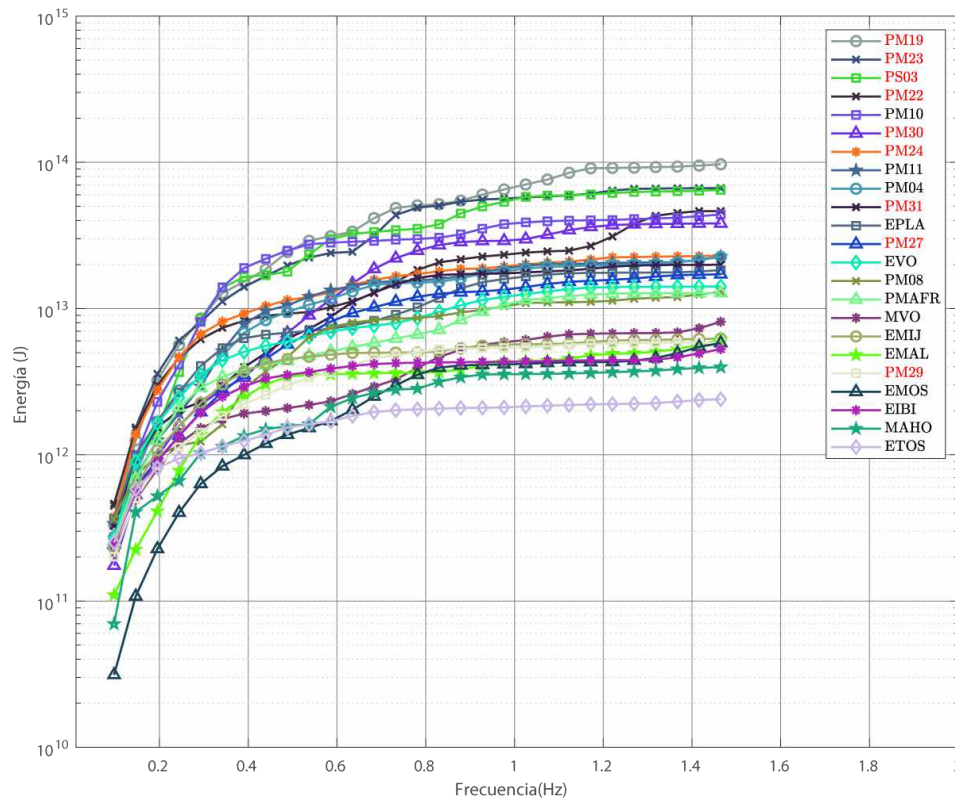


Figura 4.5. E_R del terremoto D1 obtenida a partir de los espectros de amplitud sin corregir por la atenuación de las estaciones a distancia regional en las que no se alcanza un valor meseta de E_R (negro en leyenda) y en las que se alcanza entre 1 y 1.5 Hz (rojo en leyenda).

En la Figura 4.5 se puede observar que la curva de E_R (sin la corrección por la atenuación) de 13 de las 21 estaciones (PM10, MAHO, EPLA, PM04, ETOS, PM08, PFVI, PM27, PM23, PM30, PM31, PM28 y PM24) se estabiliza en un valor meseta alrededor de 1 Hz. Esto implica que el aporte energético en sus curvas de E_R a frecuencias superiores a 1 Hz, observado en la Figura 4.4, es consecuencia de la corrección por la atenuación. En la sección 3.4.3, se concluyó que algunos valores de Q en las estaciones a distancia regional utilizadas como ejemplo (EADA y EMAZ; Figura 3.19) debían ser descartados porque provocaban una sobreestimación de E_R , al aumentar su amplitud con la frecuencia en vez de disminuir a $f > f_c$. Por tanto, en estas 13 estaciones el comportamiento observado podría deberse a la asignación de un factor de la atenuación no adecuado. Por este motivo, se decide descartar de estas 13 estaciones las 7 estaciones que no se habían descartado previamente del estudio (PFVI, PM27, PM23, PM30, PM31, PM28 y PM24).

Al no disponer de un estudio detallado de los valores de Q para el terremoto D1, los utilizados en esta tesis se han obtenido de autores que estudiaron otros terremotos profundos de esta zona (Bufo *et al.*, 1997; Coca, 1999). A pesar de ello, dada la complejidad tectónica de la región (Pedrera *et al.*, 2011; Bufo *et al.*, 2017; Sun y Bezada, 2020), se ha considerado más adecuado utilizar valores específicos de esta, en lugar de un modelo general en el que este factor

podiera depender de la frecuencia (Perez-Campos *et al.*, 2003). Se debe tener en cuenta que las correcciones empíricas de atenuación requieren varios terremotos, se calculan para cada región geográfica y se deben revisar a medida que ocurren más terremotos (Boatwright *et al.*, 2002; Venkataraman *et al.*, 2006b).

Las curvas de E_R de las 8 estaciones restantes (EIBI, MVO, PM11, EMOS, EMAL, PM19, PM21 y PM22), aún eliminando la corrección por la atenuación, siguen sin alcanzar un valor de E_R a frecuencias menores a 1 Hz (Figura 4.5). En el caso de aquellas que no se estabilizan a frecuencias menores a 1.5 Hz, ni eliminando la corrección por la atenuación (EIBI, MVO, PM11, EMOS y EMAL; descartadas previamente), no se ha encontrado una dependencia azimutal o con la distancia epicentral. En la Figura 4.6 se muestran los espectros de amplitud de la onda P sin corregir por la atenuación de estas 5 estaciones. En ella, se puede observar una caída en la amplitud (mínimo local) a frecuencias cercanas a 1.5 Hz. Esta caída en el espectro de amplitud al producirse alrededor de esta frecuencia provoca que la curva de energía en estas estaciones al ser energía acumulada no se estabilice a frecuencias inferiores a la frecuencia máxima de estudio (1.5 Hz), como ocurre en el resto de estaciones. Se desconoce el motivo de este mínimo local, pero al no observarse en el resto de espectros de amplitud (Anexo VI) se descarta una procedencia de la fuente sísmica y se atribuye a efectos locales.

Las estaciones que se siguen estabilizando en un valor de energía entre 1 y 1.5 Hz (PM19, PM21 y PM22), a pesar de eliminar la corrección por la atenuación, tienen una distancia epicentral entre 3.1° y 3.9° y un azimut entre 20° y 25° , lo que podría indicar que ese comportamiento se debe a efectos de sitio, aunque este no se observa en la estación PM20 ($\Delta=3.3^\circ$, $a_z=22^\circ$) situada en la misma zona. En la Figura 4.7 se representa la onda P en desplazamiento (ventana de 20 s; izquierda) en estas tres estaciones y en la estación PM20 (en azul), junto a sus espectros de amplitud (derecha).

En esta figura se puede observar que la amplitud en la estación PM19 es superior a la del resto de estaciones, que presentan amplitudes similares. Teniendo en cuenta la similitud entre las distancias epicentrales y el azimut, las amplitudes de las cuatro estaciones deberían ser similares, por lo que esa diferencia podría ser consecuencia de un efecto de sitio en el emplazamiento en el que se encuentra la estación PM19, origen de esa amplificación observada en la onda P. Por otra parte, en los espectros de amplitud de las estaciones PM21 y PM22 (Figura 4.7) se puede observar que, en comparación con el de PM20, presentan un aumento alrededor de 1 Hz, lo que se refleja en la curva de energía acumulada (Figuras 4.4 y 4.5). Al tratarse de estaciones pertenecientes a la red PICASSO, formada por más de 60 estaciones

(Levander *et al.*, 2009), no se ha encontrado información específica sobre ellas que pueda justificar este comportamiento. A pesar de ello, frente a la duda y al tratarse de estaciones que se encuentran cerca de otras utilizadas en el cálculo de E_R se ha preferido descartarlas del estudio.

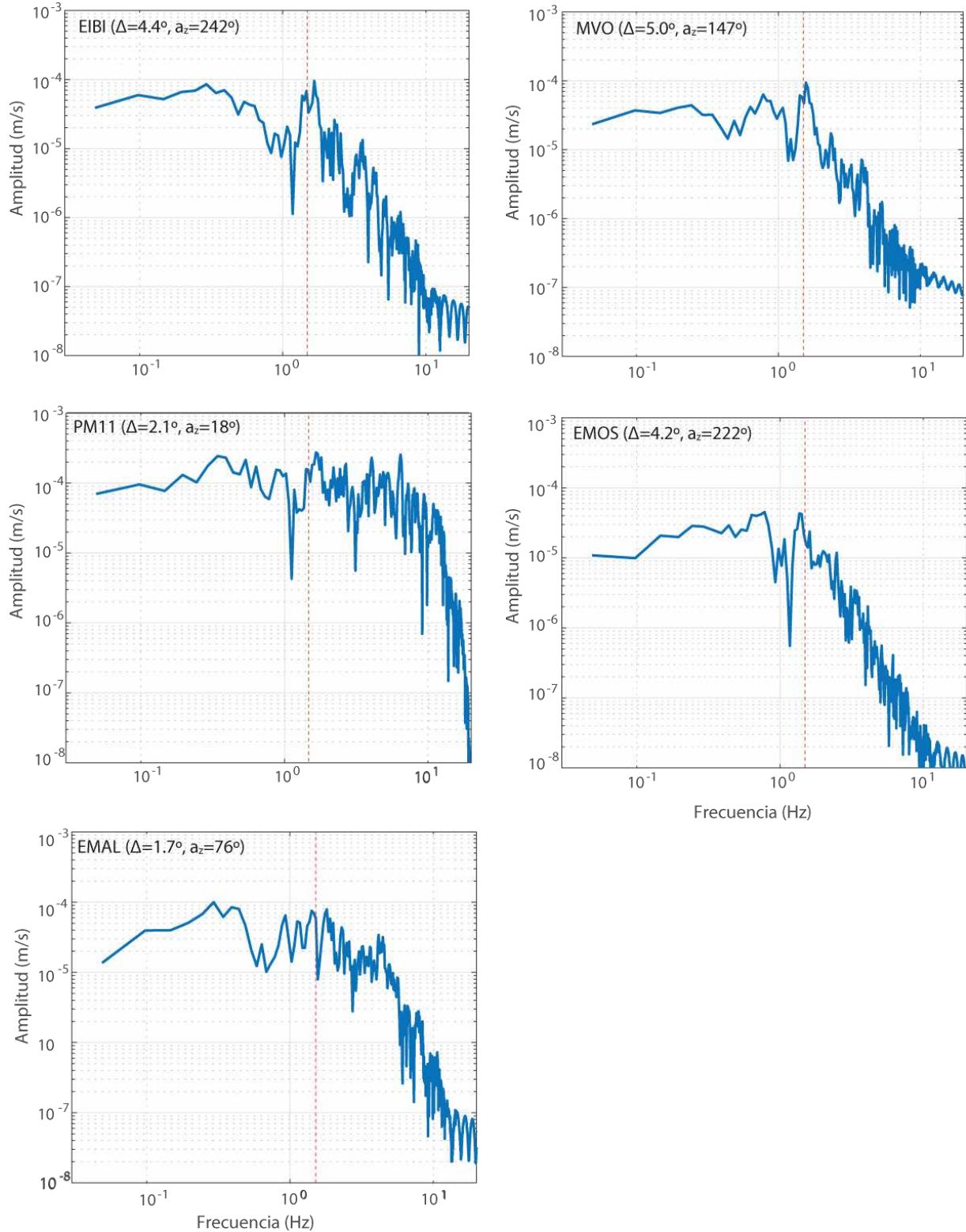


Figura 4.6. Espectros de amplitud en velocidad de las estaciones a distancia regional cuyo nombre se incluye arriba a la izquierda, junto a su distancia epicentral y azimut. Con una línea roja discontinua la frecuencia máxima de estudio.

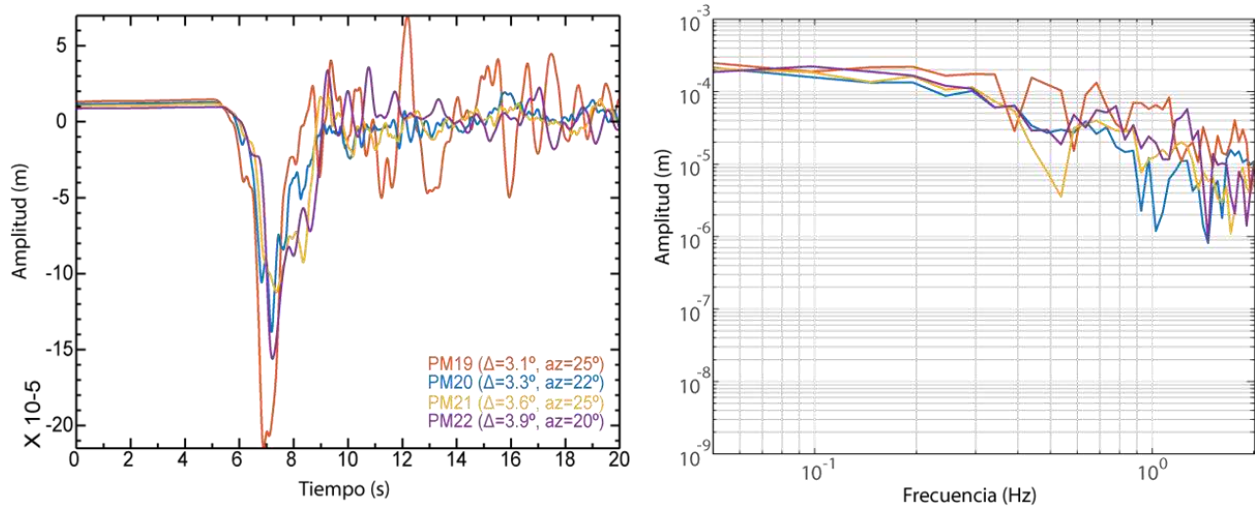


Figura 4.7. Desplazamiento de la onda P (izquierda) y espectro de amplitud (derecha) en las estaciones: PM19, PM20, PM21 y PM22.

En resumen, a distancias regionales se descartan del cálculo de E_R las 21 estaciones en las que no se alcanza un valor meseta (valor de E_R) a frecuencias inferiores a 1 Hz. De esta forma, los valores de E_R en las 39 estaciones restantes (Figura 4.8) se encuentran entre 6×10^{12} J (PVAQ) y 1×10^{14} J (PS03), excepto AVE con un valor de $E_R = 3.1 \times 10^{14}$ J y SFS con $E_R = 2.7 \times 10^{14}$ J, ambas pertenecientes a la red WM. En la Figura 4.8, se puede observar que la curva de energía acumulada en AVE presenta una energía superior al resto de estaciones en todo el rango de frecuencia. Lo que podría indicar un efecto de amplificación de la onda P. En el caso de la estación SFS, al comparar su curva de energía acumulada con la del resto de estaciones se observa que esta crece con una mayor pendiente, con un aumento de energía considerable de 9.0×10^{13} J a 2.0×10^{14} J (aproximadamente), entre 0.8 y 1.0 Hz.

En la Figura 4.9, se compara una ventana de 15 s de la onda P en desplazamiento de la estación SFS con la de PS44, PS41 y ESPR, estaciones con azimuth y distancia epicentral similar. Se puede observar que la amplitud máxima de la onda P en SFS es el doble que, en el resto de estaciones, lo que se refleja en esa discrepancia mencionada entre las curvas de energía acumulada. Esta estación se localiza en una cuenca sedimentaria con un espesor considerable de sedimentos en la zona sobre la que se encuentra (Institut Catogràfic y Geològic de Catalunya [ICGC], 2016, p. 97), lo que podría causar una amplificación de las ondas sísmicas (Frankel y Vidale, 1992; Pitarka *et al.*, 1998; Olsen *et al.*, 2006; Custodio *et al.*, 2012) reflejándose en E_R y siendo el motivo de la diferencia observada en la amplitud respecto a PS44, PS41 y ESPR. Por estas razones, frente a posibles efectos locales, ambas estaciones (AVE y SFS) se descartan del estudio de E_R , obteniendo un valor medio de energía a partir de las 37 estaciones restantes de 3.5×10^{13} J, con una desviación de 2.5×10^{13} J.

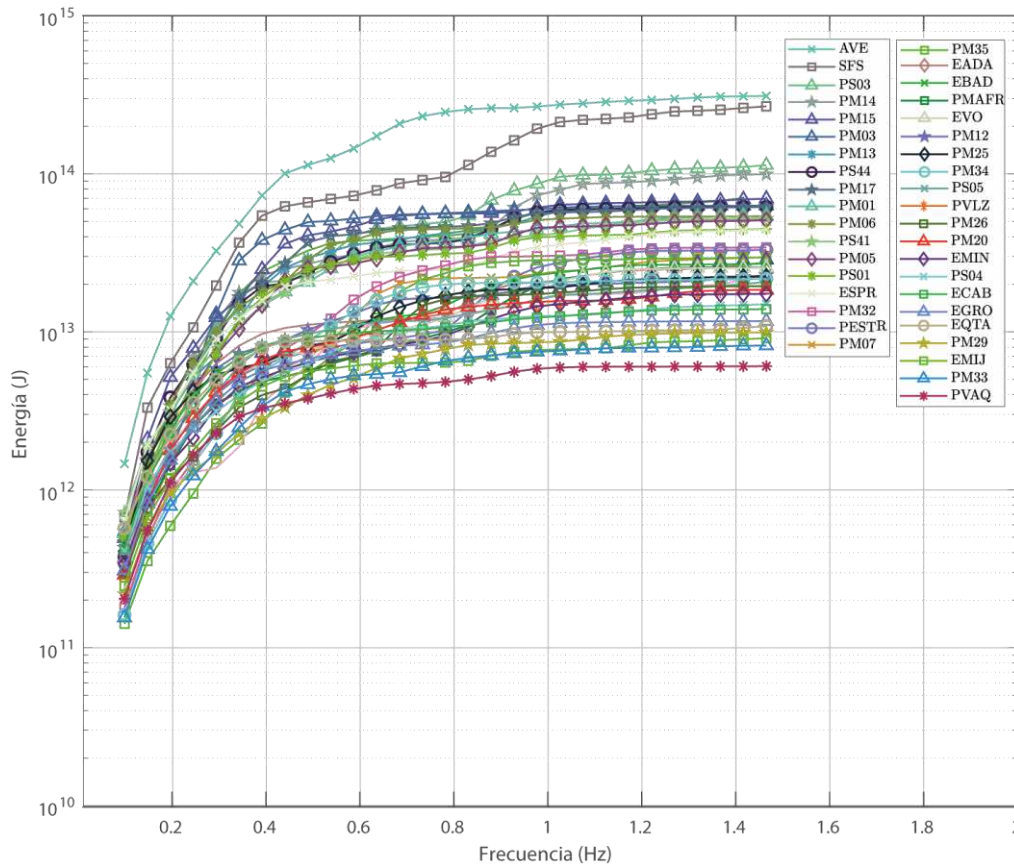


Figura 4.8. E_R de las estaciones a distancia regional para el terremoto profundo D1. Descartando las estaciones que no alcanzan un valor meseta a frecuencias inferiores a 1 Hz.

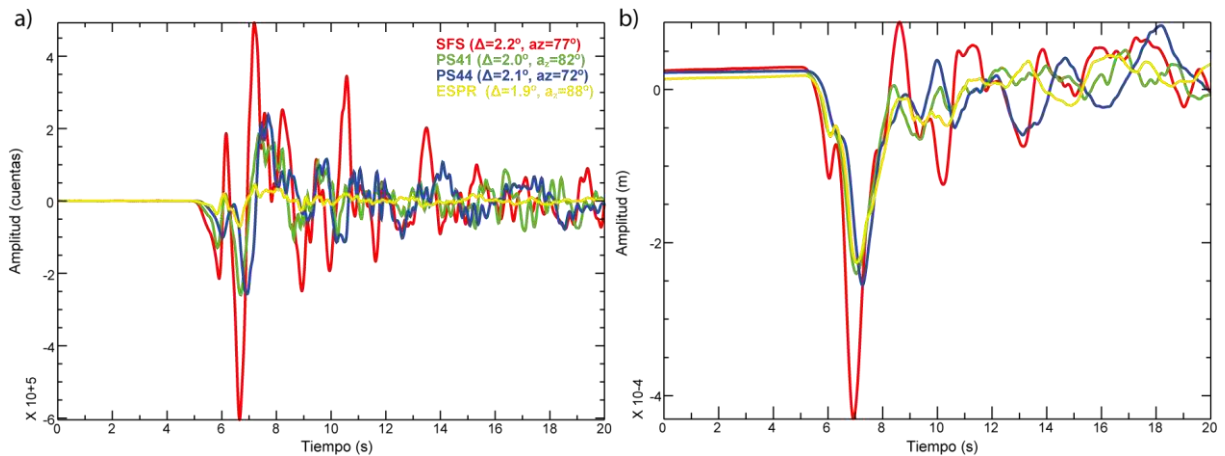


Figura 4.9. Registro sin deconvolucionar (izquierda) y en desplazamiento (derecha) para las estaciones a distancia regional: SFS, PS41, PS44 y ESPR.

• Comparación de resultados

En la Tabla 4.2 se muestra el rango de valores de E_R obtenidos a distancia telesísmica y regional, junto a sus valores medios utilizando el *método 1*. Se puede observar que los valores de E_R de las estaciones a distancia regional presentan una mayor dispersión (*scatter*), con una diferencia entre el valor máximo y mínimo de 9.4×10^{13} J, siendo más del doble que a distancia telesísmica (4.0×10^{13} J). Se debe tener en cuenta, que la mayor parte de la incertidumbre de E_R

a distancias regionales procede de las correcciones aplicadas a las observaciones para la obtención de E_R (Venkataram *et al.*, 2002), siendo la atenuación una de las principales fuentes de incertidumbre (Wang *et al.*, 2022).

Tabla 4.2. Valores de E_R para el terremoto profundo D1.

Datos	Rango E_R (J)	E_R (J)	Desviación (J)	Método
Telesísmicos	$[6.0 \times 10^{12}, 5.0 \times 10^{13}]$	2.5×10^{13}	1.5×10^{13}	Método 1
Regionales	$[6.0 \times 10^{12}, 1.0 \times 10^{14}]$	3.5×10^{13}	2.5×10^{13}	
STF	--	5.4×10^{12}	--	Método 2

Las estaciones a distancia regional con valores de E_R (Figura 4.8) fuera del rango de energía obtenido a distancias telesísmicas son: PS03, PM14, PM15, PM03, PM13, PS44, PM17, PM01, PM06, PS41 y PM05; todas ellas pertenecientes al despliegue temporal PICASSO. Estas estaciones, excepto PS03, PS44 y PS41, se encuentran en el norte de Marruecos, región en la que no se dispone de valores específicos del factor de atenuación, generalizando en esta tesis a $Q = 600$, valor asignado a la estación EMEL (situada en Melilla) (Bufo *et al.*, 1997; Coca, 1999). Por tanto, estos elevados valores de E_R podrían ser consecuencia de una corrección por la atenuación inadecuada. Sin embargo, se debe tener en cuenta que estas estaciones pertenecen a un despliegue temporal llevado a cabo con un objetivo distinto al de esta tesis (Bezada *et al.*, 2013; Bezada *et al.*, 2014; Levander *et al.*, 2014; Palomeras *et al.*, 2014) y podría no ser adecuado su uso en este tipo de estudios.

Hay estudios que muestran cierta variabilidad entre la E_R obtenida con registros a distancia telesísmica y a distancia regional, en algunos casos incluso de un orden de magnitud (Kikuchi y Fukao, 1988; Singh y Ordaz, 1994; Newman y Okal, 1998; Pérez-Campos y Beroza, 2001). Recientes trabajos han reducido estas discrepancias para terremotos con M_w entre 5.5 y 7 (Kanamori *et al.*, 2020) teniendo en cuenta la atenuación y el efecto de sitio (Pérez-Campos *et al.*, 2003) y el efecto de directividad (Venkataraman y Kanamori, 2004). Los valores medios de E_R obtenidos en esta tesis con datos telesísmicos (2.5×10^{13} J) y regionales (3.5×10^{13} J) (Tabla 4.2) son del mismo orden de magnitud, con una diferencia de 1×10^{13} J. Esta diferencia es compatible con la discrepancia “reducida” entre datos telesísmicos y regionales obtenida por otros autores (Pérez-Campos *et al.*, 2003; Venkataraman y Kanamori, 2004).

A pesar de no utilizar en esta tesis correcciones específicas de efecto de sitio ni de directividad, observado en este terremoto (Bufo *et al.*, 2011), el análisis de los resultados estación a estación ha permitido descartar aquellas estaciones que presentaban posibles efectos de sitio o amplificación de la onda P en su registro. Además, también ha permitido descartar

aquellas estaciones cuya corrección por la atenuación (valores de Q específicos para la región, obtenidos a partir de trabajos previos a la ocurrencia de este terremoto de 2010 y, por tanto, no actualizados) provocaba una sobreestimación de E_R en dicha estación. De esta forma, se ha reducido el rango de energía sísmica radiada obtenido, a partir de las distintas estaciones, a distancia regional y su discrepancia con el obtenido a distancia telesísmica (Tabla 4.2).

En la Tabla 4.3 se incluyen los valores de E_R obtenidos por otros autores para el terremoto D1. Se puede observar que el valor estimado en esta tesis a distancia telesísmica (Tabla 4.2) es idéntico al obtenido por Kanamori y Ross (2019) (2.5×10^{13} J), mientras que el calculado por *IRIS EQEnergy* (6.4×10^{13} J) es superior. Kanamori y Ross (2019) e *IRIS EQEnergy* utilizan la misma metodología que se ha utilizado en esta tesis a distancias telesísmicas. Sin embargo, la corrección por la atenuación que utiliza *IRIS EQEnergy* es para terremotos poco profundos, con un valor de t^* dependiente de la frecuencia, y no tiene en cuenta la corrección por el efecto de superficie libre (IRIS DMC 2013, <https://ds.iris.edu/spu/eqenergy>), por lo que se debe tener cuidado en su comparación. Como ya se mencionó anteriormente, la mayor parte de la incertidumbre procede de las correcciones para eliminar los efectos de la trayectoria (Venkataraman *et al.*, 2002), entre las que se encuentra la corrección por la atenuación y por el efecto de superficie libre.

Tabla 4.3. Valores de E_R a distancia telesísmica para D1 por distintos autores.

E_R (J)	
2.5×10^{13}	Kanamori y Ross (2019)
6.4×10^{13}	<i>IRIS EQEnergy</i>

Otra forma de calcular la energía sísmica radiada es utilizando la MRF (*Método 2*; capítulo 2), que indica cómo se libera la E_R durante la ruptura del terremoto, pudiendo obtener su valor a partir de ella, ecuación (2.15). Para el cálculo, se ha utilizado la MRF obtenida a partir de datos telesísmicos por Bufo *et al.*, (2011). En la Figura 4.10a se muestra esta MRF y en la 4.10b su integral. Utilizando los valores de velocidad en un foco a 650 km de profundidad de las ondas P (10.2×10^3 m/s) y S (5.5×10^3 m/s) y de la densidad (3980 kg/m³), extraídos del modelo PREM (Dziewonski y Anderson, 1981), se obtiene un valor de energía sísmica radiada de 5.4×10^{12} J. La diferencia entre este resultado y el estimado en esta tesis con el método de “estación única” (*método 1*), utilizando datos telesísmicos (2.5×10^{13} J), es inferior en un factor 5, aproximadamente. Aunque se esperararía que la E_R estimada con el *método 2* fuese mayor debido a la presencia de características de alta frecuencia en la función temporal (Bilek *et al.*, 2004), la diferencia obtenida entre ambas metodologías es comparable a la obtenida por otros autores. Bilek *et al.*, (2004) estima la energía sísmica radiada de terremotos superficiales a partir

de sus funciones temporales (*método 2*, en esta tesis) y las compara con las estimadas por otros autores utilizando otras metodologías, obteniendo estimaciones inferiores en, incluso, un factor de 7. Además, si se comparan las E_R de los mismos terremotos estudiados por Izutani y Kanamori (2001), utilizando el *método 2*, con las obtenidas por Kobayashi y Mori (2002), utilizando el *método 1*, en algunos casos se observan diferencias, incluso, de un factor 8, siendo menor el valor obtenido con el *método 2*.

Las funciones temporales de la fuente obtenidas a distancias telesísmicas tienen una banda de frecuencia limitada y están afectadas por el ruido de deconvolución lo que provoca una estimación de E_R menor (Bilek *et al.*, 2004). Por tanto, teniendo en cuenta la dispersión en los valores de E_R utilizando el *método 1*, puede considerarse aceptable el resultado en esta tesis a partir de la MRF, ya que es un 10% inferior al valor mínimo de E_R obtenido con el método de estación única (*método 1*). Por último, remarcar que una diferencia de un orden de magnitud entre valores de E_R utilizando metodologías distintas es aceptable (Singh y Ordaz, 1994).

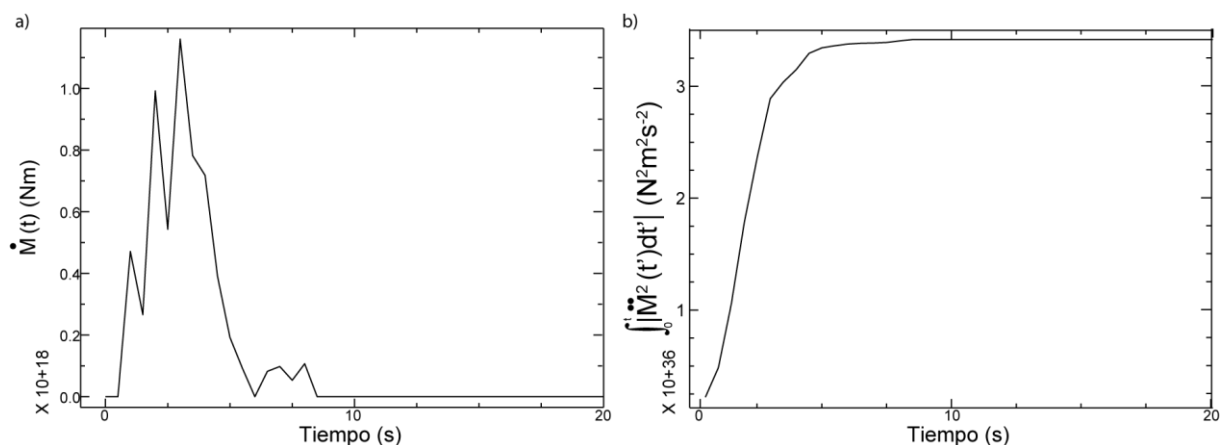


Figura 4.10. a) MRF del terremoto profundo D1 (Bufo *et al.*, 2011). b) Integral del MRF.

Terremoto D2 (08/03/1990, $M_w=4.8$, $h=637$ km)

En este caso, a diferencia del terremoto D1, se debe tener en cuenta la dificultad que supone estimar la E_R a través del método de “estación única” de un terremoto con esta magnitud ($M_w=4.8$), ya que la mayor parte de su energía sísmica radiada se encuentra a frecuencias superiores a 1 Hz, valores para los que no se dispone de información de la atenuación o es muy escasa (Venkataraman *et al.*, 2006b). Distintos estudios obtienen la E_R de terremotos con $M_w < 5.5$ pero lo hacen a través de instrumentos de pozo o minas (Gibowicz *et al.*, 1991; Prejean y Ellsworth, 2001; Oye *et al.*, 2005) o utilizando funciones empíricas de Green (Izutani y Kanamori, 2001; Venkataraman *et al.*, 2002). Sin embargo, son dos opciones que no son

factibles para los terremotos profundos en la región Ibero-Mogrebí. Una dificultad añadida en este caso es que en el terremoto D2 no se dispone de registros de banda ancha.

Para el cálculo de E_R , se obtiene el espectro de amplitud de la onda P de los 13 sismogramas en desplazamiento que cumplen el criterio de calidad establecido de $\text{SNR} > 1.25$ (sección 3.4.2). Estos espectros de amplitud se corrigen por la atenuación utilizando un valor de Q que, dependiendo de la estación, varía entre 300 y 600 (Tabla V.2 del Anexo V). Las distintas correcciones para cada una de las estaciones utilizadas se muestran en la Tabla VIII.3 del Anexo VIII.

En la Figura 4.11 se representan los valores de E_R en función de la frecuencia (hasta 6 Hz; Tabla 3.4) de las 13 estaciones disponibles. Como ocurría en el terremoto anterior (D1), en general estas curvas crecen de forma rápida hasta alcanzar un valor meseta, correspondiente a E_R (Tabla VIII.3). En función de estos valores de E_R , de mayor a menor, se han ordenado los nombres de las estaciones en la leyenda.

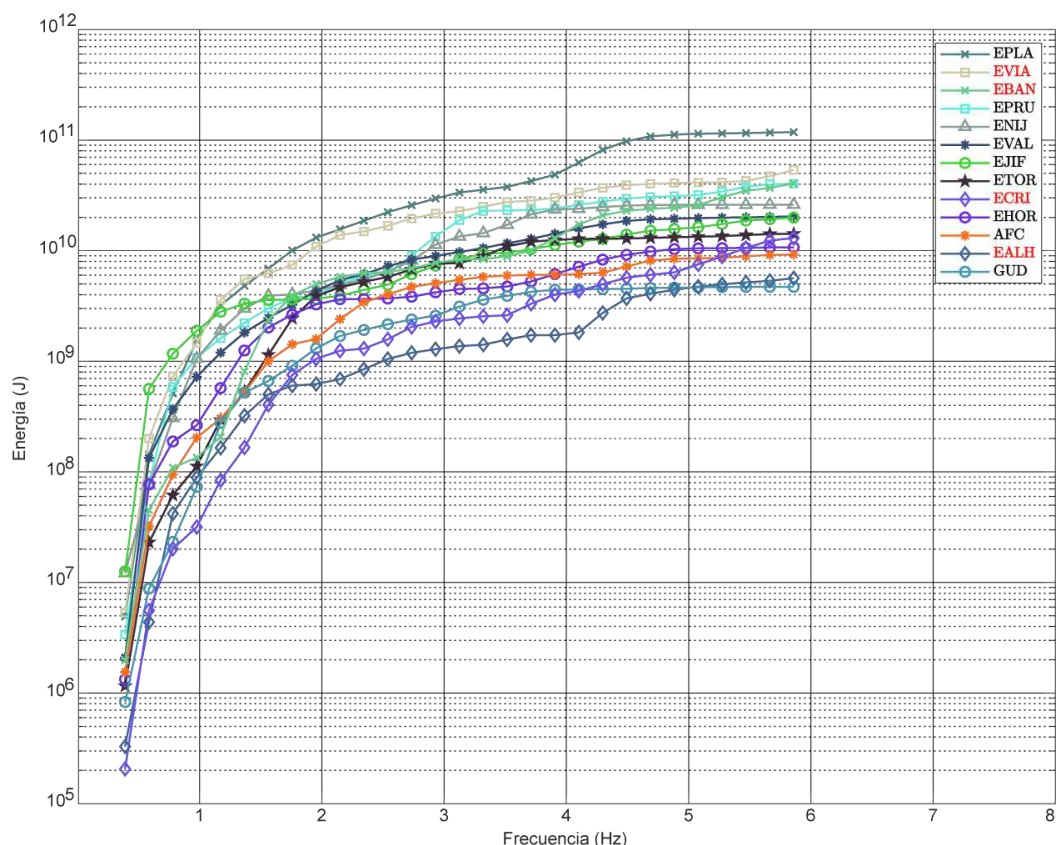


Figura 4.11. E_R para el terremoto D2 de RIM. En la leyenda en rojo las estaciones que no alcanzan un valor meseta.

En este terremoto, el mayor aporte energético se encuentra a frecuencias inferiores a 3 Hz, alrededor de la frecuencia esquina ($f_c = 2$ Hz), y las curvas alcanzan un valor meseta a frecuencias

menores a la frecuencia máxima de estudio (6 Hz) con valores entre 4×10^9 J (GUD) y 2×10^{11} J (EPLA), excepto en 4 de las 13 estaciones: EVIA, EBAN, ECRI y EALH (en rojo en la leyenda de la Figura 4.12).

Análisis de las curvas anómalas de E_R

Como se observó en el terremoto D1, que las curvas de E_R sigan aumentando con la frecuencia sin alcanzar un valor *plateau* puede ser debido a efectos de sitio o a una corrección inadecuada de la atenuación. Para estudiar si este último es el motivo de ese comportamiento, se ha realizado un análisis de las curvas de energía acumulada de EVIA, EBAN, ECRI y EALH, a partir de los espectros de amplitud sin corregir por la atenuación, (Figura 4.12). Se observa que en las 4 estaciones se obtiene, a frecuencias inferiores a 4 Hz, un valor de E_R , entre 1×10^8 J y 2×10^9 J, por lo que se puede concluir que el comportamiento anómalo observado en la Figura 4.11 es consecuencia de la corrección por la atenuación. Al comparar la Figura 4.12 con la Figura 4.11, se observa la importancia de la corrección por la atenuación, que puede suponer un aumento en E_R de incluso dos órdenes de magnitud.

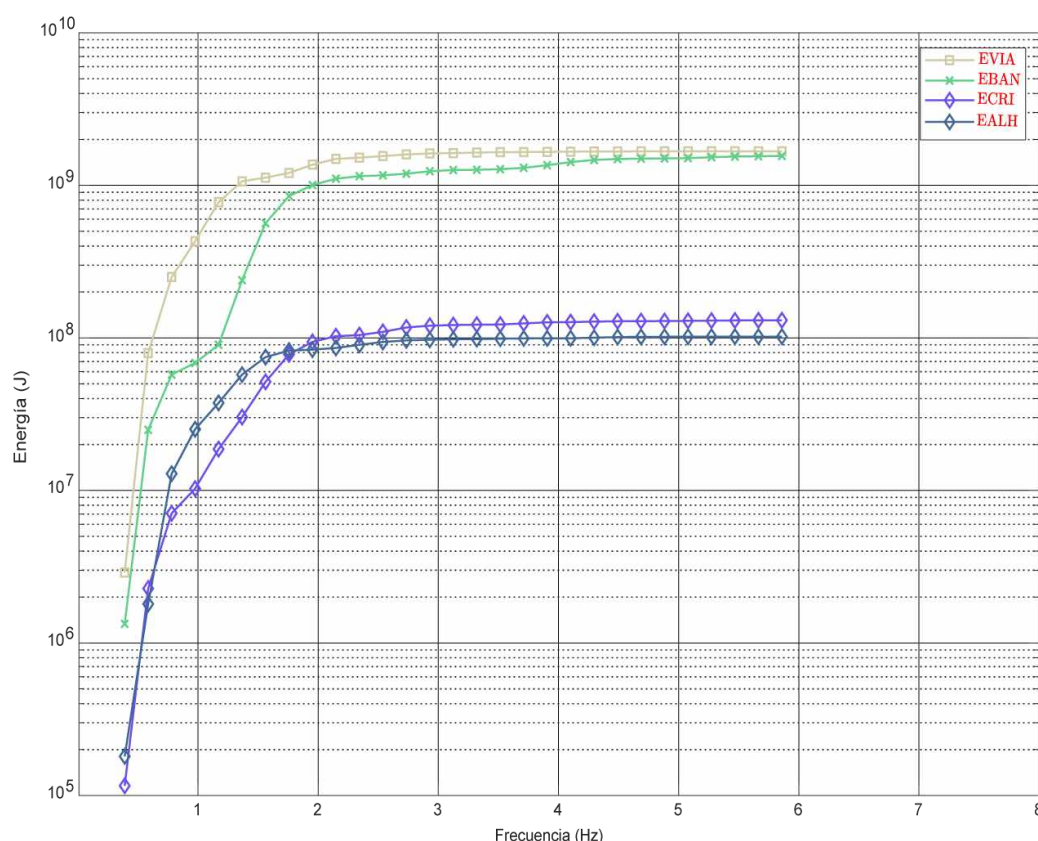


Figura 4.12. E_R obtenida a partir del espectro de amplitud sin corregir por la atenuación de las estaciones EVIA, EBAN, ECRI y EALH para el terremoto profundo D2.

Los valores del factor de atenuación utilizados en estas 4 estaciones oscilan entre 300 y 450 (Tabla V.2 del Anexo V). En la Figura 4.13 se representan sus espectros de amplitud sin corregir

(azul) y corregidos por la atenuación (verde). Se puede observar cómo, en todos los casos, al corregir por la atenuación el espectro de amplitud aumenta o se mantiene constante con la frecuencia, en vez de disminuir a partir de la frecuencia esquina del terremoto (2 Hz), traduciéndose en esa aportación energética que se observa en la Figura 4.11, en sus curvas de E_R . Por tanto, se concluye que no se ha corregido de forma correcta por la atenuación.

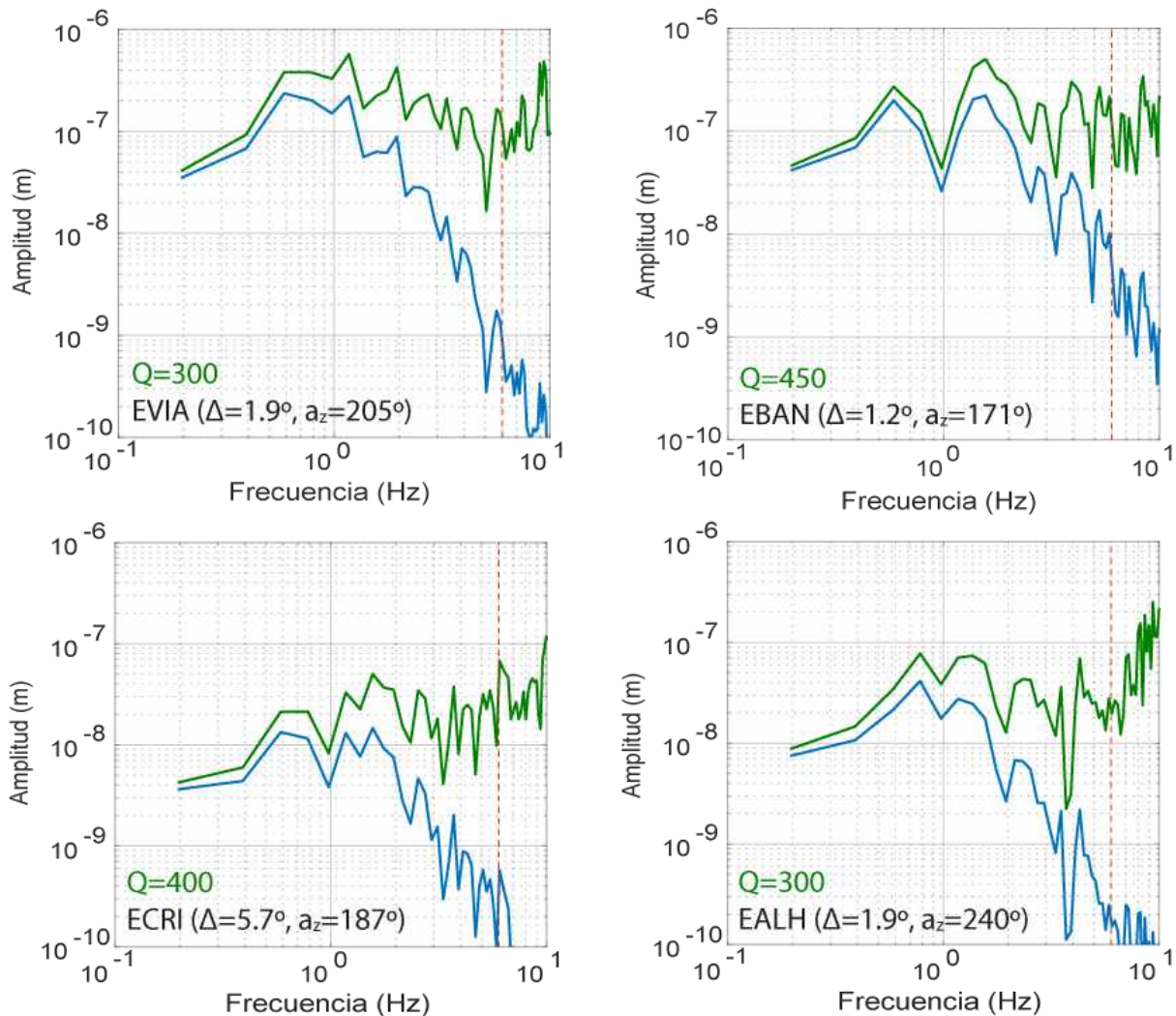


Figura 4.13. Espectros de amplitud en desplazamiento sin corregir (azul) y corregidos por la atenuación (verde) del terremoto profundo D2 en las estaciones cuyo nombre, distancia epicentral, azimut y valor del factor de atenuación se incluyen abajo a la izquierda.

Descartando las estaciones EVIA, EBAN, ECRI y EALH, en la Figura 4.11 se puede observar que el valor mínimo de E_R (5×10^9 J en GUD) y el máximo (1×10^{11} J en EPLA) se alejan de los obtenidos en las estaciones más cercanas (9×10^9 J en AFC y 4×10^{10} J en EPRU), en concreto, en un 49% y un 66%, respectivamente. Por lo que se decide estudiar ambas estaciones con más detalle.

La estación EPLA ya se descartó en el terremoto D1 por presentar un comportamiento anómalo asociado a un posible factor de atenuación inadecuado ($Q=300$). A pesar de tratarse

de instrumentos diferentes, de banda ancha en D1 y de periodo corto en D2, ambas estaciones se encontraban en el mismo emplazamiento. Lo que implica que si para el terremoto D1 el valor $Q = 300$ para EPLA era inadecuado, también debería serlo para D2. En la Figura 4.14 se representa el espectro de amplitud de EPLA sin corregir (azul) y corregido (verde) por la atenuación para el terremoto D2. Se puede observar como el espectro de amplitud corregido por Q en vez de disminuir con la frecuencia a partir de f_c (2 Hz), se mantiene constante hasta, aproximadamente, 6 Hz (frecuencia máxima de estudio) a partir de la cual empieza a aumentar. Por este motivo, al igual que en el terremoto D1, se decide descartar esta estación de la estimación de E_R .

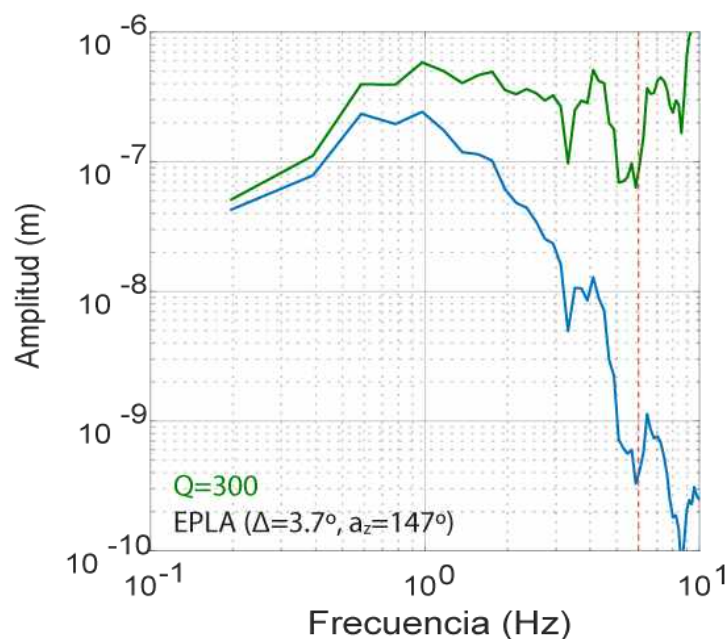


Figura 4.14. Espectro de amplitud en desplazamiento sin corregir (azul) y corregido por la atenuación (verde) del terremoto profundo D2 en la estación EPLA. Abajo a la izquierda: distancia epicentral, azimut y el valor del factor de atenuación utilizado.

En el caso de GUD, no se han encontrado estudios previos con resultados de efecto de sitio, ni indicios de que en esta estación se esté produciendo una infraestimación de E_R , por lo que no se descarta del estudio. Además, para el terremoto D1, se observó en los valores de E_R , a distancias regionales (Figura 4.4a), una dispersión de entre 1 y 2 órdenes de magnitud, por lo que la diferencia entre el valor obtenido en GUD para D2 respecto al resto de estaciones (Figura 4.11) podría ser debido a la propia dispersión de E_R , que no se observa de forma tan clara, como en el terremoto D1, por el bajo número de estaciones disponibles.

De esta forma, sin tener en cuenta las 5 estaciones descartadas (EVIA, EBAN, ECRI, EALH y EPLA), los valores de energía sísmica radiada obtenidos en las 8 estaciones restantes se

encuentran entre 5×10^9 J (GUD) y 4×10^{10} J (EPRU), siendo el valor de E_R del terremoto 1.8×10^{10} J con una desviación de 1.5×10^{10} J.

Terremoto D3 (31/07/1993, $M_w=4.4$, $h=663$ km)

Para este terremoto a priori se seleccionaron 14 estaciones a distancia regional (Figura 3.3b), de las cuales solo 7 satisfacen el criterio de calidad de $SNR > 1.25$ (sección 3.4). A partir de sus registros deconvolucionados, se obtiene el espectro de amplitud de la onda P y se corrige por la atenuación (Figura VI.4 del Anexo VI). En este caso, los valores de Q que se utilizan para las distintas estaciones varían entre 450 y 600 (Tabla V.3 del Anexo V). En la Tabla VIII.4 del Anexo VI se muestran los valores de las distintas correcciones aplicadas.

En la Figura 4.15 se muestran las curvas de E_R para las 7 estaciones, en ella se puede observar el mismo comportamiento que en las curvas de los anteriores terremotos (Figuras 4.8 y 4.11): un rápido aumento de E_R en un determinado rango de frecuencias, en este caso, inferiores a 5 Hz ($f_c=3$ Hz). De las 7 estaciones que se muestran en la figura, 3 de ellas (EBAN, EPRU y EHUE) no alcanzan un valor meseta a $f < 7.5$ Hz (frecuencia máxima de estudio, Tabla 3.4) por lo que se descartan del estudio de E_R . Este comportamiento, como se observó en los terremotos D1 y D2, y como se observa en la Figura 4.16, en la que se han representado los espectros de amplitud corregidos y sin corregir por la atenuación de estas 3 estaciones, está asociado a la utilización de valores de Q inadecuados. En esta se puede observar como el espectro de amplitud de la onda P (azul) al ser corregido por la atenuación (verde) se deforma, aumentando su amplitud con la frecuencia, causando ese aporte energético en su curva de energía acumulada (Figura 4.15).

Tras descartar EBAN, EPRU y EHUE, en los valores de E_R de las 4 estaciones restantes (Figura 4.15) se observa una dispersión (*scatter*) de más de 2 órdenes de magnitud, con valores entre 5×10^6 J (EVAL) y 1×10^9 J (EJIF). Esta dispersión puede ser consecuencia de un efecto de sitio en alguna de las estaciones o a la propia incertidumbre en la estimación de E_R . Esta última, provocada, por ejemplo, por la corrección por la atenuación, dada la escasa información a frecuencias superiores a 1 Hz, incluidas en el rango de estudio (7.5 Hz; Tabla 3.4), y tratarse de uno de los principales factores influyentes en esa incertidumbre (Okal, 1992; Venkataraman y Kanamori, 2004; Wang *et al.*, 2022).

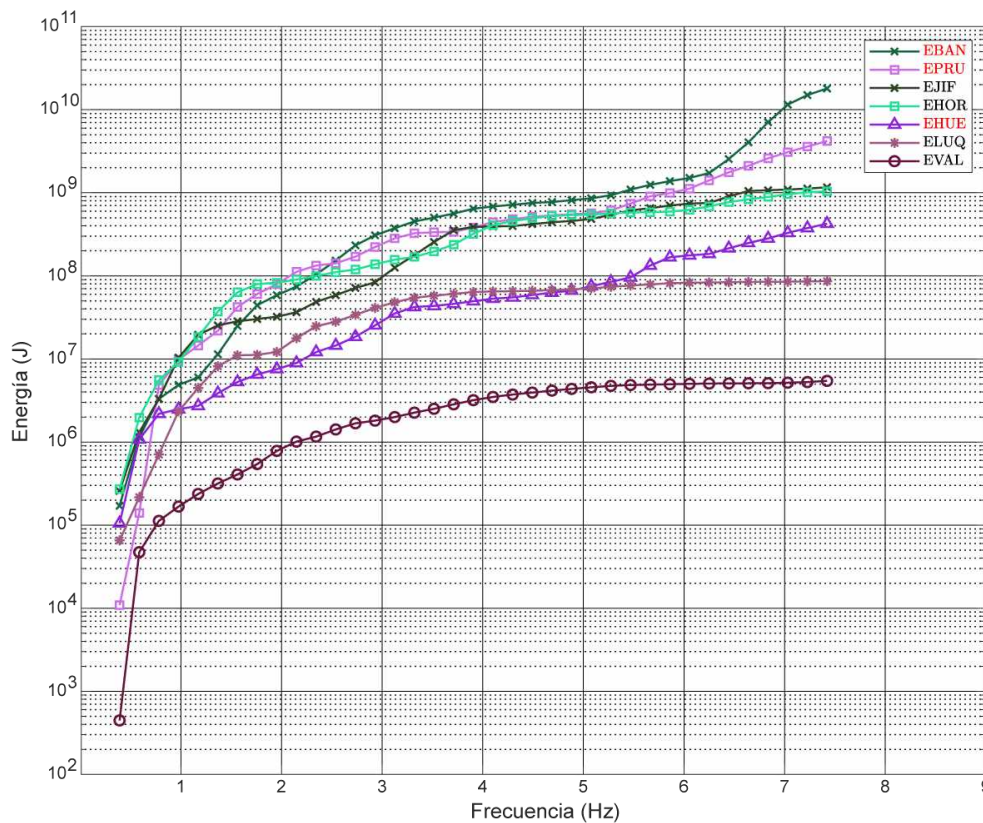


Figura 4.15. E_R para el terremoto profundo D3 de RIM. En la leyenda en rojo las estaciones descartadas.

Las estaciones EJIF, EHOR y EVAL fueron utilizadas en el estudio del terremoto D2 y no se observó en sus curvas de E_R (Figura 4.12) ningún indicio de un posible efecto de sitio, al menos hasta 6 Hz (frecuencia máxima de estudio del terremoto D2), por lo que se descarta como posible motivo de la dispersión observada en E_R en el terremoto D3 (Figura 4.15). Esta afirmación se realiza teniendo en cuenta la cercanía de los hipocentros de ambos terremotos (Tabla 3.1) y que durante los tres años entre la ocurrencia de ambos (1990-1993) no se produjeron cambios en los instrumentos ni en las localizaciones de estas tres estaciones (Tejedor y García, 1993).

De esta forma, utilizando los valores de E_R en las 4 estaciones (EJIF, EHOR, ELUQ y EVAL), se obtiene para el terremoto D3 un valor de E_R de 5.7×10^8 J y una desviación de 6.1×10^8 J. Se debe tener en cuenta que la media se ha estimado a partir de 4 datos, un número inferior al utilizado en terremotos anteriores, lo que podría reflejarse en este cálculo dada la sensibilidad de este a los extremos cuando se utilizan pocos datos.

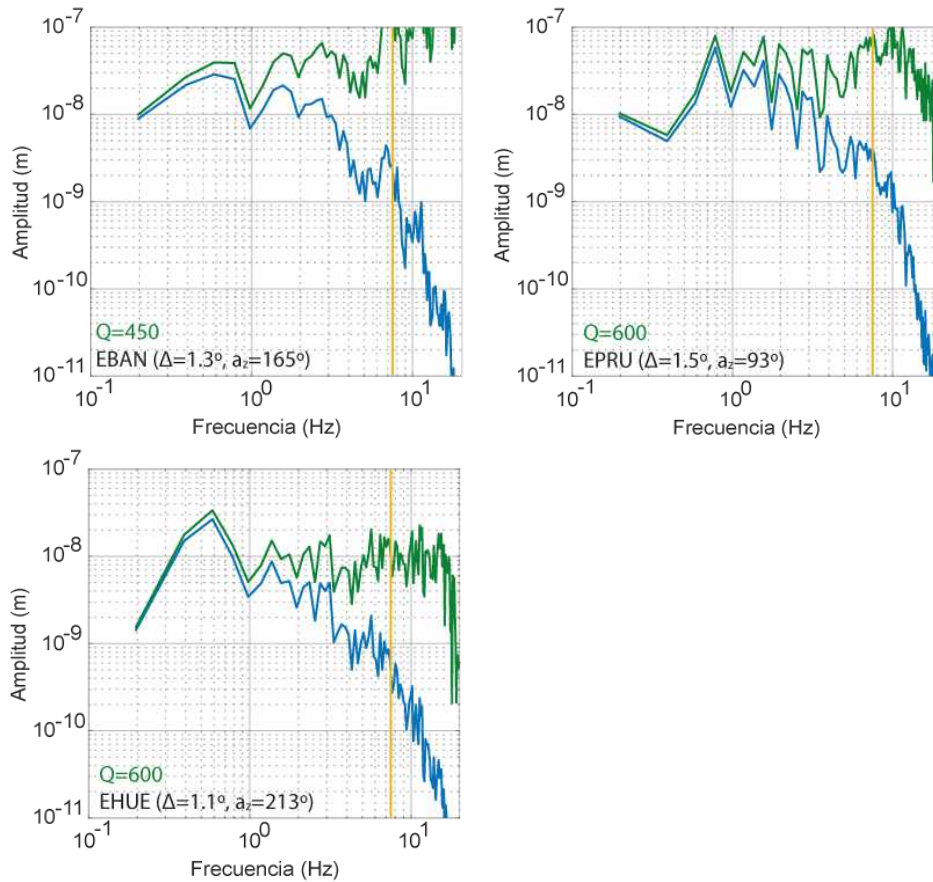


Figura 4.16. Espectro de amplitud en desplazamiento sin corregir (azul) y corregido por la atenuación (verde) del terremoto profundo D3 en las estaciones EBAN, EPRU y EHUE. Abajo a la izquierda: distancia epicentral, azimut y el valor del factor de atenuación utilizado.

4.1.2. Terremotos intermedios 2009-2020 ($M_w \leq 3.9$, $h=40-100$ km)

En la zona de RIM seleccionada para la estimación de E_R también ocurren terremotos a profundidad intermedia, para los que es posible calcular E_R . Se han seleccionado 9 terremotos que ocurrieron entre 2009 y 2020 a profundidades entre 40 y 100 km con $M_w \leq 3.9$ (López-Sánchez *et al.*, 2020): I8, I9, I12, I16, I17, I18, I20, I21 e I24 (Figura 3.1, Tabla 3.1). La magnitud de estos terremotos dificulta la estimación de E_R , al igual que ocurría con los terremotos profundos D2 y D3. A diferencia de estos últimos, en el caso de los terremotos de profundidad intermedia las estaciones disponibles, en general, son de banda ancha (Figura 3.3a), lo que permite el estudio en una banda mayor de frecuencia. Sin embargo, su tamaño es inferior al de los terremotos D2 y D3, lo que supone un menor SNR y una frecuencia esquina superior, encontrándose la mayor parte de E_R a frecuencias mayores a 3 Hz (frecuencia esquina del terremoto D3), frecuencias a las que las ondas se dispersan y atenúan más fácilmente

(Kanamori y Brodsky, 2004) y los modelos de atenuación son menos precisos. Lo que podría verse reflejado en la estimación de E_R .

De los 9 terremotos seleccionados, se obtiene el espectro de amplitud de la onda P (longitud de ventana de 5 s; Tabla 3.5) de las estaciones que cumplen el criterio de calidad ($\text{SNR} > 1.25$) (Tabla IV.1 del Anexo IV) y se corrige por la atenuación utilizando un valor de Q que varía entre 50 y 600 (Tabla V.4 a Tabla V.12 del Anexo V). En el Anexo VIII se incluyen los valores obtenidos para cada terremoto de las distintas correcciones aplicadas.

Como ya se mencionó, para la corrección por el patrón de radiación se han utilizado los mecanismos focales (Tabla 3.5 y Figura 3.22) obtenidos por López-Sánchez *et al.*, (2022) a partir de la inversión del MT, excepto en el terremoto I20, en el que se utiliza la solución de polaridades tras obtener una solución MT con menos del 70% de polaridades correctas (López-Sánchez *et al.*, 2022). Se descartan entre 1 (terremotos I8, I21 e I24) y 13 (terremoto I16) estaciones con $R_p < 0.25$. En las Tablas VIII.5-VI.13 del Anexo VIII se incluyen los valores de R_p obtenidos.

En la Figura 4.17, se muestra E_R frente a la frecuencia en cada estación, para cada uno de los terremotos. Se observa que E_R aumenta rápidamente a frecuencias menores a 3 Hz y que en todos los terremotos estudiados (excepto en I9 con $f_c = 7.0$ Hz e I12 con $f_c = 7.0$ Hz) al menos 4 estaciones alcanzan un valor meseta (valor de E_R) a frecuencias menores a 8 Hz. Este umbral de 4 estaciones es el criterio utilizado para la estimación de E_R en el terremoto profundo D3.

Para comprobar numéricamente si una curva alcanza o no un valor meseta, se utiliza el mismo criterio que para los terremotos profundos, pero en vez de una diferencia entre los valores de E_R del 5% se utiliza un 15%, valor seleccionado buscando un equilibrio entre el número de estaciones y la calidad del resultado. Las estaciones que no alcanzan un valor meseta, entre 1 (I20) y 6 (I12), se descartan del cálculo de E_R (en rojo en la Figura 4.17; Tabla 4.4). Este comportamiento de las curvas, como se observó en los terremotos profundos de RIM, puede ser debido a la utilización de un valor inadecuado de Q o a efectos de sitio.

Sin embargo, al observar que en algunos terremotos en más del doble de las estaciones no se alcanza un valor meseta, se estudia si este comportamiento es realmente debido a la corrección por la atenuación. En la Figura 4.18 se han representado para los distintos terremotos las curvas de E_R frente a la frecuencia, sin aplicar dicha corrección.

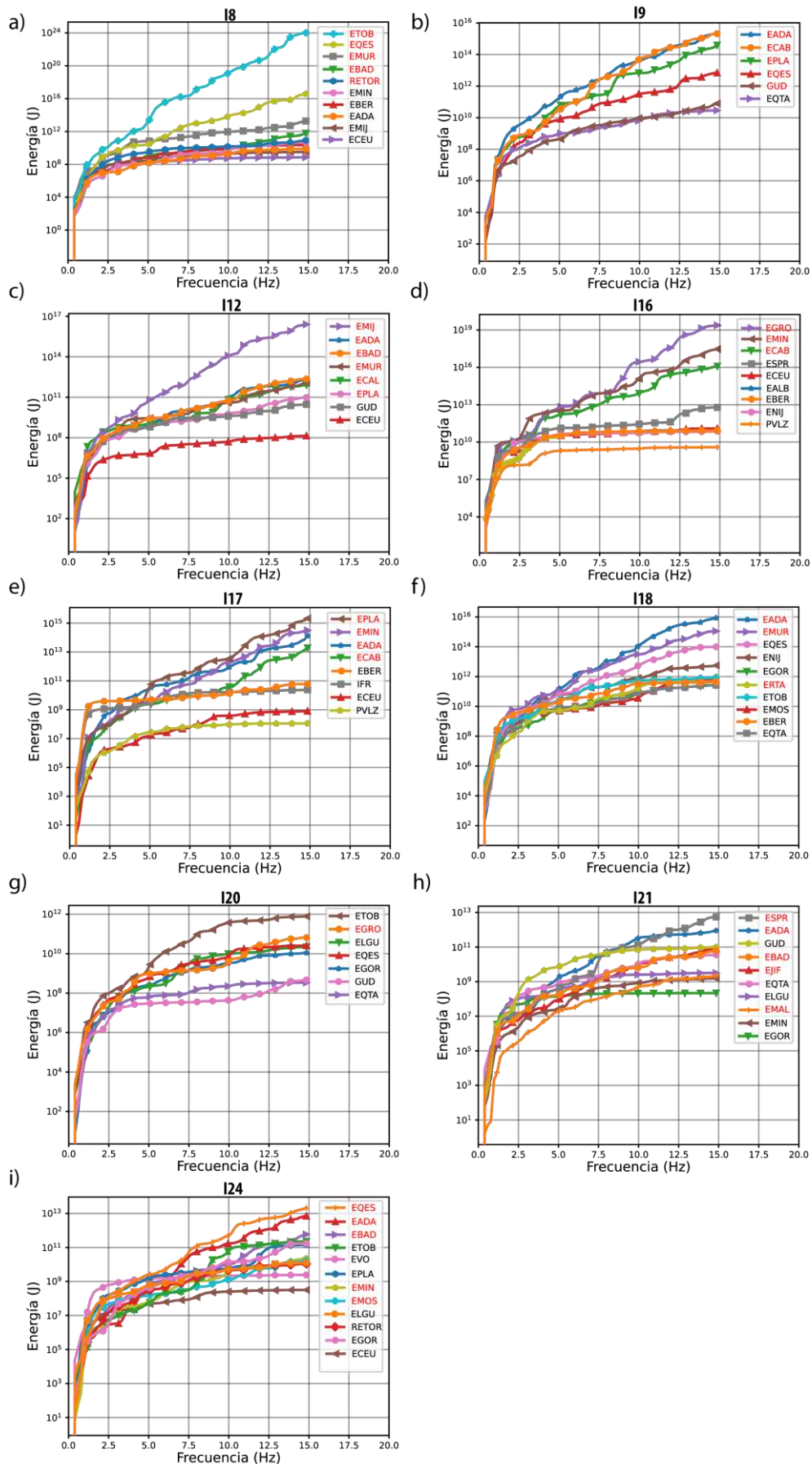


Figura 4.17. E_R obtenida a partir del espectro de amplitud corregido por la atenuación de las estaciones a distancia regional para los terremotos de profundidad intermedia a) I8, b) I9, c) I12, d) I16, e) I17, f) I18, g) I20, h) I21 y i) I24. En la leyenda en rojo las estaciones que se descartan por no alcanzar un valor *plateau*.

Tabla 4.4. Estaciones descartadas del estudio de E_R por no alcanzar un valor *plateau* a $f < 15$ Hz.

Terremotos	Estaciones	Δ (°)	a_z (°)
I8	EBAD	2.7	133
	EQES	1.4	229
	EMUR	2.7	249
	ETOB	2.9	232
	RETOR	4.4	206
I9	EADA	1.6	174
	ECAB	1.7	152
	EQES	1.6	219
	EPLA	3.8	158
	GUD	4.1	182
I12	EADA	1.4	165
	EBAD	3.0	130
	ECAL	5.5	157
	EMIJ	0.5	69
	EMUR	2.5	245
	EPLA	3.6	154
I16	ECAB	2.4	162
	EGRO	2.9	125
	EMIN	2.6	138
I17	EADA	2.6	184
	ECAB	2.5	169
	EMIN	2.6	145
	EPLA	4.6	167
I18	EADA	1.8	178
	EMUR	3.0	241
	ERTA	5.9	225
I20	EGRO	2.9	100
I21	EADA	1.3	177
	EBAD	2.7	133
	EJIF	0.8	65
	EMAL	0.0	305
	ESPR	1.0	92
I24	EADA	1.3	175
	EBAD	2.8	132
	EMIN	2.0	117
	EMOS	4.7	222
	EQES	1.4	228

En la Figura 4.18, se puede observar que todas las estaciones, independientemente del terremoto, alcanzan un valor meseta a frecuencias inferiores a 15 Hz (frecuencia máxima de estudio; Tabla 3.4), excepto la estación EBAD en I8 e I24, por lo que se puede concluir que ese comportamiento observado en la Figura 4.17, excepto en esta estación, es consecuencia de un valor inadecuado de Q . Se debe tener en cuenta que, como ya se mencionó, a frecuencias superiores a 1 Hz la atenuación es poco conocida. Además, los valores de Q utilizados se han obtenido a partir de estudios previos para terremotos de profundidad intermedia ocurridos en la misma región (Del Fresno, 2004), pero no para estos terremotos, seleccionando los valores de Q de aquellos terremotos con menor diferencia hipocentral, siguiendo el método explicado para el terremoto D1 en la sección 3.4.3.

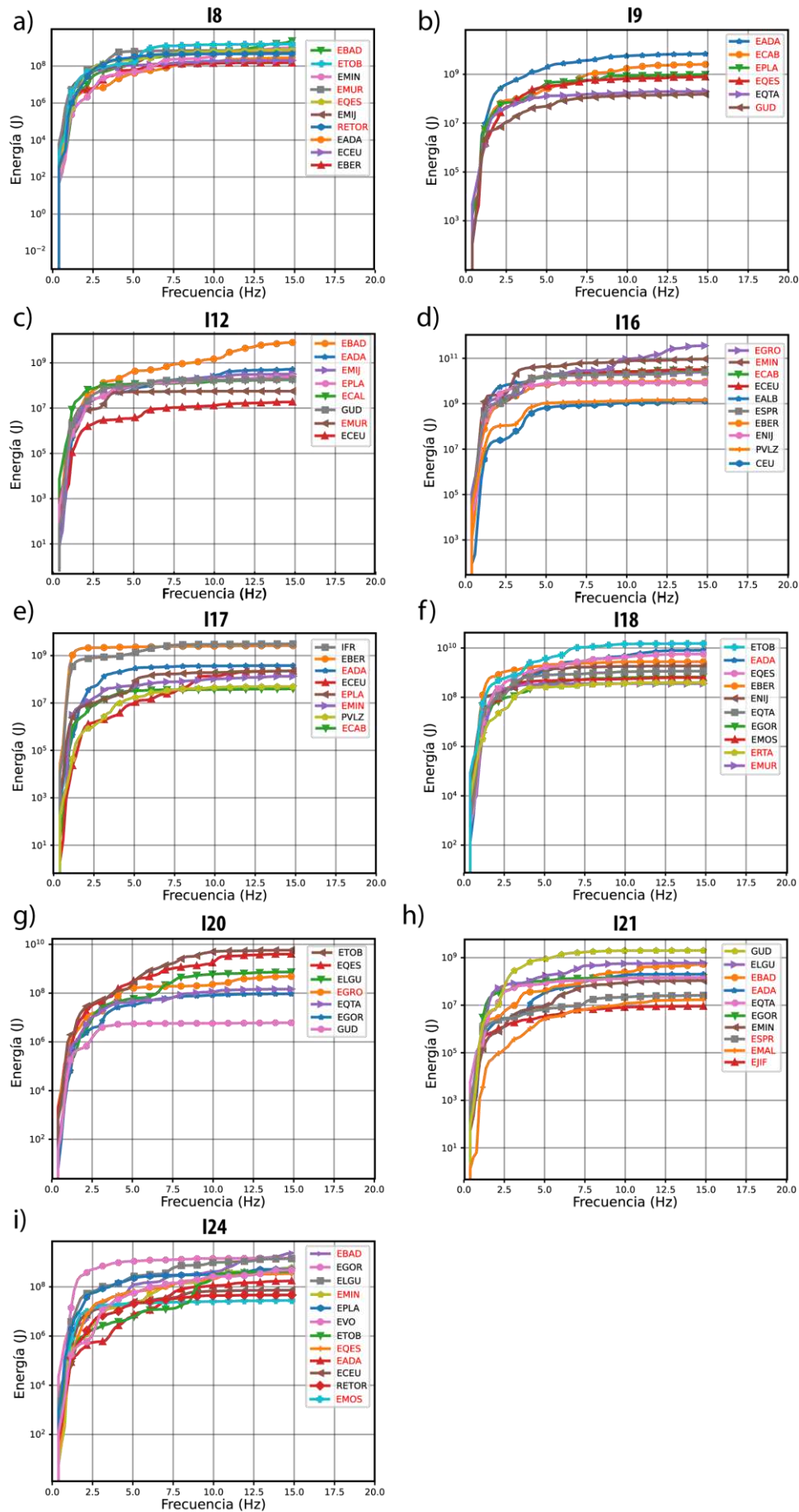


Figura 4.18. E_R obtenida a partir del espectro de amplitud sin corregir por la atenuación para los terremotos de profundidad intermedia: a) I8, b) I9, c) I12, d) I16, e) I17, f) I18, g) I20, h) I21 y i) I24.

En el caso de la estación EBAD en I8 e I24, se descarta que una inadecuada corrección de la atenuación sea el motivo de que su curva de E_R no alcance un valor meseta a $f < 15$ Hz (Figura 4.17). En la Figura 4.19 se representa el espectro de amplitud de la onda P sin corregir por la atenuación para ambos terremotos: I8 (4.19a) y I24 (4.19b). En estos espectros de amplitud no se observa la f_c (8 Hz para I8 y 4 Hz para I24; Tabla 3.4) ni su decrecimiento a partir de esta (Figura 2.12), lo que podría estar asociado a un posible efecto de sitio. Sin embargo, en I12 e I21 las curvas de E_R en EBAD (sin corregir por la atenuación) alcanzan un valor meseta a $f < 15$ Hz, a diferencia de lo observado en I8 e I24 (Figura 4.18), por lo que se descarta que este sea el motivo. Debido a la similitud en la localización hipocentral y magnitud de estos dos terremotos frente a I21 (Figura 3.1), se descarta un posible efecto de la trayectoria en la onda P que se refleje en su espectro de amplitud. Al observarse esa forma del espectro en unos terremotos si y en otros no, se podría relacionar con ruido sísmico o, incluso, con la fuente sísmica al tratarse de mecanismos focales distintos (I8 y I24 de desgarre y I21 normal), aunque en este último caso se observaría dicha diferencia en otras estaciones.

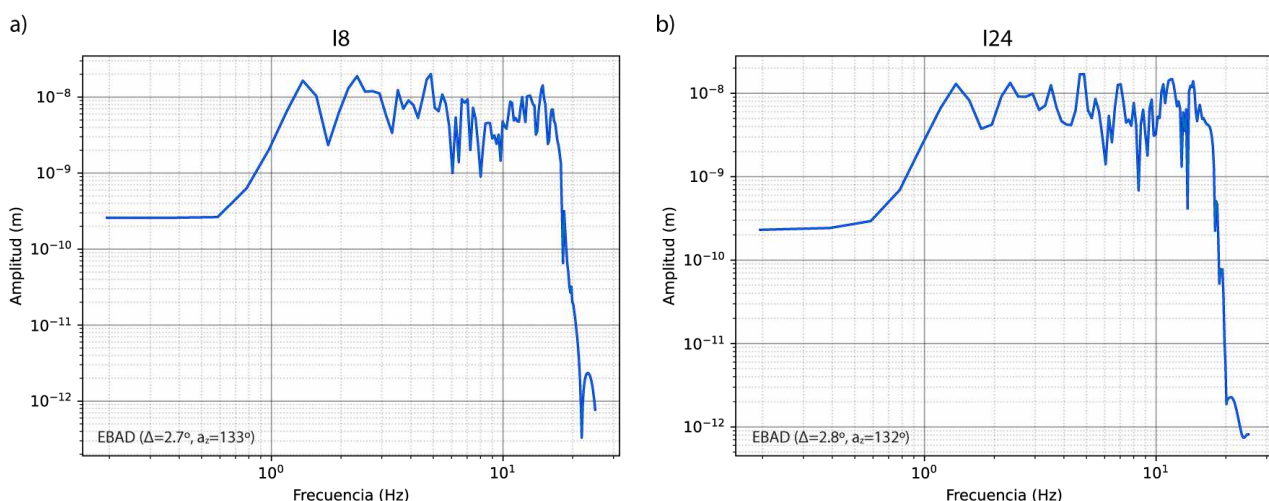


Figura 4.19. Espectros de amplitud de la onda P de la estación EBAD para los terremotos de profundidad intermedia a) I8 y b) I24.

Tras descartar las estaciones en las que no se alcanza un valor meseta (Tabla 4.4), el número de estaciones disponible para el cálculo de E_R varía entre 1 (I9) y 7 (I16 e I18). En la Tabla 4.5 se incluye el número de estaciones disponible para cada terremoto, el mínimo y máximo valor obtenido de E_R y la media estimada, junto con su desviación. Se puede observar la alta dispersión entre los valores de E_R obtenidos para los distintos terremotos, con una diferencia entre el valor mínimo y máximo superior a 2 órdenes de magnitud. Ninguna de las estaciones utilizadas presenta efectos de sitio conocidos que se puedan asociar a un aumento o disminución de E_R que provoque la dispersión observada (ICGC, 2016, p. 97).

Tabla 4.5. Valores de E_R para los terremotos de profundidad intermedia.

Terremoto	n.º est.	E_R mín. (J)	E_R máx. (J)	$\overline{E_R}$ (J)	Desviación (J)
I8	5	7×10^{08}	5×10^{10}	2×10^{10}	2×10^{10}
I9	1	3×10^{10}	-	-	-
I12	2	1×10^{08}	3×10^{10}	2×10^{10}	2×10^{10}
I16	6	4×10^{09}	6×10^{12}	1×10^{12}	2×10^{12}
I17	4	1×10^{08}	6×10^{10}	2×10^{10}	3×10^{10}
I18	7	3×10^{11}	1×10^{14}	2×10^{13}	3×10^{13}
I20	6	3×10^{08}	8×10^{11}	1×10^{11}	3×10^{11}
I21	5	2×10^{08}	1×10^{11}	2×10^{10}	4×10^{10}
I24	7	3×10^{08}	2×10^{11}	8×10^{10}	1×10^{11}

Al comparar las Figuras 4.17 y 4.18, se puede observar que, en todos los terremotos, excepto en el I17 e I20, la corrección por la atenuación aumenta la dispersión de los resultados. Por ejemplo, en el caso de I8, la dispersión en la Figura 4.17 es, aproximadamente, de 2 órdenes de magnitud, mientras que en la Figura 4.18 se reduce a 1 orden. Además, en este terremoto se puede observar como la energía acumulada en la estación ETOB al corregir por la atenuación aumenta 15 órdenes de magnitud, lo cual indica que la corrección aplicada no es correcta. Los terremotos I17 e I20 presentan una alta dispersión (2-3 órdenes de magnitud) corrigiendo y sin corregir por la atenuación.

Esta alta variación entre los valores de E_R y su aumento al corregir por la atenuación, podría estar relacionada con una corrección insuficiente de la atenuación en alguna de las estaciones utilizadas. Este podría ser el caso de las estaciones ECEU, en los terremotos I8, I12 e I21 (en tierra al sur de la península Ibérica; Figura 3.1), y PVLZ, en I16 e I17 (al sur del mar de Alborán; Figura 3.1), entre otras, siendo las estaciones en las que menor valor de E_R se obtiene. También podría estar relacionado con un elevado ruido sísmico. Esto se traduciría en una infra o sobreestimación del valor de la energía sísmica radiada en algunas estaciones, como se observa en las Figuras 4.17 y 4.18.

Por otra parte, los valores máximos y mínimos de E_R , así como su valor medio, no parecen estar relacionados con la localización del hipocentro o el mecanismo focal de los terremotos estudiados (Figura 3.22). En la Tabla 4.5, se puede observar que, a mayor número de estaciones utilizado, mayor es la desviación del valor medio de E_R y que no hay correlación entre los valores de E_R y las magnitudes M_w (Tabla 3.1), lo que refleja la alta incertidumbre en esta estimación.

De esta forma, al igual que ocurría con el terremoto profundo D3, el alto SNR en los registros, el escaso conocimiento de la atenuación en la Tierra a altas frecuencias y la baja magnitud de los terremotos son factores que afectan a la estimación de E_R , obteniendo una

elevada dispersión (Tabla 4.5). Para estos terremotos se carece de registros en pozos o réplicas con un mismo mecanismo focal por lo que se descartan otros métodos de cálculo de E_R (Gibowicz *et al.*, 1991; Oye *et al.*, 2005; Izutani y Kanamori, 2001; Venkataraman *et al.*, 2002; Kanamori *et al.*, 2020). Una forma de mejorar estos resultados y reducir la dispersión podría ser estudiar un modelo de atenuación para esta región utilizando los terremotos de profundidad intermedia seleccionados en esta tesis.

4.1.3. Terremoto Superficial S1 (25/01/2016, $M_w=6.4$, $h=7$ km)

Como ejemplo de terremoto superficial en RIM se estudia el sismo principal de la serie de Alborán de 2016 (terremoto S1; Tabla 3.1). Los 48 registros seleccionados que cumplen el criterio de calidad ($SNR > 1.25$; sección 3.4), 16 a distancia telesísmica y 32 a regional, se corrigen por el instrumento y se obtienen los espectros de amplitud de la onda P, que se corrigen por la atenuación (sección 3.4.3; Figuras VI.14 y VI.15 del Anexo VI). El valor de Q utilizado se incluye en la Tabla V.13 del Anexo V. Se descartan las estaciones con $R_p < 0.25$: 6 a distancia telesísmica y 2 a regional. De esta forma, se estudia la E_R de 10 estaciones a distancia telesísmica y 30 a regional. En el Anexo VIII se muestran los valores de las distintas correcciones (Tabla VIII.14 para estaciones telesísmicas y Tabla VIII.15 para regionales).

- **E_R a distancias telesísmicas**

En la Figura 4.20 se representa la energía acumulada frente a la frecuencia ($f \leq 1.5$ Hz; Tabla 3.4) para las 10 estaciones a distancia telesísmica. Se puede observar que E_R aumenta rápidamente a frecuencias inferiores a 0.4 Hz y que a partir de 0.5 Hz, frecuencia esquina de este terremoto (Tabla 3.4), en la mayoría de las estaciones se alcanza un valor meseta (valor de E_R). Los valores de E_R se encuentran entre 0.4×10^{14} J (RAYN) y 1.1×10^{15} J (FURI), incluidos en la Tabla VIII.14 del Anexo VIII. En función de estos valores se han ordenado las estaciones (de mayor a menor) en la leyenda de la Figura 4.20.

Para estudiar si la curva de una estación alcanza un valor de E_R a frecuencias inferiores a la frecuencia máxima de estudio se utiliza el mismo criterio que en el terremoto profundo D1: que la diferencia entre los dos valores de energía acumulada más altos sea menor a un 5%. En este terremoto todas las estaciones a distancia telesísmica, excepto ALE (en rojo en la leyenda de la Figura 4.20), alcanzan un valor meseta a frecuencias inferiores a 1.2 Hz, aproximadamente. En

el terremoto D1, se observó que una inadecuada corrección por la atenuación puede provocar que E_R no alcance un valor meseta. Para estudiar si este efecto se presenta en el terremoto S1, se han obtenido las curvas de E_R en las distintas estaciones sin aplicar la corrección por la atenuación (Figura 4.21). Se puede observar que todas las estaciones se estabilizan en un valor de E_R a frecuencias inferiores a 0.6 Hz, incluida ALE, confirmando lo que se ha observado y señalado en los terremotos estudiados previamente: que una corrección inadecuada por la atenuación puede ocasionar un aumento relevante de E_R con la frecuencia, a partir de un valor superior al de la frecuencia esquina, causando que la curva de energía acumulada no alcance un valor meseta. Por esta razón, se descarta ALE en la estimación de E_R , obteniendo un valor medio de 3.9×10^{14} J con una desviación de 3.8×10^{14} J.

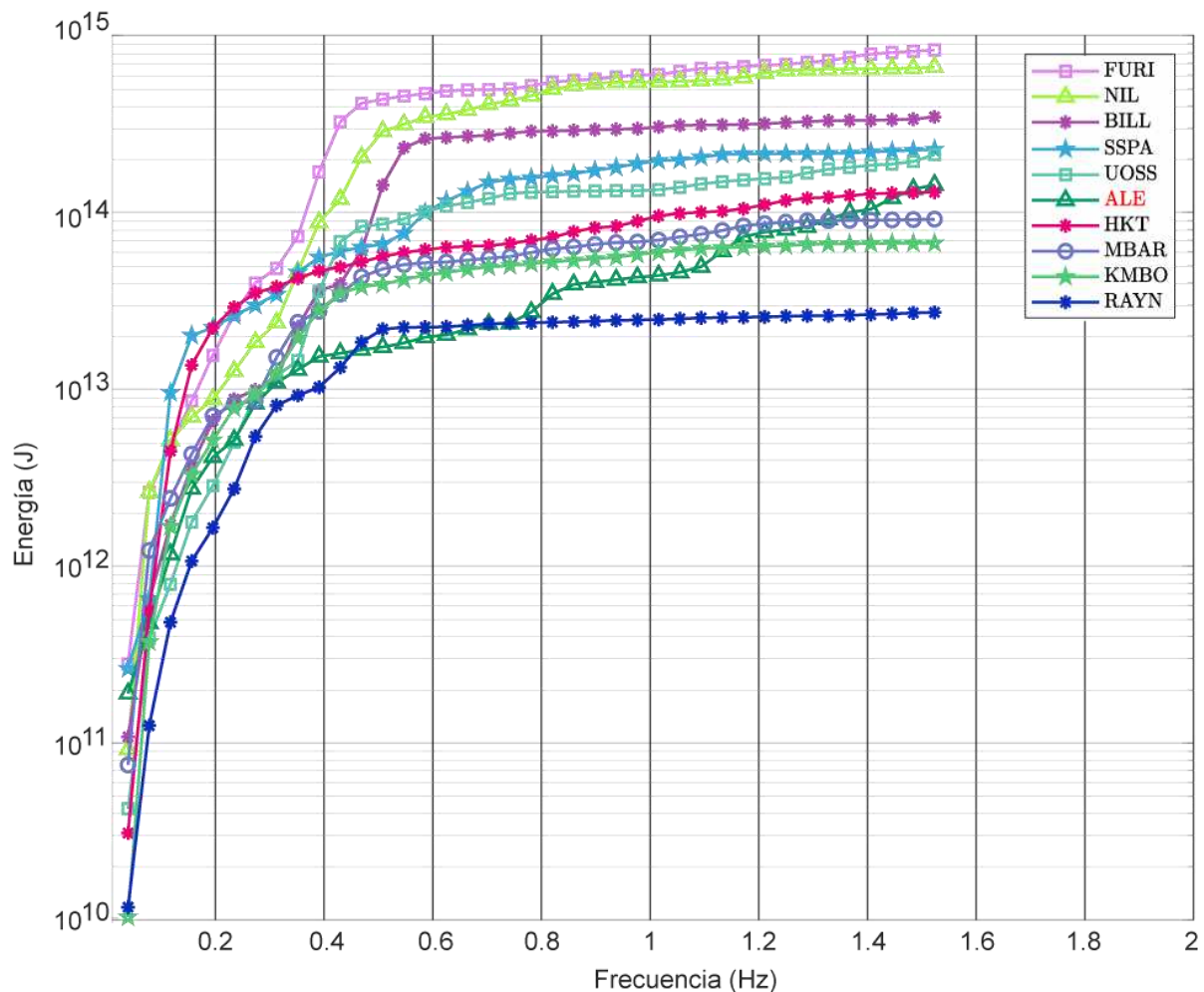


Figura 4.20. E_R de las estaciones a distancia telesísmica para el terremoto superficial S1. En la leyenda en rojo la estación que no alcanza un valor meseta de E_R .

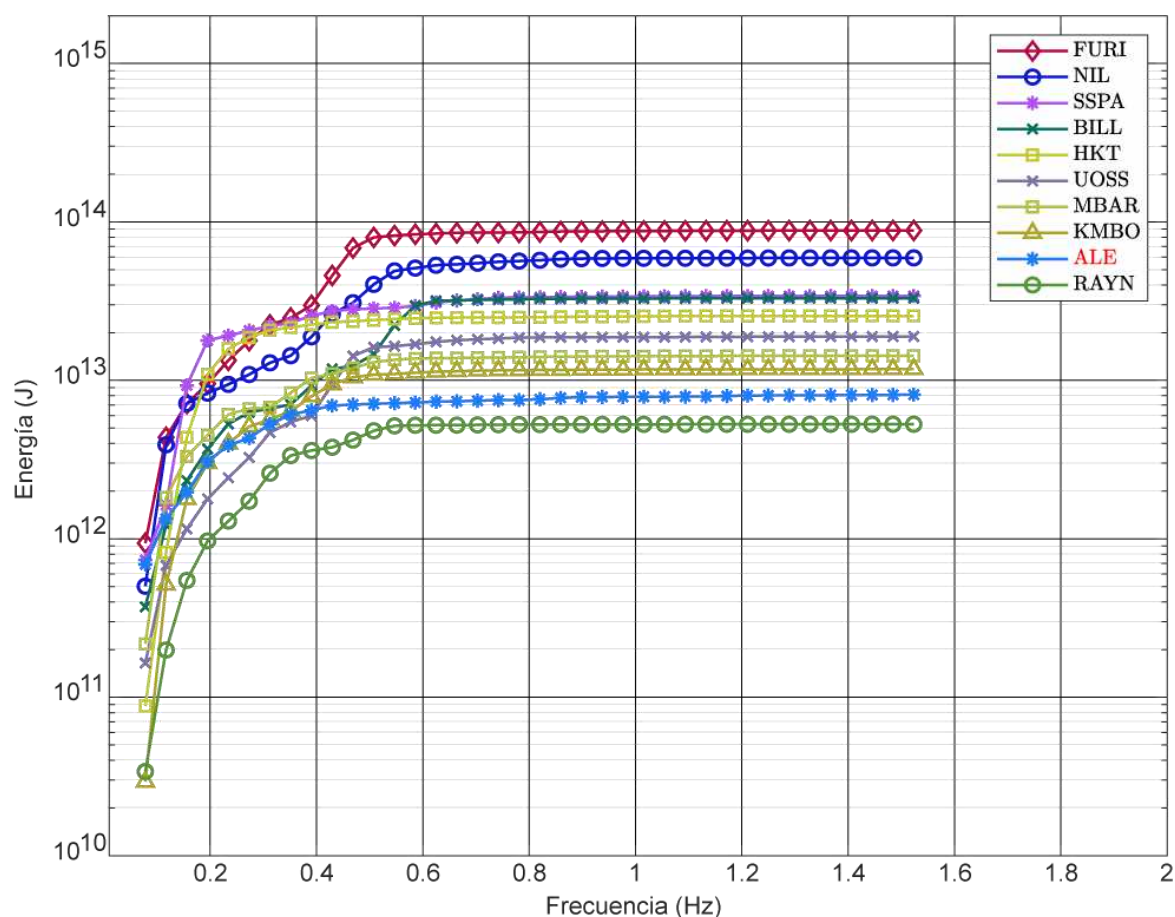


Figura 4.21. E_R obtenida a partir del espectro de amplitud sin corregir por la atenuación de las estaciones a distancia tele-sísmica para el terremoto superficial S1. En la leyenda en rojo la estación que no alcanza un valor meseta en la Figura 4.20.

- **E_R a distancias regionales**

En la Figura 4.22 se representa la energía acumulada en función de la frecuencia de las 30 estaciones disponibles a distancia regional. Se puede observar que, en general, E_R aumenta rápidamente hasta 0.5 Hz (f_c). A partir de esta frecuencia y a frecuencias inferiores a 1 Hz, las curvas alcanzan un valor meseta con valores de E_R entre 3.9×10^{11} J (ECHI) y 1.7×10^{14} J (EMIJ). En la Tabla VIII.15 del Anexo VIII, se incluyen estos valores para cada una de las estaciones.

Para este terremoto, a diferencia de lo observado en los terremotos anteriores, en todas las estaciones a distancia regional se puede estimar E_R , ya que todas alcanzan un valor meseta a frecuencias menores a la frecuencia máxima de estudio. Esto se debe a que, para este terremoto, el factor de atenuación $Q(f)$ seleccionado es proporcional a la frecuencia ($Q(f) = Q_0 f^n$; sección 3.4.3) y al ser t^* inversamente proporcional a $Q(f)$, cuanto mayor es la frecuencia menor es la corrección por la atenuación. Al disminuir la corrección con la frecuencia, el espectro de amplitud corregido por la atenuación también lo hace, evitando elevados aportes

energéticos a alta frecuencia y favoreciendo que las curvas de E_R alcancen un valor meseta tras f_c .

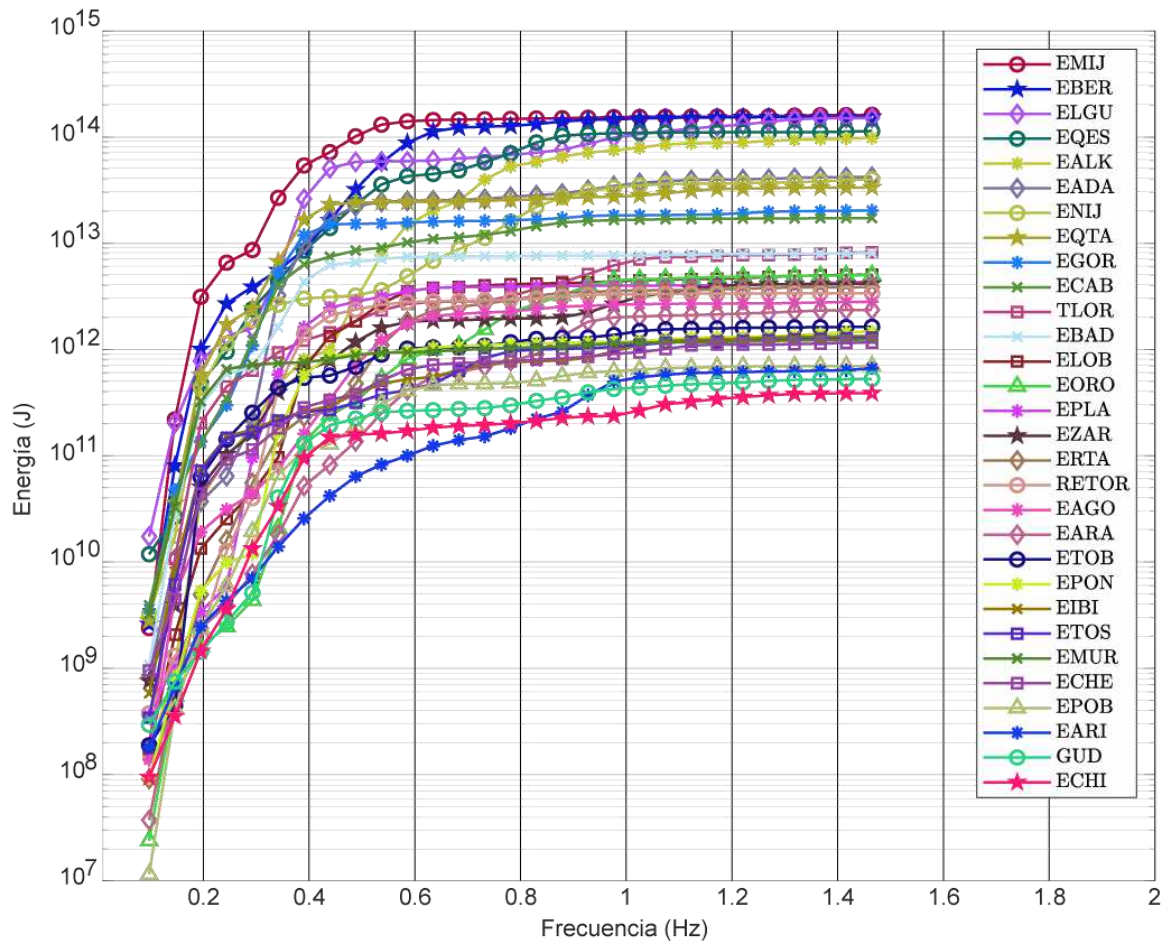


Figura 4.22. E_R a distancia regional para el terremoto superficial S1.

En la Figura 4.22, se puede observar la elevada dispersión de los valores de E_R , con una diferencia entre el mínimo y máximo valor de más de dos órdenes de magnitud. Se descarta en aquellas estaciones que presentan valores de E_R superiores a 10^{13} J (por ejemplo, EMIJ y EADA) una posible amplificación, al no observarse un valor de E_R mayor al resto de estaciones en todo el rango de frecuencia. Además, en estas estaciones se desconocen posibles efectos de sitio (ICGC, 2016, p. 97). Por esta razón y teniendo en cuenta el valor de E_R obtenido con datos telesísmicos (3.9×10^{14} J), se ha procedido a estudiar una posible correlación entre los valores de E_R , los valores de $Q(f)$ y la distancia epicentral de las estaciones, al observar que las que presentan un mayor valor de E_R (EMIJ, EBER y ELGU) se encuentran entre las estaciones más cercanas al epicentro con $\Delta < 1.5^\circ$.

En la Figura 4.23 se ha representado el valor de E_R en las distintas estaciones en función de su distancia epicentral. Los colores hacen referencia a los valores de $Q(f)$ utilizados. El valor de E_R parece ser independiente del factor de atenuación, a pesar de obtener los valores más

elevados utilizando $Q(f) = 200f^{0.7}$. En esta figura se puede observar una correlación entre E_R y la distancia epicentral: cuanto mayor es esta, en general, menor es el valor de E_R . Esta correlación entre ambos parámetros (E_R y la distancia epicentral) podría estar introducida por la corrección por el factor de expansión geométrica (aproximado a la inversa de la distancia epicentral) o por la corrección por la atenuación, debido a que estas correcciones son las únicas que corrigen el efecto de la trayectoria en el espectro de amplitud de la onda P. Esto sugiere que una de estas correcciones o ambas podrían estar realizándose de forma incorrecta (Singh y Ordaz, 1994). De estas dos correcciones, la aproximación del factor de expansión geométrica como la inversa de la distancia hipocentral es comúnmente utilizada (Udías *et al.*, 2014), además también se ha utilizado en los terremotos de profundidad intermedia en los que no se ha observado ninguna dependencia de E_R con la distancia epicentral. Por tanto, se descarta que el motivo de la correlación observada esté introducido por esta corrección, de esta forma el motivo podría estar relacionado con la corrección por la atenuación. Siendo esta insuficiente a $\Delta > 2^\circ$, teniendo en cuenta el valor de E_R a distancias telesísmicas.

Sin descartar ninguna de las estaciones, se obtiene un valor medio de E_R de 2.9×10^{13} J con una desviación de 5.0×10^{13} J.

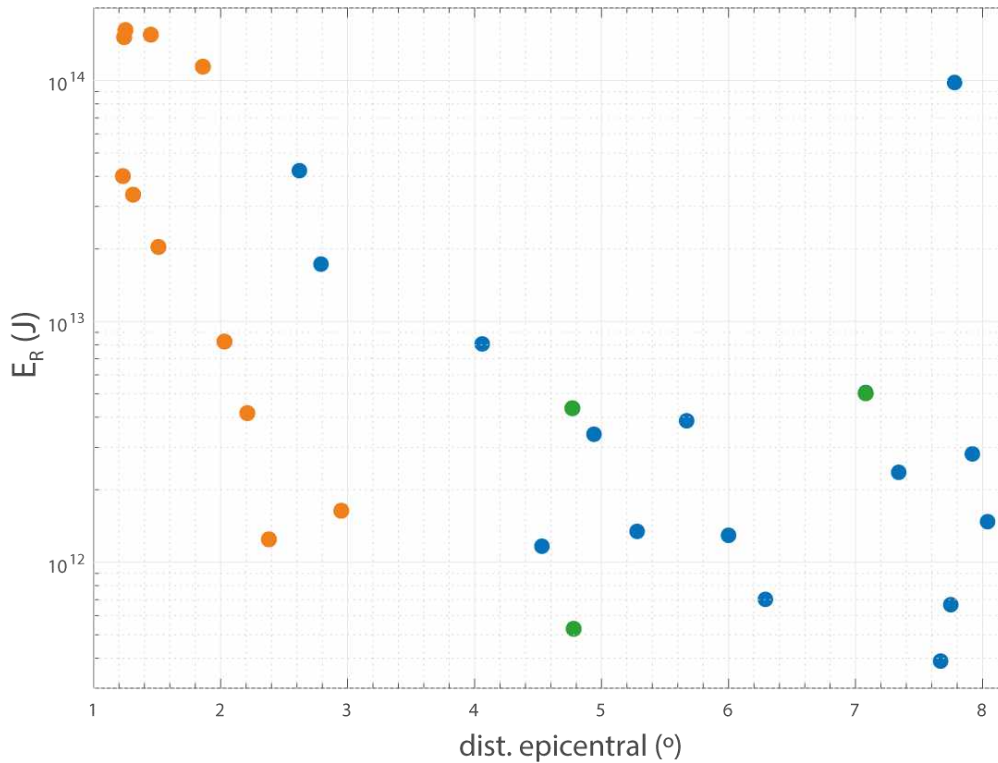


Figura 4.23. E_R del terremoto S1 en las estaciones a distancia regional frente a su distancia epicentral. Los distintos colores corresponden a los distintos valores de $Q(f)$: $Q(f) = 350f^{0.4}$ (azul), $Q(f) = 200f^{0.7}$ (naranja) y $Q(f) = 550f^{0.4}$ (verdes).

- **Comparación de resultados**

Si se comparan los valores de E_R obtenidos para este terremoto utilizando datos a distancia telesísmica (3.9×10^{14} J) y regional (2.9×10^{13} J), se observa que la diferencia es superior a un orden de magnitud. Sin embargo, esta diferencia podría ser consecuencia de la infraestimación de E_R a distancia regional, ocasionada por la disminución de su valor en las estaciones al aumentar la distancia epicentral (Figura 4.23), con una dispersión de hasta 3 órdenes de magnitud, asociada a una inadecuada corrección por la atenuación. Como se mencionó anteriormente, distintos autores asocian las discrepancias entre el valor de E_R a distancia telesísmica y a distancia regional a la corrección por la atenuación, efectos de sitio o a la directividad de la fuente (Pérez-Campos *et al.*, 2003; Venkataraman y Kanamori, 2004).

En la Tabla 4.6 se incluyen los valores de E_R calculados a distancia telesísmica para el terremoto S1 en esta tesis (3.9×10^{14} J) y por *IRIS EQEnergy* (<https://ds.iris.edu/spu/eqenergy>) (1.3×10^{14} J). Ambos valores del mismo orden de magnitud.

Tabla 4.6. Valores de E_R para el terremoto superficial S1 obtenidos en esta tesis y por *IRIS EQEnergy*.

	E_R (J)	Desviación (J)	
STF	1.6×10^{14}	--	Esta tesis
Datos regionales	2.9×10^{13}	5.0×10^{13}	
	3.9×10^{14}	3.8×10^{14}	
Datos telesísmicos	1.3×10^{14}	--	<i>IRIS EQEnergy</i>

Otra forma de calcular E_R es utilizando la MRF (*método 2*; sección 2.1). Para ello, se ha utilizado la obtenida a partir de datos telesísmicos por Bufo *et al.*, (2017). En la Figura 4.24a se muestra esta MRF y en la Figura 4.24b su integral. A partir de esta última y utilizando los valores en el foco de velocidad de las ondas P (5.6×10^3 m/s) y S (3.2×10^3 m/s) y de la densidad (2700 kg/m^3) del modelo PREM (Dziewonski y Anderson, 1981), se obtiene un valor de energía sísmica radiada de 1.6×10^{14} J. Este valor y el obtenido por *IRIS EQEnergy* son similares, al igual que el estimado utilizando el *método 1* con datos telesísmicos (3.9×10^{14}), a diferencia de lo observado para el terremoto profundo D1, con una diferencia entre ambos valores de un factor 5 (aceptable).

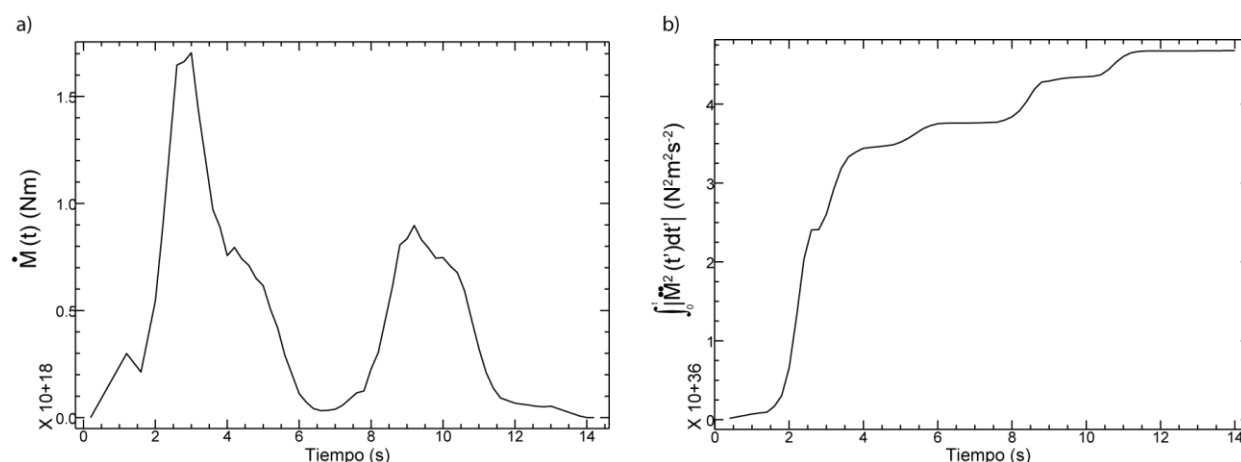


Figura 4.24. a) MRF del terremoto superficial S1 (Bufo *et al.*, 2017) b) integral del MRF.

4.2. Terremotos de Perú y Fiji

Como se indica en la sección 3.2 y a fin de poder comparar los resultados obtenidos en RIM para los terremotos profundos con los de zonas de subducción, se han seleccionado tres terremotos profundos, los ocurridos el 24 de agosto de 2018 (P1; $h=628$ km; $M_w=7.1$) en Perú (Figura 3.4) y el 19 de agosto (F1; $h=600$ km; $M_w=8.2$) y 6 de septiembre (F2; $h=687$ km; $M_w=7.9$) de 2018 en Fiji (Figura 3.5).

En este apartado se presenta la estimación de la energía sísmica radiada obtenida para estos tres terremotos, utilizando el *método 1* y en el terremoto P1 también el *método 2*.

4.2.1. Terremoto P1 (24/08/2018, $M_w=7.1$, $h=628$ km)

Para la estimación de E_R , se obtienen los espectros de amplitud de la onda P de los 52 registros (24 a distancia telesísmica y 28 a regional) deconvolucionados que cumplen el criterio de calidad ($\text{SNR} > 1.25$; sección 3.4.2) y se corrigen por la atenuación (Figuras VI.16 y VI.17 del Anexo VI), utilizando $t^* = 0.3$ s a distancia telesísmica y un valor de $Q = 600$ a regional (sección 3.4.3).

Aunque para este terremoto se dispone de la solución de mecanismo focal calculada por varias agencias como GCMT Harvard (www.globalcmt.org) o USGS (<https://earthquake.usgs.gov/>) al utilizar datos regionales y necesitar mayor precisión en las correcciones para el cálculo de E_R , y a fin de poder efectuar una mejor comparación de resultados con el terremoto D1, se ha calculado el mecanismo focal con el método a distancias telesísmicas utilizado por Bufo *et al.* (2011) para D1 (solución seleccionada en esta Tesis

para la obtención de E_R ; sección 3.4.4): inversión de la distribución del *slip* sobre el plano de falla (Kikuchi y Kanamori, 1991; sección 2.2.3). Para ello, se han utilizado 16 registros en desplazamiento de la onda P y 10 de la onda S a distancia telesísmica (Anexo IX). Los sismogramas se filtraron utilizando un filtro de *Butterworth* entre 0.01 y 1 Hz.

En un primer paso, se han realizado varias inversiones, considerando fuente puntual y un rango de profundidad entre 610 y 670 km, con un intervalo de 10 km, obteniendo el mínimo RMS (*Root-mean-square*) entre los sismogramas observados y teóricos a 640 km (Figura 4.25a). Debido a la presencia de una doble llegada en los registros, se utilizan dos fuentes puntuales, es decir dos STF, con una anchura de 5 s cada una. En la Figura 4.25b se muestra el resultado de la inversión utilizando fuente extensa fijando la profundidad a 640 km. Se ha utilizado una malla de área $60 \times 50 \text{ km}^2$ con un espaciado de 10 km y se ha seleccionado la solución con una velocidad de ruptura de 2.5 km/s, tras descartar las obtenidas con 2 y 3 km/s, con un mayor RMS. En la figura se incluye: la STF, la orientación del plano de falla (azimut = 161° , buzamiento = 56° , ángulo de deslizamiento = -94°) y la distribución del plano de falla. En la Figura IX.1 del Anexo IX se incluyen los sismogramas teóricos.

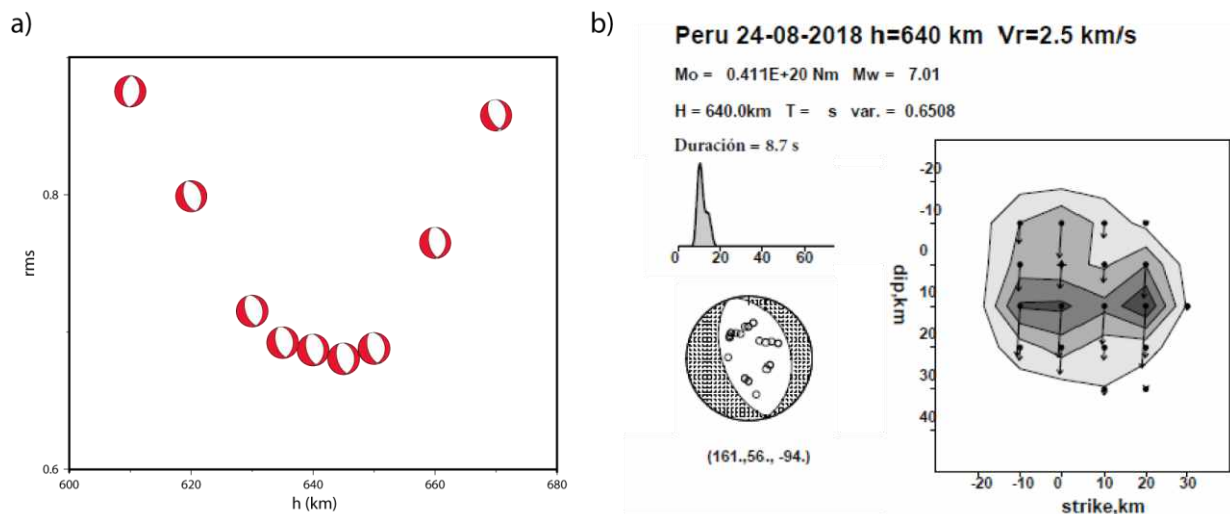


Figura 4.25. Resultado de la inversión de la distribución del *slip* sobre el plano de falla del terremoto profundo P1 a distancias telesísmicas. a) RMS en función de la profundidad, junto con el mecanismo a cada profundidad. b) Distribución del *slip* para el plano de ruptura. Parte superior izquierda: STF; parte inferior izquierda: la esfera focal (los círculos corresponden a las estaciones utilizadas) y la orientación del plano de falla; derecha: distribución del *slip* sobre el plano de ruptura.

La corrección por el patrón de radiación a distancia telesísmica y regional se ha realizado con este mecanismo. Estos valores se incluyen, junto al resto de correcciones, en las Tablas VIII.16 y VIII.17 del Anexo VIII. Se han descartado RCBR y SDDR a distancia telesísmica y ANC0, CAZU, HMEY, HUB0, LYAR, MNZN, NNAP, PCPA, QLK0, QRHC y YANA a

distancia regional por tener un valor $R_p < 0.25$. De esta forma, el estudio se continua con 22 estaciones a distancia telesísmica y 16 a distancia regional.

- **E_R a distancias telesísmicas**

En la Figura 4.26 se representa, para las 22 estaciones a distancia telesísmica, la E_R en función de la frecuencia, para $f < 1.5$ Hz (Tabla 3.4). Se puede observar como el mayor aporte energético se encuentra entre 0.03 y 0.3 Hz, aumentando E_R rápidamente entre ambas frecuencias hasta alcanzar a frecuencias superiores a 0.6 Hz ($f_c = 0.3$ Hz), en la mayoría de las estaciones, un valor *plateau* o meseta (valor de E_R). El cálculo de la frecuencia a la que se alcanza dicho valor se realiza como en el terremoto profundo D1 en RIM (sección 4.3.1). Si esta frecuencia es 1.5 Hz se considera que la curva no alcanza un valor de E_R en el rango de frecuencia de estudio y se descarta la estación. Además, en esta figura se puede observar, entre 0.3 Hz y 0.6 Hz, un aporte energético que podría estar asociado a la segunda fuente del terremoto, observada en la STF obtenida en la inversión (Figura 4.25).

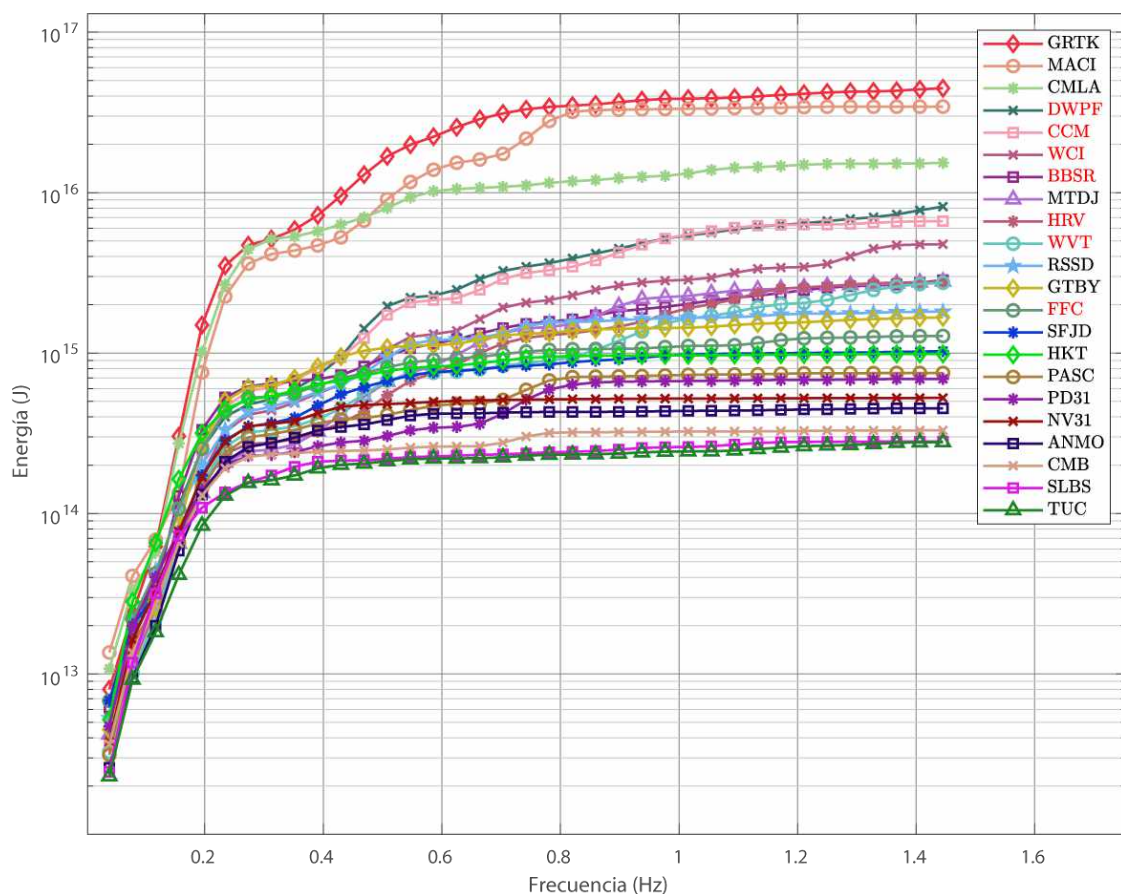


Figura 4.26. E_R a distancia telesísmica para el terremoto profundo P1. En la leyenda en rojo las estaciones que no alcanzan un valor meseta.

Los valores de E_R oscilan entre 2.8×10^{14} J (TUC) y 4.5×10^{16} J (GRTK) (Tabla VIII.16 del Anexo VIII). En general, estos valores se alcanzan a frecuencias entre 0.8 y 1 Hz

(aproximadamente), excepto en 7 estaciones (en rojo en la leyenda de la Figura 4.26). En 3 de ellas (BBSR, DWPF y WVT) este valor no se alcanza a $f < 1.5$ Hz, por lo que se descartan del estudio. En las otras 4 (CCM, FFC, HRV y WCI) se alcanza entre 1.1 y 1.4 Hz, frecuencias a las que, dada f_c , no debería producirse un aumento significativo de E_R . Como se ha observado en los terremotos estudiados hasta ahora, este comportamiento podría estar asociado a una corrección inadecuada de la atenuación. En la Figura 4.27 se representa para estas 7 estaciones (incluyendo BBSR, DWPF y WVT) la curva de E_R sin aplicar la corrección por la atenuación. Se puede observar que las curvas de las 7 estaciones se estabilizan en un valor meseta a frecuencias inferiores a 1 Hz con valores entre 6×10^{14} J y 2×10^{15} J. Por lo que la razón del comportamiento observado en la Figura 4.26 podría deberse a una corrección inadecuada de la atenuación. Sin embargo, a diferencia de lo observado en las estaciones en esta misma situación de los terremotos estudiados previamente, en este caso la forma de las curvas de E_R aplicando (Figura 4.26) y sin aplicar (Figura 4.27) la corrección por la atenuación no presenta diferencias significativas que se asocien a una deformación del espectro de amplitud. En la Figura 4.27, se sigue observando un aumento de E_R con la frecuencia, pero con una menor pendiente que en la Figura 4.26. Por este motivo, se decide estudiar los espectros de amplitud corregidos y sin corregir por la atenuación de estas 7 estaciones (Figura 4.28).

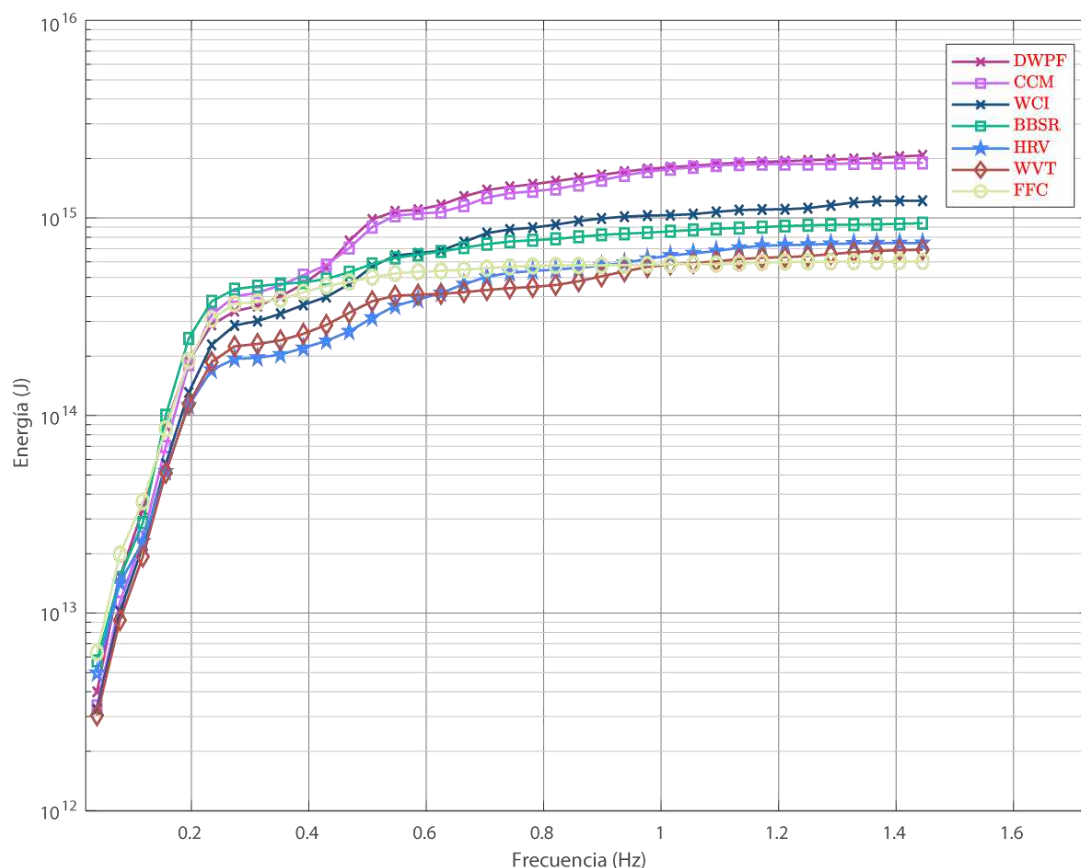


Figura 4.27. E_R obtenida a partir del espectro de amplitud sin corregir por la atenuación de DWPF, CCM, WCI, BBSR, HRV, WVT y FFC para el terremoto profundo P1.

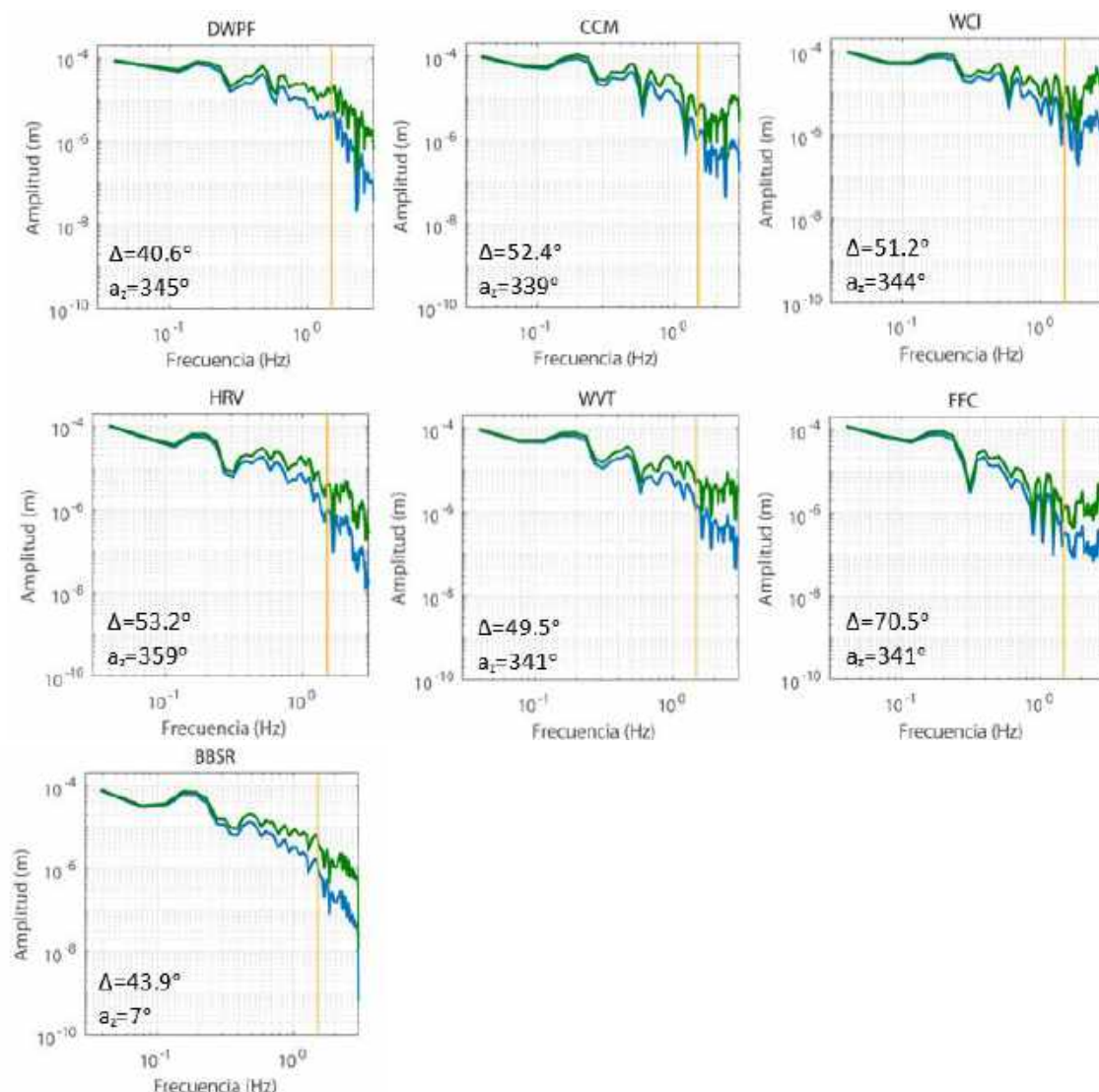


Figura 4.28. Espectros de amplitud de la onda P corregidos (verde) y sin corregir (azul) por la atenuación de las estaciones: DWPF, CCM, WCI, HRV, WVT, FFC y BBSR para el terremoto profundo P1.

En la Figura 4.28 se puede observar que los espectros de amplitud (azul), en el rango de frecuencias seleccionado ($f < 1.5$ Hz), al aplicar la corrección por la atenuación (verde) no aumentan con la frecuencia, como sucedía en los terremotos anteriores. Por lo tanto, ese aporte energético observado en la Figura 4.26 podría ser consecuencia de otro efecto, que no se está teniendo en cuenta en la estimación de E_R , y se intensifica al aplicar la corrección por la atenuación: un posible efecto de sitio o un efecto asociado a la trayectoria de la onda P, al encontrarse todas ellas (y ninguna otra estación disponible) en una misma región, entre 339° y 7° de azimut, y 40° y 71° de distancia epicentral. Esto además impide comparar los espectros de amplitud de estas estaciones con los de otras con azimut y distancia epicentral similar. Aunque los valores de E_R en estas, en general, no afectan significativamente a la media, se decide descartarlas del estudio.

En la Figura 4.26, tras descartar estas 7 estaciones, se puede observar que los valores de E_R se encuentran entre 2.8×10^{14} J (TUC) y 2.8×10^{15} J (MTFJ), excepto los obtenidos en GRTK, MACI y CMLA con valores de E_R superiores a 1×10^{16} J. En estas estaciones, localizadas en islas en el océano Atlántico, se puede observar que el aporte energético entre 0.1 y 0.5 Hz es mayor al observado en el resto de estaciones. Este aporte podría ser debido a un efecto en la trayectoria del rayo que no se corrige con el modelo de atenuación utilizado y que podría estar relacionado con la localización de estas estaciones (en islas). Al no disponer de registros en islas en ninguno de los otros terremotos estudiados en esta tesis, no se ha podido comprobar que esta pudiese ser la causa y, por tanto, se descartan de la estimación de E_R . Sin incluir estas tres estaciones, se obtiene un valor medio de E_R de 1.0×10^{15} J con una desviación de 0.7×10^{15} J.

- **E_R a distancias regionales**

Tras obtener E_R a distancias telesísmicas para este terremoto (P1), se procede a estimarla utilizando datos a distancia regional (Figura 4.29). En esta figura se puede observar, al igual que en las estaciones a distancia telesísmica (Figura 4.26), que el mayor incremento de energía, entre dos y tres órdenes de magnitud, se produce a frecuencias inferiores a 0.4 Hz ($f_c=0.3$ Hz). Además, se puede observar, al igual que en la Figura 4.26, un aporte energético a frecuencias entre 0.3 y 0.6 Hz, que como se comentó podría estar asociado a la segunda fuente del terremoto. Los valores de E_R (valor meseta) oscilan entre 5.6×10^{14} J (UNAP) y 2.6×10^{16} J (AYA0). En la leyenda de la Figura 4.29 se han ordenado las estaciones de mayor a menor E_R .

Los valores de E_R se alcanzan en todas las estaciones a frecuencias inferiores a 1.2 Hz, excepto en las estaciones HSAL, AYRA, CHAY y UNAP en las que no se alcanza en el rango de frecuencia seleccionado para este terremoto ($f < 1.5$ Hz) y, por tanto, se descartan del estudio (en rojo en la leyenda de la Figura 4.29). Para comprobar si este comportamiento, como se ha observado en los terremotos estudiados previamente a distancia regional, es consecuencia de una corrección inadecuada de la atenuación, se representa en la Figura 4.30 su curva de E_R sin aplicar dicha corrección. Se puede observar que la estación AYRA sigue sin alcanzar un valor meseta a $f < 1.5$ Hz, lo que implica que este comportamiento no es consecuencia de una corrección inadecuada por la atenuación. Al contrario de lo observado en las estaciones HSAL, CHAY y UNAP, en las que sin aplicar dicha corrección se alcanza un valor de E_R a $f < 1.2$ Hz. Sin embargo, como se observó a distancias telesísmicas, la forma de la curva de E_R obtenida a

partir de los espectros de amplitud de la onda P corregidos (Figura 4.29) y sin corregir (Figura 4.30) por la atenuación permanece igual.

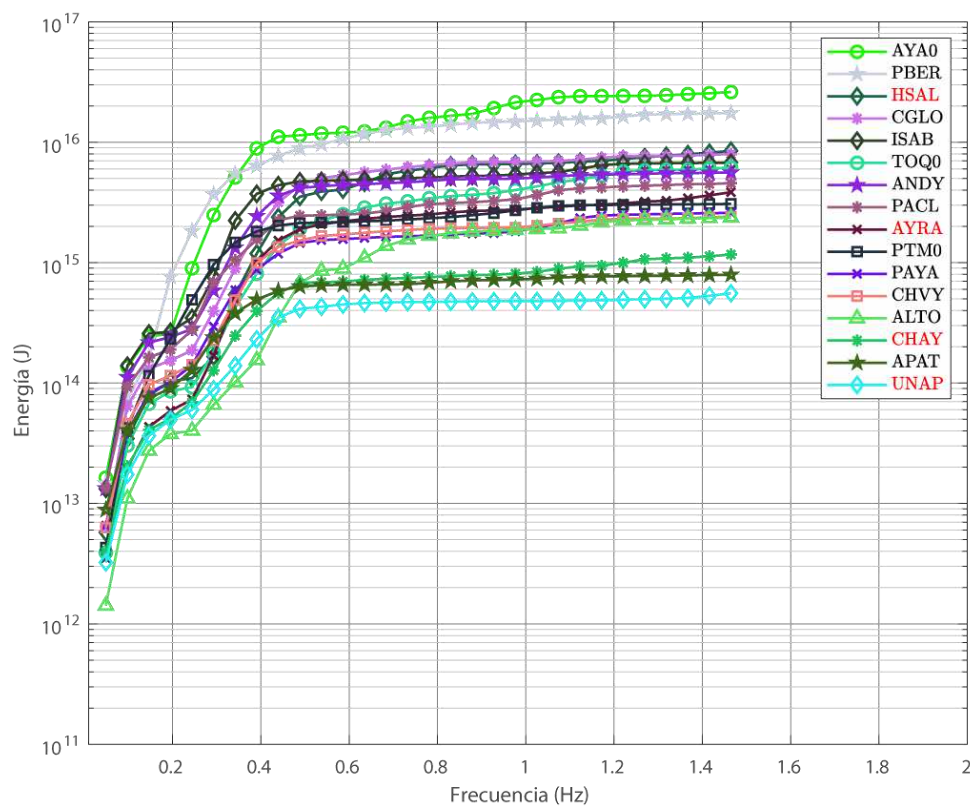


Figura 4.29. E_R a distancia regional para el terremoto profundo P1. En la leyenda en rojo las estaciones que no alcanzan un valor meseta.

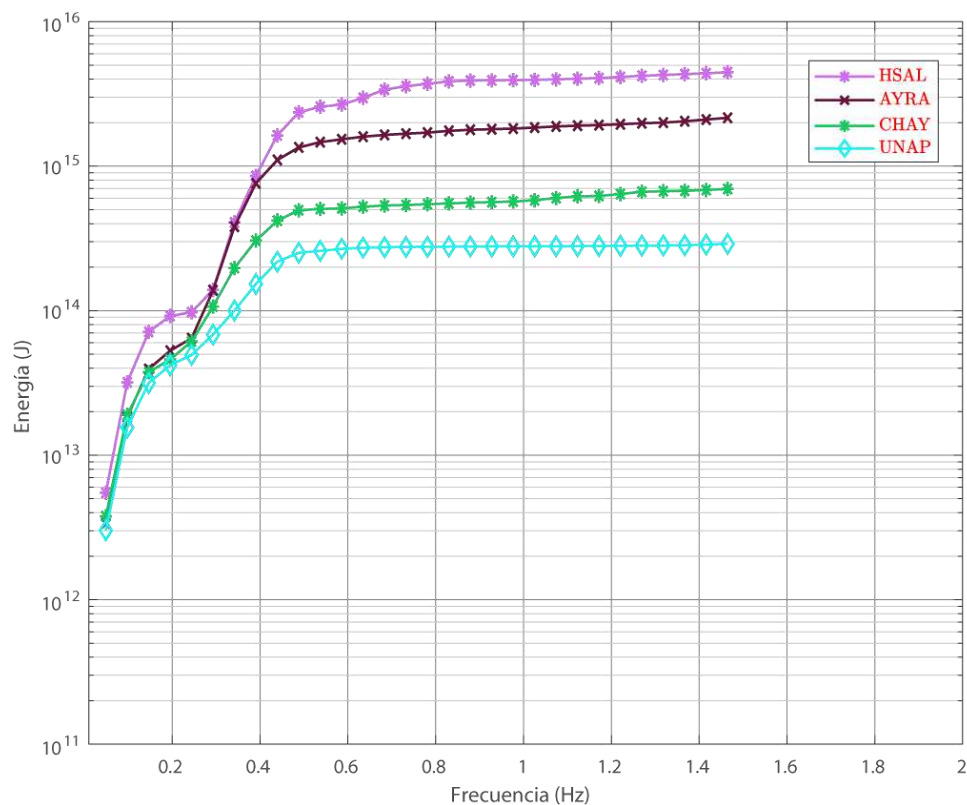


Figura 4.30. E_R obtenida a partir del espectro de amplitud de la onda P sin corregir por la atenuación de HSAL, AYRA, CHAY y UNAP para el terremoto profundo P1.

o a un efecto de la fuente, aunque en este último caso, ese efecto también debería observarse en ALTO ($\Delta=6.5^\circ$, $a_z=170^\circ$), con un azimut similar. En el caso de HSAL ($\Delta=5.3^\circ$, $a_z=183^\circ$), esta se encuentra cerca de la estación CGLO ($\Delta=5.4^\circ$, $a_z=189^\circ$).

En la Figura 4.32 se representan los espectros de amplitud de la onda P de HSAL y CGLO. Entre 1 y 1.5 Hz, se puede observar en HSAL, a diferencia de en CGLO, ese aumento en la amplitud comentado previamente. Esta diferencia es la causa del comportamiento observado en la curva de E_R de HSAL en la Figura 4.29. Diferencia que podría ser debida a un efecto de sitio, al no observarse en CGLO, o simplemente a la propia variación del espectro de amplitud.

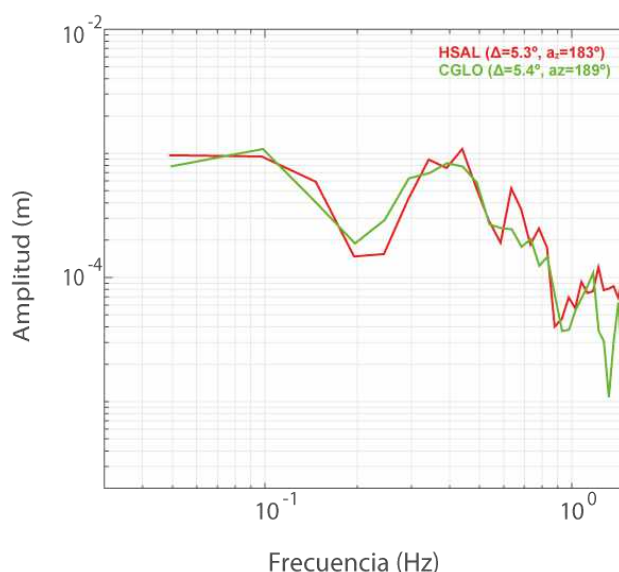


Figura 4.32. Espectro de amplitud de la onda P de las estaciones HSAL y CGLO para el terremoto profundo P1.

Tras descartar, por no alcanzar un valor meseta a $f < 1.5$ Hz, estas 4 estaciones (HSAL, CHAY, UNAP y AYRA), con un posible efecto de sitio o debido a la propia variación del espectro de amplitud, en la Figura 4.29 se observa que los valores de E_R del resto de estaciones se encuentran entre 2.3×10^{15} J (ALTO) y 7.9×10^{15} J (CGLO), excepto en tres de ellas: AYA0, PBER, con valores mayores a 1.5×10^{16} J, y APAT (7×10^{14} J).

Mientras que PBER y APAT se encuentran en una zona sin ninguna otra estación disponible cerca para poder efectuar una comparación, AYA0 ($\Delta=3.8^\circ$, $a_z=239^\circ$) se localiza cerca de PACL ($\Delta=3.7^\circ$, $a_z=238^\circ$), con un valor de E_R menor en un factor 5 al obtenido en AYA0 (Tabla VIII.17 del Anexo VIII). De esta forma, el valor de E_R en AYA0 y PBER podría estar sobreestimado debido a una amplificación en la onda P, que no se están teniendo en cuenta. Mientras que en el caso de APAT, el valor obtenido podría ser consecuencia de una corrección por la atenuación insuficiente. Como se desconoce el motivo de esta diferencia observada en sus curvas de energía acumulada (Figura 4.29), se estiman dos valores de E_R para el terremoto P1, uno

utilizando estas estaciones y otro sin ellas. El valor medio de E_R , en este último caso, es 4.3×10^{15} J con una desviación de 2.4×10^{15} J e incluyendo las tres estaciones (AYA0, PBER y APAT) es 6.2×10^{15} J con una desviación de 7.0×10^{15} J. Teniendo en cuenta la dispersión de los valores de E_R (Figura 4.29), los dos valores obtenidos no presentan una alta discrepancia, con una diferencia inferior a un orden de magnitud (error de E_R considerado en este tipo de estudios). Se selecciona como solución el valor estimado tras descartar AYA0, PBER y APAT (4.3×10^{15} J).

• Comparación de resultados

Si se comparan los valores de E_R obtenidos a distancia regional y a distancia telesísmica (Tabla 4.7), se observa que la diferencia entre ambos es inferior a un orden de magnitud, con una diferencia de 3.3×10^{15} J. Al igual que en el terremoto D1 en RIM, la diferencia entre ambos valores es compatible con la diferencia “reducida” entre datos telesísmicos y regionales obtenida por otros autores (Pérez-Campos *et al.*, 2003; Venkataraman y Kanamori, 2004). En la Tabla 4.7 se incluyen estos valores junto al valor de E_R obtenido por *IRIS EQEnergy* (<https://ds.iris.edu/spu/eqenergy>) utilizando datos a distancias telesísmicas (3.0×10^{15} J). Se puede observar que este último, a pesar de utilizar una corrección por la atenuación para terremotos poco profundos y no corregir por la expansión geométrica, presenta una diferencia inferior a un orden de magnitud con los obtenidos en esta tesis, encontrándose entre ambos y siendo más próximo al valor de E_R estimado a distancia regional, con una diferencia de 1.3×10^{15} J. Para el terremoto profundo D1 (sección 4.3.1), el valor de E_R obtenido por *IRIS EQEnergy* (Tabla 4.3) también es más próximo al estimado a distancia regional que a telesísmica (Tabla 4.2), pero en este caso con una diferencia mayor y encontrándose por encima de ambos valores.

Tabla 4.7. Valores de E_R obtenidos en esta tesis y por *IRIS EQEnergy* para el terremoto P1 en Perú.

	E_R (J)	Desviación (J)	
STF	2.4×10^{13}	--	Esta tesis
Datos regionales	4.3×10^{15}	2.4×10^{15}	
	1.0×10^{15}	0.7×10^{15}	
Datos telesísmicos	3.0×10^{15}	--	<i>IRIS EQEnergy</i>

Para este terremoto, teniendo en cuenta la STF obtenida a partir de la inversión del *slip* (Figura 4.25), se calcula también la E_R utilizando el *método 2* (sección 2.1). En la Figura 4.33a se muestra la MRF y en la Figura 4.33b su integral, utilizando los valores en el foco de la velocidad de las ondas P (10.2×10^3 m/s) y S (5.5×10^3 m/s) y de la densidad (3980 kg/m³) del modelo PREM (Dziewonski y Anderson, 1981), se obtiene un valor de E_R de 2.4×10^{13} J.

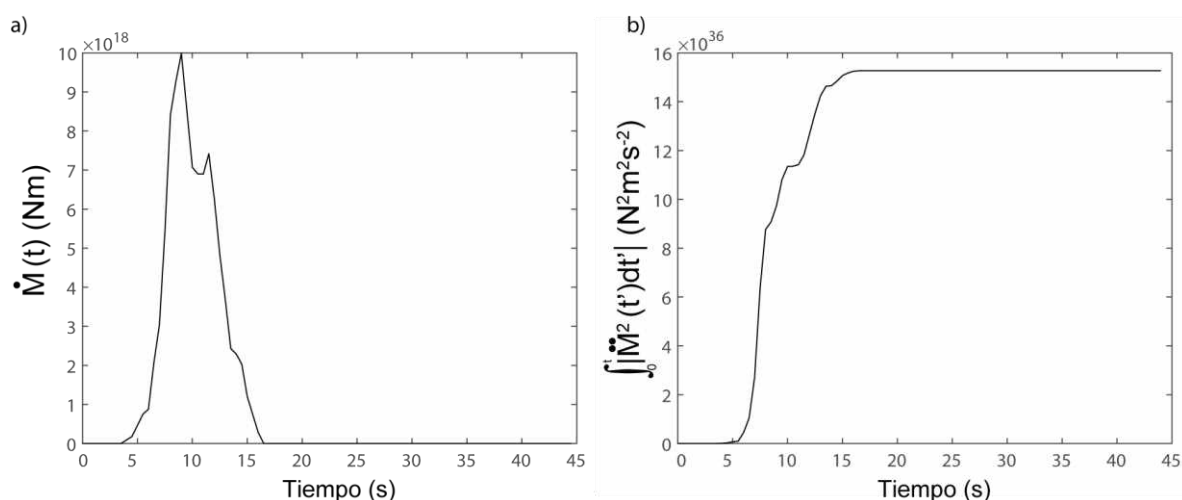


Figura 4.33. a) MRF b) Integral del MRF del terremoto profundo P1.

Al igual que se observaba en el terremoto profundo D1 y a diferencia del terremoto superficial S1, los valores de E_R obtenidos utilizando el *método 1* con datos telesísmicos (1.0×10^{15} J) y el *método 2* no son del mismo orden de magnitud (Tabla 4.7). Como se comentó en el terremoto D1 (sección 4.3.1), un orden de magnitud entre valores de E_R estimados a partir de metodologías distintas es aceptable (Singh y Ordaz, 1994), pero en este caso la diferencia es de casi dos órdenes de magnitud. Esto podría indicar que el *método 2* presenta problemas para terremotos profundos ($h > 500$ km), al menos para los dos estudiados en esta tesis, a diferencia de lo observado para el terremoto superficial S1. También podría indicar que no se está teniendo en cuenta algún tipo de condición en el método para terremotos muy profundos.

4.2.2. Terremotos de Fiji

Como se mencionó previamente, Fiji es la otra zona de subducción seleccionada en esta tesis para la estimación de E_R , en concreto, de los terremotos del 19 de agosto ($M_w=8.2$, $h=555$ km; F1) y 6 de septiembre ($M_w=7.9$, $h=687$ km; F2) de 2018.

Para calcular E_R , se deconvoluciona y obtiene el espectro de amplitud de la onda P de los 37 registros a distancia telesísmica de F1 y de los 32 de F2 que cumplen el criterio de calidad ($SNR > 1.25$; sección 3.4.2). Estos se corrigen por la atenuación (sección 3.4.3; Figuras VI.18 y Figura VI.19, Anexo VI), utilizando $t^* = 0.3$ s, al igual que en el resto de terremotos profundos estudiados anteriormente a distancia telesísmica. En las Tablas VIII.18 y VIII.19 del Anexo VIII se incluyen los valores obtenidos de las distintas correcciones para F1 y F2, respectivamente.

Para estos terremotos, como se explicó anteriormente, al solo disponer de datos telesísmicos y debido al reducido GAP ($<90^\circ$) de estos (Figura 3.6), se decide utilizar para estimar el patrón de radiación el mecanismo focal obtenido por GCMT. Se han descartado PAYG, TUC y DRV para el terremoto F1 y ANMO, CASY, CHTO, COR, KAPI, KIP, TUC, XPFO, PFO, POHA, QSPA, SBA y SLBS para el F2 por ser estaciones con $R_p < 0.25$. De esta forma, el estudio se continúa con 34 registros de F1 y 19 de F2.

Terremoto F1 (19/08/2018, $M_w=8.2$, $h=555$ km)

En la Figura 4.34 se representa la curva de energía sísmica radiada acumulada en función de la frecuencia para $f < 1.5$ Hz (Tabla 3.4) de las 34 estaciones seleccionadas del terremoto F1. Se puede observar que el mayor aporte energético en estas curvas se encuentra a frecuencias inferiores a 0.3 Hz ($f_c=0.08$ Hz). También, se puede observar, al igual que en el resto de terremotos estudiados que, en general, la energía aumenta hasta alcanzar un valor meseta (valor de E_R), en este caso a frecuencias menores a 0.8 Hz. Los valores de E_R obtenidos oscilan entre 2.4×10^{16} J (BILL) y 3.0×10^{17} J (QSPA). Se incluyen en la Tabla VIII.18 del Anexo VIII para cada estación.

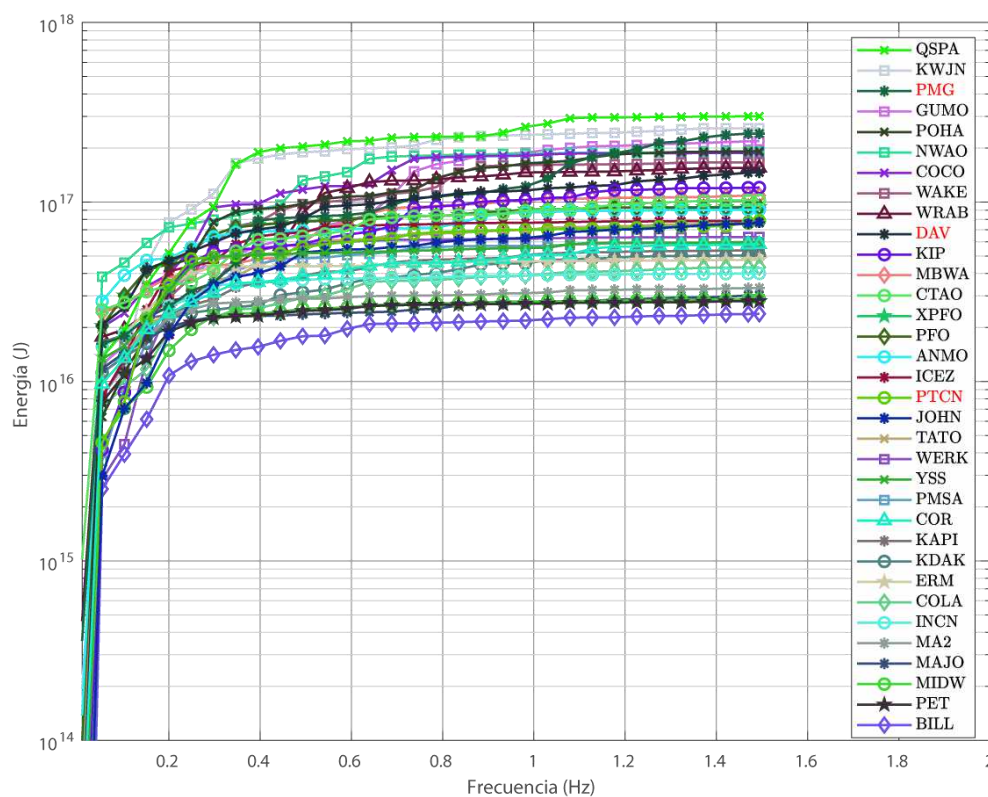


Figura 4.34. E_R para el terremoto F1 (Tabla 3.1). En la leyenda en rojo las estaciones que alcanzan un valor meseta a $f > 1$ Hz.

En este terremoto, solo se descarta del estudio la estación PTCN por no alcanzar un valor de E_R a $f < 1.5$ Hz. Del resto de estaciones, destacan PMG y DAV (Figura 4.34) cuyas curvas de

E_R no alcanzan un valor meseta a $f \leq 1$ Hz. En ellas, se puede observar un aporte energético entre 1 y 1.5 Hz que no se debería producir a esas frecuencias, dada la f_c del terremoto. PMG, DAV y PTCN se muestran en rojo en la leyenda de la Figura 4.34. La frecuencia a la que se considera que se estabilizan las curvas de E_R se obtiene utilizando el mismo criterio que en los terremotos profundos D1 y P1: cuando la diferencia entre los dos valores de E_R entorno a dicha frecuencia es inferior al 5%.

En la Figura 4.35 se representan los espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación de PTCN, PMG y DAV, con la finalidad de, tras lo observado en el terremoto P1, descartar que ese aporte energético a $f > 1$ Hz se deba a una deformación del espectro de amplitud de la onda P, ocasionado por una corrección inadecuada de la atenuación. En los tres espectros de amplitud corregidos por la atenuación (verde) se puede observar que a partir de f_c la amplitud decae con la frecuencia, manteniendo su forma característica (Figura 2.12). Por tanto, se descarta que el motivo de que las curvas de E_R de PTCN, PMG y DAV no alcancen un valor meseta a $f < 1$ Hz sea una corrección inadecuada de la atenuación.

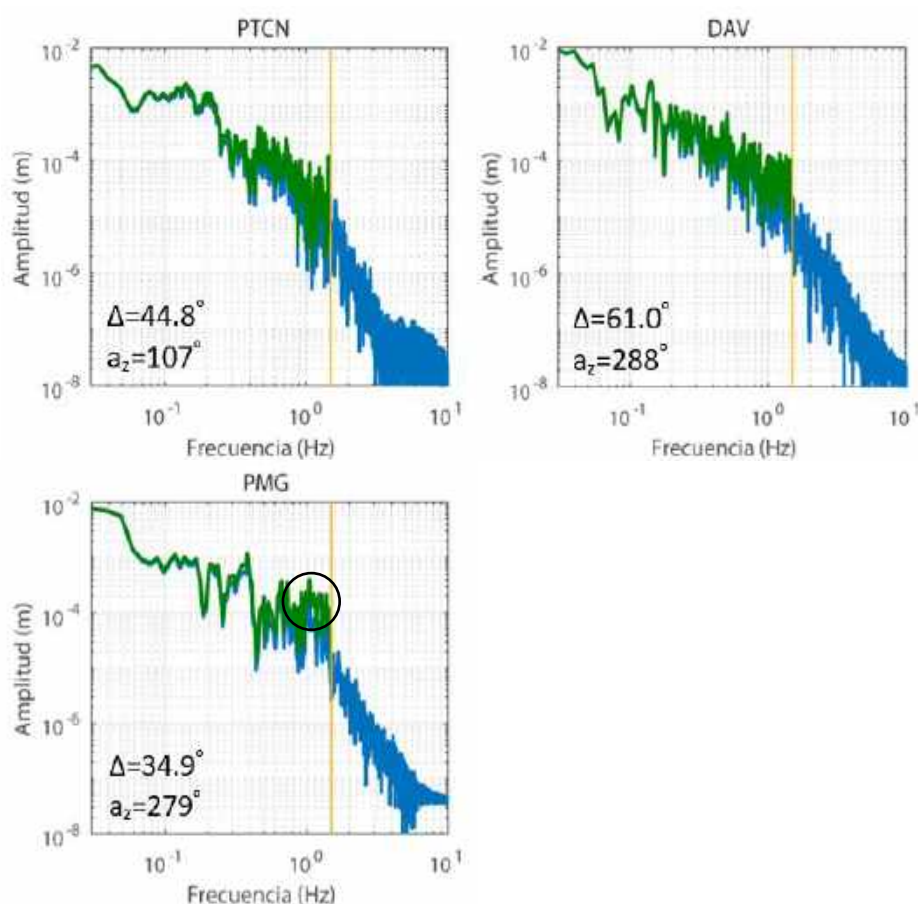


Figura 4.35. Espectros de amplitud de la onda P de las estaciones a distancia telesísmica: PTCN, DAV y PMG. Terremoto F1.

En el caso de la estación PMG (Figura 4.35), se observa a $f > 1$ Hz un aumento de la amplitud (señalado en la figura con una circunferencia) que podría ser consecuencia de un efecto de sitio

que amplifique la onda P a dichas frecuencias. En PTCN y DAV no se observa este efecto de forma tan clara y no hay estaciones disponibles con azimut y distancia epicentral similar para estudiar ese aporte energético. A pesar de ello, al desconocer el motivo de dicho aporte energético y no encontrarse los valores de E_R de PTCN y DAV entre el máximo y mínimo de los obtenidos en las distintas estaciones, no siendo significativos en la media, se decide descartar las tres estaciones en la estimación de E_R de F1.

Sin tener en cuenta estas tres estaciones (PTCN, DAV y PMG), se obtiene un valor medio de E_R de 9.6×10^{16} J con una desviación de 7.3×10^{16} J.

Terremoto F2 (06/09/2018, $M_w=7.9$, $h=687$ km)

En la Figura 4.36 se representan las curvas de E_R acumulada en función de la frecuencia ($f \leq 1.5$ Hz) de las 19 estaciones disponibles para el terremoto F2. En este terremoto la mayor liberación de E_R debe producirse alrededor de 0.2 Hz, correspondiente a su frecuencia esquina. En la Figura 4.36, se puede observar como el mayor aporte energético se encuentra a frecuencias inferiores a 0.4 Hz. En este caso, en comparación con el terremoto F1 (Figura 4.34), las curvas de E_R obtenidas presentan una mayor dispersión, dada la cercanía entre los epicentros de F1 y F2 (Figura 3.5), podría estar asociado a la menor magnitud y mayor profundidad de este último. Los valores de E_R oscilan entre 7.3×10^{15} J (MIDW) y 2.4×10^{17} J (PMG). Se incluyen en la Tabla VIII.19 del Anexo VIII.

La mayoría de las curvas de E_R alcanzan un valor meseta a frecuencias inferiores a 1 Hz, excepto en 8 estaciones: PMG, INCN e YSS, en las que lo hacen entre 1 y 1.5 Hz, y PTCN, ERM, GUMO, WAKE y YAK, en las que no se alcanza a $f \leq 1.5$ Hz, por lo que se descartarían del estudio. Todas ellas en rojo en la leyenda de la Figura 4.36.

Se estudia si este comportamiento, como se observó en el terremoto D1, se debe a un aumento en el espectro de amplitud de la onda P con la frecuencia, a partir de f_c , a causa de una corrección inadecuada de la atenuación. Para ello, en la Figura 4.37 se representan los espectros de amplitud de las 8 estaciones sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación. Se puede observar que el espectro corregido mantiene la forma característica del mismo para $f \leq 1.5$ Hz, decayendo tras la frecuencia esquina del terremoto; por tanto, se descarta que la corrección por la atenuación sea la causante del aporte energético observado entre 1 y 1.5 Hz en las curvas

de E_R de estas 8 estaciones (Figura 4.36). Esto podría estar asociado a efectos de sitio que produjesen una amplificación a frecuencias alrededor de 1.5 Hz.

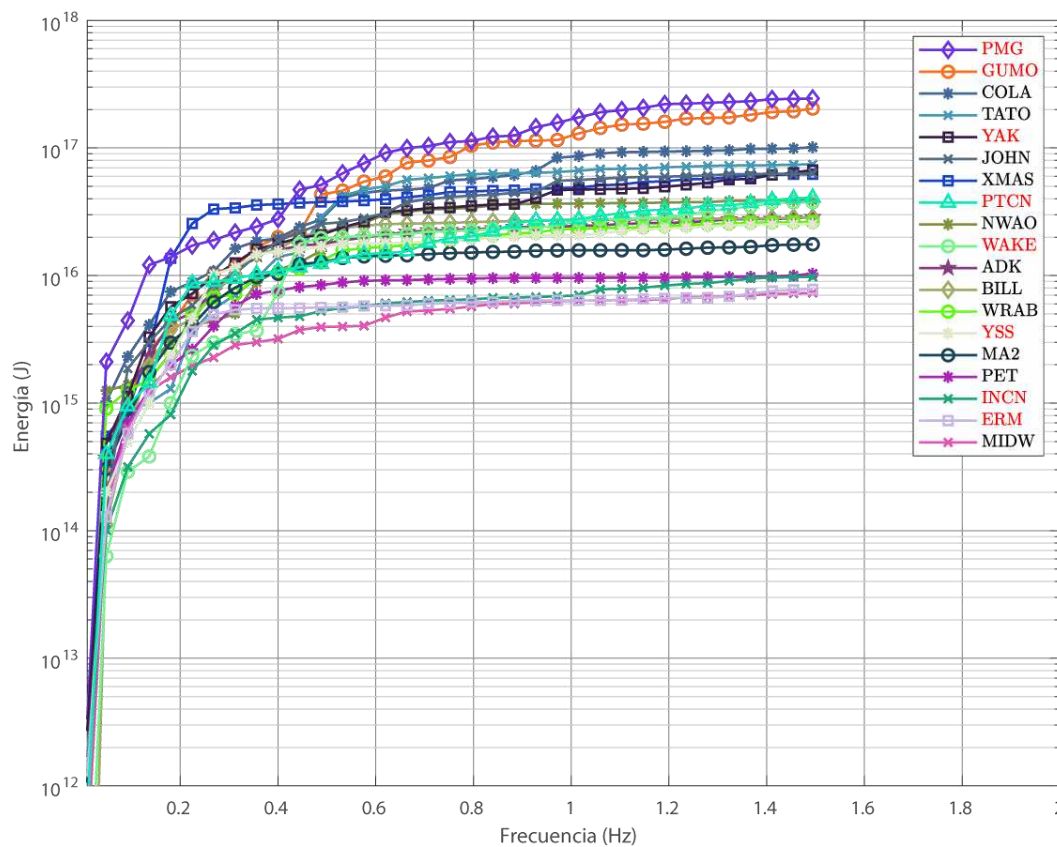


Figura 4.36. Energía acumulada en función de la frecuencia de las estaciones para el terremoto profundo F2 (Tabla 3.1). En la leyenda en rojo las estaciones que no alcanzan un valor meseta a $f \leq 1$ Hz.

En la Figura 4.37 se puede observar, por ejemplo, en el espectro de amplitud de INCN o ERM un aumento de amplitud alrededor de 1 Hz (señalado en la figura con una circunferencia). En la primera, este aumento disminuye a $f < 1.5$ Hz, mientras que en la segunda lo hace a $f > 1.5$ Hz, lo que se refleja en sus curvas de E_R provocando que no alcancen un valor meseta a $f < 1$ Hz. En el caso de las estaciones PTCN y PMG, el comportamiento de sus curvas (Figura 4.36) se observó también en el terremoto F1 (Figura 4.34), lo que podría indicar que sí se trata de un efecto de sitio. Al contrario que en las estaciones ERM, GUMO, WAKE, INCN e YSS (YAK no está disponible en F1) en las que no se observó dicho comportamiento en F1. Las estaciones ERM, GUMO, WAKE, INCN e YSS, junto a YAK, se encuentran en una misma región azimutal, siendo las únicas localizadas entre 310° y 340° de azimut. De esta forma, ese comportamiento observado en las curvas de E_R podría estar asociado a la fuente sísmica del terremoto F2.

Los valores de E_R obtenidos al descartar estas 8 estaciones se encuentran entre 1×10^{17} J (COLA) y 1×10^{16} J (MIDW), obteniendo un valor medio de 3.7×10^{16} J con una desviación de 3.0×10^{16} J.

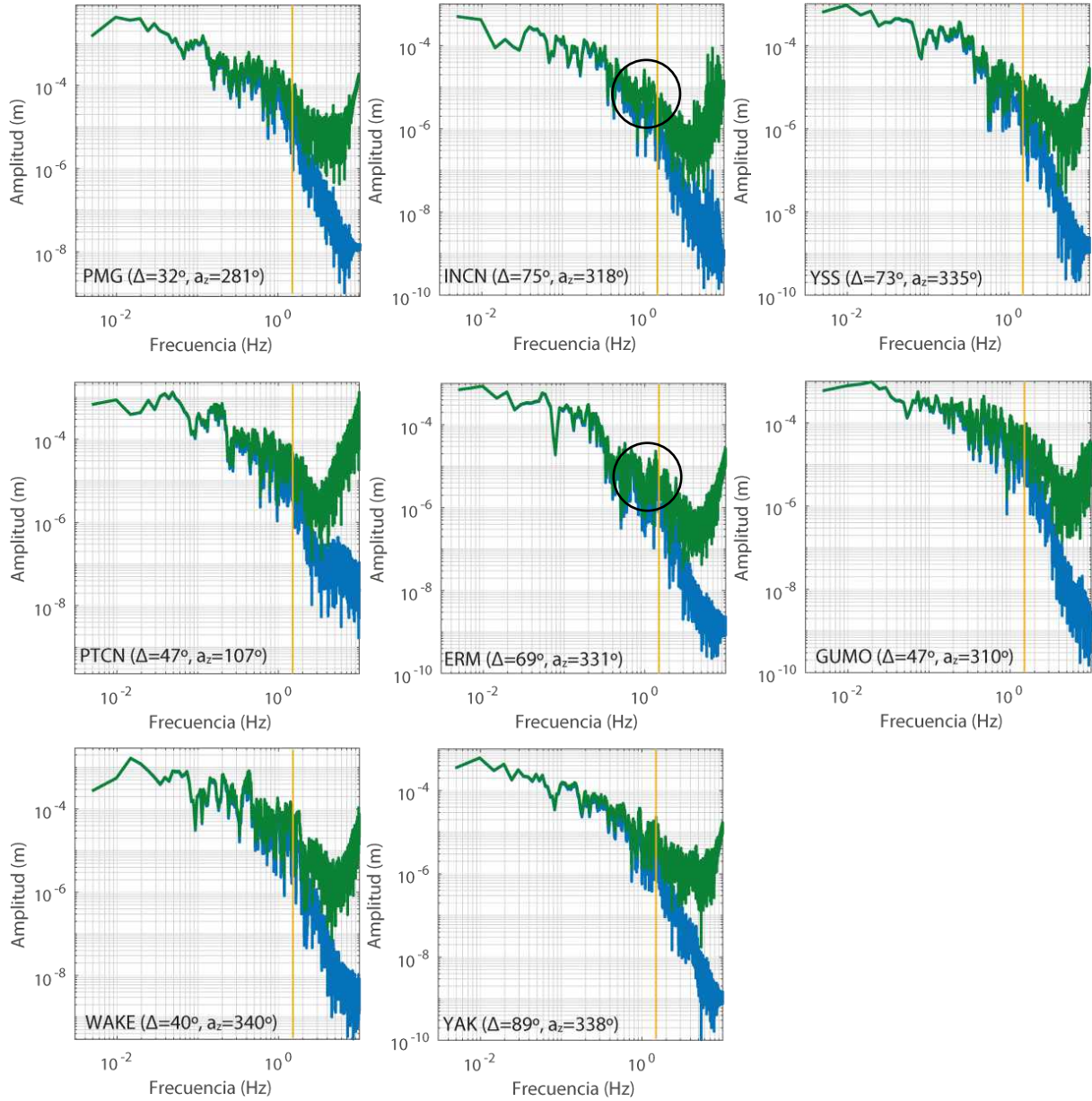


Figura 4.37. Espectros de amplitud de la onda P sin corregir (azul) y corregidos por la atenuación (verde) para el terremoto profundo F2.

Comparación F1 y F2

En la Tabla 4.8 se incluyen los valores de E_R estimados en esta tesis para F1 y F2 y los obtenidos por Jia *et al.*, (2020) e *IRIS EQEnergy*. Al comparar los valores obtenidos por los distintos autores, para un mismo terremoto, se puede observar que son compatibles entre sí, con

una diferencia menor a 1 orden de magnitud, siendo todos, excepto el valor obtenido por Jia *et al.*, (2020) para F1, del orden de 10^{16} J. También se puede observar que el valor de E_R obtenido por *IRIS EQEnergy* para F2 es 0.6×10^{16} J, mayor que el obtenido para F1, siendo este de mayor magnitud. Esto podría ser debido a la incertidumbre propia de la estimación de E_R que, en el caso de *IRIS EQEnergy* podría ser mayor debido a la utilización de una corrección de la atenuación correspondiente a terremotos poco profundos. Además, se debe tener en cuenta que en el caso de *IRIS EQEnergy* se trata de una rutina estándar automática mientras que, en esta tesis y Jia *et al.*, (2020) se trata de estudios específicos.

Tabla 4.8. Valores de E_R a distancia telesísmica obtenidos por distintos autores para los terremotos profundos de Fiji F1 y F2 (Tabla 2.1).

F1		F2		
E_R (J)	Desviación (J)	E_R (J)	Desviación (J)	
9.6×10^{16}	7.3×10^{16}	3.7×10^{16}	3.0×10^{16}	Esta tesis
8.6×10^{16}	--	9.2×10^{16}	--	<i>IRIS EQEnergy</i>
1.3×10^{17}	--	2.3×10^{16}	--	Jia <i>et al.</i> , (2020)

4.3. Discusión de resultados

En este apartado se presentan los resultados de la energía escalada $\tilde{e}$, ecuación (2.37), para los terremotos: profundos de 2010 (D1) y 1990 (D2) y superficial de 2016 (S1) de RIM y los profundos de 2018 de Perú (P1) y Fiji (F1 y F2). Este parámetro permite comparar los terremotos de distinto tamaño entre sí (Kanamori y Brodsky, 2004).

Los resultados de la energía escalada de los terremotos estudiados en esta tesis se comparan con los valores obtenidos en estudios previos por diversos autores en otras regiones. Se excluyen de este análisis el terremoto profundo de 1993 (D3) y los terremotos de profundidad intermedia de RIM, al obtener un valor de E_R utilizando un número escaso de estaciones (menos de 7) y con una dispersión mayor a 2 órdenes de magnitud. Posteriormente, se estudia la energía de fractura G en los terremotos profundos D1 y D2, y el superficial S1.

4.3.1. Energía escalada

Tras calcular E_R de los terremotos profundos D1, D2, P1, F1 y F2, y el superficial S1 se obtiene su energía escalada $\tilde{e}$, para lo que es necesario, además de E_R , disponer del momento sísmico escalar obtenido de forma independiente (Tabla 4.9).

Los resultados se incluyen en la Tabla 4.9. En ella, se puede observar que los valores de $\tilde{e}$ de los 6 terremotos oscilan entre 2.0×10^{-6} (D2) y 1.1×10^{-4} (P1). Para la comparación de los resultados se han seleccionado los valores obtenidos a distancia telesísmica. En el terremoto S1 esta decisión se debe a la posible infraestimación de E_R a distancia regional (sección 4.3.3) y, en el caso de los terremotos profundos D1 (RIM) y P1 (Perú), porque de esta forma se comparan en todos los terremotos con $M_w > 6$ la E_R estimada con datos telesísmicos.

Tabla 4.9. Valores de E_R , M_0 y $\tilde{e}$ de los terremotos estudiados en esta tesis (Tablas 3.1 y 3.2).

Terremotos	Registros	E_R (J)	M_0 (Nm)	$\tilde{e}$ ($\times 10^{-5}$)
D1	Telesísmicos	2.5×10^{13}	$3.0 \times 10^{18(1)}$	0.8
	Regionales	3.5×10^{13}	$3.5 \times 10^{18(1)}$	1.0
D2	Regionales	1.8×10^{10}	$1.2 \times 10^{16(1)}$	0.2
S1	Telesísmicos	3.9×10^{14}	$4.5 \times 10^{18(2)}$	8.7
	Regionales	1.5×10^{13}		0.3
P1	Telesísmicos	1.0×10^{15}	$4.0 \times 10^{19(*)}$	2.5
	Regionales	4.3×10^{15}		11.0
F1	Telesísmicos	9.6×10^{16}	$2.5 \times 10^{21(3)}$	3.8
F2	Telesísmicos	3.7×10^{16}	$8.5 \times 10^{20(3)}$	6.0

(*): esta tesis

(2): Bufo *et al.*, (2017)

(1): Bufo *et al.*, (2011)

(3): Global CMT Catalog

En la Figura 4.38 se han representado los valores $\tilde{e}$ calculados en esta tesis (Tabla 4.9), a distancia telesísmica (cuadrados) y regional (cuadrados negros), junto con los obtenidos por otros autores. Entre estos resultados se encuentran los de terremotos superficiales en las regiones de California, México y Japón (Kanamori *et al.*, 1993; Singh y Ordaz, 1994; Abercrombie, 1995; Mayeda y Walter, 1996; Kim y Mori, 2001; Izutani y Kanamori, 2001; Matsuzawa *et al.*, 2004; Venkataraman y Kanamori, 2004); intermedios en Japón (Kim y Mori, 2001); y profundos (con un asterisco) en Bolivia, el mar de Flores, Fiji y China (Kanamori *et al.*, 1998; Venkataraman y Kanamori, 2004; Ye *et al.*, 2016).

Se puede observar que los valores de $\tilde{e}$ de los terremotos profundos estudiados en esta Tesis (D1, D2, P1, F1 y F2) se encuentran, todos ellos, en el límite inferior que marcan el resto de estudios, a diferencia de lo que ocurre con el terremoto superficial S1. Sin embargo, considerando la desviación estimada para cada valor de E_R (barras de error en la Figura 4.38), los resultados obtenidos son compatibles con los otros estudios. Además, en la Figura 4.38 se observa que, en general, los valores de $\tilde{e}$ obtenidos para terremotos profundos, tanto los estudiados en esta Tesis como por otros autores (con un asterisco en la Figura 4.38), son menores que los estimados para terremotos de menor profundidad. Se debe tener en cuenta que, a pesar de que M_0 no tenga un error asociado, en el cálculo de E_R se considera que el error del valor obtenido es de un orden de magnitud.

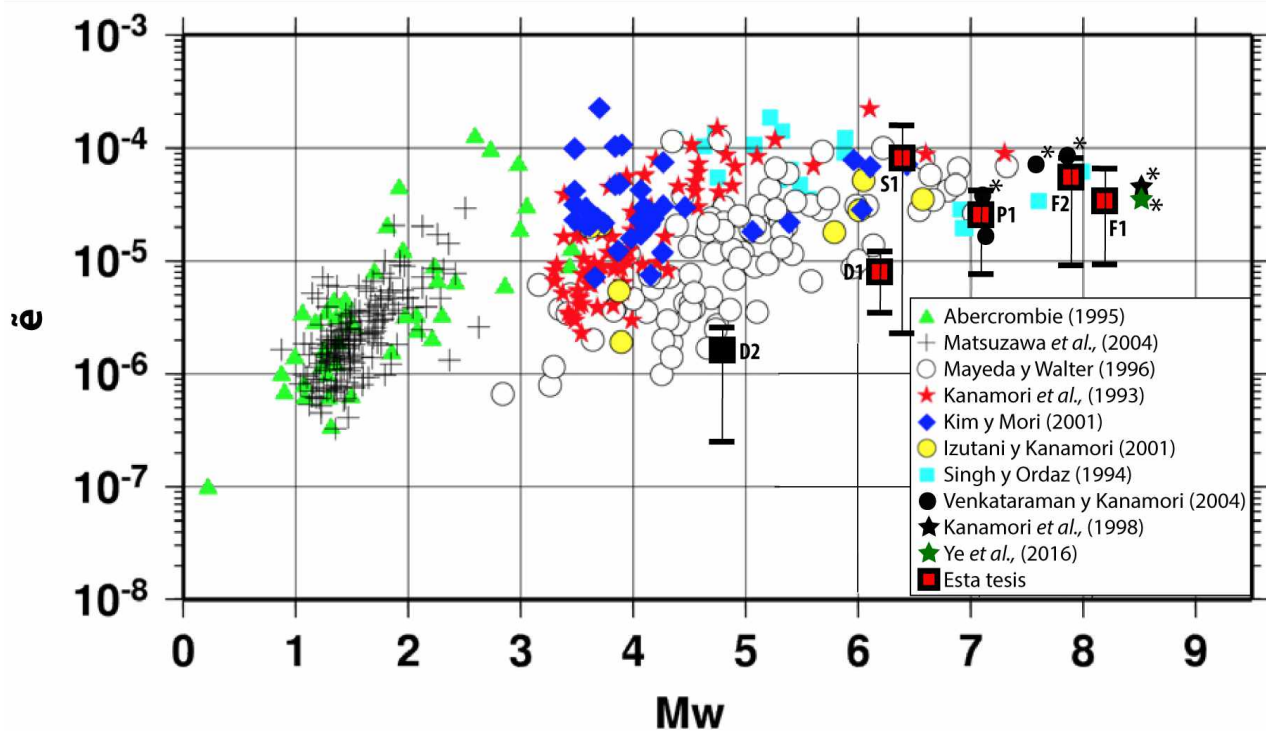


Figura 4.38. Energía escalada versus M_w para los terremotos D1, D2, S1, P1, F1 y F2 (Tabla 3.1), junto con valores calculados por otros autores.

En la Figura 4.38 también se puede observar que, a pesar de la gran dispersión en los distintos estudios, la energía escalada presenta una tendencia general con la magnitud momento, en la que para grandes terremotos ($M_w > 6$) el valor de esta se encuentra entre 1×10^{-5} y 1×10^{-4} , mientras que para terremotos con $M_w < 4$ este valor puede llegar a ser un orden de magnitud inferior, entre 1×10^{-6} y 1×10^{-5} . Kanamori y Brodsky (2004) observaron que el valor de esta energía escalada para terremotos grandes es relativamente constante alrededor de 5×10^{-5} , aproximadamente, y a medida que la magnitud disminuye también lo hace esta relación, siendo, aproximadamente, diez veces más pequeño este factor para terremotos con $M_w \approx 3$. Sin embargo, si se observa con detenimiento la Figura 4.38 la tendencia en la que la relación entre la energía y el momento sísmico aumenta con la magnitud momento parece estar asociada a cada estudio en particular. Por ejemplo, el estudio de Abercrombie (1995), triángulos verdes, los valores de $\tilde{E}$ aumentan entre 1×10^{-7} y 1×10^{-4} para M_w entre 1 y 3, mientras que en el estudio de Mayeda y Walter (1996), círculos abiertos, $\tilde{E}$ aumenta ese mismo rango (1×10^{-7} y 1×10^{-4}) pero para M_w entre 3 y 7.5, al igual que el estudio de Izutani y Kanamori (2001), círculos amarillos. De esta forma, parece que ese aumento de $\tilde{E}$ se produce a velocidad distinta dependiendo del estudio. En el caso de los resultados obtenidos en esta tesis, se observa que estos aumentan entre 1×10^{-6} y 1×10^{-4} con M_w para valores entre 4.6 y 8.0. Esto podría estar asociado a los modelos de corrección de la atenuación utilizados, que como se ha visto a lo largo de esta tesis, pueden suponer importantes diferencias en los valores de E_R .

4.3.2. Balance de energía para RIM

Una vez estimadas E_R y $\tilde{e}$, se ha calculado la energía de fractura por unidad de superficie G , ecuación (2.35), a partir de los valores de E_R a distancia regional (profundos) y telesísmica (superficial). Para este cálculo es necesario obtener el esfuerzo aparente σ_a , ecuación (2.36). En la Tabla 4.10 se muestran los resultados, junto con el valor del coeficiente de rigidez utilizado (modelo PREM).

Para calcular G es necesario conocer, además de σ_a , la caída de esfuerzos estática $\Delta\sigma_s$ y el desplazamiento de la falla $\overline{\Delta u}$. Para estos parámetros se han utilizado los valores obtenidos por Bufo *et al.*, (2011) para los terremotos profundos de 2010 (D1) y 1990 (D2) (Tabla 4.10). En el caso del evento S1, se estiman $\Delta\sigma_s$, ecuación (2.38), y $\overline{\Delta u}$, ecuación (2.24), utilizando el área de falla y M_0 (Tabla 3.4) proporcionados por Bufo *et al.*, (2017). Una vez se tienen estos valores, se calcula la energía de fractura por unidad de superficie (Tabla 4.10). Se puede observar que los valores de G obtenidos son negativos, un resultado sin sentido físico.

Distintos autores (Abercrombie y Rice, 2005; Lancieri *et al.*, 2012; Prieto *et al.*, 2013; Poli y Prieto, 2016) obtienen resultados razonables (positivos) de la energía de fractura por unidad de superficie en distintas regiones. Sin embargo, Abercrombie y Rice (2005) también obtiene valores negativos en sus estudios, mencionando que dichos resultados, en valor absoluto, son similares a los obtenidos en terremotos con momentos similares. Por este motivo, se decide obtener la eficiencia de radiación utilizando dichos valores en valor absoluto (Tabla 4.10). Poli y Prieto (2016) concluye para todas las regiones estudiadas que este parámetro no depende del momento sísmico, pero sí lo hace de la profundidad.

En los resultados de esta tesis para RIM, se puede observar que el terremoto superficial S1 presenta una menor eficiencia de radiación μ_R , es decir, una mayor energía de fractura G . En el caso de los terremotos profundos, en D2 ($h=637$ km) se obtiene un valor menor que en D1 ($h=623$ km), a pesar de tener su hipocentro a mayor profundidad. Esto podría ser causado por la propia incertidumbre en la estimación de E_R o una infraestimación de la misma en el terremoto D2, que como se observa en la Figura 4.38, en comparación con otros terremotos de similar M_w , este se encuentra en el límite inferior.

Tabla 4.10. Valores de energía escalada y otros parámetros.

Terremoto	$\tilde{\epsilon}$	$\mu (\times 10^4 \text{ MPa})$	σ_a (MPa)	S (km ²)	$\Delta\sigma$ (MPa)	$\overline{\Delta u}$ (cm)	G (J/m ²)	μ_R
D2	$1.5 \cdot 10^{-6}$	12.0	0.2	48*	0.1*	0.2*	-3×10^2	0.56
D1	$1.0 \cdot 10^{-5}$		1.2	291*	1.5*	8.6*	-4×10^4	0.75
S1	$8.7 \cdot 10^{-5}$	4.4	3.8	224**	3.3	96.0	-2×10^6	0.45

μ =coeficiente rigidez σ_a =esfuerzo aparente S=área de la falla $\Delta\sigma$ =caída de esfuerzos $\overline{\Delta u}$ =desplazamiento de la falla

G=energía de fractura por unidad de superficie μ_R =eficiencia de radiación

* Bufo *et al.*, (2011) ** Bufo *et al.*, (2017)

En la actualidad, se desconoce el motivo de estos valores negativos de G , pero se debe tener en cuenta que esta estimación en sismología depende de dos parámetros poco conocidos ($\Delta\sigma_s$ y σ_a), los cuales tienen una incertidumbre importante en su cálculo (Abercrombie, 2021). Además, diversos autores (Shipton *et al.*, 2006; Nielsen *et al.*, 2016; Mattesini *et al.*, 2022) observan que este valor a partir de datos sísmicos en algunos grandes terremotos está sobreestimado, pero que en general es más probable que la estimación subestime la energía de fractura real. De esta forma, la aproximación utilizada para la obtención de la energía de fractura por unidad de superficie podría no ser adecuada para todos los tipos de terremotos. Abercrombie y Rice (2005) considera que el valor de GS corresponde a la energía de fractura del terremoto en aquellos casos en los que no se produce sub- o sobre-impulso.

Conclusiones/Conclusions

Conclusiones

El principal objetivo de esta Tesis es estudiar E_R de terremotos ocurridos a distintas profundidades en la región Ibero-Mogrebí y comparar los resultados con los estimados para terremotos profundos ($h > 500$ km) en zonas de subducción (regiones de Perú y Fiji). Los otros dos objetivos son comparar los resultados de E_R a distancia regional y telesísmica para un mismo terremoto y estudiar la energía de fractura en la región Ibero-Mogrebí.

Los resultados obtenidos permiten extraer las siguientes conclusiones:

- El estudio detallado de la relación señal/ruido (SNR) es un paso fundamental para poder determinar la frecuencia de corte en los espectros de amplitud y eliminar la sobreestimación de E_R a altas frecuencias
- Las diferencias obtenidas en el cálculo de E_R utilizando observaciones a distancias telesísmicas y regionales, ponen de manifiesto las diferencias de hasta 1 orden de magnitud, en el caso del terremoto superficial de Alborán de 2016. Por otra parte, es evidente la influencia del efecto de sitio en algunas de las estaciones utilizadas, que se traduce en mayor amplitud en los registros y, en consecuencia, en una sobreestimación de E_R . Sería conveniente tener estudios detallados de los emplazamientos de las estaciones para poder corregir por el efecto de sitio.
- El uso de valores empíricos de Q se ha mostrado insuficiente para una corrección correcta de la atenuación, en especial en el caso de los terremotos de profundidad intermedia con $M_w < 5.0$.
- Los valores de E_R obtenidos para los terremotos profundos de Granada de 2010 ($M_w = 6.2$) y 1990 ($M_w = 4.8$), y el superficial de Alborán de 2016 ($M_w = 6.4$), a distancia telesísmica, son compatibles con los obtenidos por otros autores y metodologías. Es importante destacar que se ha podido calcular E_R para terremotos de $M_w < 5.0$, pero debido a su alto contenido de energía a altas frecuencias ($f > 1.5$ Hz) y a su bajo SNR, los resultados muestran una elevada dispersión (mayor a dos órdenes de magnitud) y se

han tenido que eliminar más del 50% de los terremotos seleccionados a priori por un escaso número de estaciones disponibles.

- La estimación de E_R se ha realizado utilizando dos métodos distintos para el terremoto superficial de 2016 y los profundos de 2010 de RIM y de 2018 de Perú. Las diferencias entre ambos valores son comparables a las obtenidas por distintos autores en otras regiones, con una mayor discrepancia en los dos terremotos profundos. Esto podría indicar que la estimación de E_R a partir de la MRF no es adecuada para este tipo de terremotos.
- Se han obtenido valores de la energía de fractura por unidad de superficie negativos para los terremotos profundos de 2010 y 1990, y superficial de 2016 en RIM. La mayoría de estudios en los que se calcula esta energía se han realizado para terremotos superficiales, pero el haber obtenido también en S1 un valor negativo podría ser consecuencia de la gran complejidad de la zona del mar de Alborán.

Los resultados y conclusiones obtenidas en esta Tesis son un claro reflejo de la gran complejidad sismotectónica de la región del mar de Alborán.

Como futuro trabajo derivado de los resultados obtenidos, se proponen distintas líneas de investigación:

- Desarrollo de un modelo de atenuación mediante la comparación de sismogramas sintéticos y observados, teniendo en cuenta los modelos propuestos hasta el momento.
- Ampliar los registros de terremotos de profundidad intermedia y magnitud moderada que ocurren en el sur de la península y mar de Alborán, por ejemplo, mediante campañas marinas con OBS (*Ocean-bottom seismometer*) en la región.
- Estudio de la energía de fractura en terremotos profundos en regiones en las que la ocurrencia de estos sea más frecuente que en el sur de la península Ibérica, con la finalidad de estudiar las condiciones de las hipótesis propuestas por distintos autores para el cálculo de esta energía.

Conclusions

The main objective of this Thesis is to study the seismic energy radiated by earthquakes at different depths in the Ibero-Maghrebian region and to compare the results, using the scaled energy, with those estimated for deep earthquakes in typical subduction zones (Peru and Fiji regions). The other two objectives are to compare the results of regional and teleseismic distance radiated seismic energy (E_R) for the same earthquake and to study the radiation efficiency and fracture energy in the Ibero-Maghrebian region.

The results obtained allow us to extract the following conclusions:

- The detailed study of the signal/noise ratio (SNR) is a fundamental step to be able to determine the cut-off frequency in the amplitude spectra and eliminate the overestimation of E_R at high frequencies.
- The differences obtained in the calculation of E_R using observations at teleseismic and regional distances reveal differences of up to 1 order of magnitude, in the case of the shallow Alborán earthquake of 2016. On the other hand, the influence of the effect of site in some of the stations used, which translates into greater amplitude in the records and, consequently, in an overestimation of E_R . It would be convenient to have detailed studies of the station locations to be able to correct for the site effect.
- The use of empirical values of Q has been shown to be insufficient for a correct correction of the attenuation, especially in the case of earthquakes of intermediate depth with $M_w < 5.0$.
- The E_R values obtained for the deep earthquakes in Granada in 2010 ($M_w=6.2$) and 1990 ($M_w=4.8$), and the shallow one in Alborán in 2016 ($M_w=6.4$), at a teleseismic distance, are compatible with those obtained by other authors and methodologies. It is important to highlight that it has been possible to calculate E_R for earthquakes of $M_w < 5.0$, but due to its high energy content at high frequencies ($f > 1.5$ Hz) and its low SNR, the results show a high dispersion (greater than two orders of magnitude) and more than 50% of the earthquakes selected a priori have had to be eliminated by a small number of available stations.

- The E_R estimation has been made using two different methods for the 2016 shallow earthquake and the deep ones of 2010 of RIM and of 2018 of Peru. The differences between both values are comparable to those obtained by different authors in other regions, with a greater discrepancy in the two deep earthquakes. This could indicate that the E_R estimate from the MRF is not adequate for this type of earthquake.
- Values of the fracture energy per unit of negative surface have been obtained for the deep earthquakes of 2010 and 1990 in RIM, unlike the shallow one of 2016. Most of the studies in which this energy is calculated to have been carried out for shallow earthquakes, but having also obtained a negative value in S1 could be a consequence of the great complexity of the Alboran Sea region.

The results and conclusions obtained in this Thesis are a clear reflection of the great seismotectonic complexity of the Ibero-Maghrebian region.

As future work derived from the results obtained in this Thesis, the following lines of research are proposed:

- Development of an attenuation model by comparing synthetic and observed seismograms, considering the models proposed so far.
- Increase in the records of earthquakes of intermediate depth and moderate magnitude that occur in the south of the peninsula and the Alboran Sea, for example, through marine campaigns with OBS (Ocean-bottom seismometer) in the region.
- Study of the fracture energy in deep earthquakes in regions where their occurrence is more frequent than in the south of the Iberian Peninsula, in order to study the conditions of the hypotheses proposed by different authors for the calculation of this energy

Referencias

- Abercrombie, R. E. (1995). Earthquake source scaling relationships from – 1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5-km depth. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100(B12), 24015-24036. <https://doi.org/10.1029/95JB02397>
- Abercrombie, R. E. (2021). Resolution and uncertainties in estimates of earthquake stress drop and energy release. *Philos. Trans. R. Soc. A*, 379(2196), 20200131. <https://doi.org/10.1098/rsta.2020.0131>
- Abercrombie, R. E., y Rice, J. R. (2005). Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening? *Geophys J Int.*, 162(2), 406-424. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02579.x>
- Aki, K. (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake movement, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 73-88.
- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72(4), 1217-1231. <https://doi.org/10.1029/JZ072i004p01217>
- Aki, K. (1980). Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 85(B11), 6496-6504. <https://doi.org/10.1029/JB085iB11p06496>
- Aki, K., y Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*, Volume I, W. H. Freeman, San Francisco, 512 pp.
- Andrews, D. J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. *Earthquake source mechanics*, 37, 259-267. <https://doi.org/10.1029/GM037p0259>
- Baltay, A. S., Beroza, G. C., y Ide, S. (2014). Radiated energy of great earthquakes from teleseismic empirical Green's function deconvolution. *Pure Appl. Geophys.*, 171(10), 2841-2862. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0804-0>
- Baltay, A., Ide, S., Prieto, G., y Beroza, G. (2011). Variability in earthquake stress drop and apparent stress. *Geophys. Res. Lett.*, 38(6). <https://doi.org/10.1029/2011GL046698>
- Bezada, M. J., y Humphreys, E. D. (2012). Contrasting rupture processes during the April 11, 2010 deep-focus earthquake beneath Granada, Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 353, 38-46. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.001>
- Bezada, M. J., Humphreys, E. D., Toomey, D. R., Harnafi, M., Dávila, J. M., y Gallart, J. (2013). Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 368, 51-60. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.024>

- Bezada, M. J., Humphreys, E. D., Davila, J. M., Carbonell, R., Harnafi, M., Palomeras, I., y Levander, A. (2014). Piecewise delamination of Moroccan lithosphere from beneath the Atlas Mountains. *Geochemistry, Geophysics. Geosystems.*, 15(4), 975-985. <https://doi.org/10.1002/2013GC005059>
- Bilek, S. L., Lay, T., y Ruff, L. J. (2004). Radiated seismic energy and earthquake source duration variations from teleseismic source time functions for shallow subduction zone thrust earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 109(B9). <https://doi.org/10.1029/2004JB003039>
- Boatwright, J. (1978). Detailed spectral analysis of two small New York State earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68(4), 1117-1131. <https://doi.org/10.1785/BSSA0680041117>
- Boatwright, J., y Choy, G. L. (1986). Teleseismic estimates of the energy radiated by shallow earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 91(B2), 2095-2112. <https://doi.org/10.1029/JB091iB02p02095>
- Boatwright, J., Choy, G. L., y Seekins, L. C. (2002). Regional estimates of radiated seismic energy. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(4), 1241-1255. <https://doi.org/10.1785/0120000932>
- Bolt, B. A. (1986). Seismic energy release over a broad frequency band. *Pure Appl. Geophys.*, 124(4), 919-930. <https://doi.org/10.1007/BF00879618>
- Bonelli, J. M., y Carrasco, L. E. (1957). *El sismo de foco profundo de 29 de marzo de 1954 en la falla de Motril*. Instituto Geográfico y Catastral.
- Brillinger, D. R., Udias, A., y Bolt, B. A. (1980). A probability model for regional focal mechanism solutions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70(1), 149-170. <https://doi.org/10.1785/BSSA0700010149>
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75(26), 4997-5009. <https://doi.org/10.1029/JB075i026p04997>
- Brune, J. N. (1976). The physics of earthquake strong motion. In *Developments in Geotechnical Engineering* (Vol. 15, pp. 141-177). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41494-6.50008-4>
- Buform E. (2008). Seismotectonics of Azores-Tunisia, in *The 1755 Lisbon Earthquake: Revisited*. Geotechnical, Geological, and Earthquake Engineering, vol 7. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8609-0_25
- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., y Pro, C. (2004). Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.*, 161(3), 623-646. <https://doi.org/10.1007/s00024-003-2466-1>
- Buform, E., Coca, P., Udías, A., y Lasa, C. (1997). Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain. *J. Seismol.*, 1(2), 113-130. <https://doi.org/10.1023/A:1009754219459>

- Buform, E., Pro, C., Cesca, S., Udías, A., y Del Fresno, C. (2011). The 2010 Granada, Spain, deep earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 101(5), 2418-2430. <https://doi.org/10.1785/0120110022>
- Buform, E., Pro, C., de Galdeano, C. S., Cantavella, J. V., Cesca, S., Caldeira, B., Udías, A., y Mattesini, M. (2017). The 2016 south Alboran earthquake (Mw= 6.4): A reactivation of the Ibero-Maghrebian region? *Tectonophysics*, 712, 704-715. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.033>
- Buform, E., y Udías, A., (1984). An algorithm for focal mechanism determination using signs of first motion of P, SV and SH waves. *Rev de Geofísica* 40, 11-26
- Buform, E., Udías, A., y Madariaga, R. (1991). Intermediate and deep earthquakes in Spain. In *Source Mechanism and Seismotectonics* (pp. 375-393). Birkhäuser, Basel. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8654-3_2
- Buform, E., Udías, A., y Mezcuá, J. (1988). Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78(6), 2008-2024. <https://doi.org/10.1785/BSSA0780062008>
- Buland, R., y Chapman, C. H. (1983). The computation of seismic travel times. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73(5), 1271-1302. <https://doi.org/10.1785/BSSA0730051271>
- Bullen K. E. (1965). *An Introduction to the Theory of Seismology*, Cambridge University Press, Cambridge, 127. <https://doi.org/10.1785/BSSA05406A1811>
- Castro, R. R., Anderson, J. G., y Singh, S. K. (1990). Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80(6A), 1481-1503. <https://doi.org/10.1785/BSSA08006A1481>
- Chung, W. Y., y Kanamori, H. (1976). Source process and tectonic implications of the Spanish deep-focus earthquake of March 29, 1954. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13(2), 85-96. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(76\)90073-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(76)90073-X)
- Civiero, C., Custódio, S., Duarte, J. C., Mendes, V. B., y Faccenna, C. (2020). Dynamics of the Gibraltar arc system: a complex interaction between plate convergence, slab pull, and mantle flow. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 125(7), e2019JB018873. <https://doi.org/10.1029/2019JB018873>
- Coca, P. (1999). *Métodos para la inversión del tensor momento sísmico. Terremotos del Sur de España*. Ph.D. Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 300 pp.
- Crotwell, H. P., Owens, T. J., y Ritsema, J. (1999). The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismol. Res. Lett.*, 70, 154-160.
- Custódio, S., Cesca, S., y Heimann, S. (2012). Fast kinematic waveform inversion and robustness analysis: application to the 2007 Mw 5.9 horseshoe abyssal plain earthquake

- offshore Southwest Iberia. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 102(1), 361-376.
<https://doi.org/10.1785/0120110125>
- Del Fresno, C. (2004). *Sismotectónica de regiones: terremotos de profundidad intermedia en el Sur de España* [Trabajo de investigación tutelado]. Universidad Complutense de Madrid.
- Der, Z. A. (1998). High-frequency P-and S-wave attenuation in the Earth. In *Q of the Earth: Global, Regional, and Laboratory Studies* (pp. 273-310). Birkhäuser, Basel.
https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8711-3_4
- Der, Z. A., y McElfresh, T. W. (1976). Short-period P-wave attenuation along various paths in North America as determined from P-wave spectra of the SALMON nuclear explosion. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66(5), 1609-1622.
<https://doi.org/10.1785/BSSA0660051609>
- Deschamps, A., Lyon-Caen, H., y Madariaga, R. (1980). Mise au point sur les méthodes de calcul de séismogrammes synthétiques de long périod. *Ann. Géophys.* 36, 167-178.
- Dziewonski, A. M., y Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25(4), 297-356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- Eshelby, J. D. (1957), The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. R. Soc. Lond. A Math. Phys. Eng. Sci.*, 241(1226), 376–396.
<https://doi.org/10.1098/rspa.1957.0133>
- Frankel, A., y Vidale, J. (1992). A three-dimensional simulation of seismic waves in the Santa Clara Valley, California, from a Loma Prieta aftershock. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82(5), 2045-2074. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820052045>
- Frohlich, C. (2006). *Deep earthquakes*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., 574 pp.
- Gibowicz, S. J., Young, R. P., Talebi, S., y Rawlence, D. J. (1991). Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than– 2. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81(4), 1157-1182. <https://doi.org/10.1785/BSSA0810041157>
- Gilbert, F. (1971). Excitation of the normal modes of the Earth by earthquake sources. *Geophysical Journal International*, 22(2), 223-226.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb03593.x>
- Goldstein P., Dodge D., Firpo M., y Minner L., (2003). SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, in W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, C. Kisslinger (Eds) *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Academic Press, London, UK. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(03\)80284-X](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80284-X)
- Grange, F., Hatzfeld, D., Cunningham, P., Molnar, P., Roecker, S. W., Suarez, G., ... y Ocola, L. (1984). Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane

- solutions in southern Peru. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 89(B7), 6139-6152. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p06139>
- Grimison, N. L., y Chen, W. P. (1986). The Azores-Gibraltar plate boundary: Focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 91(B2), 2029-2047. <https://doi.org/10.1029/JB091iB02p02029>
- Gurnis M. Ritsema J. van Heijst H. Zhong S., 2000, Tonga slab deformation: The influence of a lower mantle upwelling on a slab in a young subduction zone: *Geophys. Res. Lett.*, v. 27, p. 2373–2376, <http://doi.org/10.1029/2000GL011420>.
- Gutenberg, B., y Richter, C. F. (1936). Magnitude and energy of earthquakes. *Science*, 83(2147), 183-185. <https://doi.org/10.1126/science.83.2147.183>
- Gutenberg, B., y Richter, C. F. (1942). Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 32(3), 163-191. <https://doi.org/10.1785/BSSA0320030163>
- Gutenberg, B., y Richter, C. F. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. Geophys.*, 9(1), 1-15. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-5590>
- Haskell, N. A. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54(6A), 1811-1841. <https://doi.org/10.1785/BSSA0560010125>
- Haskell, N. A. (1966). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. Part II. A statistical source model. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 56(1), 125-140. <https://doi.org/10.1785/BSSA0560010125>
- Heimann, S., Isken, M., Kühn, D., Sudhaus, H., Steinberg, A., Daout, S., Bathke, H., y Dahm, T. (2018). Grond: A probabilistic earthquake source inversion framework, Potsdam: *GFZ Data Services*. <https://doi.org/10.5880/GFZ.2.1.2018.003>
- Herrmann, R. B. (1978). Computer programs in earthquake seismology. Volume 1: General programs. *Computer programs in earthquake seismology. Volume 1: General programs*, 1.
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismol. Res. Lett.*, 84(6), 1081-1088. <https://doi.org/10.1785/0220110096>
- Hodgson, J. H., y Cock, J. I. (1956). Direction of faulting in the deep-focus Spanish earthquake of March 29, 1954. *Tellus*, 8(3), 321-328. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v8i3.9020>
- Houston, H. (1990). Broadband source spectrum, seismic energy, and stress drop of the 1989 Macquarie Ridge earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 17(7), 1021-1024. <https://doi.org/10.1029/GL017i007p01021>
- Houston, H. (2015). Deep Earthquakes. In: Schubert, G. (Ed.), *Treatise on Geophysics*. Elsevier, Oxford, pp. 329-354. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00079-8>

- Houston, H., Benz, H. M., y Vidale, J. E. (1998). Time functions of deep earthquakes from broadband and short-period stacks. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 103(B12), 29895-29913. <https://doi.org/10.1029/98JB02135>
- Husseini, M. I., y Randall, M. J. (1976). Rupture velocity and radiation efficiency. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66(4), 1173-1187. <https://doi.org/10.1785/BSSA0660041173>
- Ibanez, J. M., Del Pezzo, E., De Miguel, F., Herraiz, M., Alguacil, G., y Morales, J. (1990). Depth-dependent seismic attenuation in the Granada zone (Southern Spain). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80(5), 1232-1244. <https://doi.org/10.1785/BSSA0800051232>
- Ide, S., y Beroza, G. C. (2001). Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophys. Res. Lett.*, 28(17), 3349-3352. <https://doi.org/10.1029/2001GL013106>
- Institut Catogràfic y Geològic de Catalunya (ICGC) (2016). Caracterización de 6 estaciones sísmicas en el suroeste de la Península Ibérica (Proyecto ALERTES-RIM). Informe interno, GA-0003/16, p. 97.
- Izutani, Y. (2005). Radiated energy from the mid Niigata, Japan, earthquake of October 23, 2004, and its aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, 32(21). <https://doi.org/10.1029/2005GL024116>
- Izutani, Y. (2008). Radiated energy from the Noto Hanto, Japan, earthquake of March 25, 2007, and its aftershock. *Earth, planets and space*, 60(2), 145-150. <https://doi.org/10.1186/BF03352776>
- Izutani, Y., y Kanamori, H. (2001). Scale-dependence of seismic energy-to-moment ratio for strike-slip earthquakes in Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 28(20), 4007-4010. <https://doi.org/10.1029/2001GL013402>
- Jost, M. U., y Herrmann, R. B. (1989). A student's guide to and review of moment tensors. *Seismol. Res. Lett.*, 60(2), 37-57. <https://doi.org/10.1785/gssrl.60.2.37>
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82(20), 2981-2987. <https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981>
- Kanamori, H. (2001). Energy budget of earthquakes and seismic efficiency, in R. Teisseyre, E. Majewski (Eds), *Earthquake Thermodynamics and Phase Transformations in the Earth's Interior*, Academic Press, New York, pp 293-305.
- Kanamori, H., Anderson, D. L., y Heaton, T. H. (1998). Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake. *Science*, 279(5352), 839-842. <https://doi.org/10.1126/science.279.5352.83>
- Kanamori, H., y Brodsky, E. E. (2004). The physics of earthquakes. *Rep. Prog. Phys.* 67(8), 1429-1496.

- Kanamori, H., y Heaton, T. (2000). Microscopic and macroscopic mechanisms of earthquakes, in J. Rundle, D. L. Turcotte, W. Klein (Eds) *GeoComplexity and Physics of Earthquakes*, *American Geophysical Monograph* 120, 147-163.
- Kanamori, H., Mori, J. I. M., Hauksson, E., Heaton, T. H., Hutton, L. K., y Jones, L. M. (1993). Determination of earthquake energy release and ML using TERRAscope. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83(2), 330-346. <https://doi.org/10.1785/BSSA0830020330>
- Kanamori, H., y Rivera, L. (2004). Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94(1), 314-319. <https://doi.org/10.1785/0120030159>
- Kanamori, H., y Rivera, L. (2006). Energy partitioning during an earthquake in *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting*, Geophys. Monogr. Ser. vol. 170, pp. 3–13, AGU, Washington, D. C. <https://doi.org/10.1029/170GM03>.
- Kanamori, H., y Ross, Z. E. (2019). Reviving mB. *Geophys J Int.*, 216(3), 1798-1816. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy510>
- Kanamori, H., Ross, Z. E., y Rivera, L. (2020). Estimation of radiated energy using the KiK-net downhole records-old method for modern data. *Geophys J Int.*, 221(2), 1029-1042. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa040>
- Kikuchi, M., y Fukao, Y. (1988). Seismic wave energy inferred from long-period body wave inversion. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78(5), 1707-1724. <https://doi.org/10.1785/BSSA0780051707>
- Kikuchi, M., y Kanamori, H. (1982). Inversion of complex body waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72(2), 491-506. <https://doi.org/10.1785/BSSA0720020491>
- Kikuchi, M., y Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves—III. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81(6), 2335-2350. <https://doi.org/10.1785/BSSA0810062335>
- Kim, A. I., y Mori, J. (2001). Estimates of radiated energy for shallow and intermediate-depth earthquakes beneath Northeastern Japan. *Eos*, 82.
- Knopoff, L., y Randall, M. J. (1970). The compensated linear-vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75(26), 4957-4963. <https://doi.org/10.1029/JB075i026p04957>
- Kobayashi, H., y Mori, J. (2002). Estimates of radiated energy for moderate shallow earthquakes in Japan. 17 桁におよぶ地震エネルギーの研究, 3.
- Kostrov, V. V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, Engl. Transl., 1, 23-44.

- Lancieri, M., Madariaga, R., y Bonilla, F. (2012). Spectral scaling of the aftershocks of the Tocopilla 2007 earthquake in northern Chile. *Geophys J Int.*, 189(1), 469-480. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05327.x>
- Levander, A., Bezada, M. J., Niu, F., Humphreys, E. D., Palomeras, I., Thurner, S. M., Masy, J., Schmitz, M., Gallart, J., Carbonell, R. y Miller, M. S. (2014). Subduction-driven recycling of continental margin lithosphere. *Nature*, 515(7526), 253-256. <https://doi.org/10.1038/nature13878>
- Levander, A., Humphreys, G., y Ryan, P. (2009). Program to Investigate Convective Alboran Sea System Overturn. *FDSN*, https://doi.org/10.7914/SN/XB_2009
- Lindo, R. (1993). *Seismotectonique des andes du Perou central: Apport des donnees sismologiques de haute precision* [Ph.D. Thesis]. Universite Louis-Pasteur, Strasbourg, France.
- López-Sánchez, C., Bufo, E., Cesca, S., Lozano, L., de Galdeano, C. S., Mattesini, M., Udías, A., y Cantavella, J. V. (2022). Intermediate-depth earthquakes in southern Spain and Alboran Sea. *Tectonophysics*, 825, 229238. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229238>
- Martin, A., Yong, A., Stephenson, W., Boatwright, J., y Diehl, J. (2017). Geophysical characterization of seismic station sites in the United States—the importance of a flexible, multi-method approach. In *16th World Conference on Earthquake Engineering, Santiago, Chile, Jan 9th–13th*.
- Matsuzawa, T., Takeo, M., Ide, S., Iio, Y., Ito, H., Imanishi, K., y Horiuchi, S. (2004). S-wave energy estimation of small-earthquakes in the western Nagano region, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 31(3). <https://doi.org/10.1029/2003GL018445>
- Mattesini, M., López-Sánchez, C., Bufo, E., Udías, A., de la Serna Valdés, J., Tavera, H., y Pro, C. (2022). From an atomistic study of olivine under pressure to the understanding of the macroscopic energy release in earthquakes. *Geosystems and Geoenvironment*. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2022.100108>
- Mayeda, K., y Walter, W. R. (1996). Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 101(B5), 11195-11208. <https://doi.org/10.1029/96JB00112>
- McGarr, A., y Fletcher, J. B. (2002). Mapping apparent stress and energy radiation over fault zones of major earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 1633-1646. <https://doi.org/10.1785/0120010129>
- Medina, F., y Cherkaoui, T. E. (2017). The south-western Alboran earthquake sequence of January-March 2016 and its associated Coulomb stress changes. *Open J. Earthq. Res.*, 6(01), 35. <https://doi.org/10.4236/ojer.2017.61002>

- Morales, J., Ibáñez, J. M., Vidal, F., De Miguel, F., Alguacil, G., y Posadas, A. M. (1991). Qc site dependence in the Granada basin (southern Spain). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81(6), 2486-2492. <https://doi.org/10.1785/BSSA0810062486>
- Newman, A. V., y Okal, E. A. (1998). Teleseismic estimates of radiated seismic energy: The E/M 0 discriminant for tsunami earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 103(B11), 26885-26898. <https://doi.org/10.1029/98JB02236>
- Nielsen, S., Spagnuolo, E., Violay, M., Smith, S., Di Toro, G., y Bistacchi, A. (2016). G: Fracture energy, friction and dissipation in earthquakes. *J. Seismol.*, 20(4), 1187-1205. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9560-1>
- Okal, E. A. (1992). A student's guide to teleseismic body wave amplitudes. *Seismol. Res. Lett.*, 63(2), 169-180. <https://doi.org/10.1785/gssrl.63.2.169>
- Olsen, K. B., Day, S. M., Minster, J. B., Cui, Y., Chourasia, A., Faerman, M., Moore, R., Maechling, P., y Jordan, T. (2006). Strong shaking in Los Angeles expected from southern San Andreas earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 33(7). <https://doi.org/10.1029/2005GL025472>
- Orowan, E. (1960). Mechanism of seismic faulting. *Geol. Soc. Am. Memoir* 79, 323-345. <https://doi.org/10.1130/MEM79-p323>
- Owens, T. J., Taylor, S. R., y Zandt, G. (1987). Crustal structure at regional seismic test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77(2), 631-662. <https://doi.org/10.1785/BSSA0770020631>
- Oye, V., Bungum, H., y Roth, M. (2005). Source parameters and scaling relations for mining-related seismicity within the Pyhasalmi ore mine, Finland. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(3), 1011-1026. <https://doi.org/10.1785/0120040170>
- Palomeras, I., Thurner, S., Levander, A., Liu, K., Villaseñor, A., Carbonell, R., y Harnafi, M. (2014). Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure. *Geochemistry, Geophys. Geosystems.*, 15(1), 140-160. <https://doi.org/10.1002/2013GC004861>
- Pedrerá, A., Ruiz-Constan, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., De Galdeano, C. S., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Akil, M., López-Garrido A. C., Chabli, A., Ahmamou, M., y González-Castillo, L. (2011). Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *J. Geodyn.*, 52(2), 83-96. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.003>
- Pérez-Campos, X., y Beroza, G. C. (2001). An apparent mechanism dependence of radiated seismic energy. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 106(B6), 11127-11136. <https://doi.org/10.1029/2000JB900455>

- Pérez-Campos, X., Singh, S. K., y Beroza, G. C. (2003). Reconciling teleseismic and regional estimates of seismic energy. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93(5), 2123-2130. <https://doi.org/10.1785/0120020212>
- Pitarka, A., Irikura, K., Iwata, T., y Sekiguchi, H. (1998). Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88(2), 428-440. <https://doi.org/10.1785/BSSA0880020428>
- Poli, P., y Prieto, G. A. (2016). Global rupture parameters for deep and intermediate-depth earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121(12), 8871-8887. <https://doi.org/10.1002/2016JB013521>
- Prejean, S. G., y Ellsworth, W. L. (2001). Observations of earthquake source parameters at 2 km depth in the Long Valley caldera, eastern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91(2), 165-177. <https://doi.org/10.1785/0120000079>
- Prieto, G. A., Florez, M., Barrett, S. A., Beroza, G. C., Pedraza, P., Blanco, J. F., y Poveda, E. (2013). Seismic evidence for thermal runaway during intermediate-depth earthquake rupture. *Geophys. Res. Lett.*, 40(23), 6064-6068. <https://doi.org/10.1002/2013GL058109>
- Prieto, G. A., Shearer, P. M., Vernon, F. L., y Kilb, D. (2004). Earthquake source scaling and self-similarity estimation from stacking P and S spectra. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 109(B8). <https://doi.org/10.1029/2004JB003084>
- Pujades, L. G., Canas, J. A., Egozcue, J. J., Puigvi, M. A., Gallart, J., Lana, X., Pous, J., y Casas, A. (1990). Coda-Q distribution in the Iberian Peninsula. *Geophys J Int.*, 100(2), 285-301. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb02486.x>
- Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 25(1), 1-32. <https://doi.org/10.1785/BSSA0250010001>
- Santos-Bueno, N., Fernández-García, C., Stich, D., Mancilla, F. D. L., Martín, R., Molina-Aguilera, A., y Morales, J. (2019). Focal mechanisms for subcrustal earthquakes beneath the Gibraltar Arc. *Geophys. Res. Lett.* 46(5), 2534-2543. <https://doi.org/10.1029/2018GL081587>
- Savage, J. C., y Wood, M. D. (1971). The relation between apparent stress and stress drop. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), 1381-1388. <https://doi.org/10.1785/BSSA0610051381>
- Scherbaum, F. (2001). Of poles and zeros: *Fundamentals of digital seismology* (Vol. 15). Springer Science & Business Media.
- Shipton, Z. K., Evans, J. P., Abercrombie, R. E., y Brodsky, E. E. (2006). The missing sinks: Slip localization in faults, damage zones, and the seismic energy budget. Radiated energy and the physics of faulting: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, vol 170, pp 217-222

- Singh, S. K., y Ordaz, M. (1994). Seismic energy release in Mexican subduction zone earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(5), 1533-1550. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840051533>
- Stich, D., Ammon, C. J., y Morales, J. (2003). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B3). <https://doi.org/10.1029/2002JB002057>
- Stich, D., Martínez-Solares, J. M., Custódio, S., Batlló, J., Martín, R., Teves-Costa, P., y Morales, J. (2020). Seismicity of the Iberian Peninsula. *The geology of Iberia: A geodynamic approach* (pp. 11-32). Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_3
- Sun, M., y Bezada, M. (2020). Seismogenic necking during slab detachment: Evidence from relocation of intermediate-depth seismicity in the Alboran slab. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 125(2), e2019JB017896. <https://doi.org/10.1029/2019JB017896>
- Supino, M., Festa, G., y Zollo, A. (2019). A probabilistic method for the estimation of earthquake source parameters from spectral inversion: application to the 2016–2017 Central Italy seismic sequence. *Geophysical Journal International*, 218(2), 988-1007. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz206>
- Tejedor, J. M., y García, O. (1993). *Funciones de transferencia de las estaciones de la Red Sísmica Nacional*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 82 pp.
- Teng, T. L. (1968). Attenuation of body waves and the Q structure of the mantle. *J. Geophys. Res.*, 73(6), 2195-2208. <https://doi.org/10.1029/JB073i006p02195>
- Udias, A., Arroyo, A. L., y Mezcuá, J. (1976). Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31(3-4), 259-289. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(76\)90121-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(76)90121-9)
- Udias, A. y Buforn, E. (1988). Single and joint fault-plane solutions from first motion data in D. Doornbos, *Seismological Algorithms*. Academic Press, Londres, 443- 453.
- Udías, A., y Buforn, E. (2018). *Principles of seismology*. Cambridge University Press.
- Udías, A., Madariaga, R., y Buforn, E. (2014). *Source mechanisms of earthquakes: Theory and practice*. *Source Mechanisms of Earthquakes: Theory and Practice*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139628792>
- Van Rossum, G., y Drake, F. L. (2009). PYTHON 2.6 reference manual.
- Vassiliou, M. S., y Kanamori, H. (1982). The energy release in earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72(2), 371-387. <https://doi.org/10.1785/BSSA0720020371>
- Venkataraman, A., Beroza, G. C., Ide, S., Imanishi, K., Ito, H., y Iio, Y. (2006a). Measurements of spectral similarity for microearthquakes in western Nagano, Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 111(B3). <https://doi.org/10.1029/2005JB003834>

- Venkataraman, A., Beroza, G. C., y Boatwright, J. (2006b). A brief review of techniques used to estimate radiated seismic energy. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 170, 15-24. <https://doi.org/10.1029/170GM04>
- Venkataraman, A., Rivera, L., y Kanamori, H. (2002). Radiated energy from the 16 October 1999 Hector Mine earthquake: regional and teleseismic estimates. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(4), 1256-1265. <https://doi.org/10.1785/0120000929>
- Venkataraman, A., y Kanamori, H. (2004). Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 109(B5). <https://doi.org/10.1029/2003JB002549>
- Wang, R. (1999). A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of Green's functions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89(3), 733-741. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890030733>
- Wang, Z., Liu, R., Li, Z., Kong, H., y Hu, Y. (2022). The determination of radiated seismic energy of earthquakes based on regional seismic records. *Chin. J. Geophys.*, 0-0. <https://doi.org/10.6038/cjg2022Po886>
- Wessel, P., Smith, W. H., Scharroo, R., Luis, J., y Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools: improved version released. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 94(45), 409-410. <https://doi.org/10.1002/2013EO450001>
- Winslow, N. W., y Ruff, L. J. (1999). A hybrid method for calculating the radiated wave energy of deep earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 115(3-4), 181-190. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00077-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00077-1)
- Wu, R. S. (1985). Multiple scattering and energy transfer of seismic waves—separation of scattering effect from intrinsic attenuation—I. Theoretical modelling. *Geophys J Int.*, 82(1), 57-80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1985.tb05128.x>
- Wyss, M., y Brune, J. N. (1968). Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region. *J. Geophys. Res.*, 73(14), 4681-4694. <https://doi.org/10.1029/JB073i014p04681>
- Ye, L., Lay, T., Kanamori, H., y Koper, K. D. (2013). Energy release of the 2013 M_w 8.3 Sea of Okhotsk earthquake and deep slab stress heterogeneity. *Science*, 341(6152), 1380-1384. <https://doi.org/10.1126/science.1242032>
- Ye, L., Lay, T., Kanamori, H., y Rivera, L. (2016). Rupture characteristics of major and great (M_w ≥ 7.0) megathrust earthquakes from 1990 to 2015: 2. Depth dependence. *Journal of Geophys. Res. Solid Earth*, 121(2), 845-863. <https://doi.org/10.1002/2015JB012427>
- Ye, L., Lay, T., y Kanamori, H. (2020). Anomalously low aftershock productivity of the 2019 MW 8.0 energetic intermediate-depth faulting beneath Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 549, 116528. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116528>

Zhou, Y., Nolet, G., y Dahlen, F. A. (2003). Surface sediment effects on teleseismic P wave amplitude. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 108(B9). <https://doi.org/10.1029/2002JB002331>

Anexo I. Estaciones

Distancia regional ($\Delta < 8.2^\circ$)

Tabla I.1. Coordenadas de las estaciones permanentes de banda ancha utilizadas en esta tesis en RIM.
Las referencias de los terremotos corresponden a la Tabla 3.1.

RED	Código	Latitud ($^\circ$)	Longitud ($^\circ$)	Terremotos										
				D1	I8	I9	I12	I16	I17	I18	I20	I21	I24	S1
IGN	EADA	38.17	-4.58	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	EAGO	42.80	-8.09	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	EALB	35.94	-3.03	×	✓	×	✓	✓	✓	✓	✓	×	✓	×
	EALK	43.22	-1.51	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	EARA	42.77	-1.58	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	EARI	43.30	-5.21	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	EBAD	38.75	-7.01	✓	✓	✓	✓	×	×	×	✓	✓	✓	✓
	EBER	36.89	-2.88	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×	✓	✓	✓
	ECAB	38.07	-5.41	✓	×	✓	✓	✓	×	✓	✓	✓	✓	✓
	ECAL	41.91	-6.73	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×	×
	ECEU	35.89	-5.38	×	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	ECHE	39.59	-0.97	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	ECHI	42.66	0.19	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	EGOR	37.11	-4.11	×	×	×	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	EGRO	37.53	-7.48	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×
	EIBI	39.02	1.34	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	EJIF	36.45	-5.47	×	×	×	×	×	×	×	×	✓	✓	×
	ELAN	43.23	-3.43	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	ELGU	36.87	-3.63	×	×	×	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	ELOB	41.86	-8.06	✓	×	✓	✓	✓	×	✓	×	✓	✓	✓
	EMAZ	42.94	-8.97	✓	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	EMIJ	36.56	-4.77	✓	✓	✓	✓	×	×	×	✓	✓	✓	✓
	EMIN	37.76	-6.67	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	EMLI	35.30	-2.95	×	×	×	×	×	✓	✓	✓	✓	✓	×
	EMOS	40.36	-0.47	✓	✓	×	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×
	EMUR	37.84	-1.24	✓	✓	✓	✓	✓	×	✓	✓	✓	✓	✓
	ENIJ	36.97	-2.21	×	✓	✓	✓	✓	×	✓	✓	✓	✓	✓
	EORO	42.89	-1.31	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	EPLA	40.06	-6.08	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×	×	✓	✓	✓
	EPOB	41.35	1.07	✓	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	EPON	43.32	-7.15	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	EQES	37.80	-3.07	×	✓	✓	✓	✓	×	✓	✓	✓	✓	✓
	EQTA	37.20	-3.44	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×	✓
	ERTA	40.95	0.33	✓	✓	✓	✓	✓	×	✓	✓	✓	✓	✓
	ESAC	41.72	-0.47	×	✓	✓	✓	×	×	✓	✓	✓	✓	×
	ESPR	36.86	-5.85	✓	✓	✓	×	✓	✓	✓	×	✓	✓	×
	ETOB	38.64	-1.54	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	ETOS	39.76	2.81	✓	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	EZAR	37.88	-1.69	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
	GUD	40.64	-4.15	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	RETOR	40.82	-2.06	×	✓	×	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	TLOR	37.66	-1.69	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	✓
WM	AVE	33.30	-7.41	✓	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	CART	37.58	-1.00	✓	×	×	×	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×
	CEU	35.89	-5.37	✓	×	×	×	✓	✓	×	✓	×	×	×

	EMAL	36.76	-4.43	✓	×	×	×	✓	✓	×	✓	✓	✓	×
	EVO	38.53	-8.01	✓	×	×	×	×	✓	×	✓	✓	✓	×
	IFR	33.51	-5.13	×	×	×	×	✓	✓	×	✓	✓	✓	×
	MAHO	39.89	4.26	✓	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	MELI	35.28	2.93	✓	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	PVLZ	35.17	-4.30	✓	×	×	×	✓	✓	×	×	×	×	×
	SFS	36.46	-6.21	✓	×	×	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×
PM	PFVI	37.13	-8.83	✓	✓	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	PMAFR	38.95	-9.28	✓	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	PESTR	38.86	-7.59	✓	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	PVAQ	37.40	-7.71	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×	✓	✓	✓	×

✓: disponible.

×: no disponible.

Tabla I.2. Coordenadas de las estaciones temporales de banda ancha disponibles para el terremoto D1 (Tabla 3.1) en la región Ibero-Mogrebí.

RED	Código	Latitud (°)	Longitud (°)
PICASSO	PM01	35.70	-5.65
	PM03	35.51	-5.77
	PM04	35.40	-5.15
	PM05	35.21	-5.34
	PM06	35.31	-5.64
	PM07	35.23	-4.99
	PM08	35.14	-4.71
	PM10	34.74	-5.14
	PM11	34.93	-4.31
	PM12	34.85	-4.61
	PM13	34.67	-4.94
	PM14	34.55	-5.13
	PM15	34.47	-4.70
	PM17	34.39	-5.30
	PM19	34.14	-5.13
	PM20	33.91	-5.03
	PM21	33.72	-5.32
	PM22	33.29	-5.11
	PM23	33.13	-5.03
	PM24	33.00	-4.90
	PM25	32.88	-4.89
	PM26	32.52	-4.57
	PM27	32.35	-4.65
	PM28	32.23	-4.62
	PM29	32.08	-4.39
	PM30	31.86	-4.27
	PM31	32.71	-4.72
	PM32	31.57	-4.19
	PM33	31.43	-4.24
	PM34	31.29	-4.11
	PM35	31.05	-4.00
	PS01	36.08	-5.62
	PS03	36.39	-5.42
	PS04	36.61	-5.32
	PS05	36.65	-5.09
	PS41	36.67	-5.94
	PS44	36.32	-5.99

Tabla I.3. Coordenadas de las estaciones utilizadas para los terremotos de 1990 y 1993 (RIM). Las referencias de los terremotos corresponden a la Tabla 3.1.

RED	Código	Latitud (°)	Longitud (°)	Terremotos	
				D2	D3
IGN	ACU	38.51	-0.41	✓	×
	AFC	37.25	-3.54	✓	×
	EALH	37.85	-1.42	✓	×
	EBAN	38.15	-3.80	✓	✓
	ECHE	39.59	-0.97	✓	×
	ECOG	37.28	-3.57	×	✓
	ECRI	42.61	-2.51	✓	×
	EGUA	36.83	-3.57	×	✓
	EHOR	37.82	-5.24	✓	×
	EHUE	37.81	-2.59	×	✓
	EJIF	36.45	-5.47	✓	✓
	ELUQ	37.56	-4.27	×	✓
	EMEL	35.30	-2.96	✓	×
	ENIJ	36.98	-2.20	✓	✓
	EPLA	40.06	-6.08	✓	✓
	EPRU	36.96	-5.23	✓	✓
	EROQ	40.82	0.41	✓	×
	ESEL	39.78	2.88	✓	×
	ETOR	40.83	-2.05	✓	✓
	EVAL	37.58	-6.75	✓	✓
	EVIA	38.64	-2.50	✓	✓
	GUD	40.64	-4.15	✓	✓
	TOL	39.88	-4.05	×	✓

✓: disponible.

×: no disponible.

* Las estaciones en la región de Perú a distancia regional pertenecen a la red sísmica nacional (RSN) a cargo del instituto geográfico del Perú.

Distancia telesísmica ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$)

Tabla I.4. Coordenadas de las estaciones de banda ancha. Las referencias de los terremotos corresponden a las Tablas 3.1 y 3.2.

RED	Código	Latitud (°)	Longitud (°)	Terremotos				
				D1	S1	P1	F1	F2
II	AAK	42.64	74.49	✓	✓	×	×	×
	ALE	82.50	-62.35	×	✓	×	×	×
	ARU	56.43	58.56	✓	✓	×	×	×
	BRVK	53.06	70.28	✓	✓	×	×	×
	CMLA	37.76	-25.52	×	×	✓	×	×
	COCO	-12.19	96.84	×	×	×	✓	×
	ERM	4.02	143.16	×	×	×	✓	✓
	FFC	54.73	-101.98	×	×	✓	×	×
	KAPI	-5.01	119.75	×	×	×	✓	✓
	KDAK	57.78	-152.58	×	×	×	×	✓
	KIV	43.96	42.69	✓	×	×	×	×

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

IU	KURK	50.72	78.62	✓	✓	×	×	×
	KWJN	9.29	167.54	×	×	×	✓	✓
	LVZ	67.89	34.65	✓	×	×	×	×
	MBAR	-0.60	30.73	×	✓	×	×	×
	NIL	33.65	73.27	×	✓	×	×	×
	PALK	7.27	80.70	✓	×	×	×	×
	PFO	33.61	-116.46	×	×	✓	✓	✓
	RAYN	23.52	45.50	✓	✓	×	×	×
	SACV	14.97	-23.61	×	×	✓	×	×
	TAU	-42.91	147.32	×	×		✓	✓
	TLY	51.68	103.64	✓	×	×	×	×
	UOSS	24.95	56.20	×	✓	×	×	×
	WRAB	-19.93	134.36	×	×	×	✓	✓
	XPFO	1.80	-101.00	×	×	✓	✓	✓
	ADK	51.88	-176.68	×	×	×	×	✓
	ANMO	34.94	-106.46	✓	×	✓	✓	✓
	BBSR	32.37	-64.69	✓	×	✓	×	×
	BILL	68.07	166.45	×	✓	×	✓	✓
	CASY	-66.28	110.54	×	×	×	✓	✓
	CCM	38.06	-91.24	×	✓	✓	×	×
	CHTO	18.81	98.94	×	×	×	×	✓
	COLA	64.87	-147.86	×	×	×	✓	✓
	COR	44.59	123.30	×	×	×	✓	✓
	CTAO	-20.09	146.25	×	×	×	✓	✓
	DAV	7.07	125.58	×	×	×	✓	×
	DWPF	28.11	-81.43	×	×	✓	×	×
	FURI	8.90	166.45	×	✓	×	×	×
	GNI	40.15	44.74	✓	×	×	×	×
	GUMO	13.59	144.87	×	×	×	✓	✓
	HKT	29.96	-95.84	×	✓	✓	×	×
	HRV	42.50	-71.55	✓	×	✓	×	×
	INCN	37.48	126.62	×	×	×	✓	✓
	JOHN	16.73	-169.53	×	×	×	✓	✓
	KIP	21.42	-158.01	×	×	×	✓	✓
	KMBO	-1.13	37.25	×	✓	×	×	×
	LSZ	-15.27	28.18	✓	×	×	×	×
	MA2	59.58	150.77	×	✓	×	✓	✓
	MACI	28.25	-16.51	×	×	✓	×	×
	MAJO	36.55	138.20	×	×	×	✓	×
	MAKZ	46.81	81.98	×	✓	×	×	×
	MBWA	-21.16	119.73	×	×	×	✓	✓
	MIDW	28.22	-177.37	×	×	×	✓	✓
	NWAO	-32.93	117.24	×	×	×	✓	✓
	OTAV	0.23	-78.45	✓	×	×	×	×
	PAYG	-0.67	-90.29	×	×	×	✓	×
	PET	53.02	158.65	×	×	×	✓	✓
	PMG	-9.40	147.16	×	×	×	✓	✓
	PMSA	-64.77	-64.05	×	×	×	✓	
	POHA	19.76	-155.53	×	×	×	✓	✓
	PTCN	-25.07	-130.09	×	×	×	✓	✓
	PTGA	-0.73	-59.96	✓	×	×	×	×
	QSPA	-89.93	144.44	×	×	×	✓	✓
	RCBR	-5.82	-35.90	✓	✓	✓	×	×
	RSSD	44.12	-104.03	✓	×	✓	×	×
	SBA	-77.85	166.76	×	×	×	×	✓
	SDV	8.88	-70.36	×	✓	×	×	×
	SFJD	66.99	-50.62	✓	×	✓	×	×
	SLBS	3.69	-109.94	×	×	✓	✓	✓
	SSPA	40.64	-77.89	×	✓	×	×	×

	TATO	24.97	121.50	×	×	×	✓	✓
	TEIG	20.22	-88.27	✓	×	×	×	×
	TIXI	71.64	128.86	✓	✓	×	×	×
	TSUM	-19.20	17.58	✓	×	×	×	×
	TUC	32.31	-110.78	×	✓	✓	✓	✓
	ULN	47.87	107.05	×	✓	×	×	×
	WAKE	19.28	166.65	×	×		✓	✓
	WCI	38.23	-86.29	×	×	✓	×	×
	WVT	36.13	-87.83	×	×	✓	×	×
	XMAS	2.04	-157.45	×	×	×	×	✓
	YAK	62.03	129.68	×	×	×	×	✓
	YSS	49.96	142.76	×	×	×	✓	×
US	ACSO	40.23	-82.98	✓	×	×	×	×
	BLA	37.21	-80.42	✓	×	×	×	×
	LBNH	44.24	-71.93	✓	×	×	×	×
2H	ABAE	13.35	39.76	✓	×	×	×	×
CU	ANWB	17.67	-61.79	✓	×	×	×	×
	GRTK	21.51	-71.13	×	×	✓	×	×
	GTBY	19.93	-75.11	×	×	✓	×	×
	MTDJ	18.23	-77.54	×	×	✓	×	×
	SDDR	18.98	-71.29	✓	×	✓	×	×
GE	SUMG	72.58	-38.45	✓	×	×	×	×
LD	MVL	39.40	-76.35	✓	×	×	×	×
	PANJ	40.37	-74.70	✓	×	×	×	×
NM	UALR	34.77	-92.34	✓	×	×	×	×
TA	034A	27.06	-98.68	✓	×	×	×	×
	A_228	32.12	-102.59	✓	×	×	×	×
XR	SC36	33.01	-105.18	✓	×	×	×	×
ZP	LOSS	-8.42	33.16	✓	×	×	×	×
BK	CMB	38.03	-120.39	×	×	✓	×	×
CI	PASC	34.17	-118.19	×	×	✓	×	×
IM	NV31	-18.90	169.00	×	×	✓	×	×
	PD31	42.77	-109.56	×	×	✓	×	×

✓: disponible.

×: no disponible.

Anexo II. Frecuencia esquina

En este Anexo se muestran los espectros de amplitud del desplazamiento de la onda P de las 4 estaciones seleccionadas a partir de las cuales se ha obtenido la frecuencia esquina f_c de los distintos terremotos, cuyos valores se incluyen en una tabla con la estación, su distancia epicentral y azimut.

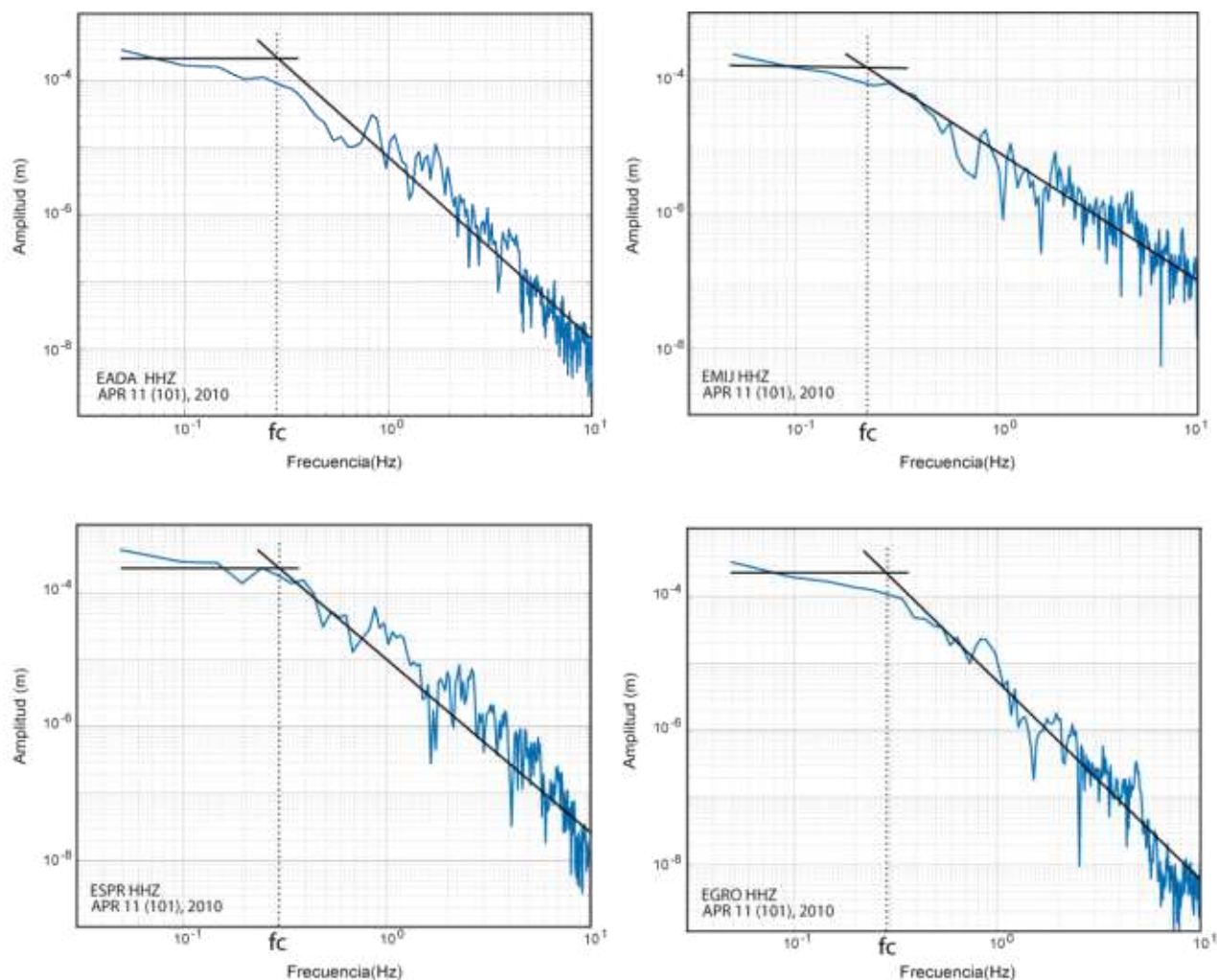


Figura II.1. Espectros de amplitud para el terremoto profundo de Granada de 2010 (D1; RIM).

Tabla II.1. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut y frecuencia esquina obtenida para el terremoto D1.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
EADA	1.5	145	0.3
EMIJ	1.1	69	0.2
ESPR	1.9	88	0.3
EGRO	3.2	101	0.3

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

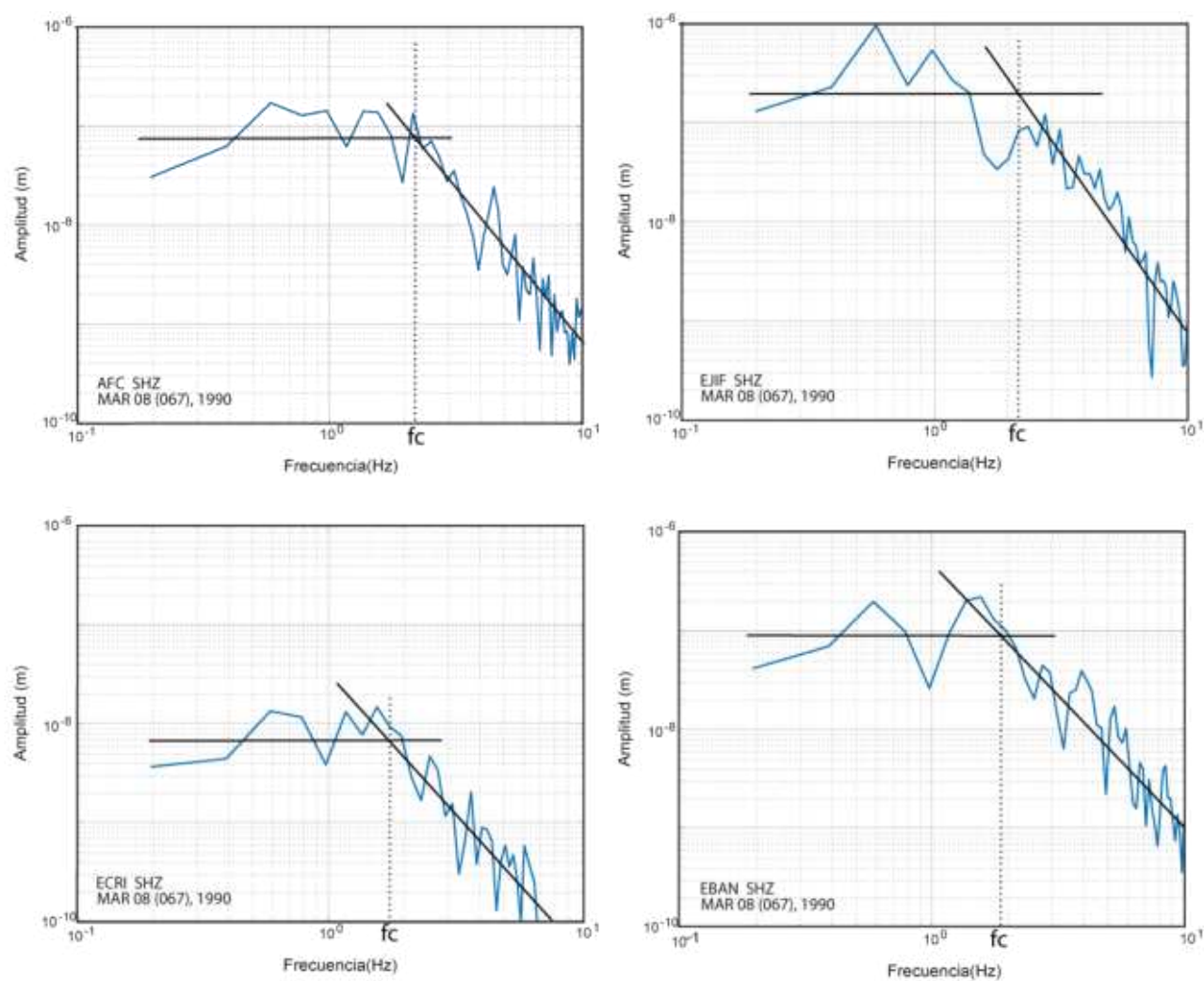


Figura II.2. Espectros de amplitud para el terremoto profundo de Granada de 1990 (D2; RIM).

Tabla II.2. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto D2.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
AFC	0.3	179	2
EJIF	1.6	73	2
ECRI	5.7	187	2
EBAN	1.2	171	2

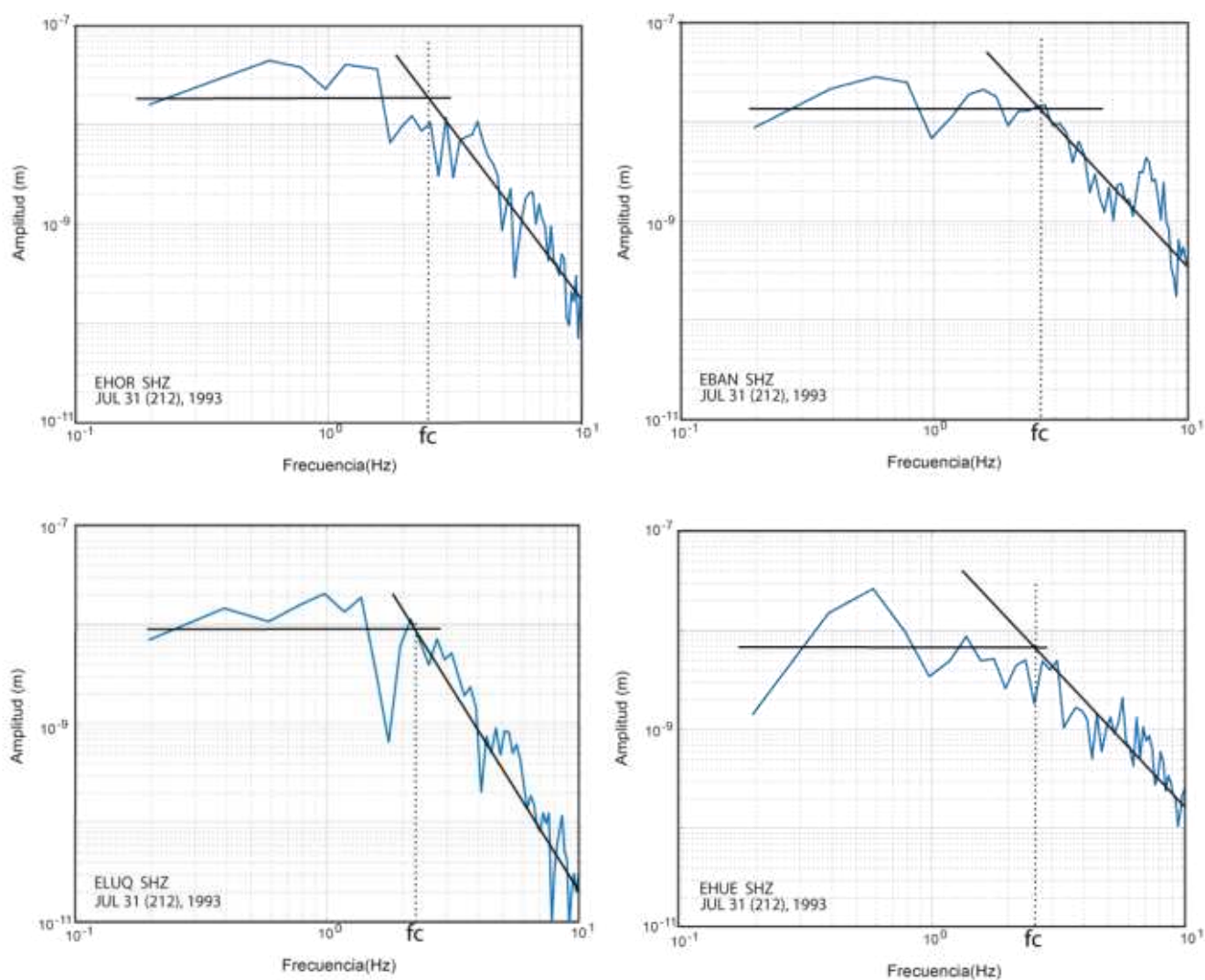


Figura II.3. Espectros de amplitud para el terremoto profundo de Granada de 1993 (D3; RIM).

Tabla II.3. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut y frecuencia esquina obtenida para el terremoto D3.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
EHOR	1.7	121	3
EBAN	1.3	165	3
ELUQ	1.0	132	2
EHUE	1.1	213	3

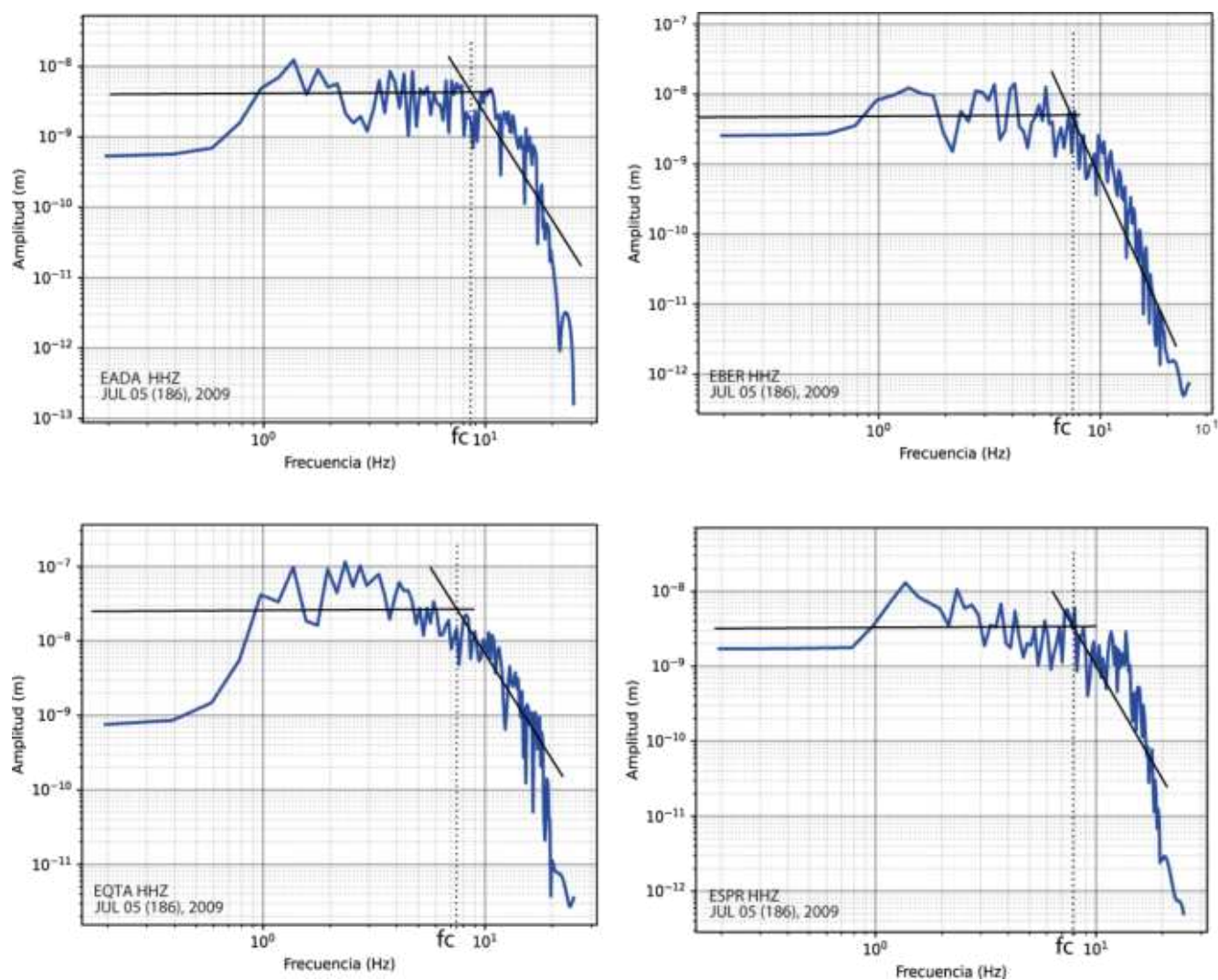


Figura II.4. Espectros de amplitud para el terremoto de profundidad intermedia I8 (RIM; Tabla 3.1).

Tabla II.4. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto I8.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
EADA	1.3	176	9
EBER	1.2	266	8
EQTA	0.9	245	8
ESPR	1.1	92	8

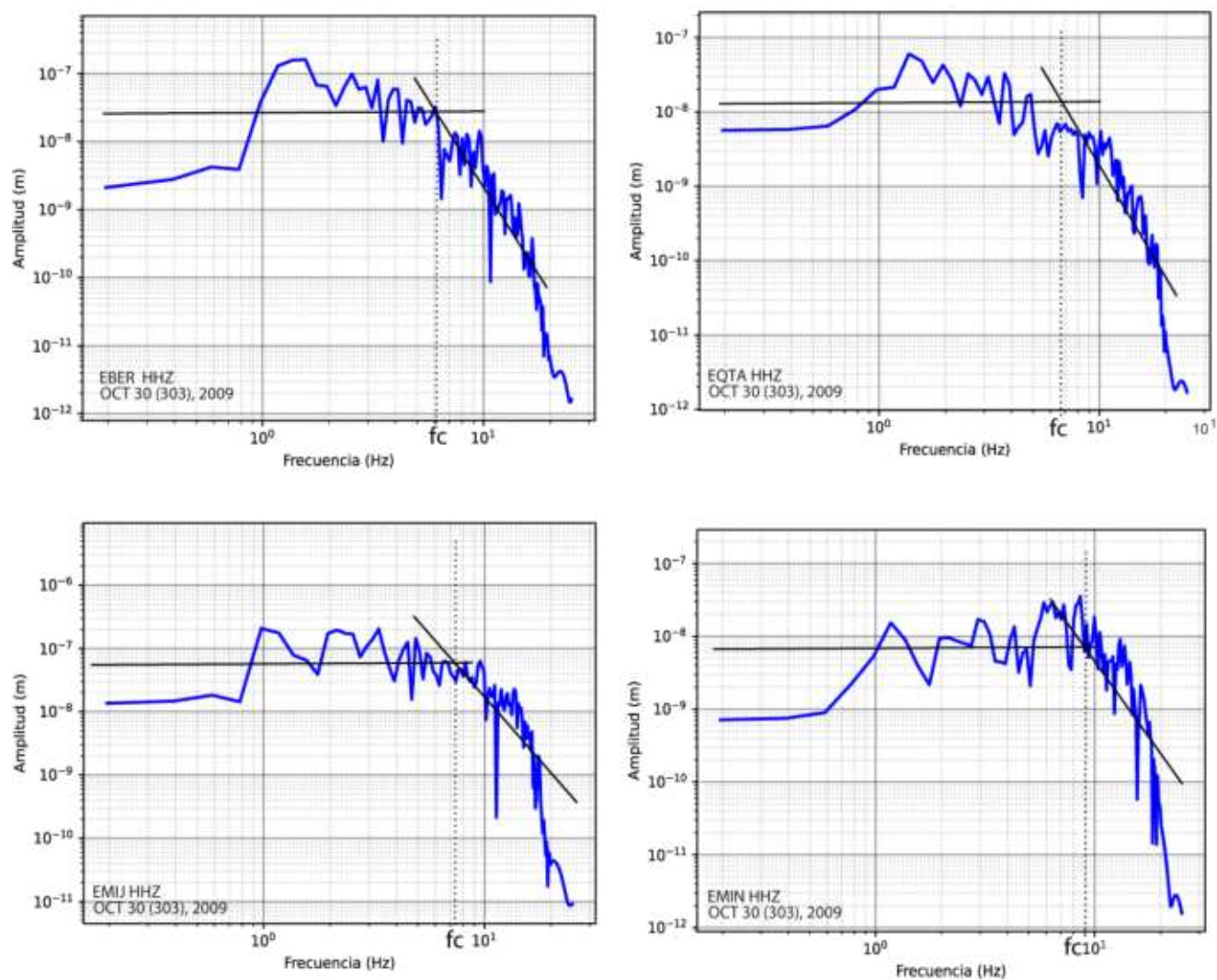


Figura II.5. Espectros de amplitud del terremoto de profundidad intermedia I9 (RIM; Tabla 3.1).

Tabla II.5. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto I9.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
EBER	1.2	252	6
EQTA	1.0	227	7
EMIJ	0.3	102	7
EMIN	2.2	124	9

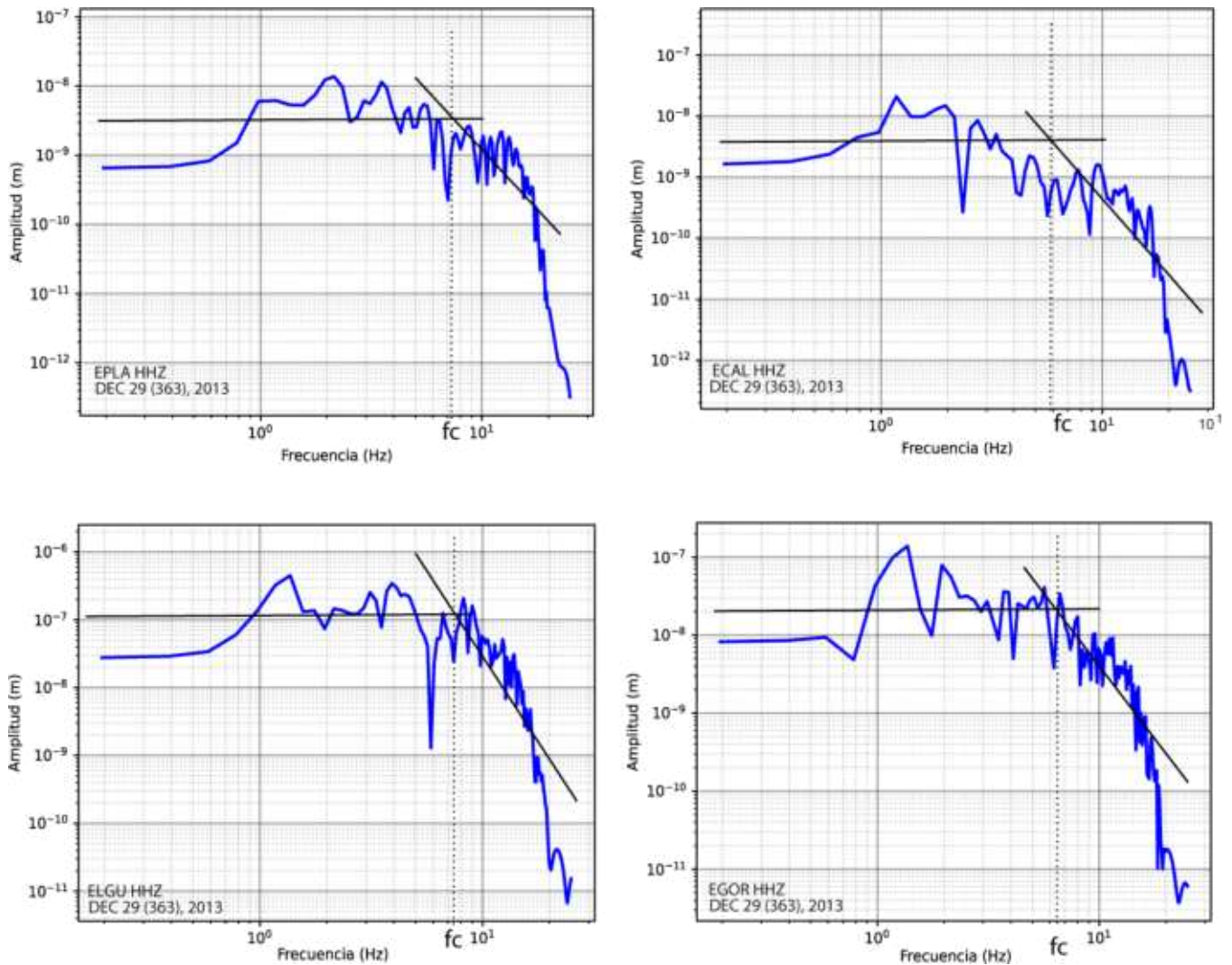


Figura II.6. Espectros de amplitud del terremoto de profundidad intermedia I12 (RIM; Tabla 3.1).

Tabla II.6. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto I12.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
EPLA	3.6	154	7
ECAL	5.5	157	6
ELGU	0.4	254	7
EGOR	0.3	180	6

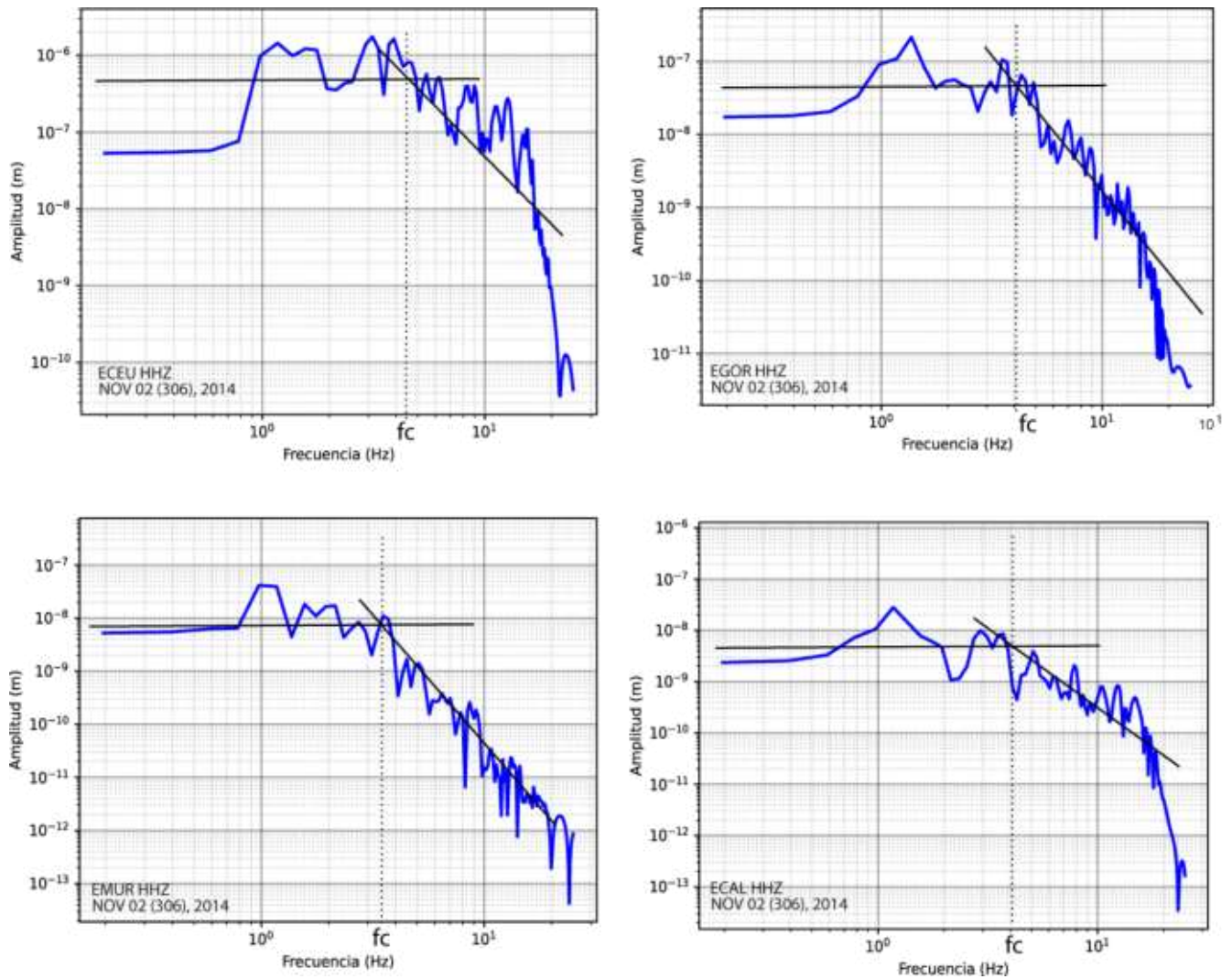


Figura II.7. Espectros de amplitud del terremoto de profundidad intermedia I16 (RIM; Tabla 3.1).

Tabla II.7. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto I16.

Estación	Δ ($^{\circ}$)	a_z ($^{\circ}$)	f_c (Hz)
ECEU	0.7	99	4
EGOR	1.3	194	4
EMUR	3.3	232	3
ECAL	6.3	163	4

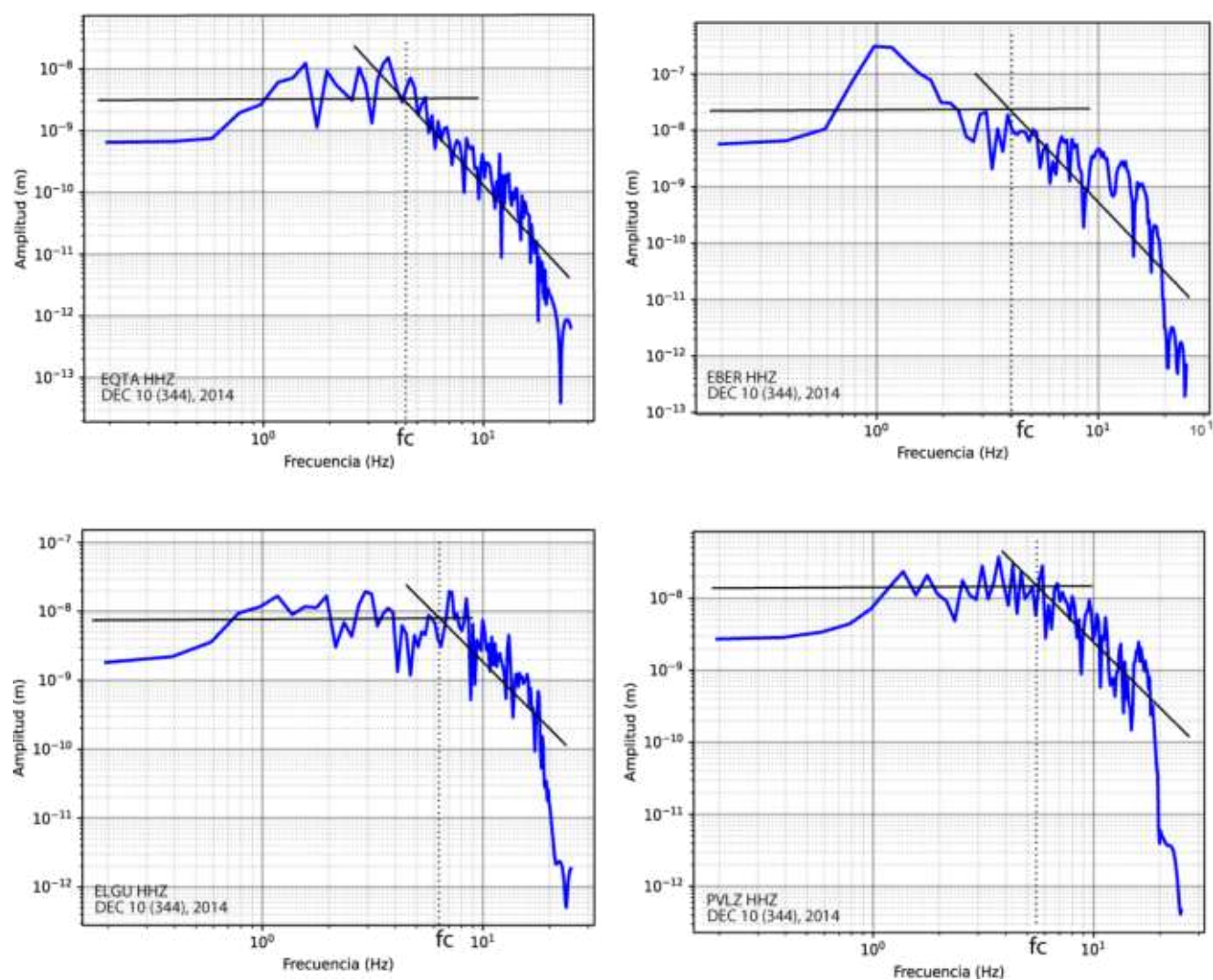


Figura II.8. Espectros de amplitud del terremoto de profundidad intermedia I17 (RIM; Tabla 3.1).

Tabla II.8. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto I17.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
EQTA	2.0	214	4
EBER	2.0	229	4
ELGU	1.6	216	5
PVLZ	0.5	310	6

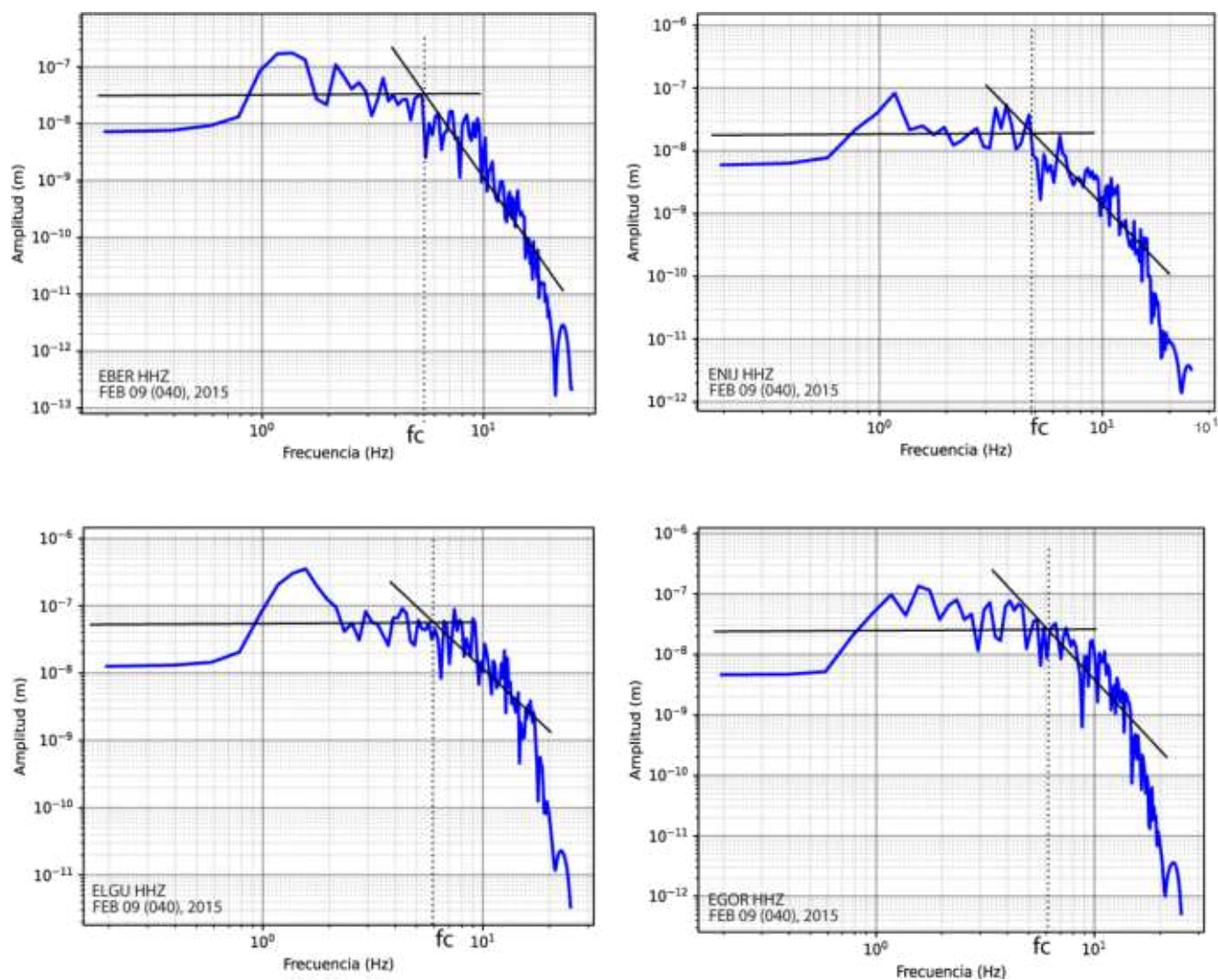


Figura II.9. Espectros de amplitud del terremoto de profundidad intermedia I18 (RIM; Tabla 3.1).

Tabla II.9. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto I18.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
EBER	1.4	247	5
ENIJ	1.9	252	5
ELGU	0.8	234	6
EGOR	0.8	203	6

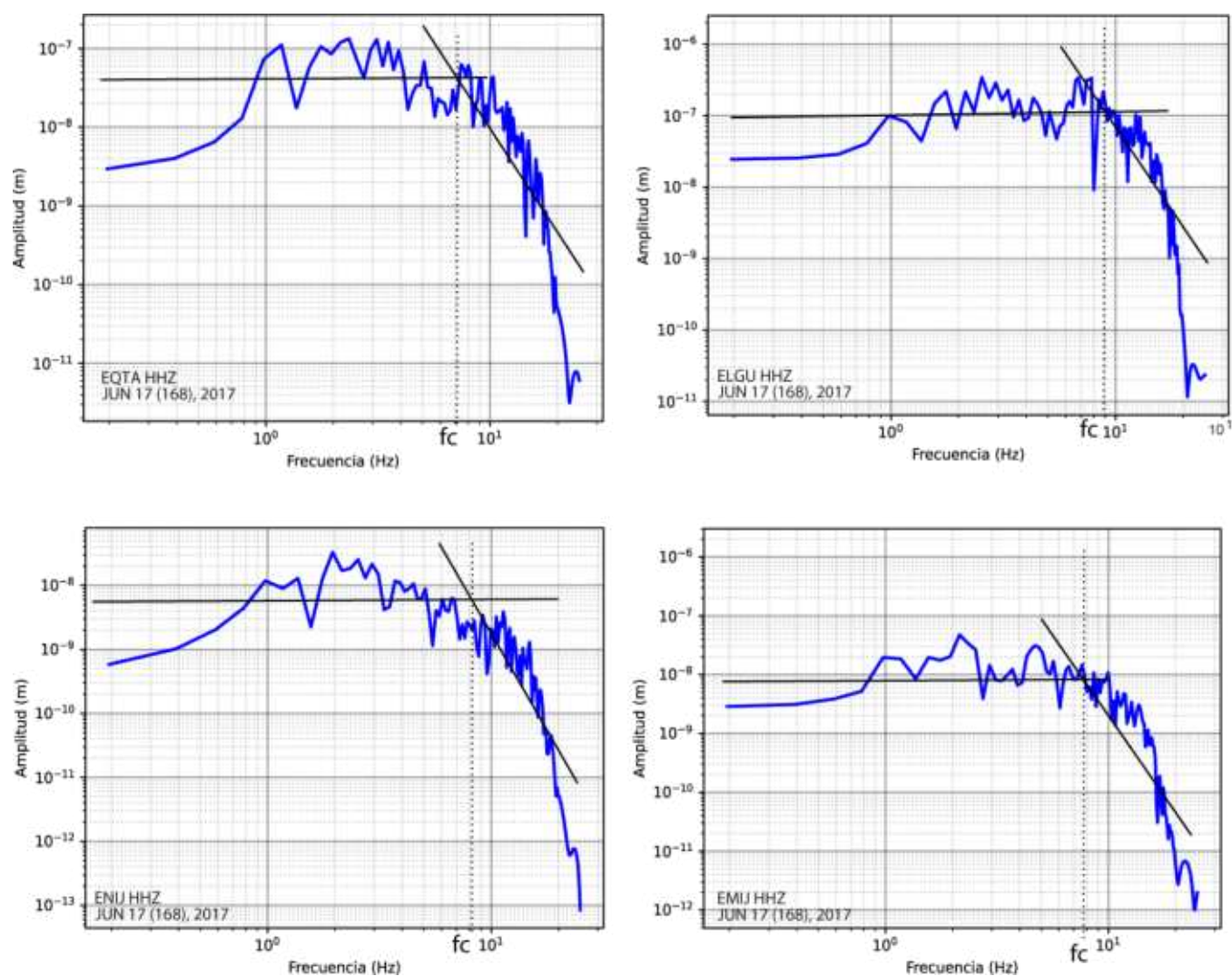


Figura II.10. Espectros de amplitud del terremoto de profundidad intermedia I20 (RIM; Tabla 3.1).

Tabla II.10. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto I20.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
EQTA	0.4	232	7
ELGU	0.2	286	9
ENIJ	1.3	268	8
EMIJ	0.7	62	8

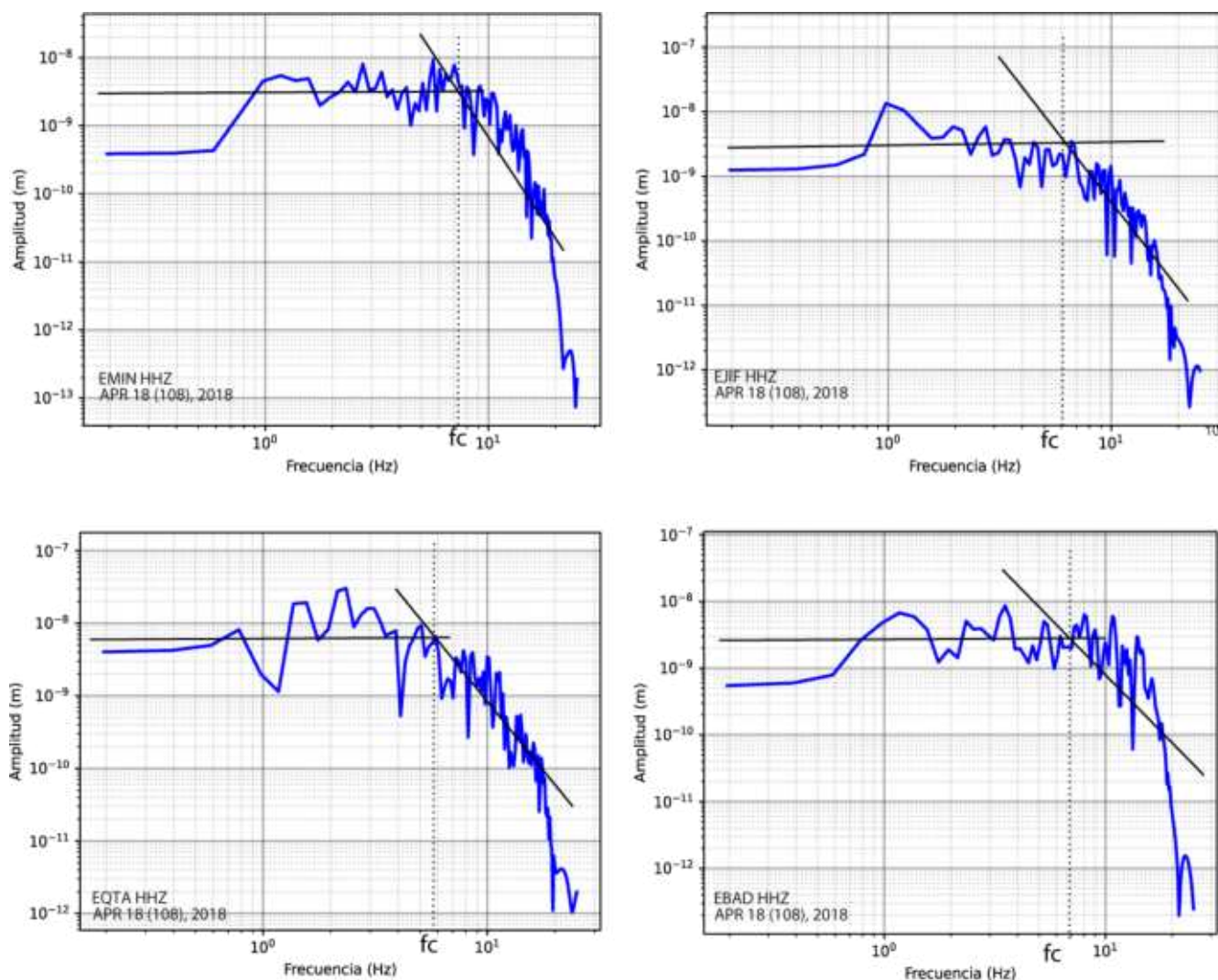


Figura II.11. Espectros de amplitud del terremoto de profundidad intermedia I21 (RIM; Tabla 3.1).

Tabla II.11. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto I21.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
EMIN	1.9	118	7
EJIF	0.8	65	6
EQTA	0.9	245	6
EBAD	2.7	133	7

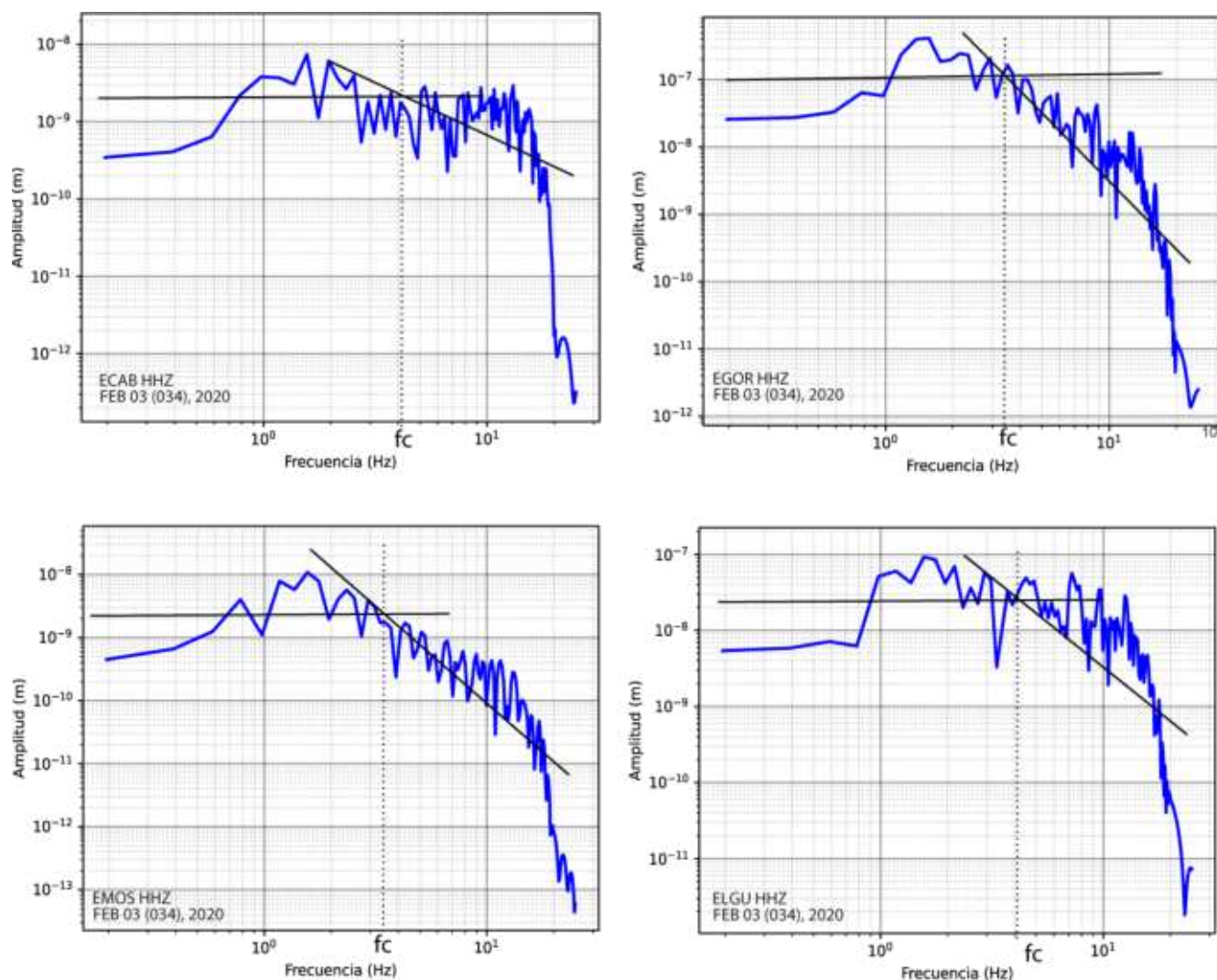


Figura II.12. Espectros de amplitud del terremoto de profundidad intermedia I24 (RIM; Tabla 3.1).

Tabla II.12. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto I24.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
ECAB	1.4	148	4
EGOR	0.4	221	3
EMOS	4.7	222	3
ELGU	0.6	264	4

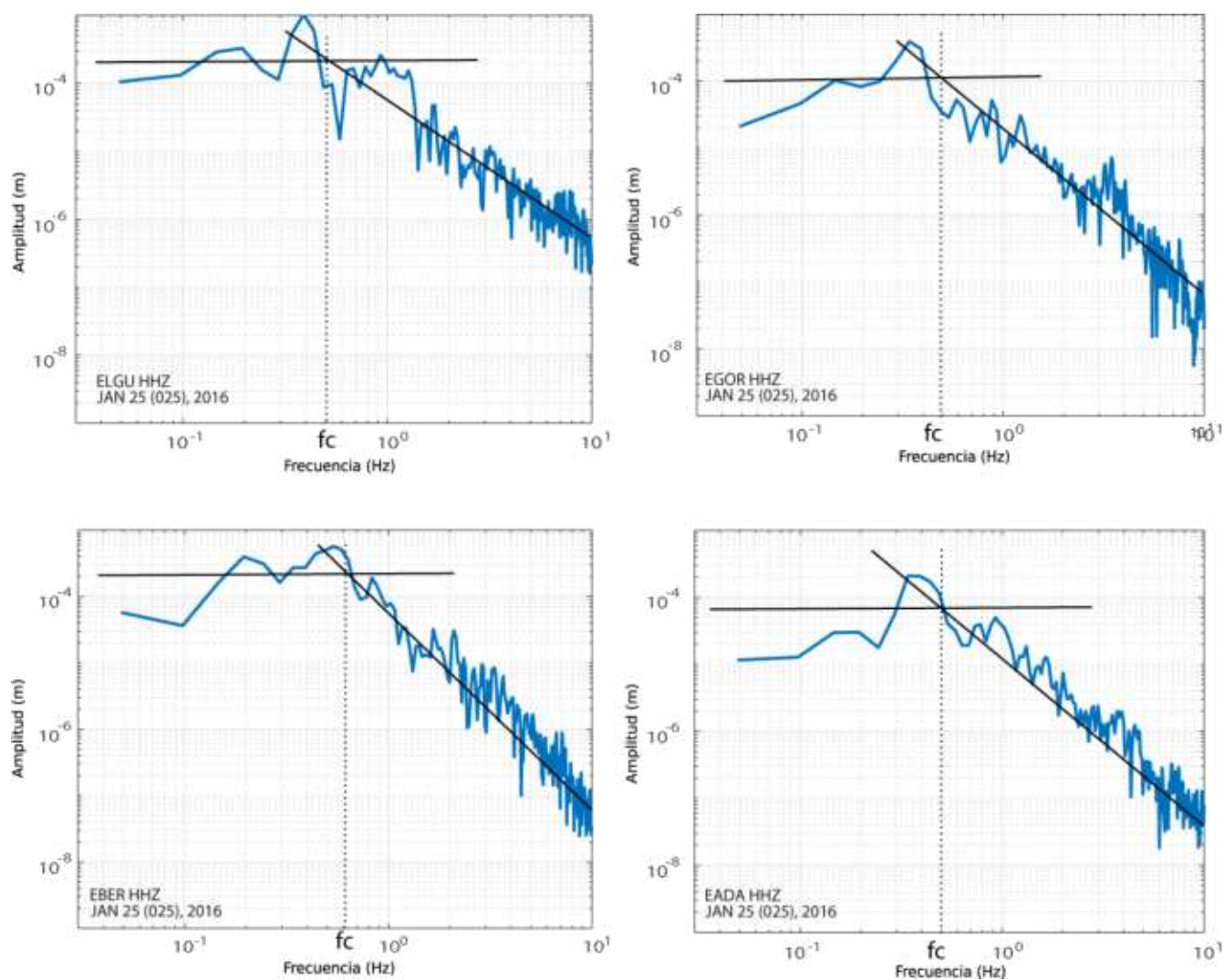


Figura II.13. Espectros de amplitud del terremoto superficial S1 (RIM; Tabla 3.1).

Tabla II.13. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto S1.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
ELGU	1.2	6	0.5
EGOR	1.5	350	0.5
EBER	1.4	29	0.6
EADA	2.6	346	0.5

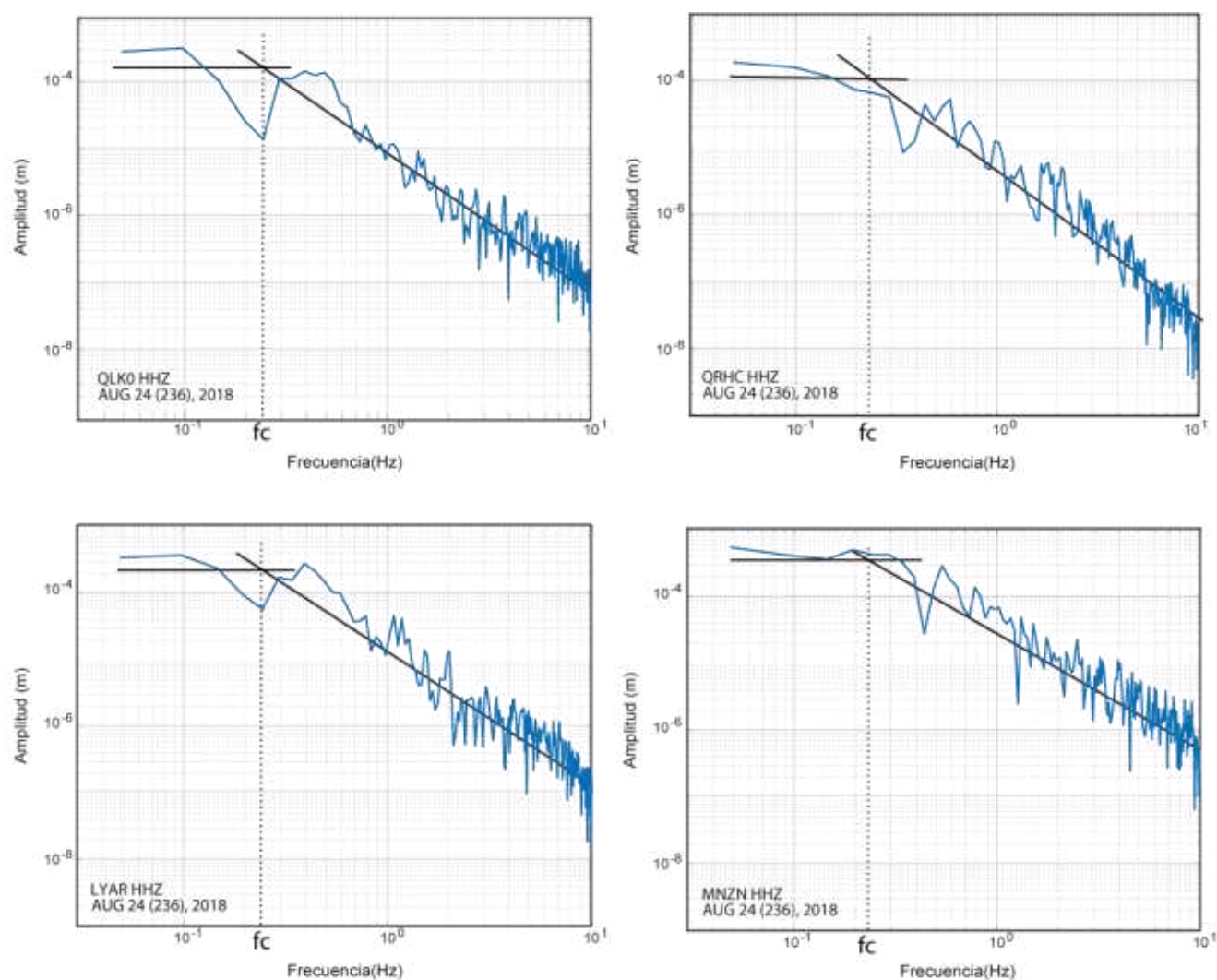


Figura II.14. Espectros de amplitud del terremoto profundo de Perú de 2018 (P1).

Tabla II.14. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto P1.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
QLK0	5.8	16	0.2
QRHC	8.5	111	0.2
LYAR	7.0	358	0.2
MNZN	5.8	109	0.2

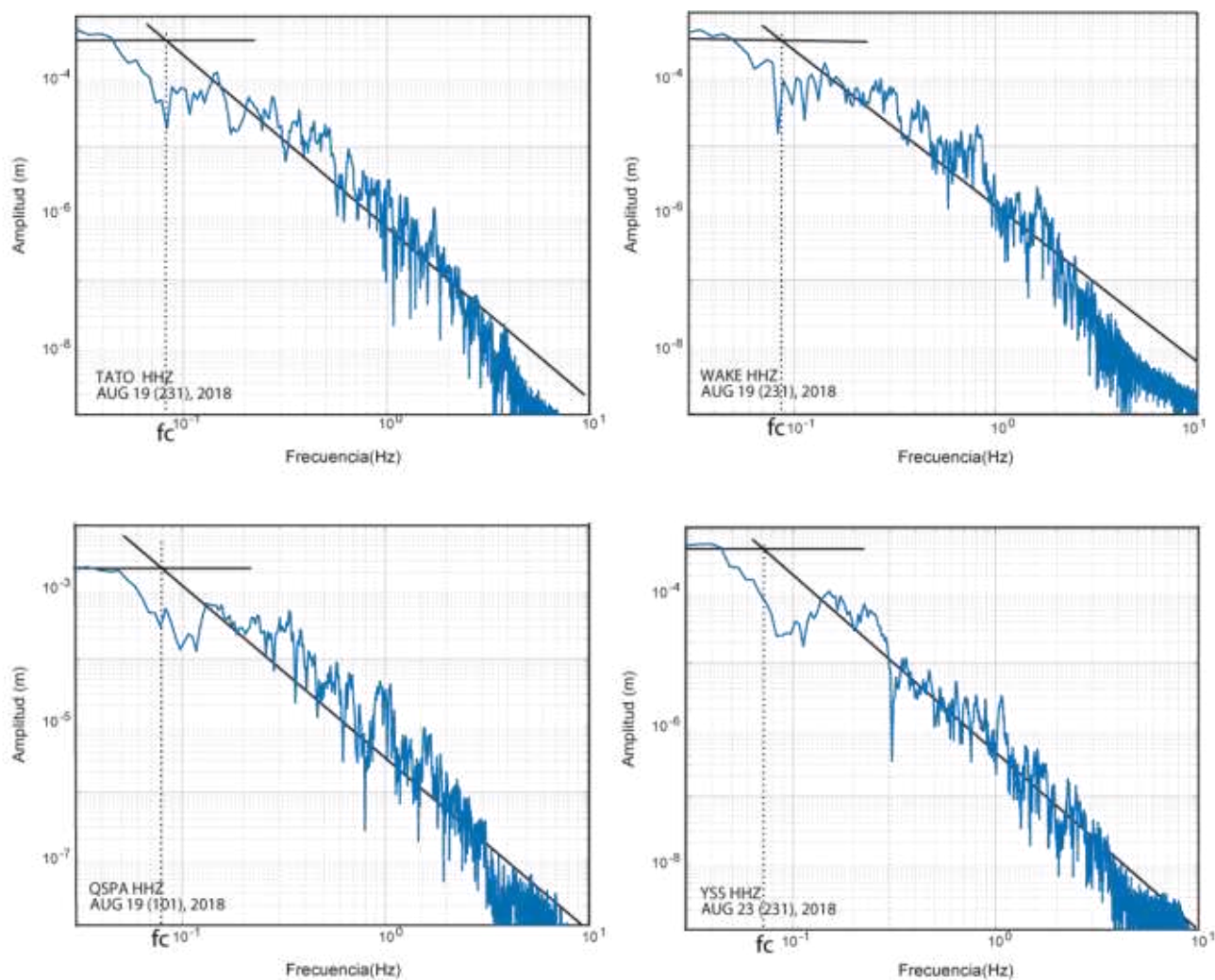


Figura II.15. Espectros de amplitud del terremoto profundo de Fiji de 2018 (F1).

Tabla II.15. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto F1.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
TATO	72.8	304	0.08
WAKE	39.9	337	0.09
QSPA	72.2	180	0.08
YSS	73.6	333	0.08

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

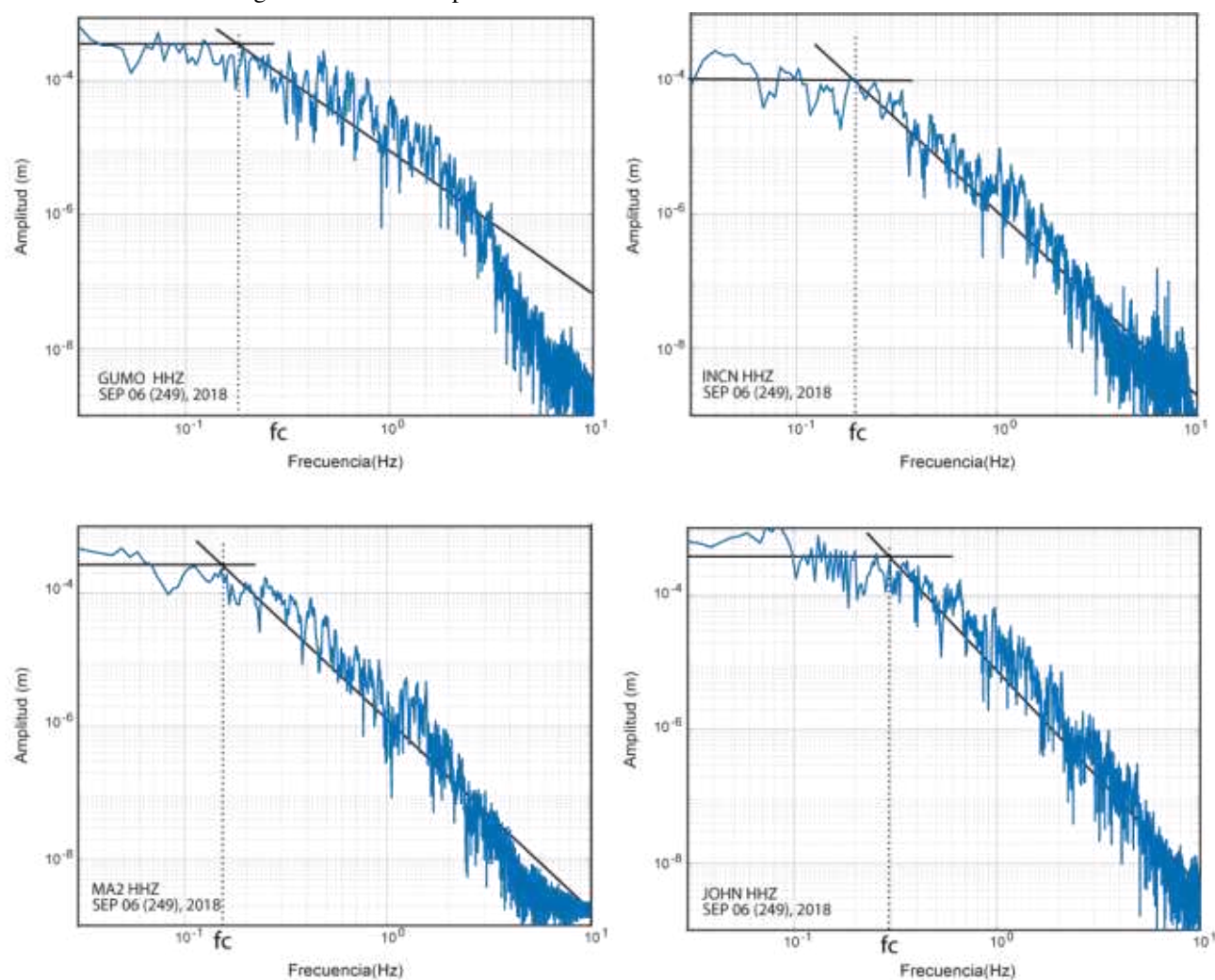


Figura II.16. Espectros de amplitud del terremoto profundo de Fiji de 2018 (F2).

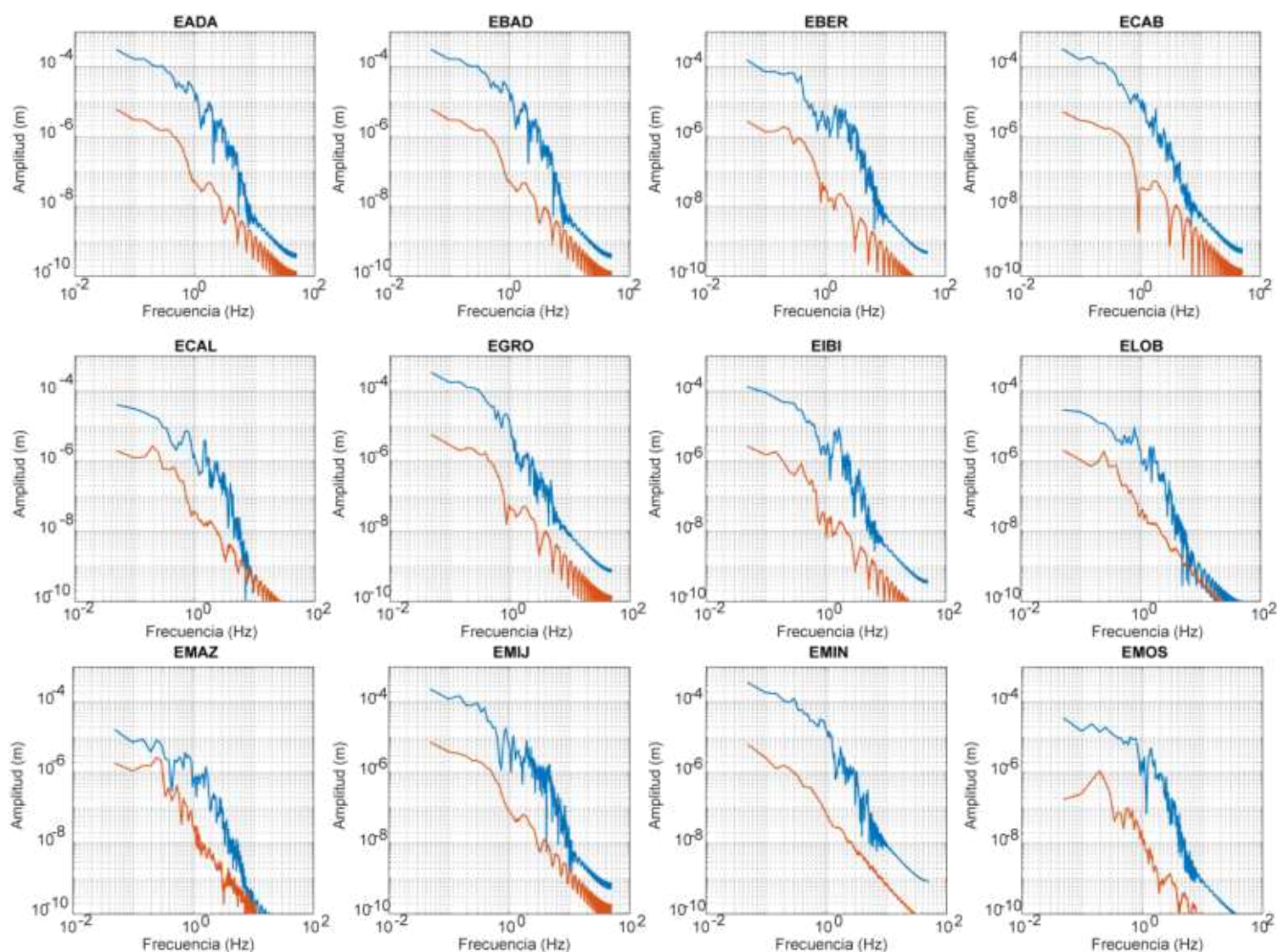
Tabla II.16. Código de las estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimuth y frecuencia esquina obtenida para el terremoto F2.

Estación	Δ (°)	a_z (°)	f_c (Hz)
GUMO	46.6	311	0.2
INCN	74.6	319	0.2
MA2	81.2	346	0.2
JOHN	36.7	18	0.3

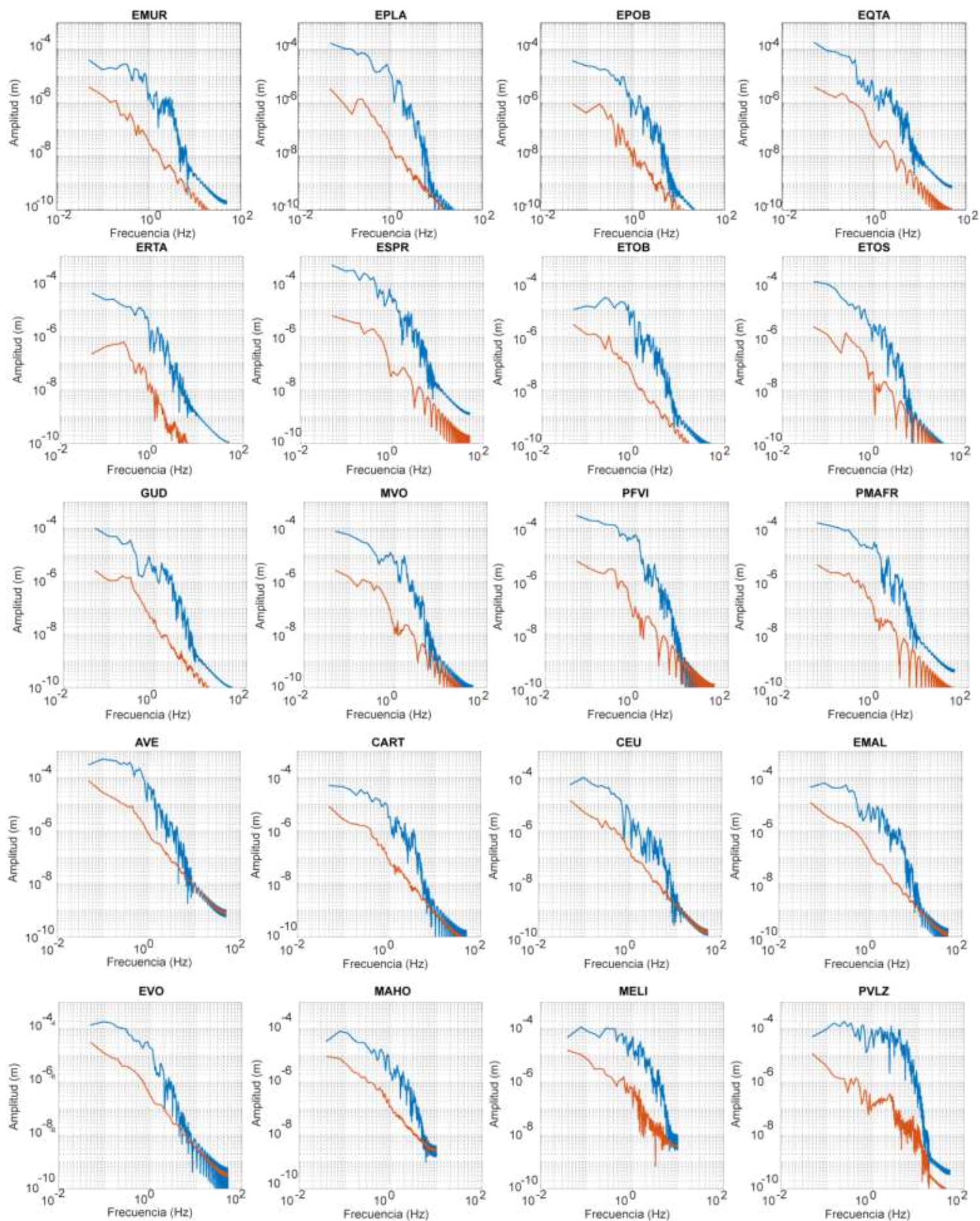
Anexo III. Espectros de amplitud. Señal y ruido

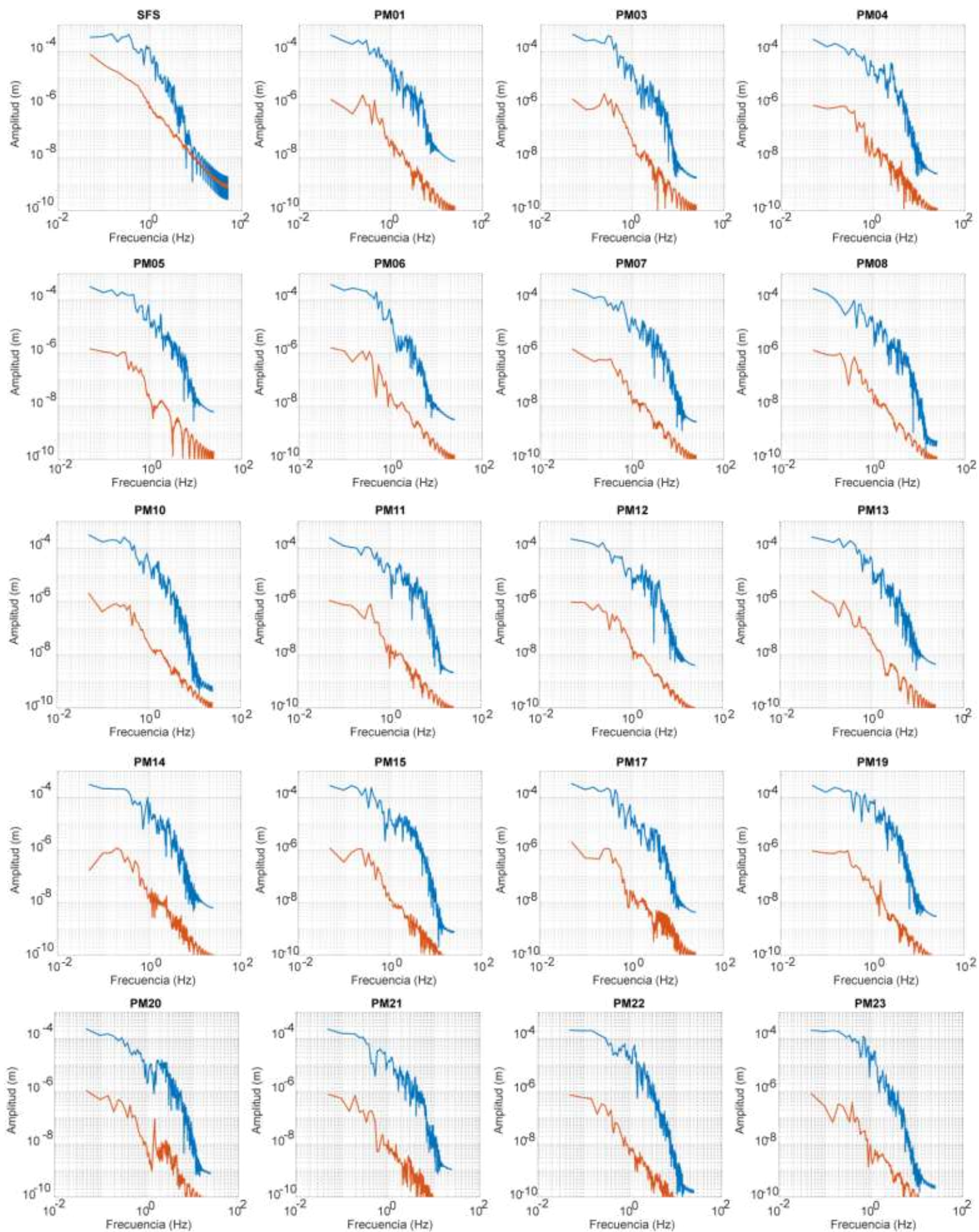
En este Anexo se incluyen los espectros de amplitud de la onda P del pre-evento (en rojo) y de la señal (en azul) utilizados para obtener el SNR de las distintas estaciones y estudiar la calidad de su registro. Se muestran los espectros de todas las estaciones de los terremotos profundos seleccionados de RIM de 2010, 1990 y 1993 y de Perú y Fiji de 2018. También se muestran los de las estaciones de los terremotos de profundidad intermedia y del terremoto superficial de 2016.

Terremoto profundo de Granada de 2010 (D1; RIM)



Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos





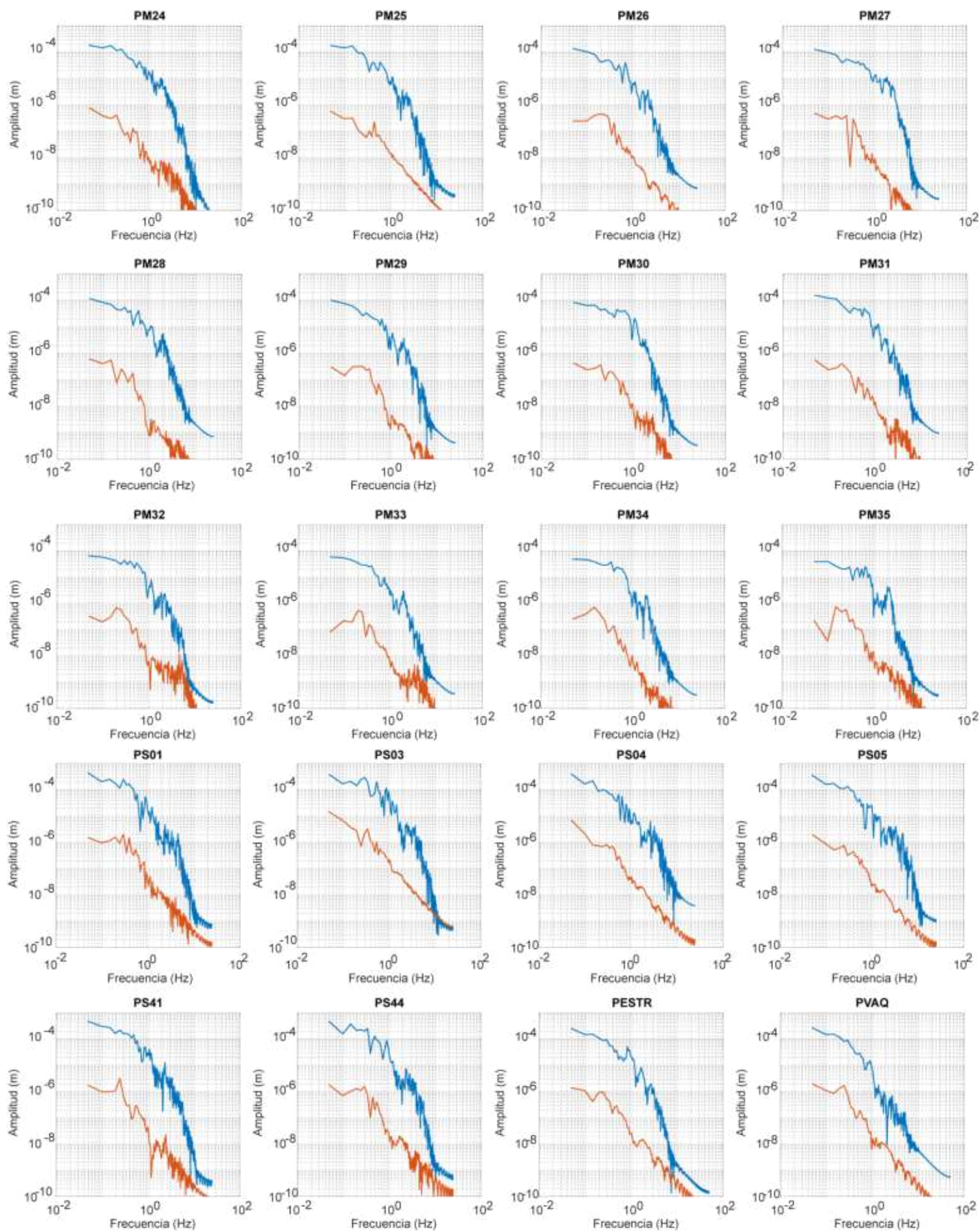
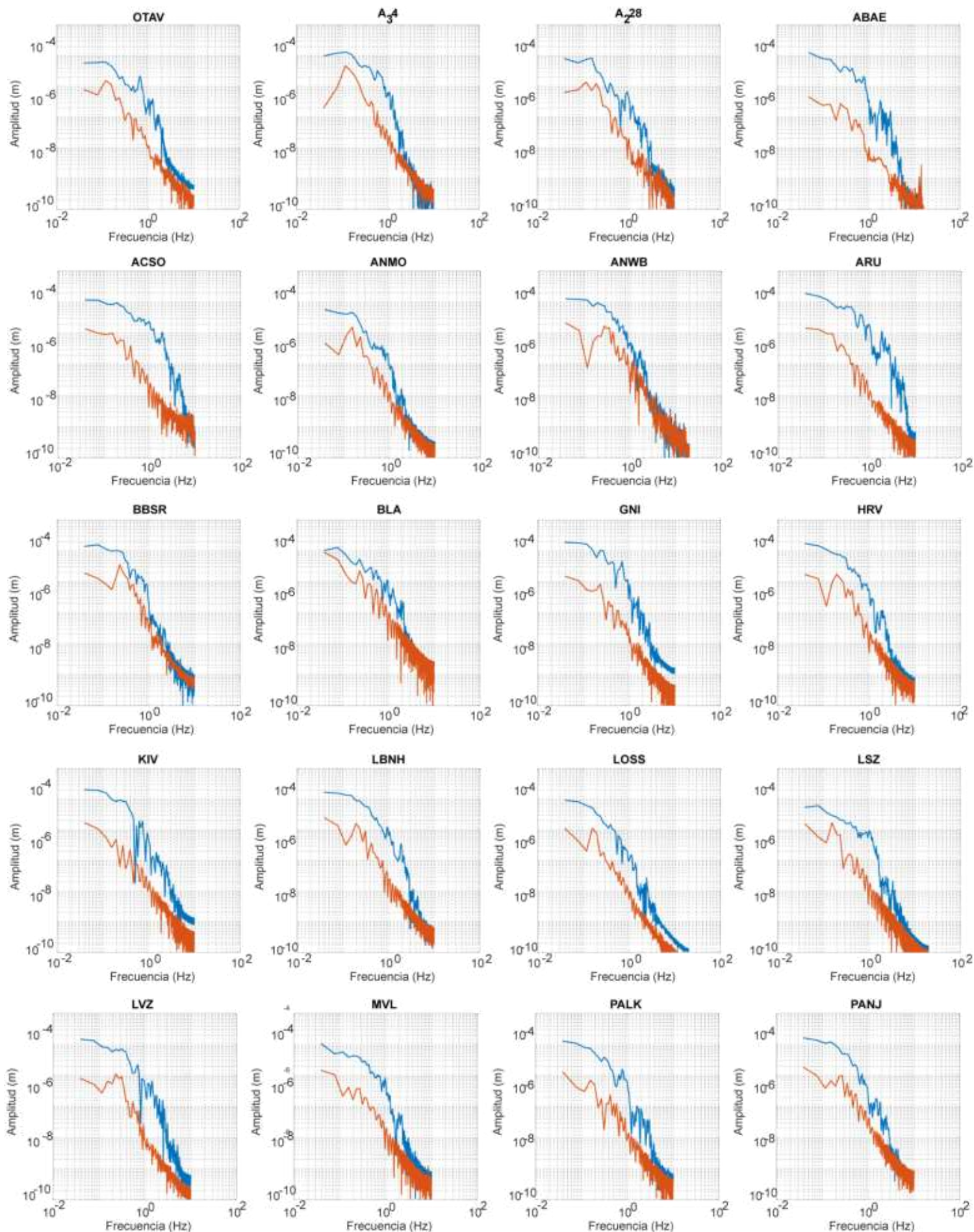


Figura III.1. Estaciones a distancia regional.



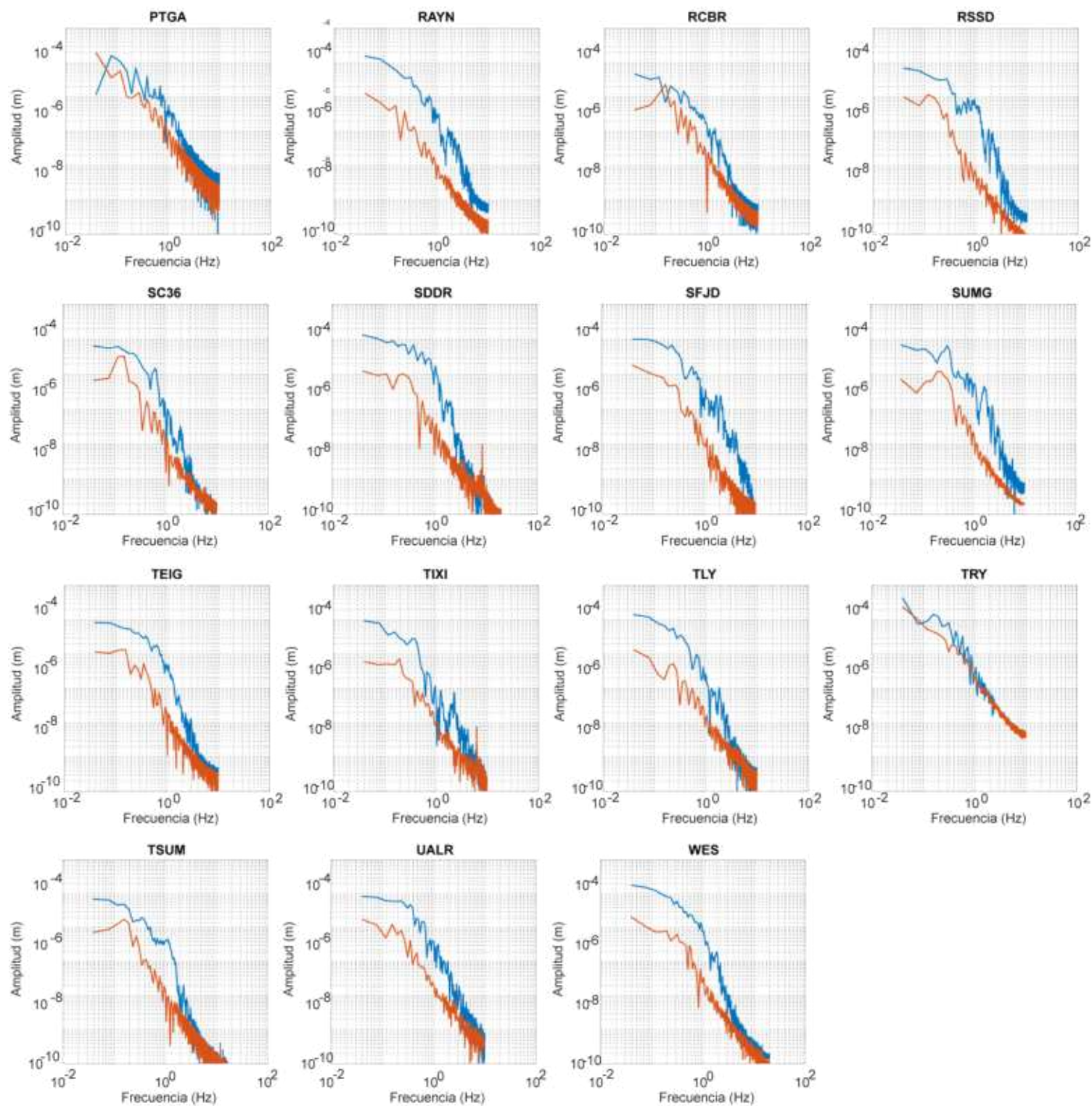


Figura III.2. Estaciones a distancia teleísmica.

Terremoto profundo de Granada 1990 (D2; RIM)

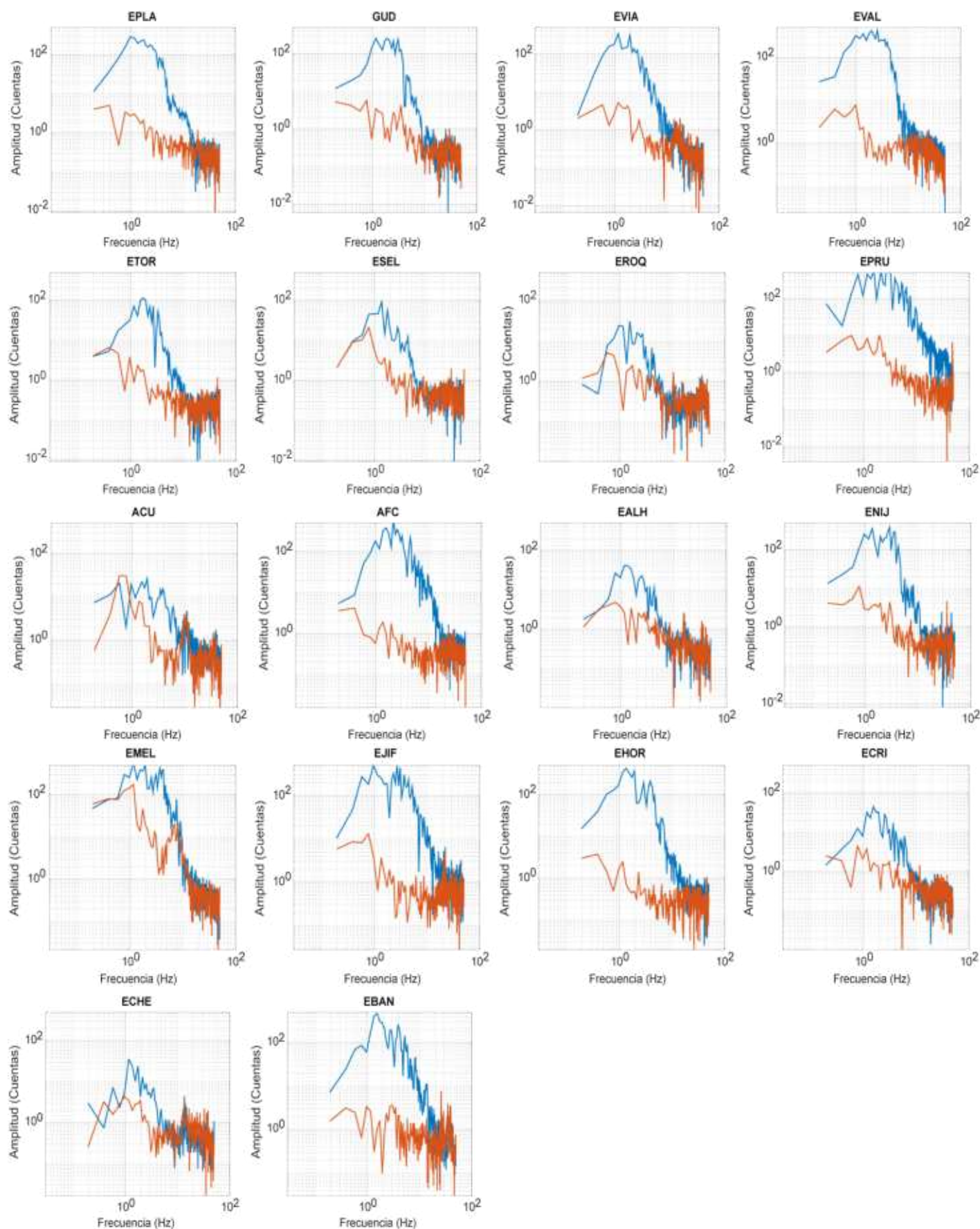


Figura III.3. Estaciones a distancia regional.

Terremoto profundo de Granada 1993 (D3; RIM)

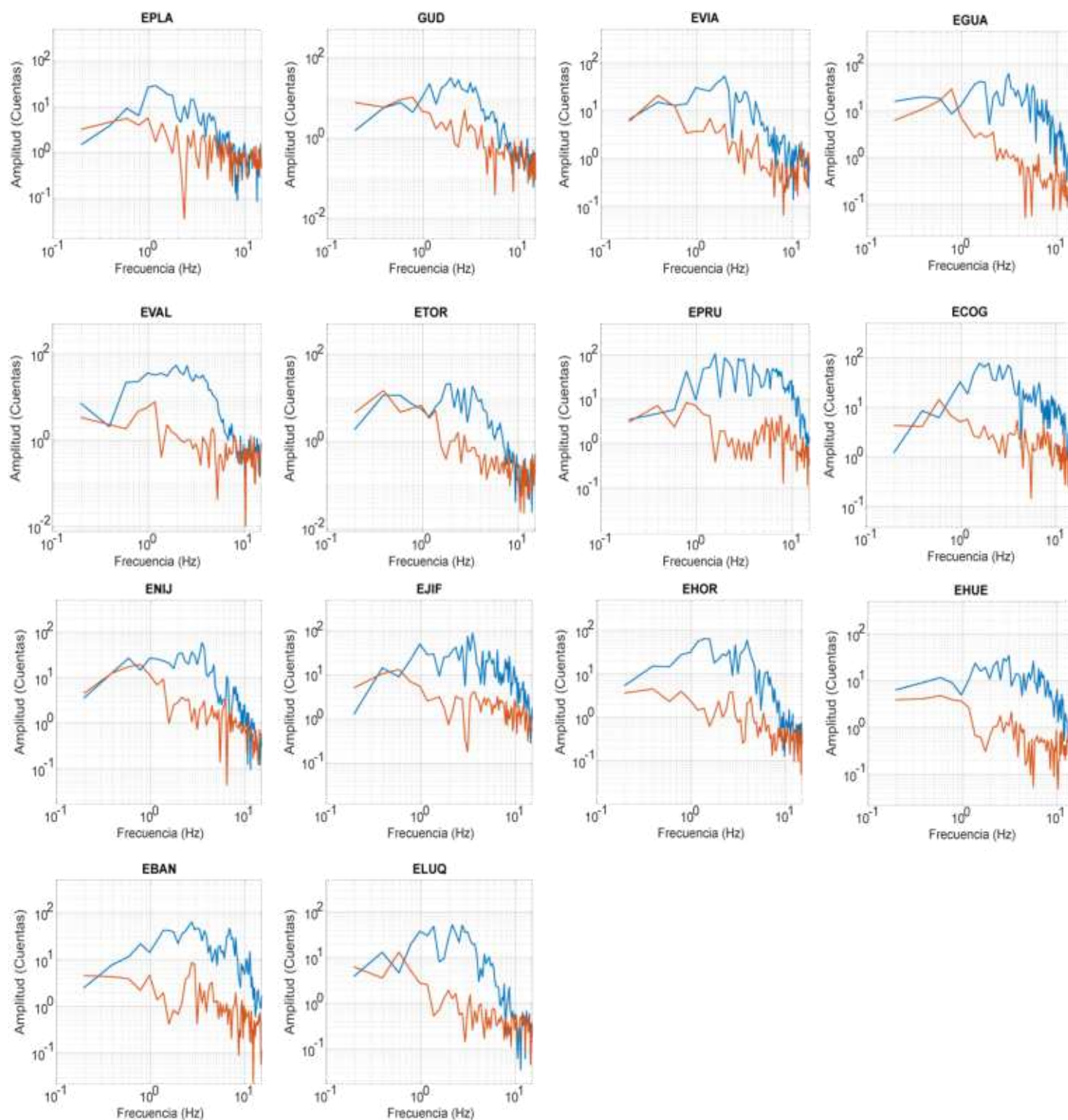
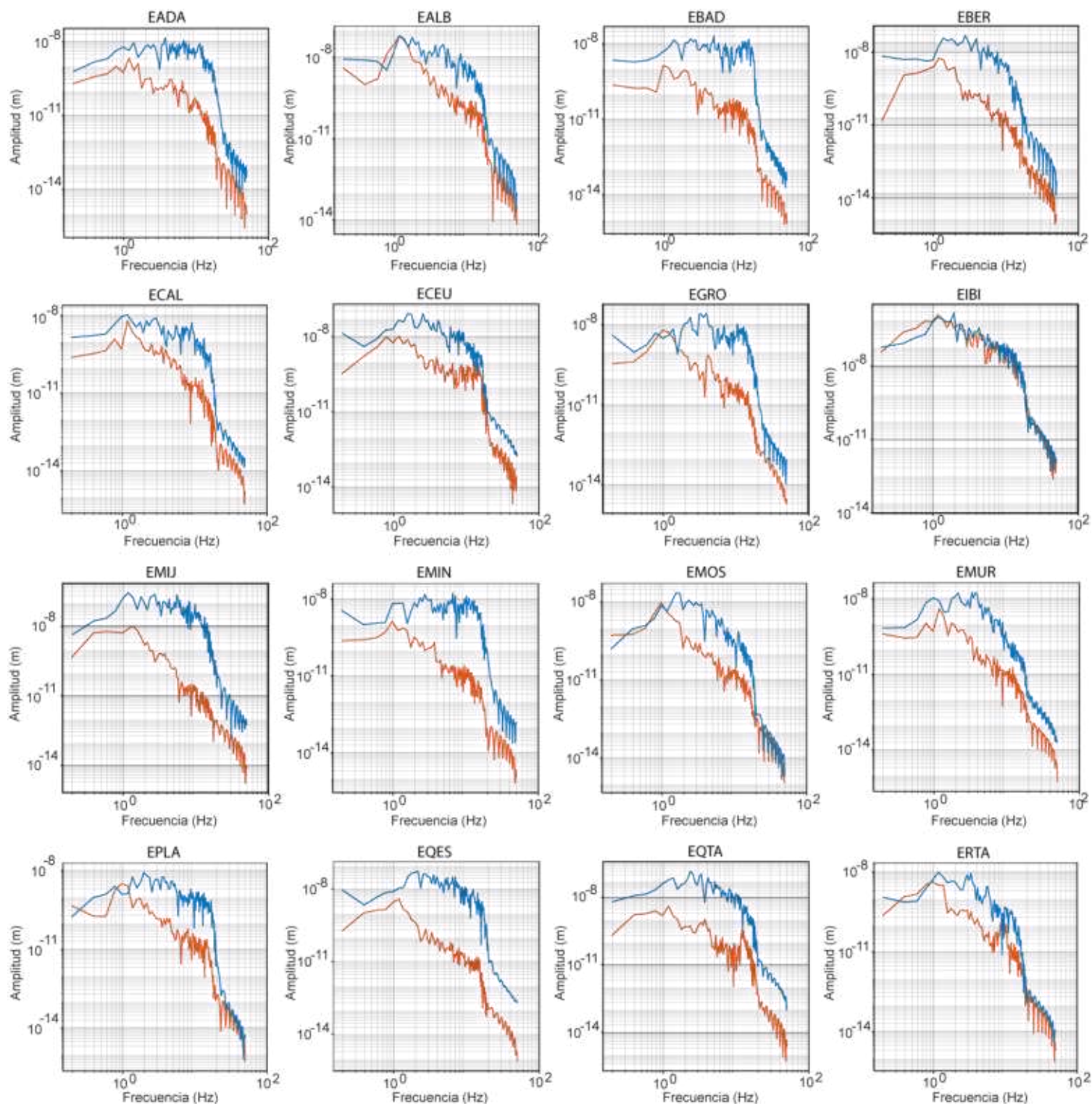


Figura III.4. Estaciones a distancia regional.

Terremotos de profundidad intermedia (RIM)



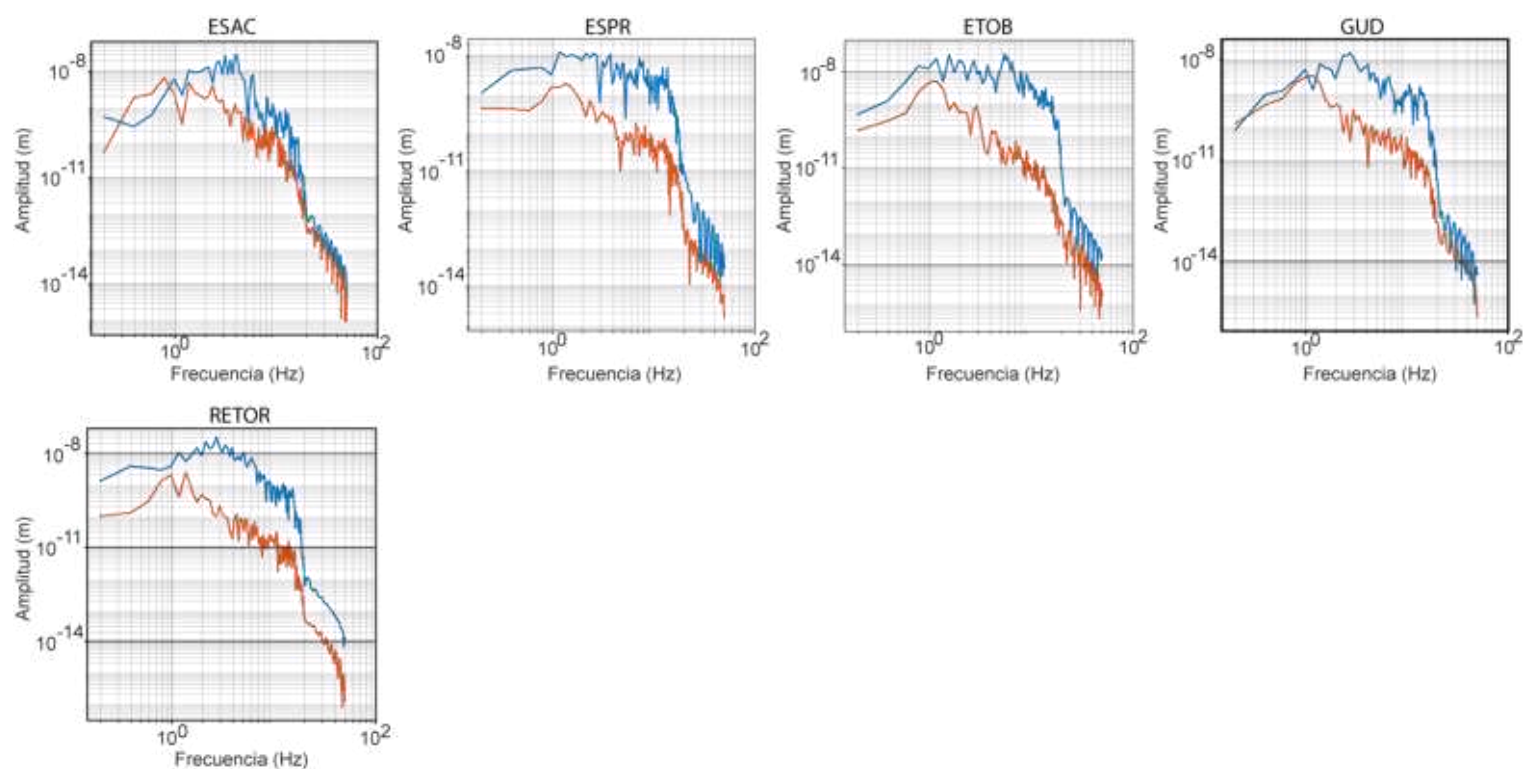


Figura III.5. Estaciones a distancia regional para el terremoto I8.

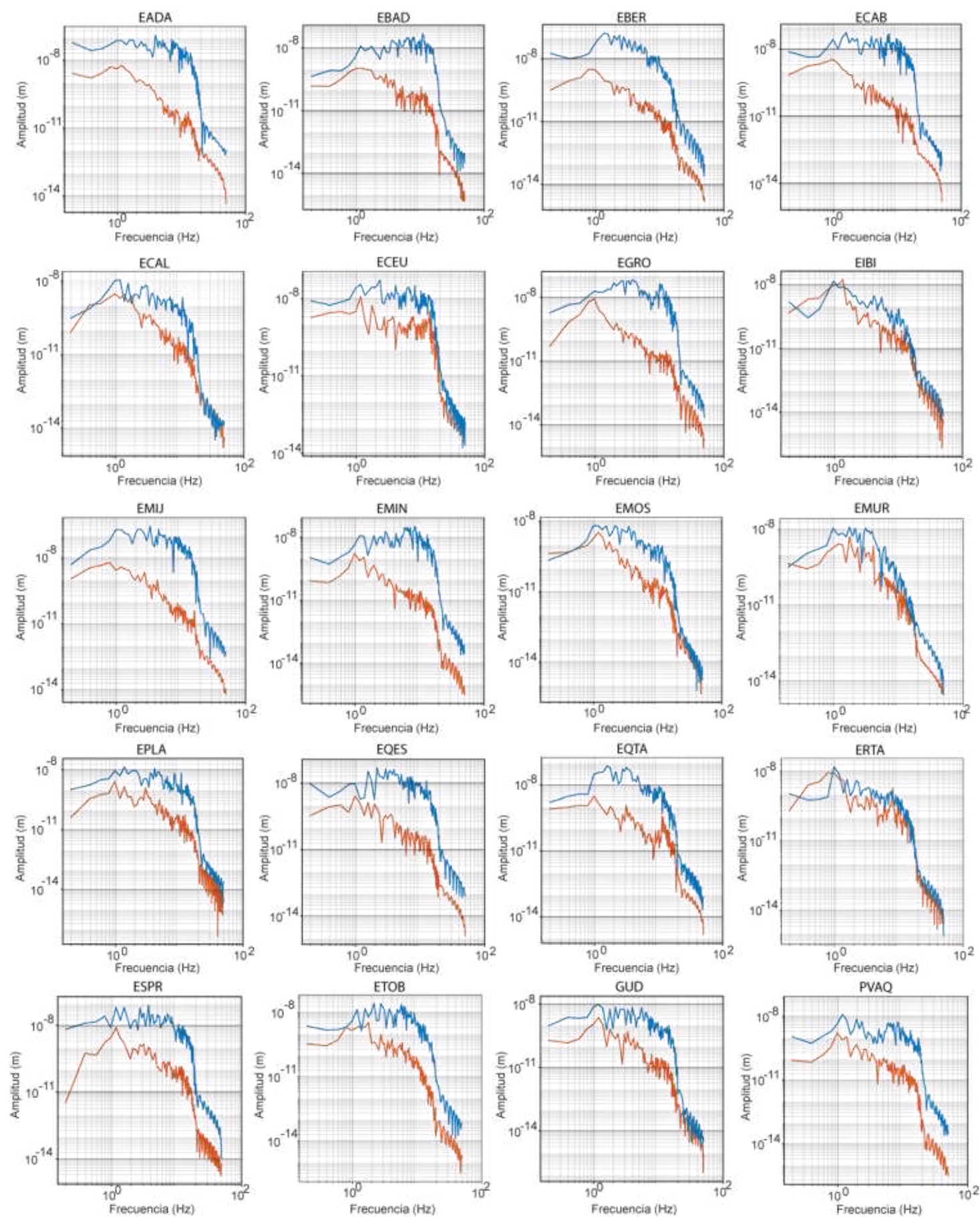
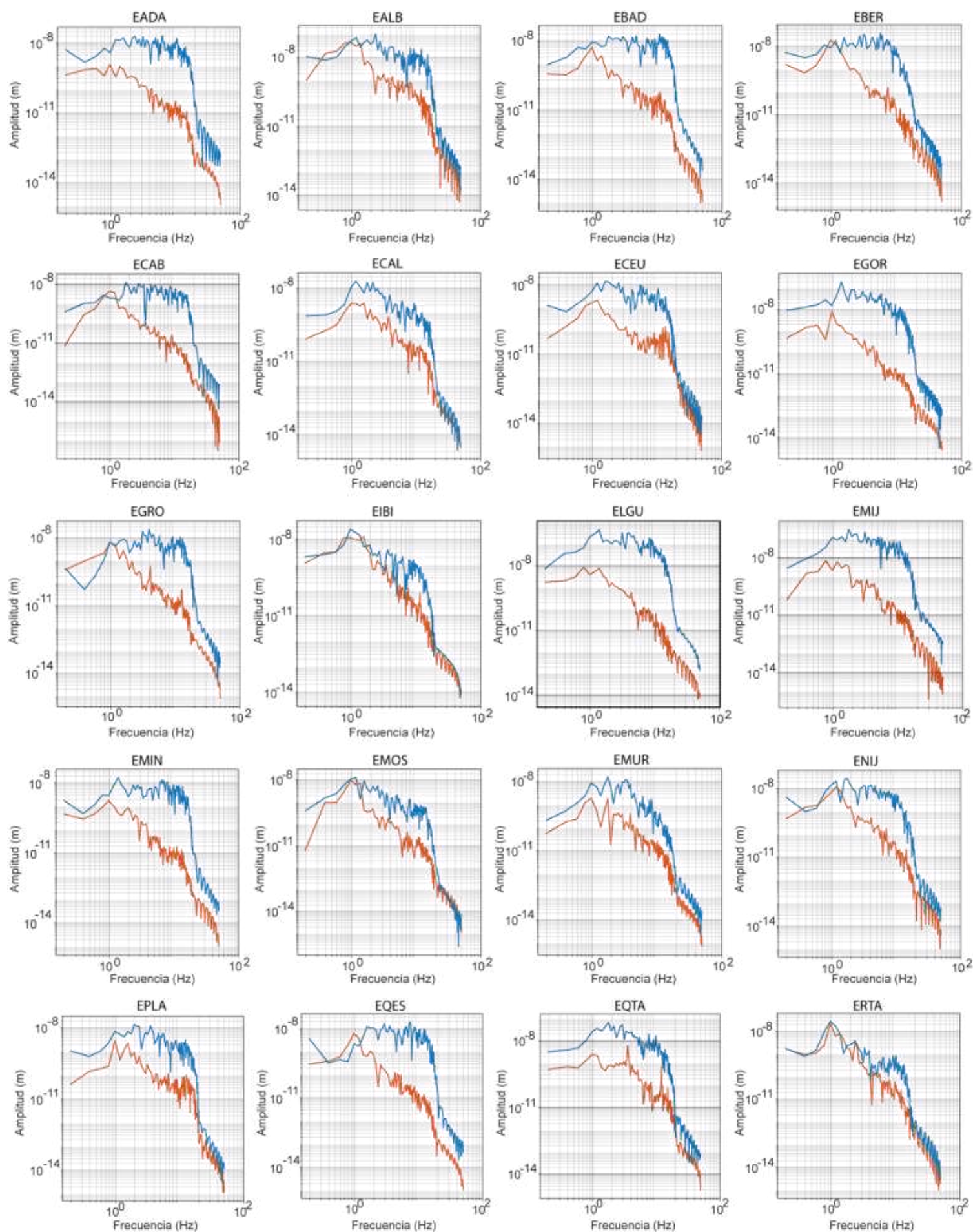


Figura III.6. Estaciones a distancia regional para el terremoto I9.

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos



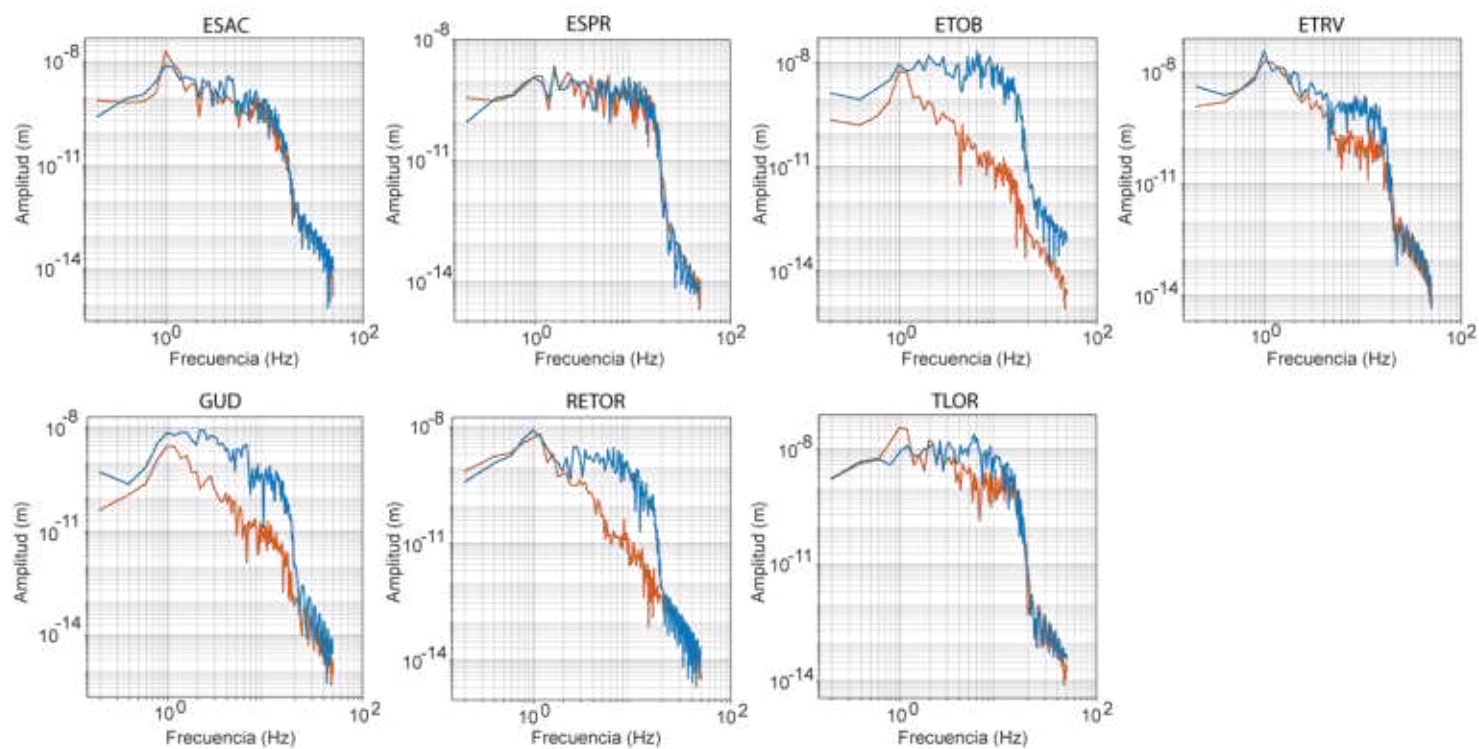
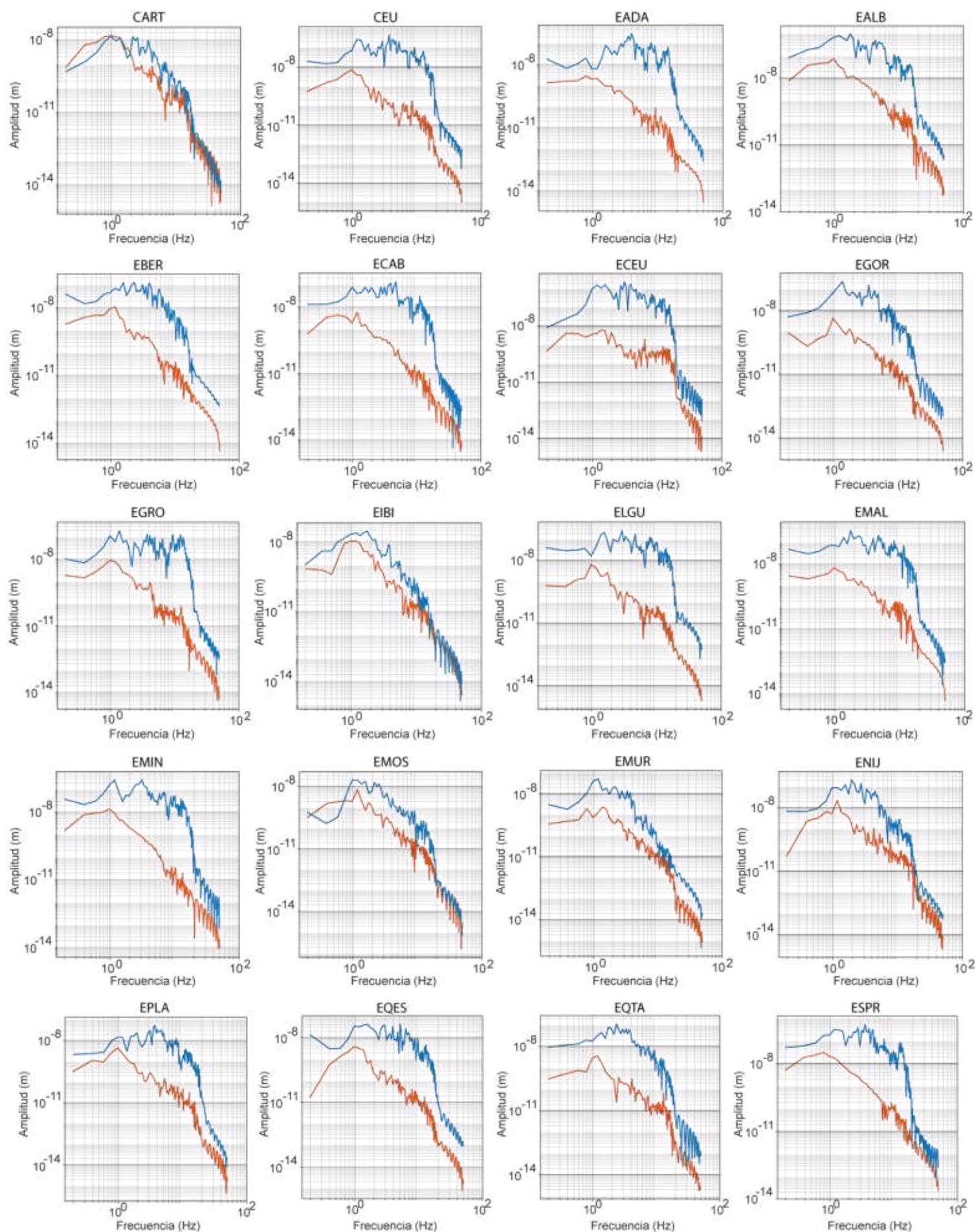


Figura III.7. Estaciones a distancia regional para el terremoto I12.

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos



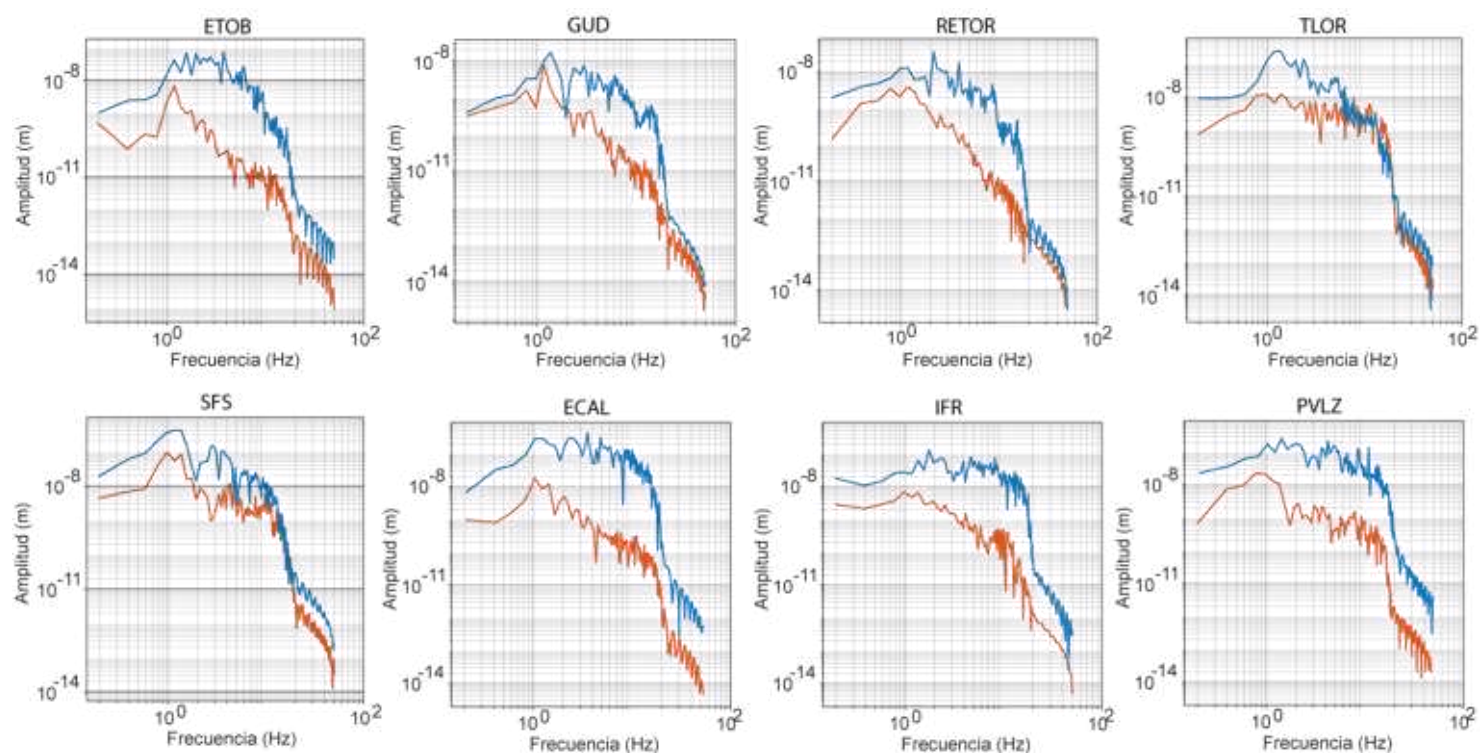
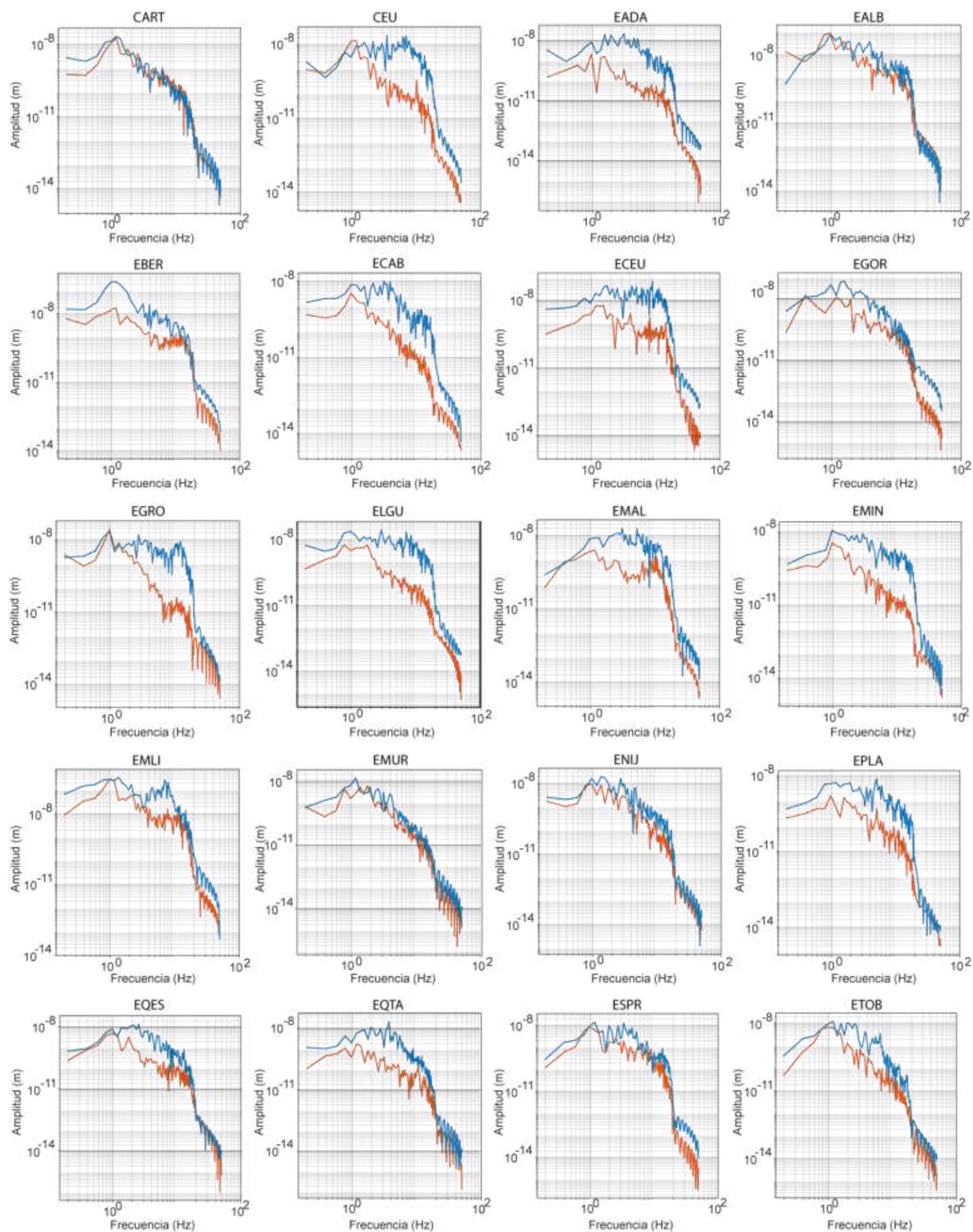


Figura III.8. Estaciones a distancia regional para el terremoto I16.

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos



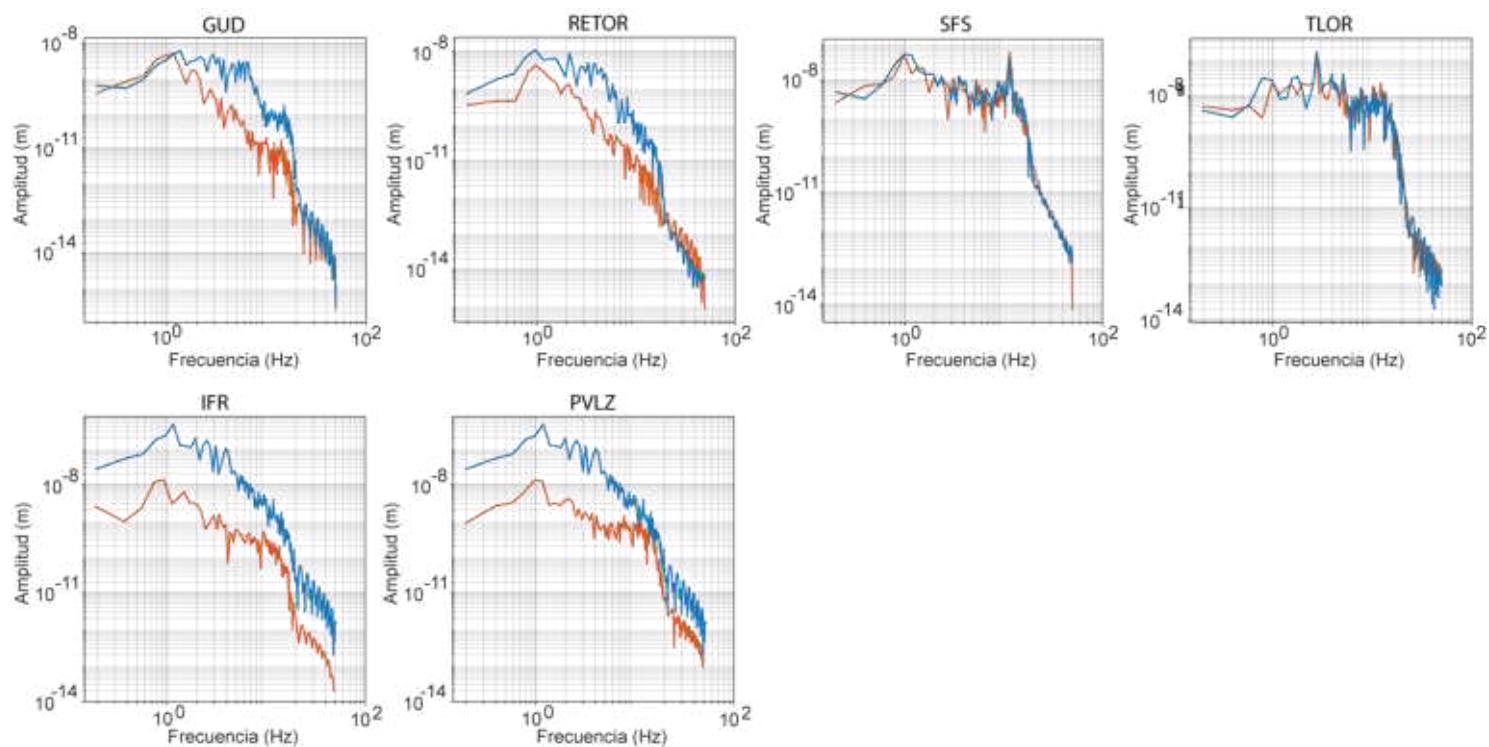
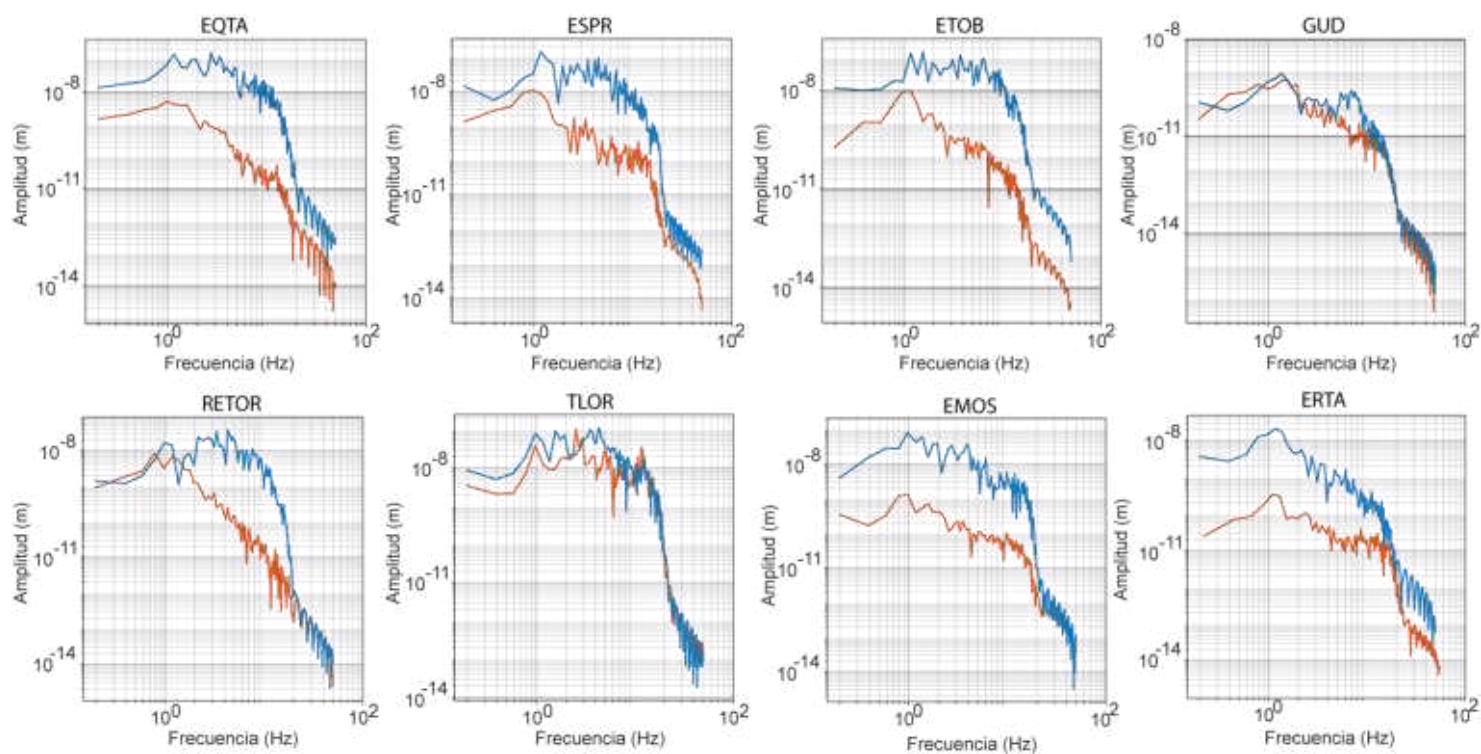


Figura III.9. Estaciones a distancia regional para el terremoto I17.



Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

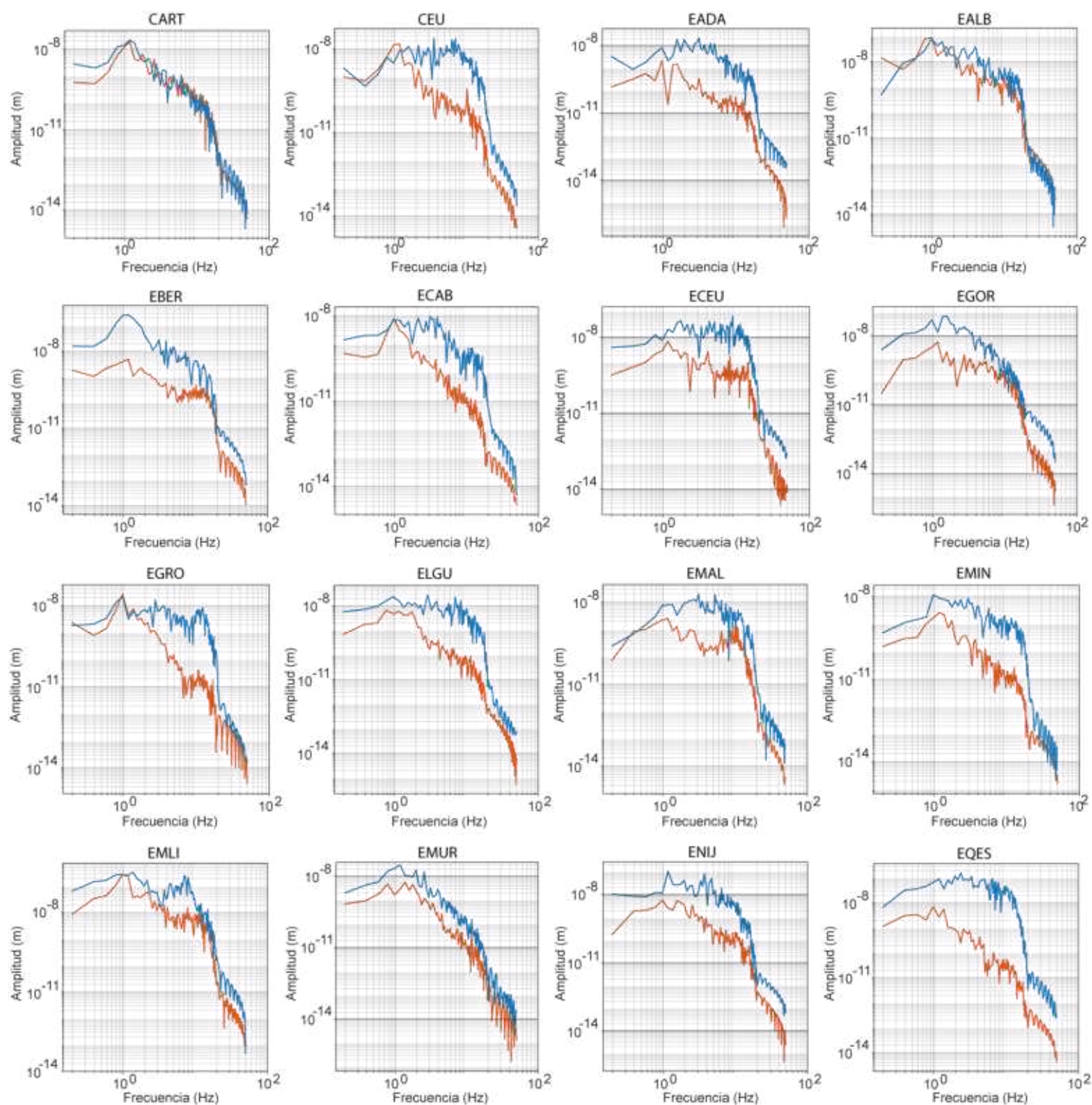
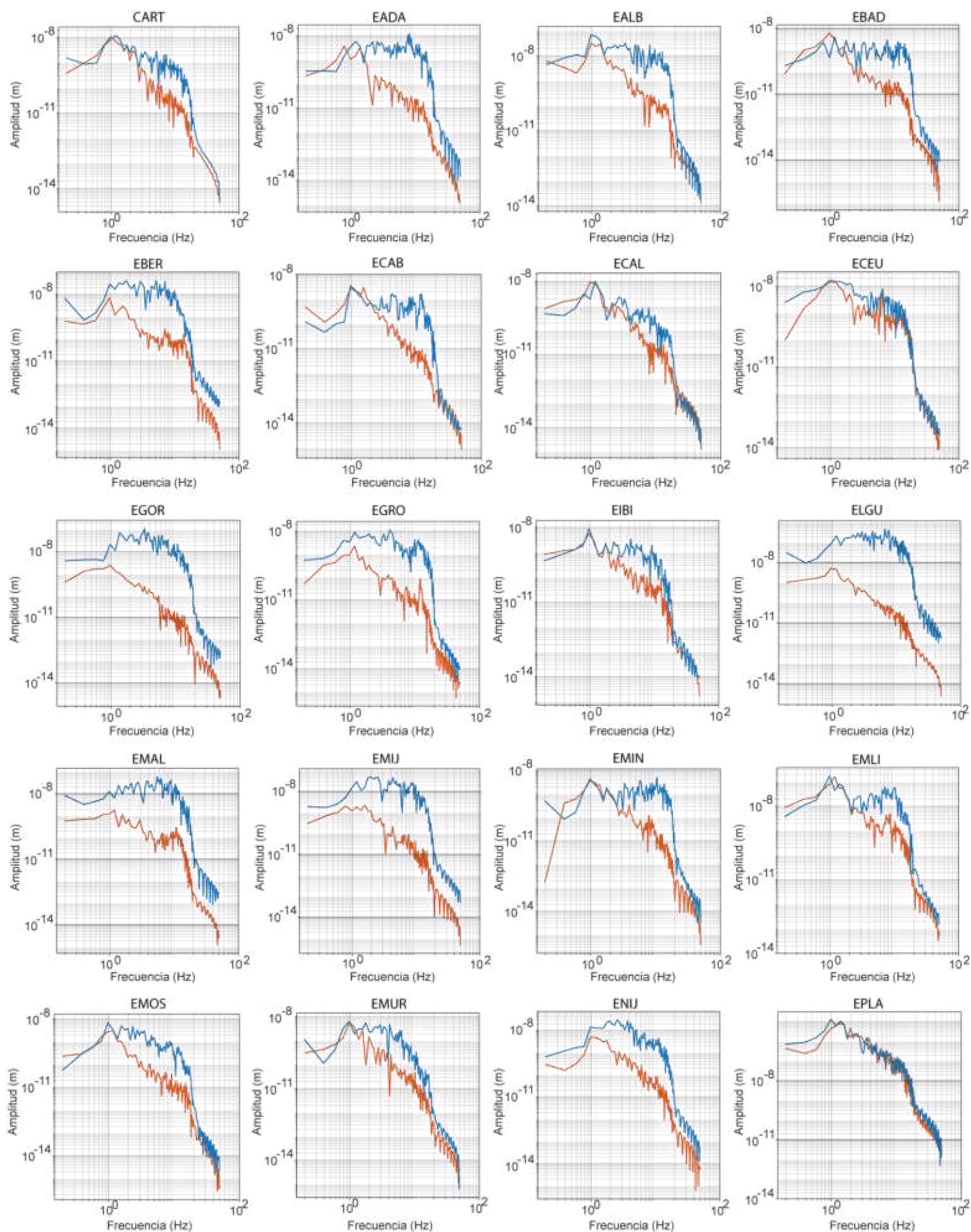


Figura III.10. Estaciones a distancia regional para el terremoto I18.



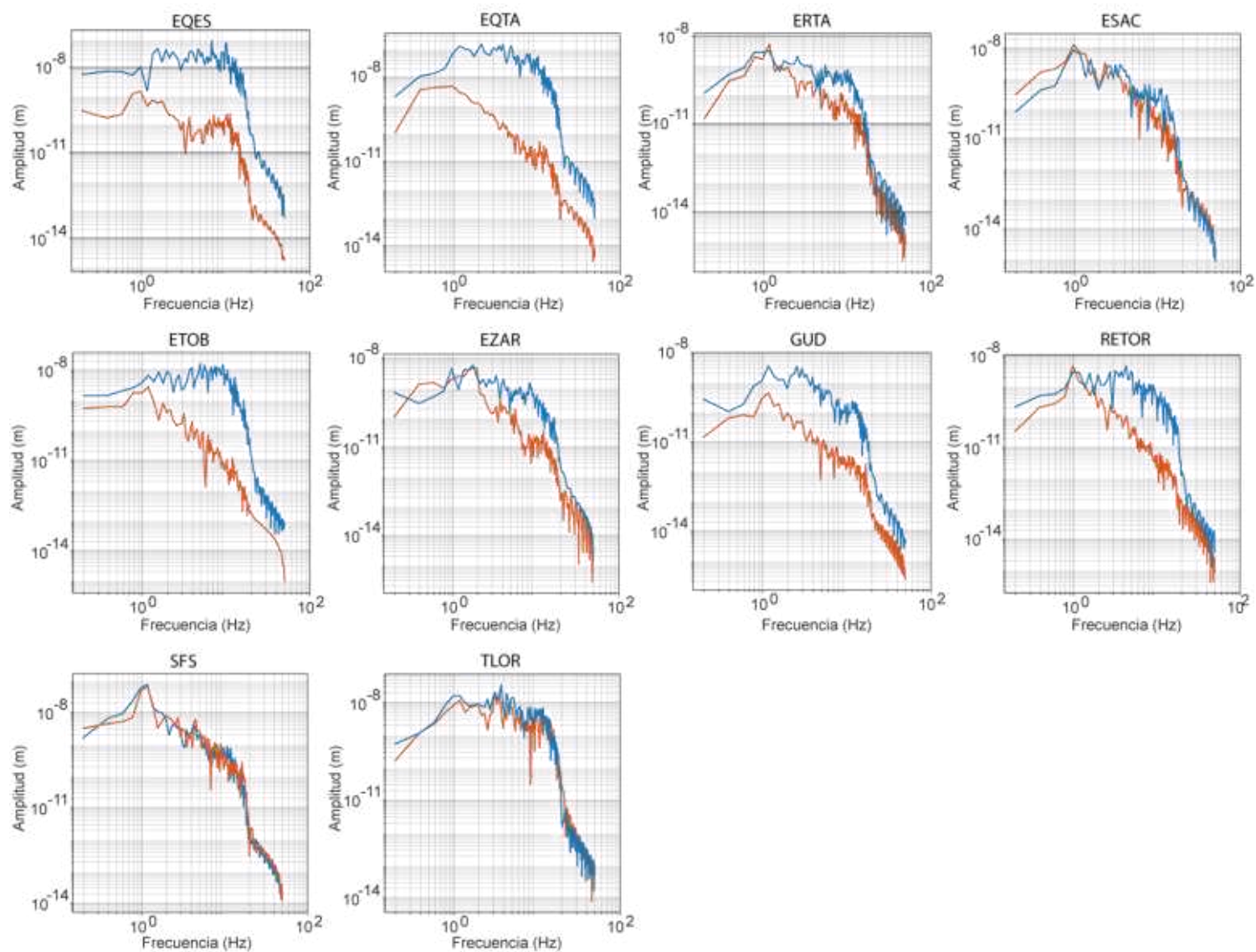
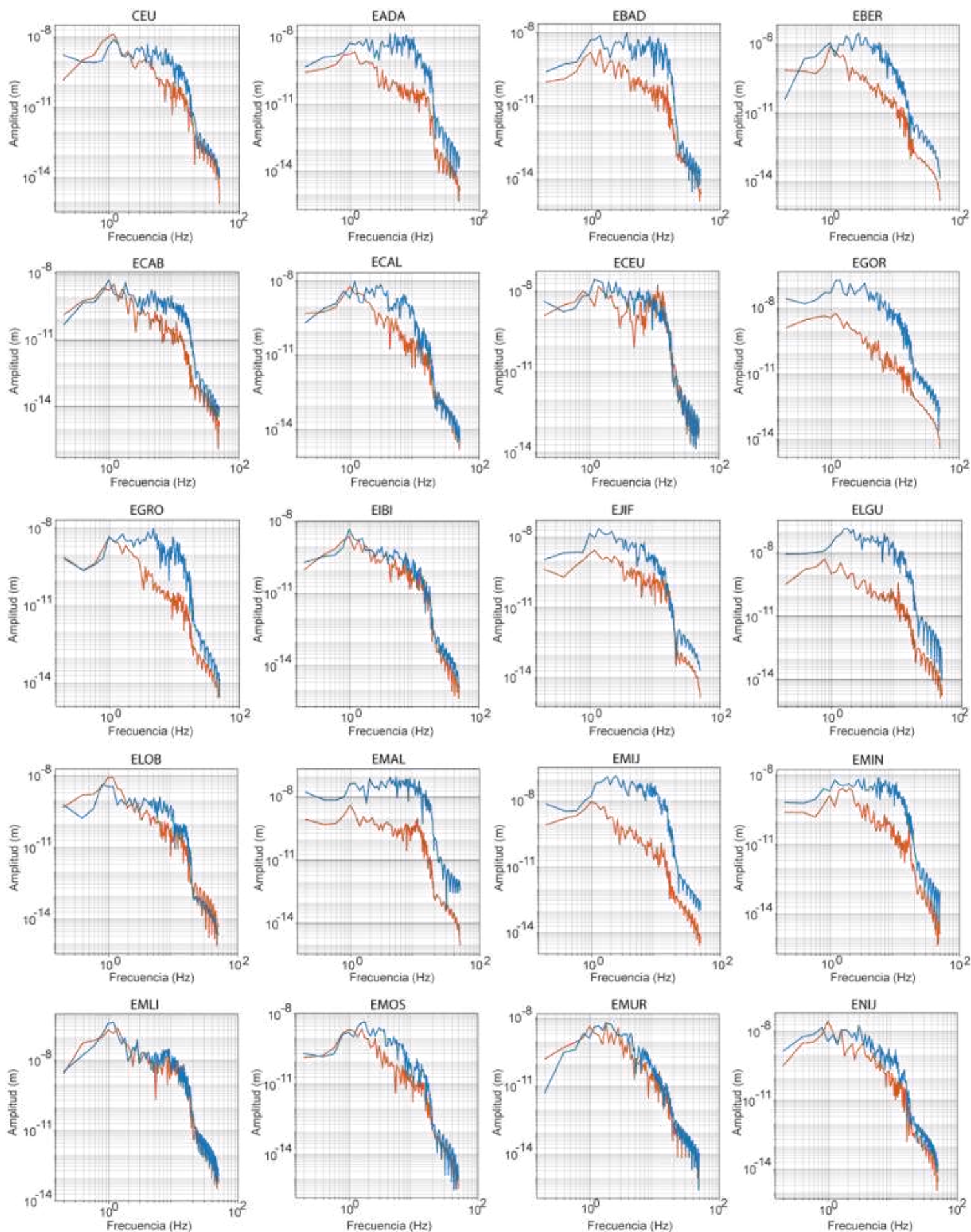


Figura III.11. Estaciones a distancia regional para el terremoto I20.



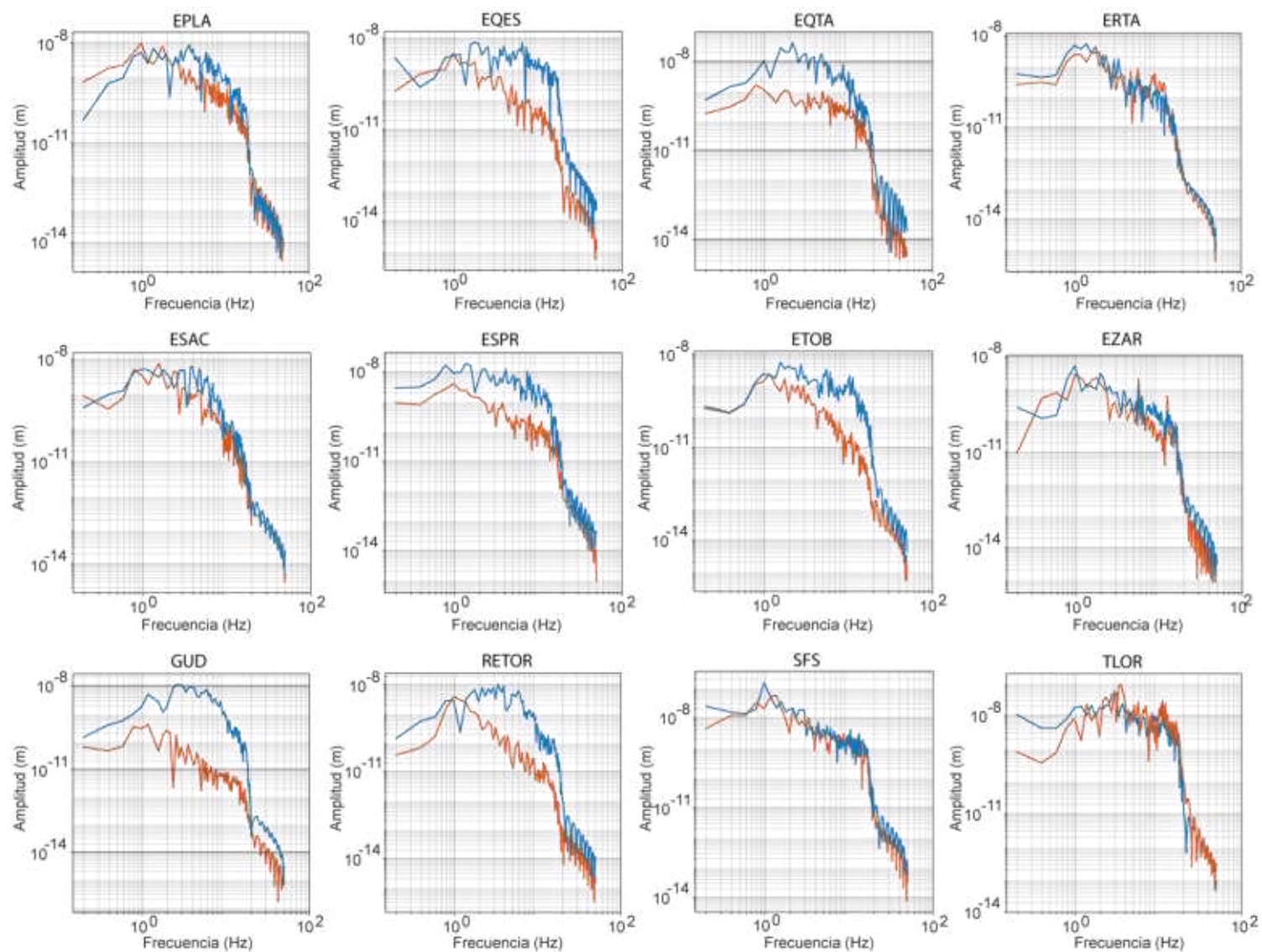
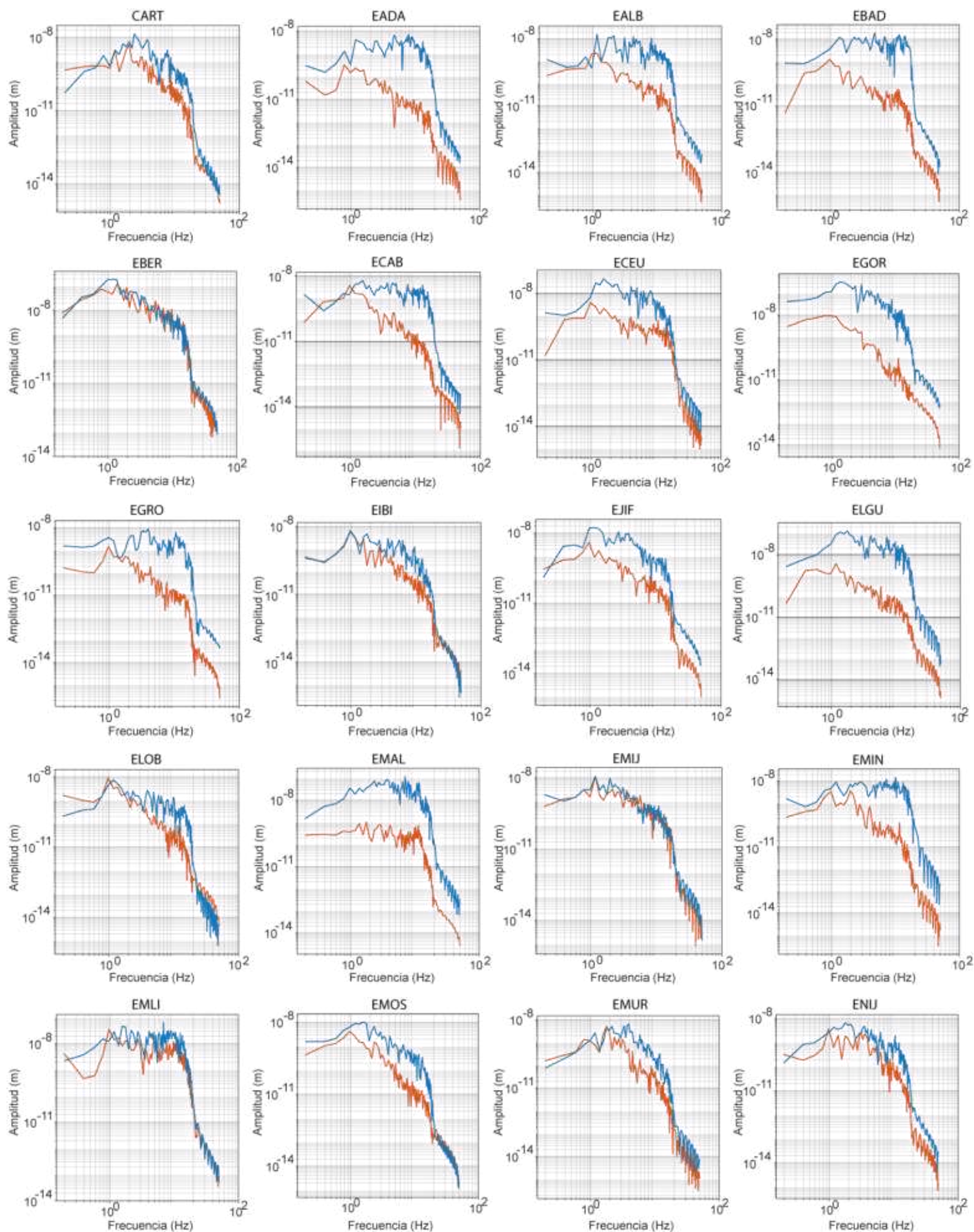


Figura III.12. Estaciones a distancia regional para el terremoto I21.



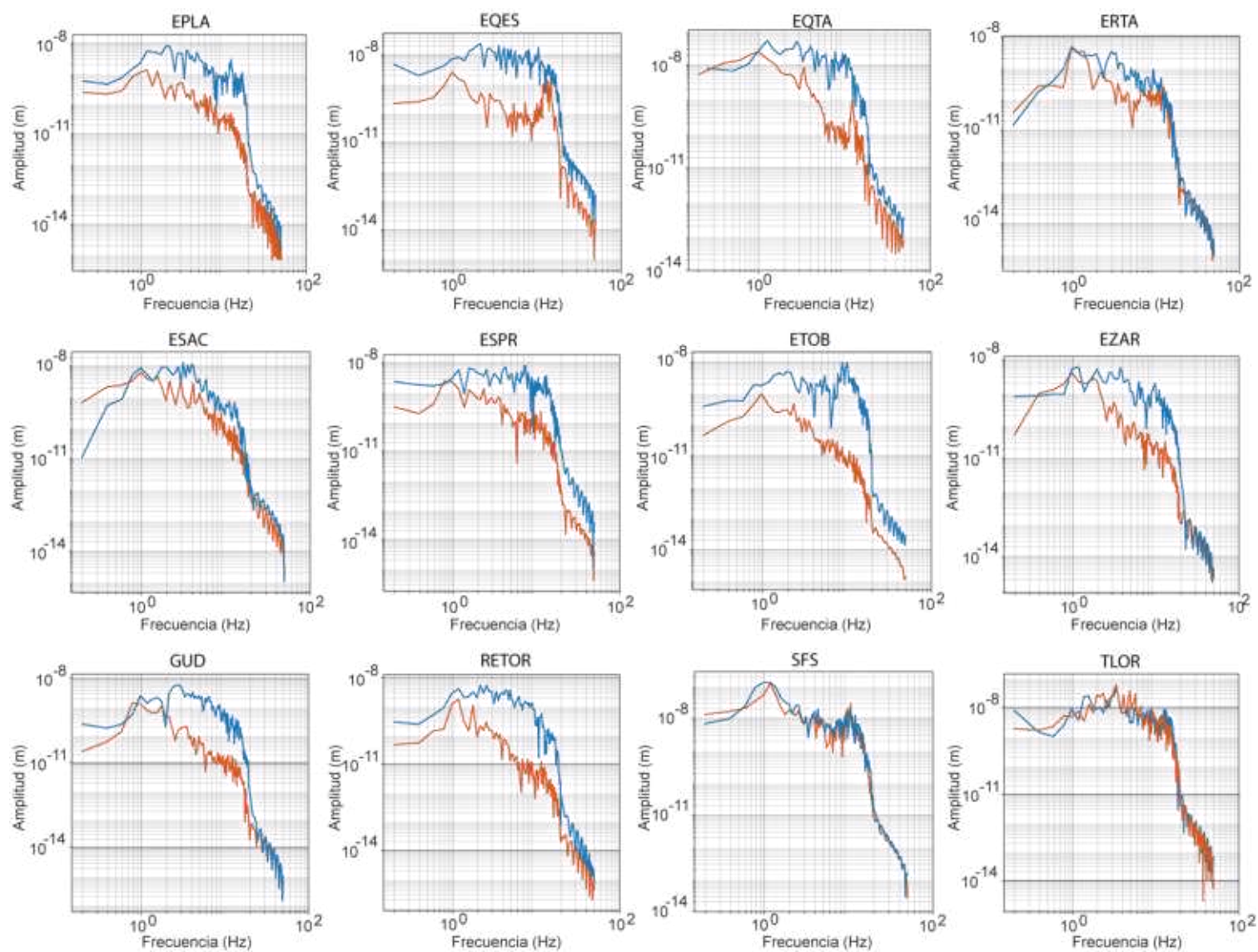
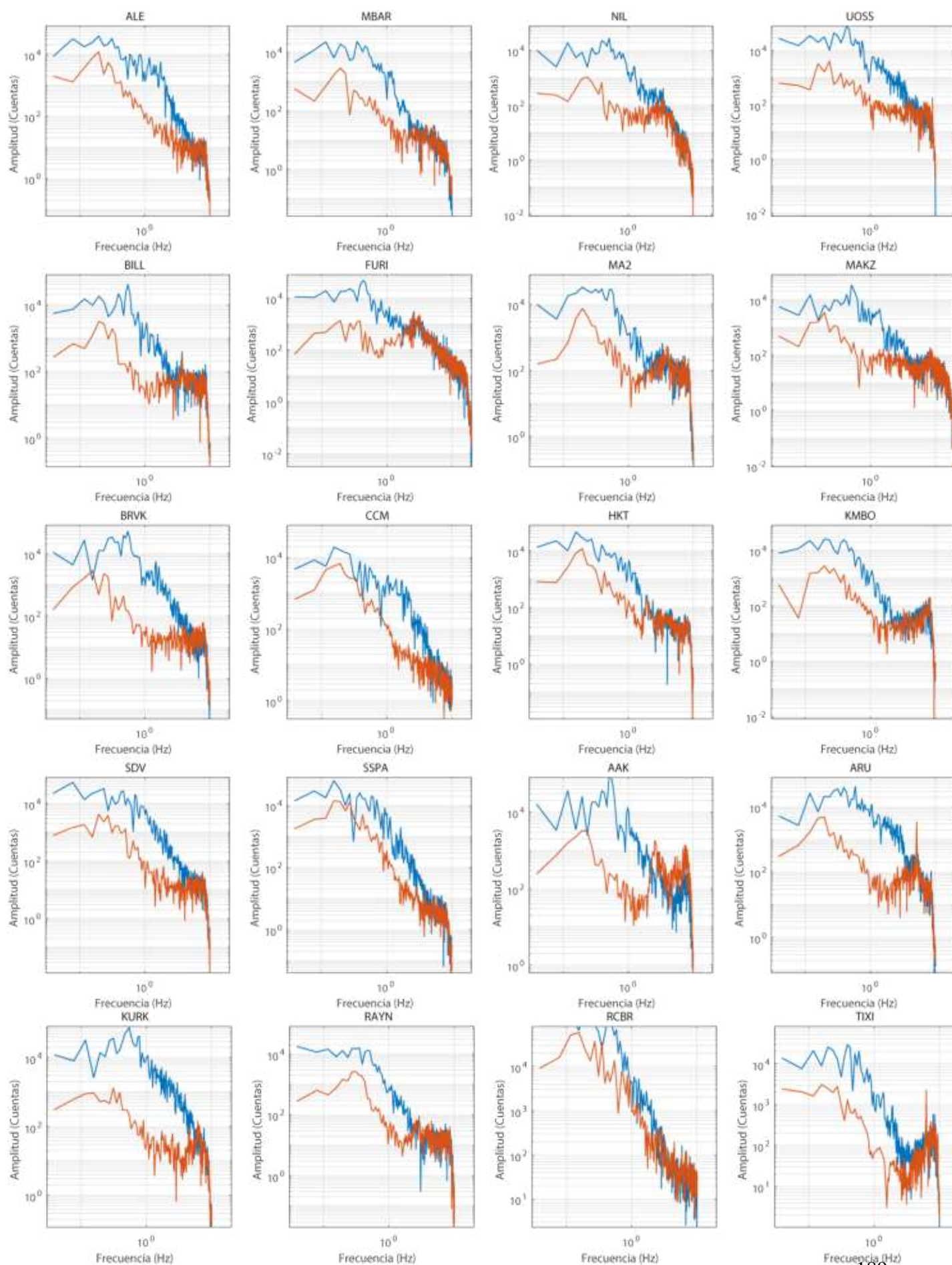


Figura III.13. Estaciones a distancia regional para el terremoto I24.

Terremoto superficial de Alborán de 2016 (S1; RIM)



Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

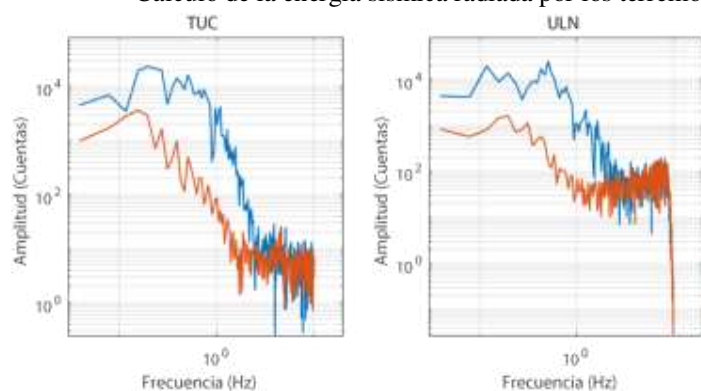
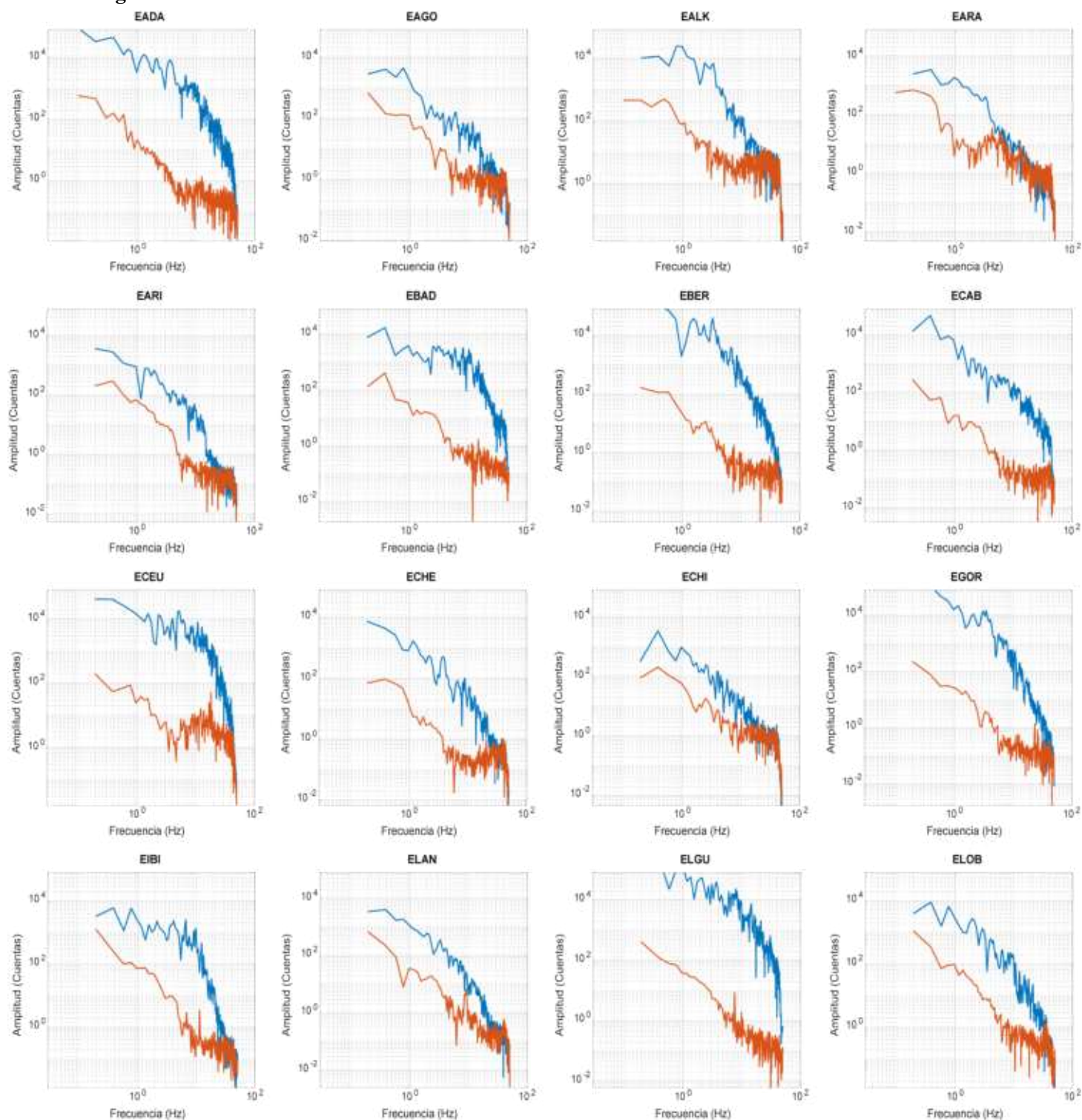


Figura III.14. Estaciones a distancia telosísmica.



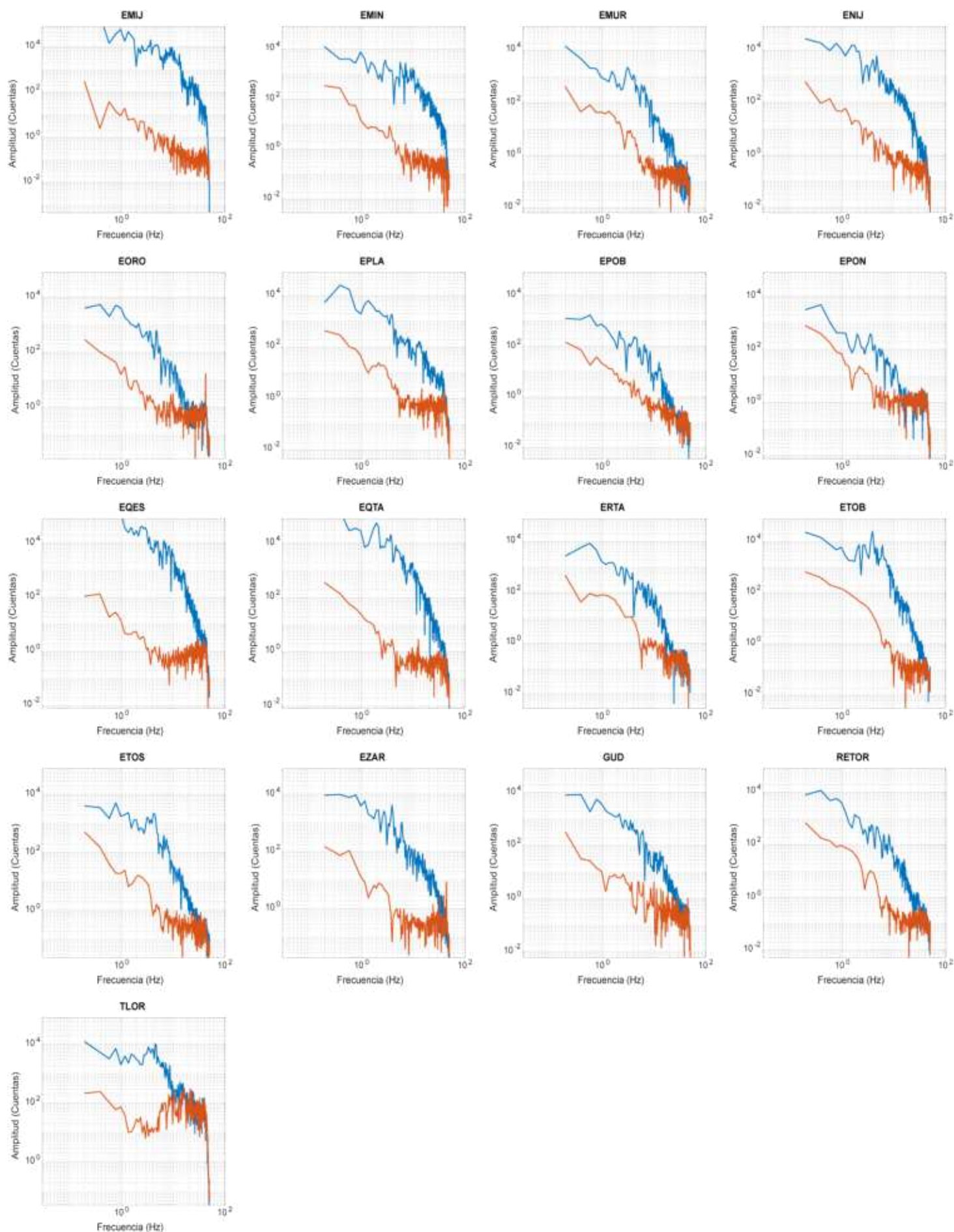
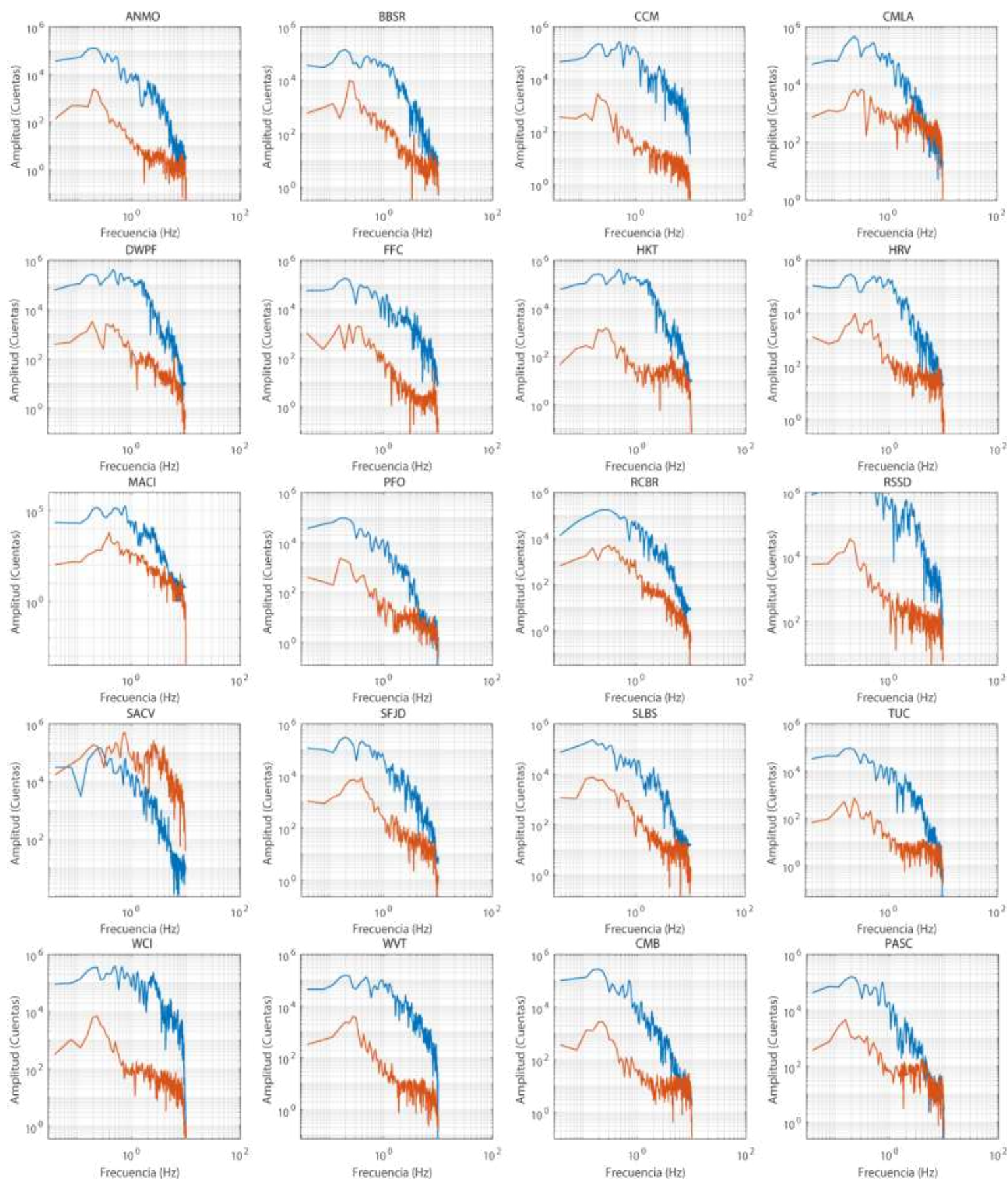


Figura III.15. Estaciones a distancia regional.

Terremoto profundo de Perú de 2018 (P1)



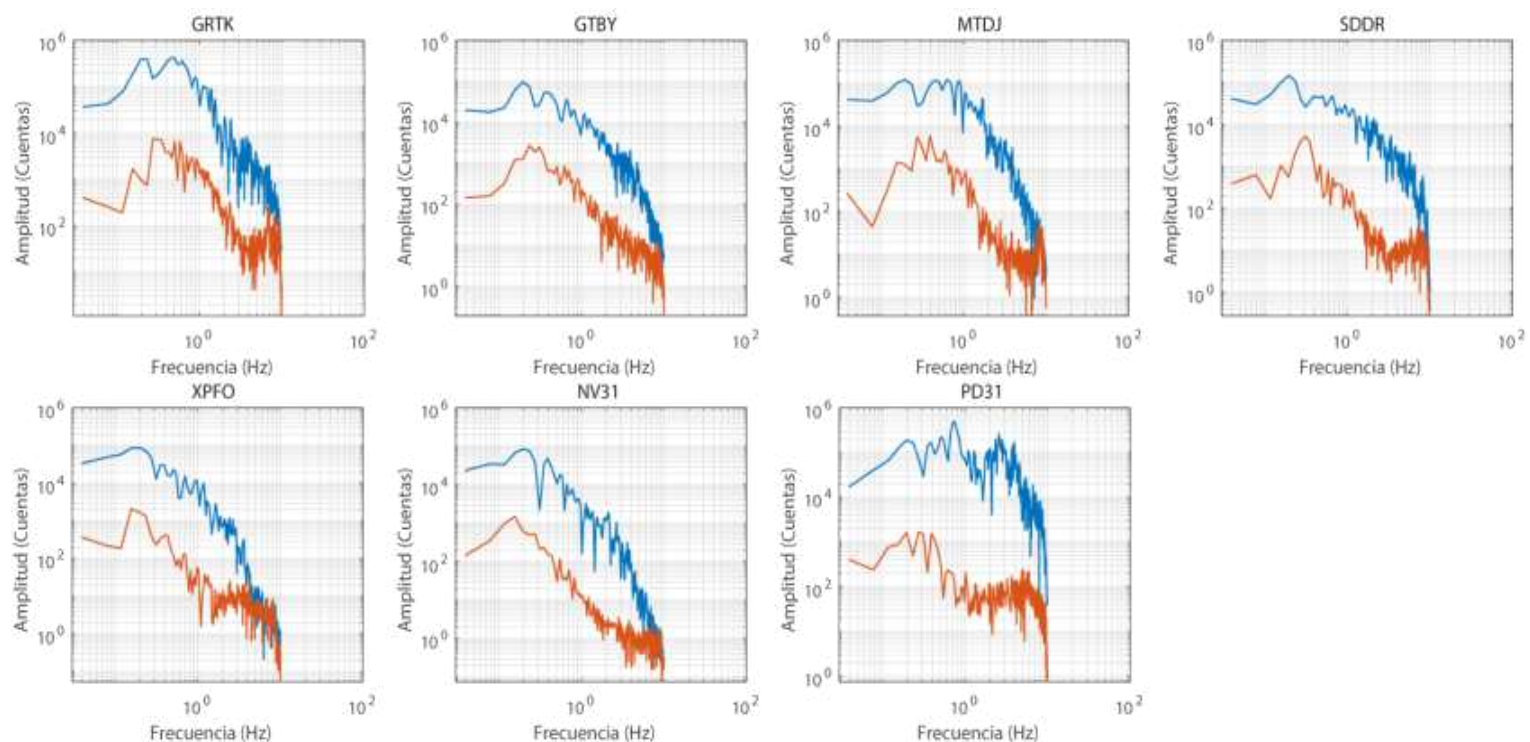
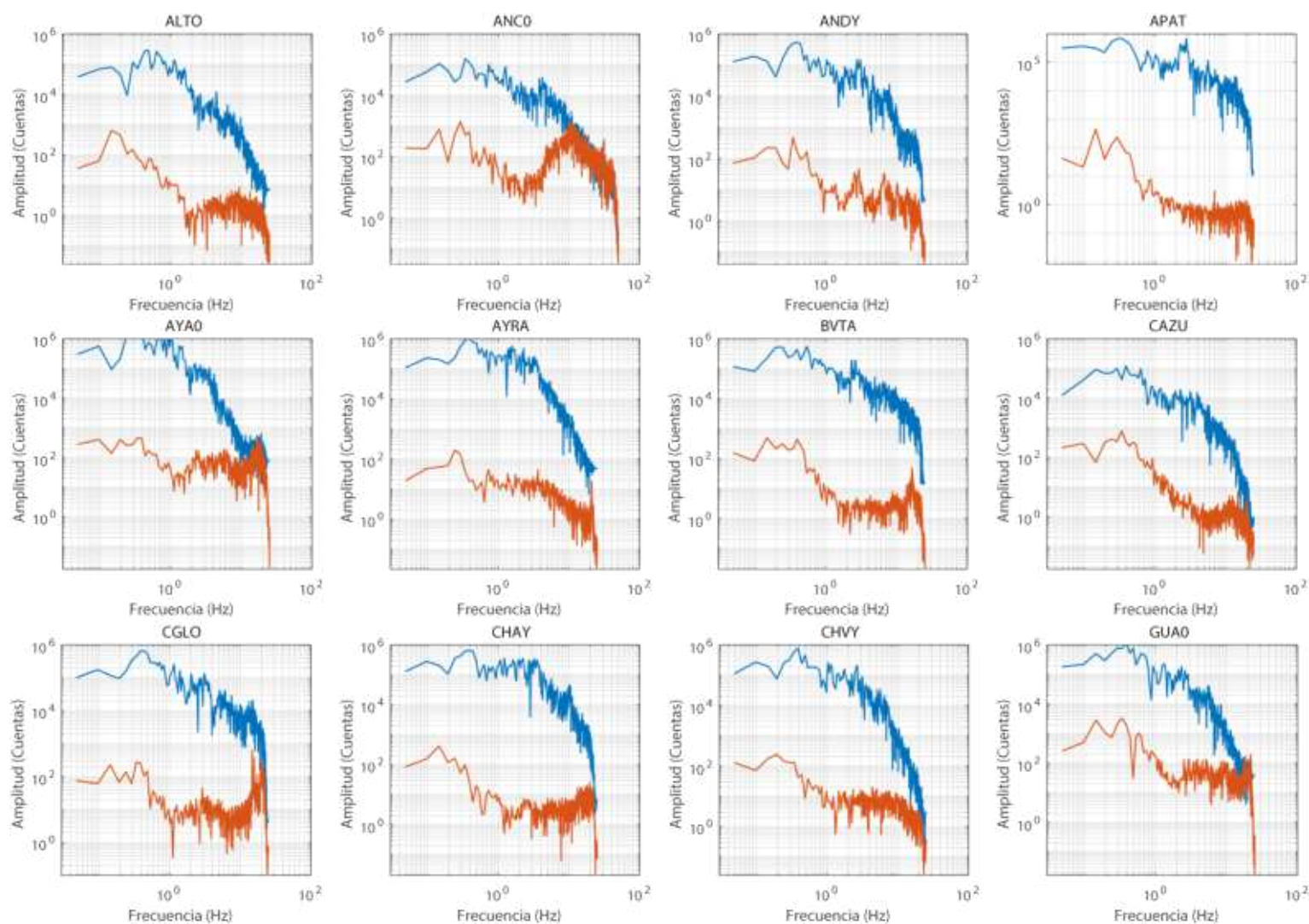
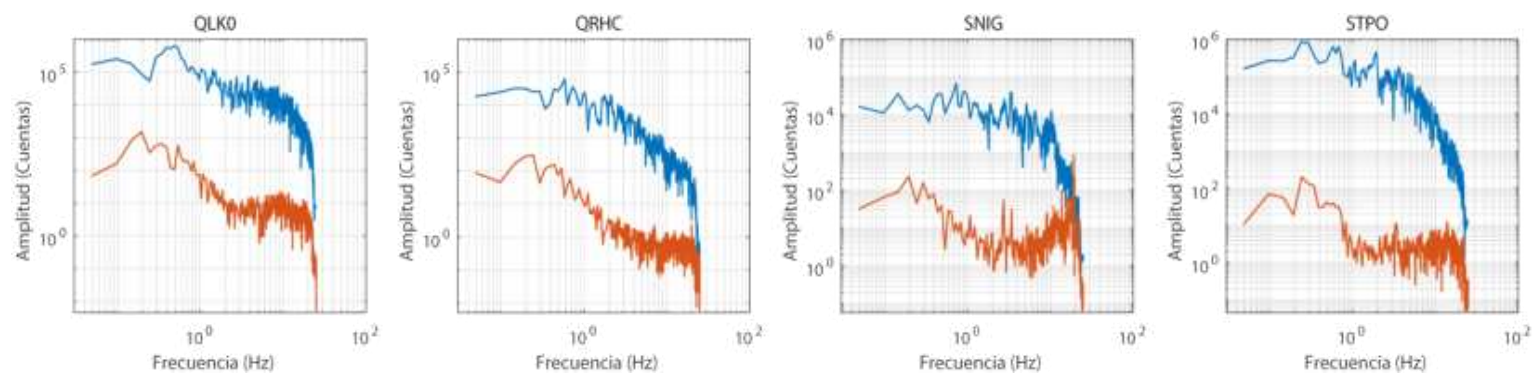


Figura III.16. Estaciones a distancia telosísmica.





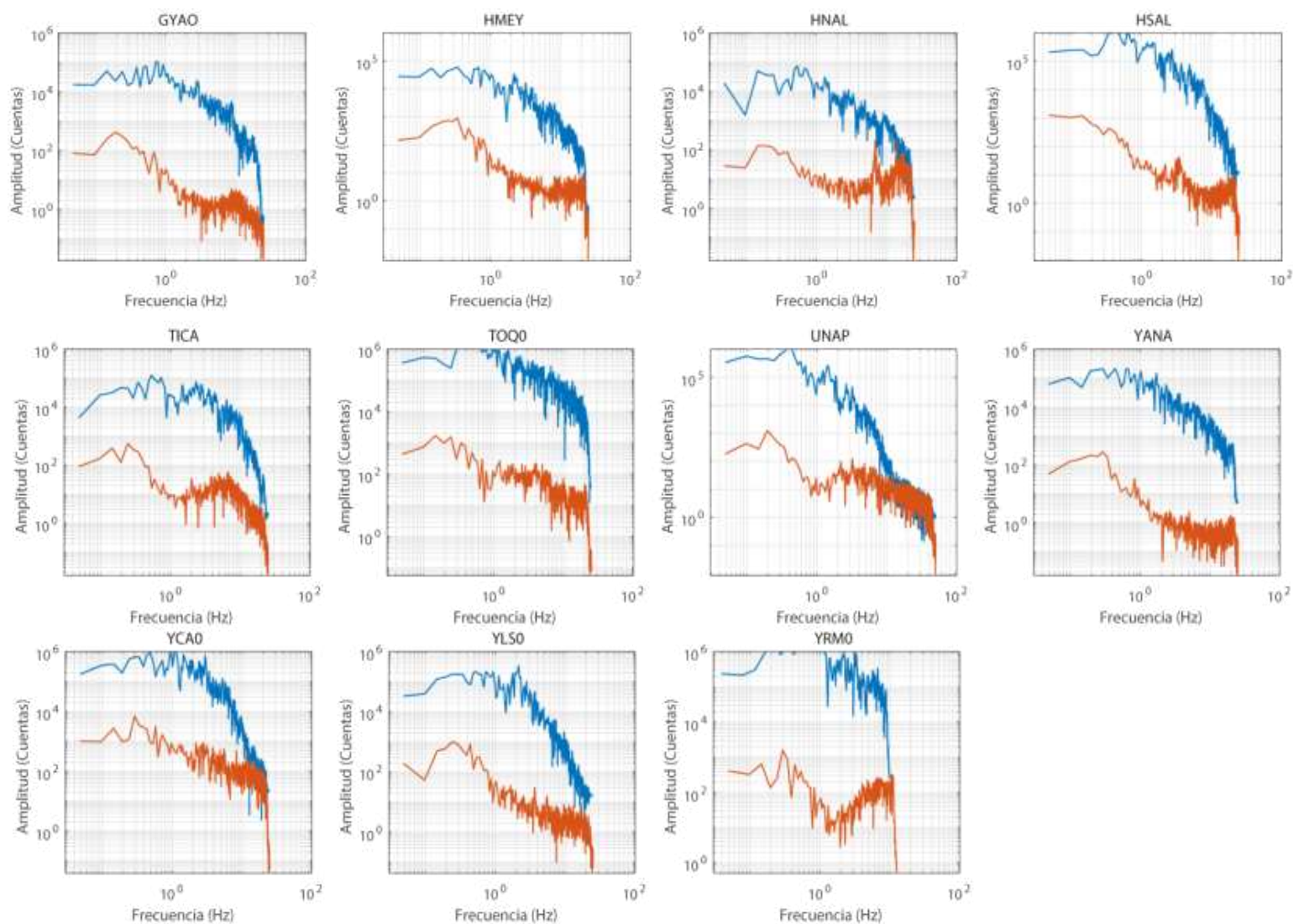
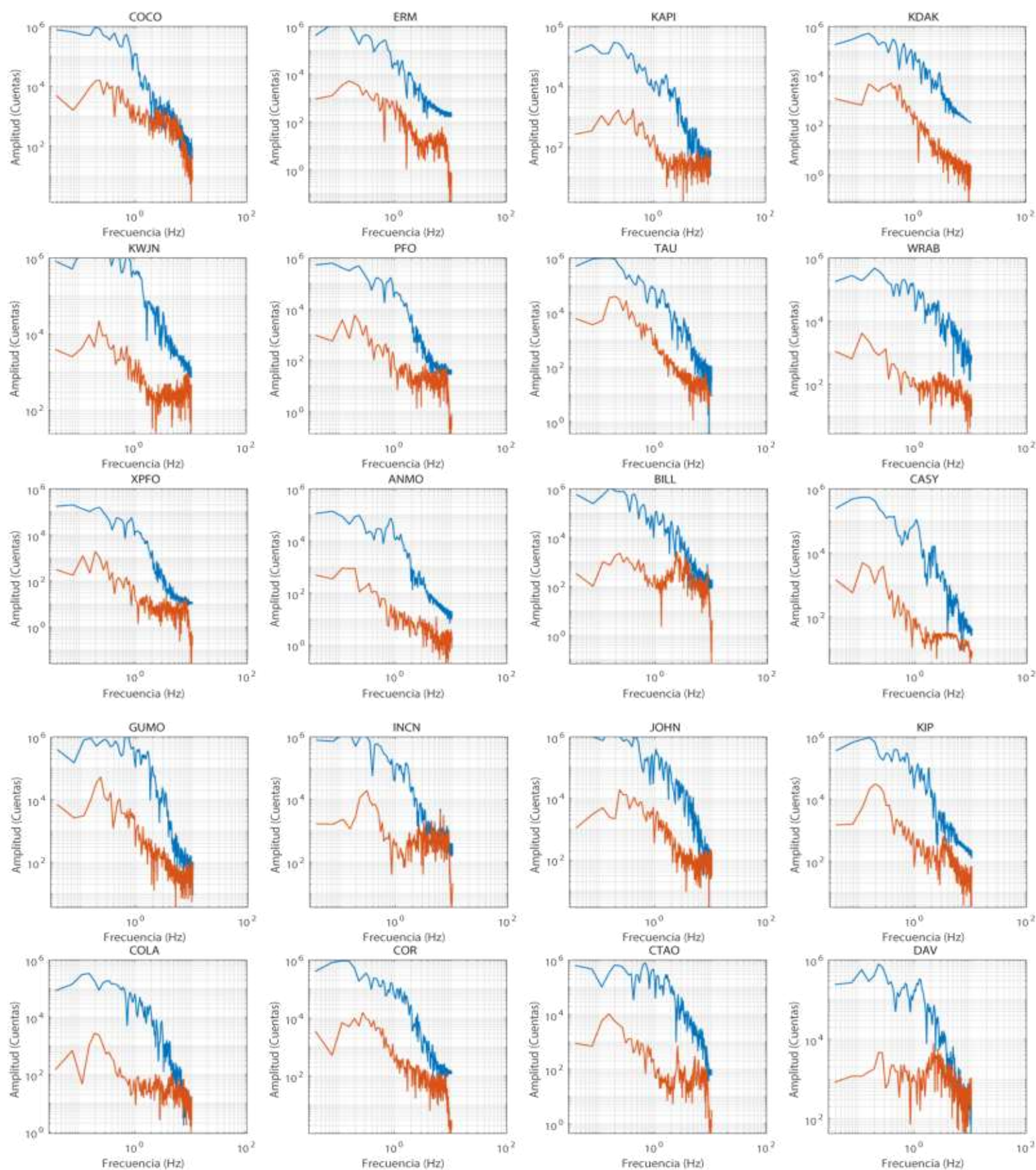


Figura III.17. Estaciones a distancia regional.

Terremoto profundo de Fiji de 2018 (F1)



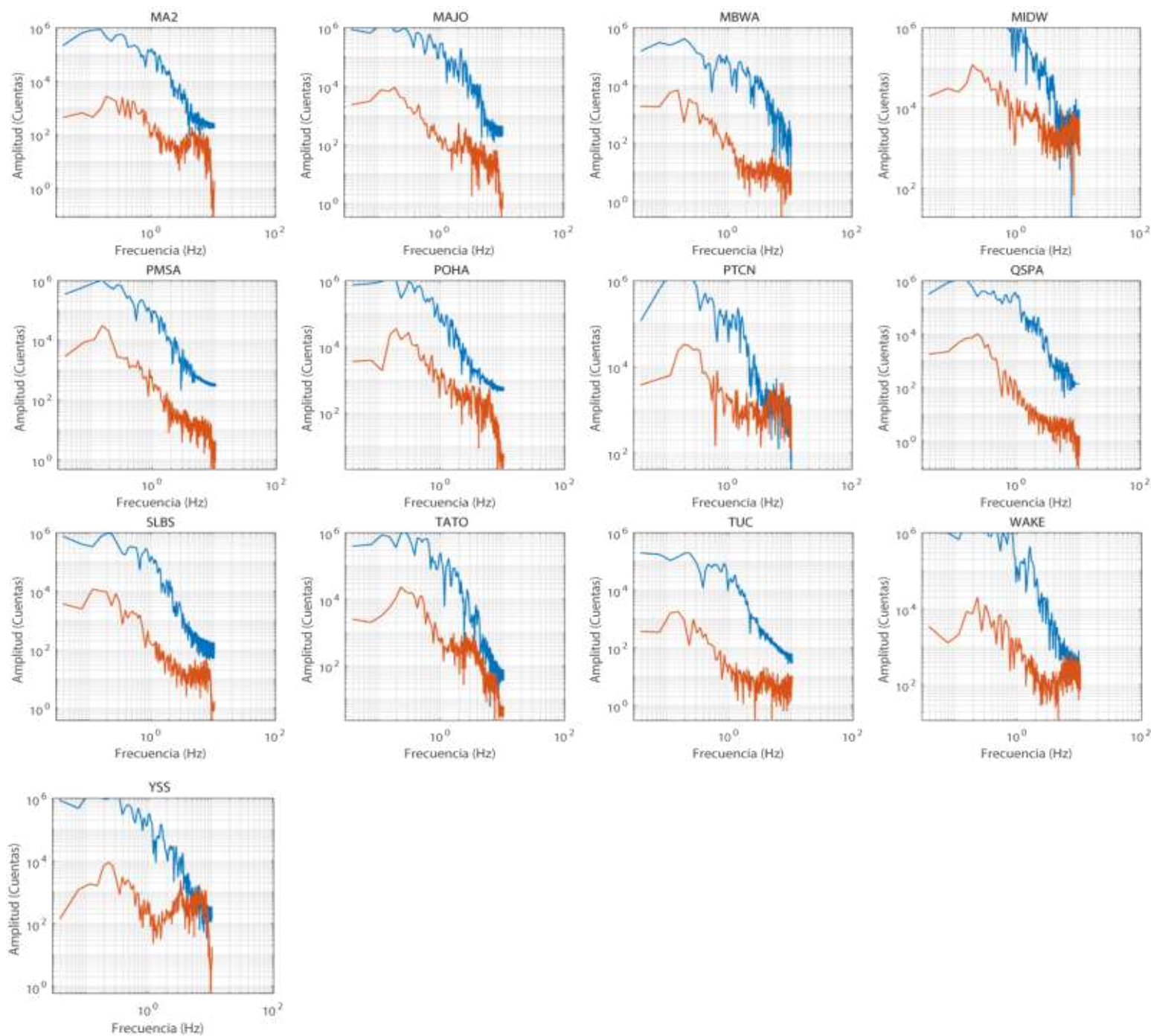
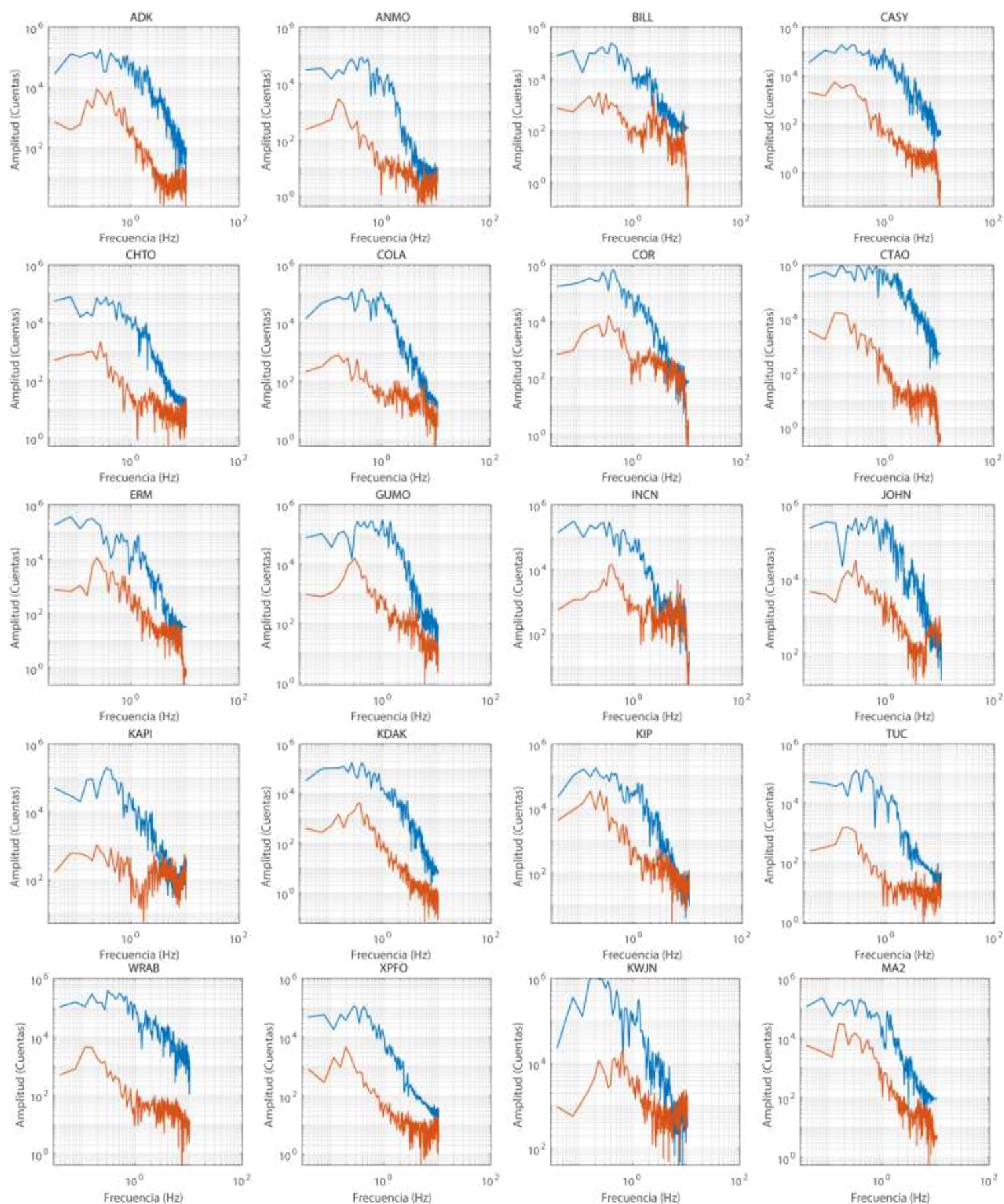


Figura III.18. Estaciones a distancia telosísmica.

Terremoto profundo de Fiji de 2018 (F2)



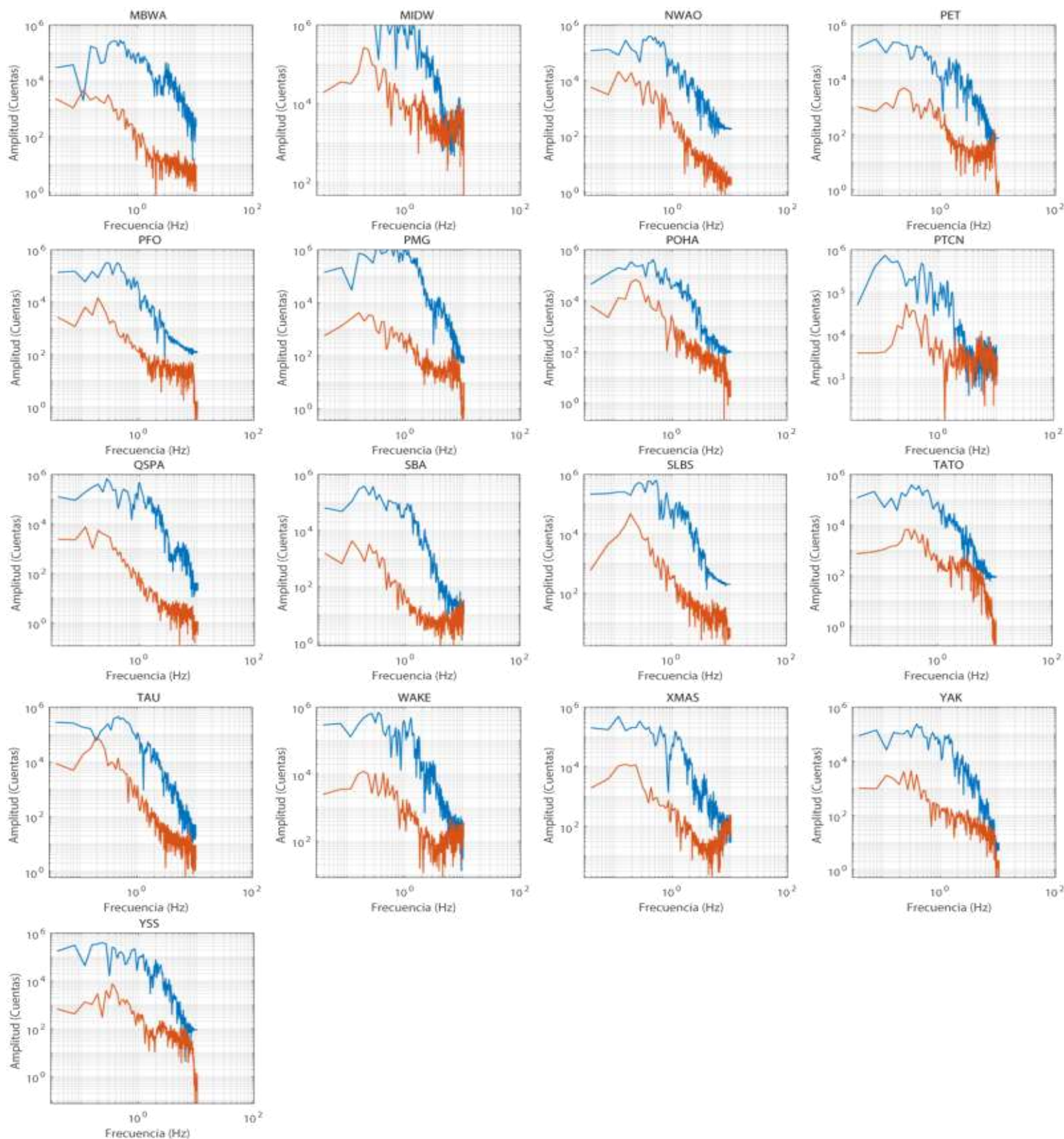


Figura III.19. Estaciones a distancia telesísmica.

Anexo IV. Criterio de calidad (SNR>1.25)

Códigos de las estaciones disponibles para los terremotos de profundidad intermedia de RIM y las descartadas tras aplicar el criterio de calidad seleccionado de SNR>1.25.

Tabla IV.1. Estaciones seleccionadas en los terremotos de profundidad intermedia. Las referencias de los terremotos corresponden a la Tabla 3.1.

Est.	Terremotos								
	I8	I9	I12	I16	I17	I18	I20	I21	I24
EADA	✓	✓	✓	✓	✓	✓	x	✓	✓
EALB	x	-	x	✓	x	x	x	-	x
EBAD	✓	✓	✓	-	-	-	x	✓	✓
EBER	✓	✓	x	✓	✓	✓	x	x	x
ECAB	-	✓	x	✓	x	x	x	x	-
ECAL	✓	x	✓	✓	-	-	x	x	-
ECEU	✓	✓	✓	✓	✓	✓	x	x	✓
EGOR	-	-	✓	✓	x	✓	✓	✓	✓
EGRO	x	✓	x	✓	x	x	✓	x	x
ELGU	-	-	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
EIBI	x	x	x	✓	-	-	x	x	x
EJIF	-	-	-	-	-	-	-	✓	x
ELOB	-	-	-	-	-	-	-	x	x
EMIJ	✓	✓	✓	-	-	-	✓	✓	x
EMIN	✓	✓	✓	✓	✓	✓	x	✓	✓
EMLI	-	-	-	-	x	x	x	x	x
EMOS	x	x	x	x	-	✓	x	x	✓
EMUR	✓	x	✓	✓	x	✓	x	x	x
ENIJ	-	-	x	✓	x	✓	✓	x	x
EPLA	x	✓	✓	✓	✓	-	-	x	✓
EQES	✓	✓	x	✓	x	✓	✓	x	✓
EQTA	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	x
ERTA	x	x	x	-	-	✓	x	x	x
ESAC	x	-	x	-	-	-	x	x	x
ETOB	✓	x	x	✓	x	✓	✓	x	✓
ETRV	-	-	x	-	-	-	-	-	-
GUD	x	✓	✓	x	x	x	✓	✓	x
EVO	-	-	-	-	-	-	-	-	✓
IFR	-	-	-	✓	✓	-	-	-	-
CART	-	-	-	x	x	x	x	x	x
SFS	-	-	-	x	x	-	x	x	x
TLOR	-	-	x	x	x	x	x	x	x
EMAL	-	-	-	✓	x	x	✓	✓	✓
VLZ/PVLZ	-	-	-	✓	✓	-	-	-	-
CEU	-	-	-	✓	x	x	-	-	-
ESPR	✓	✓	x	✓	x	✓	-	✓	x
RETOR	✓	-	x	✓	✓	x	x	x	✓
PVAQ	-	✓	-	-	-	-	-	-	-

✓: SNR>1.25

x: no satisfacen criterio de calidad SNR>1.25.

-: estación no disponible.

Anexo V. Valores de Q

Terremoto profundo de Granada 2010 (D1; RIM)

Tabla V.1. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto D1, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EADA	1.5	145	450
EBAD	3.3	123	600
EBER	0.5	276	600
ECAB	1.9	126	600
ECAL	1.5	153	400
EGRO	3.2	100	600
EIBI	4.4	241	200
ELOB	6.0	144	400
EMAZ	7.0	145	400
EMIJ	1.1	69	600
EMIN	2.6	108	600
EMOS	4.2	222	600
EMUR	2.0	243	300
EPLA	3.7	147	300
EPOB	5.7	218	300
EQTA	0.3	192	600
ERTA	5.0	216	300
ESPR	1.9	87	600
ETOB	2.3	222	300
ETOS	5.7	240	200
GUD	3.7	172	600
MVO	5.0	147	300
PFVI	4.3	92	600
PMAF	4.9	113	600
AVE	4.9	41	600
CART	2.1	252	300
EMAL	1.7	75	600
EVO	3.9	113	600
MAHO	6.8	244	200
MELI	1.7	344	600
PVLZ	1.9	19	600
SFS	2.2	77	600
PM01	2.1	54	600
PM03	2.3	51	600
PM04	2.0	40	600
PM05	2.3	40	600
PM06	2.4	46	600
PM07	2.1	34	600
PM08	2.1	28	600
PM10	2.6	30	600
PM11	2.1	17	600
PM12	2.3	22	600
PM13	2.6	26	600
PM14	2.7	28	600
PM15	2.7	21	600

PM17	2.9	29	600
PM19	3.1	25	600
PM20	3.3	22	600
PM21	3.6	24	600
PM22	3.9	19	600
PM23	4.0	18	600
PM24	4.1	16	600
PM25	4.2	15	600
PM26	4.5	11	600
PM27	4.7	11	600
PM28	4.8	10	600
PM29	4.9	8	600
PM30	5.1	7	600
PM31	4.4	13	600
PM32	5.4	5	600
PM33	5.6	6	600
PM34	5.7	5	600
PM35	5.9	3	600
PS01	1.9	62	600
PS03	1.6	69	600
PS04	1.5	76	600
PS05	1.3	76	600
PS41	2.0	81	600
PS44	2.1	72	600
PEST	3.8	120	600
PVAQ	3.4	97	600

Terremoto profundo de Granada 1990 (D2; RIM)

Tabla V.2. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto D2, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EPLA	3.7	147	300
GUD	3.7	172	600
EVI A	1.9	205	300
EVAL	2.6	104	600
ETOR	3.9	196	400
EPRU	1.3	91	600
AFC	0.3	179	600
EALH	1.9	240	300
ENIJ	1.0	267	600
EJIF	1.6	73	600
EHOR	1.6	123	600
ECRI	5.7	187	400
EBAN	1.2	171	450

Terremoto profundo de Granada 1993 (D3; RIM)

Tabla V.3. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto D3, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EVAL	2.7	104	600
EPRU	1.5	93	600
EJIF	1.7	75	600
EHOR	1.7	121	600
EBAN	1.3	165	450
ELUQ	1.0	132	600
EHUE	1.1	213	600

Terremotos de profundidad intermedia 2009-2020 (RIM)

Tabla V.4. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto I8, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EADA	1.3	176	400
EBAD	2.7	133	600
EBER	1.2	266	200
ECAL	5.4	160	600
ECEU	1.1	38	600
EMIJ	0.3	43	300
EMIN	1.9	117	550
EMUR	2.7	249	200
EQES	1.4	229	100
EQTA	0.9	245	200
ETOB	2.9	232	100
ESPR	1.1	92	300
RETOR	4.4	206	600

Tabla V.5. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto I9, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EADA	1.6	174	150
EBAD	3.0	136	600
EBER	1.2	252	200
ECAB	1.7	152	150
ECEU	1.0	52	600
EGRO	2.6	111	600
EMIJ	0.3	102	100
EMIN	2.2	124	600
EPLA	3.8	158	300
EQES	1.6	219	200
EQTA	1.0	227	200
GUD	4.1	182	600
ESPR	1.2	106	100
PVAQ	2.8	107	600

Tabla V.6. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto I12, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EADA	1.4	165	200
EBAD	3.0	130	600
ECAL	5.5	157	600
ECEU	1.3	49	600
EGOR	0.3	180	300
ELGU	0.4	254	150
EMIJ	0.5	69	50
EMIN	2.2	115	550
EMUR	2.5	245	200
EPLA	3.6	154	600
EQTA	0.7	230	50
GUD	3.8	179	600

Tabla V.7. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto I16, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EADA	2.3	178	200
EALB	1.2	262	600
EBER	1.7	230	400
ECAB	2.4	162	200
ECAL	6.3	163	600
ECEU	0.7	99	600
EGOR	1.3	194	300
EGRO	2.9	125	200
ELGU	1.3	213	400
EIBI	5.6	237	600
EMIN	2.6	138	200
EMUR	3.3	232	300
ENIJ	2.2	238	400
EPLA	4.4	163	300
EQES	2.3	210	200
EQTA	1.6	211	400
ETOB	3.7	220	200
IFR	2.3	12	600
EMAL	0.9	184	300
PVLZ	0.6	343	600
ESPR	1.5	134	300
RETOR	5.3	201	600

Tabla V.8. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto I17, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EADA	2.6	184	200
EBER	2.0	229	400
ECAB	2.5	169	200
ECEU	0.5	128	600
ELGU	1.6	216	400

EMIN	2.6	145	200
EPLA	4.6	167	300
EQTA	2.0	214	400
IFR	2.0	7	600
PVLZ	0.5	310	600
RETOR	5.7	203	600

Tabla V.9. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto I18, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EADA	1.8	178	150
EBER	1.4	247	200
ECEU	0.8	56	600
EGOR	0.8	203	150
ELGU	0.8	234	200
EMIN	2.2	128	600
EMOS	5.1	219	600
EMUR	3.0	241	150
ENIJ	1.9	252	200
EQES	1.8	218	200
EQTA	1.2	225	200
ERTA	5.9	221	600
ETOB	3.2	226	600
ESPR	1.1	114	300

Tabla V.10. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto I20, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EGOR	0.2	135	100
EGRO	2.9	100	600
ELGU	0.2	286	150
EMIJ	0.7	62	100
ENIJ	1.3	268	600
EQES	1.0	217	600
EQTA	0.4	232	600
ETOB	2.5	228	450
GUD	3.7	176	600
EMAL	0.4	68	100

Tabla V.11. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto I21, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EADA	1.3	177	150
EBAD	2.7	133	600
EGOR	0.4	226	600
ELGU	0.7	265	350
EJIF	0.8	65	100
EMIJ	0.3	41	100
EMIN	1.9	118	600

EQTA	0.9	245	150
GUD	3.8	184	600
EMAL	0.0	305	100
ESPR	1.0	92	100

Tabla V.12. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto I24, junto a su distancia epicentral y azimut.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EADA	1.3	175	150
EBAD	2.8	132	600
ECEU	1.1	39	600
EGOR	0.4	221	600
ELGU	0.6	264	350
EMIN	2.0	117	600
EMOS	4.7	222	600
EPLA	3.4	157	600
EQES	1.4	228	150
ETOB	2.9	232	450
EVO	3.3	120	600
EMAL	0.0	340	100
RETOR	4.4	205	600

Terremoto superficial de Alborán de 2016 (S1; RIM)

Tabla V.13. Valores del factor de atenuación Q asignados a cada estación a distancia regional para el terremoto S1, junto a su distancia epicentral y azimut.

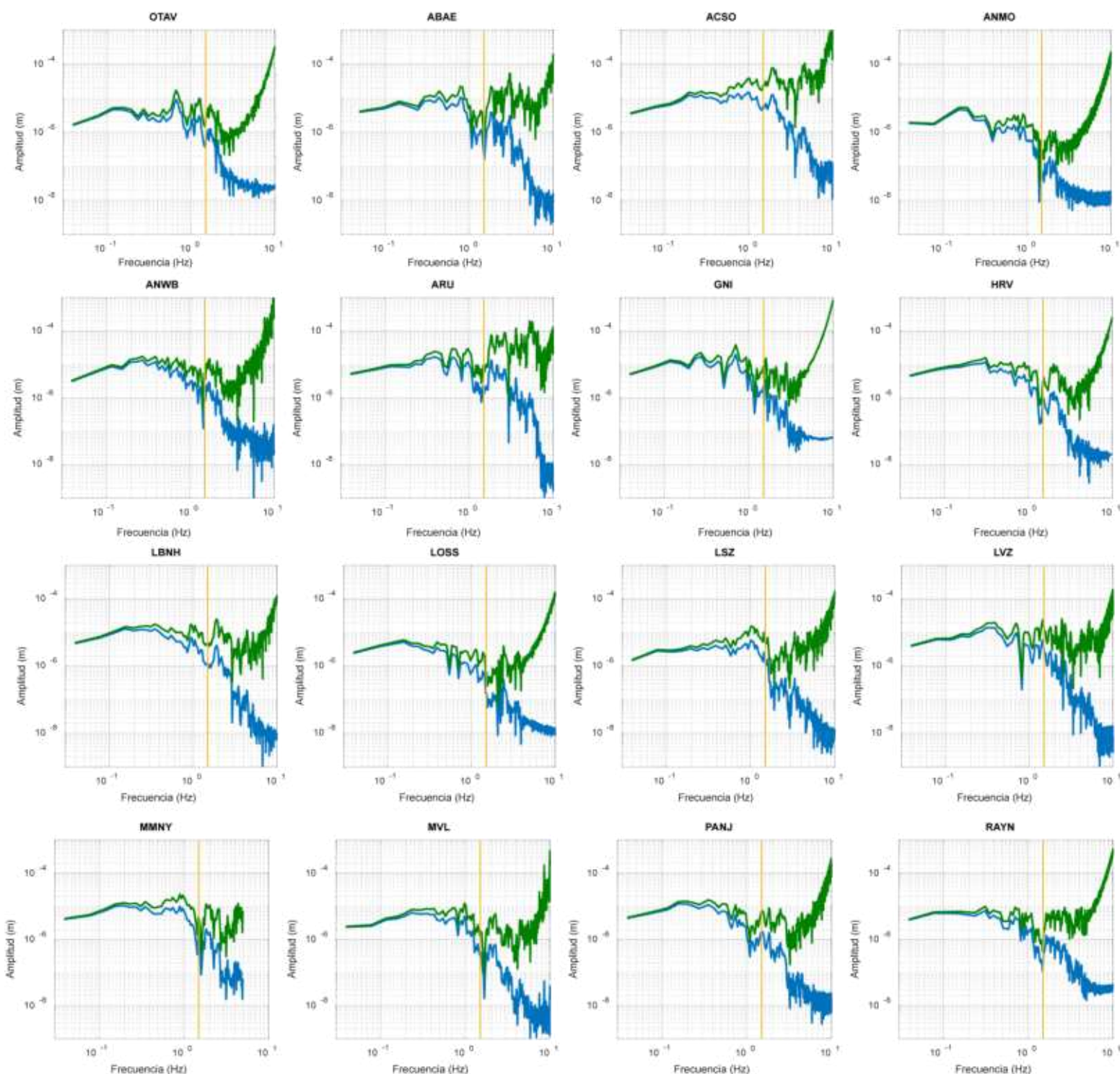
Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q
EADA	2.6	346	$350f^{0.4}$
EAGO	7.9	335	
EALK	7.7	13	
EARA	7.3	13	
EARI	7.7	351	
EBAD	4.0	320	
ECAB	2.7	332	
ECHE	4.5	29	
ECHI	7.6	23	
EIBI	5.2	50	
EORO	7.0	14	
EPOB	6.2	33	
EPON	8.0	341	
ERTA	5.6	31	
ETOB	2.9	30	
ETOS	6	51	
RETOR	4.9	14	
ELGU	1.2	6	$200f^{0.7}$
EBER	1.4	29	
EGOR	1.5	350	
EMIJ	1.2	320	

EMUR	2.3	42	
ENIJ	1.2	43	
EQES	1.8	10	
EQTA	1.3	10	
EZAR	2.2	36	
TLOR	2.0	39	
ELOB	7.0	332	$550f^{0.4}$
EPLA	4.7	338	
GUD	4.7	356	

Anexo VI. Espectros de amplitud (atenuación)

Espectros de amplitud en desplazamiento de la onda P sin corregir (azul) y corregidos por la atenuación (verde). Con una línea roja señalada la frecuencia límite de estudio.

Terremoto profundo de Granada 2010 (D1; RIM)



Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

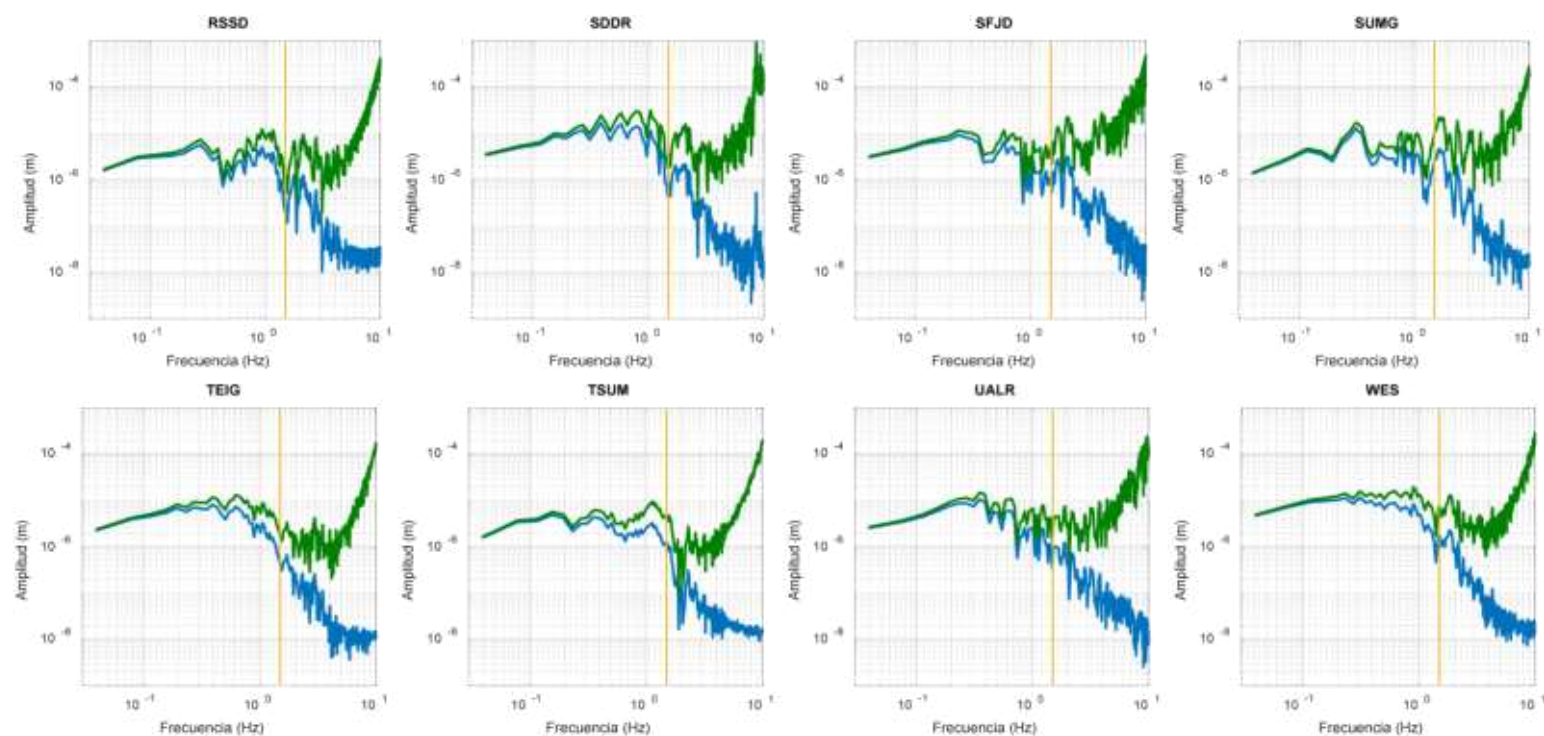
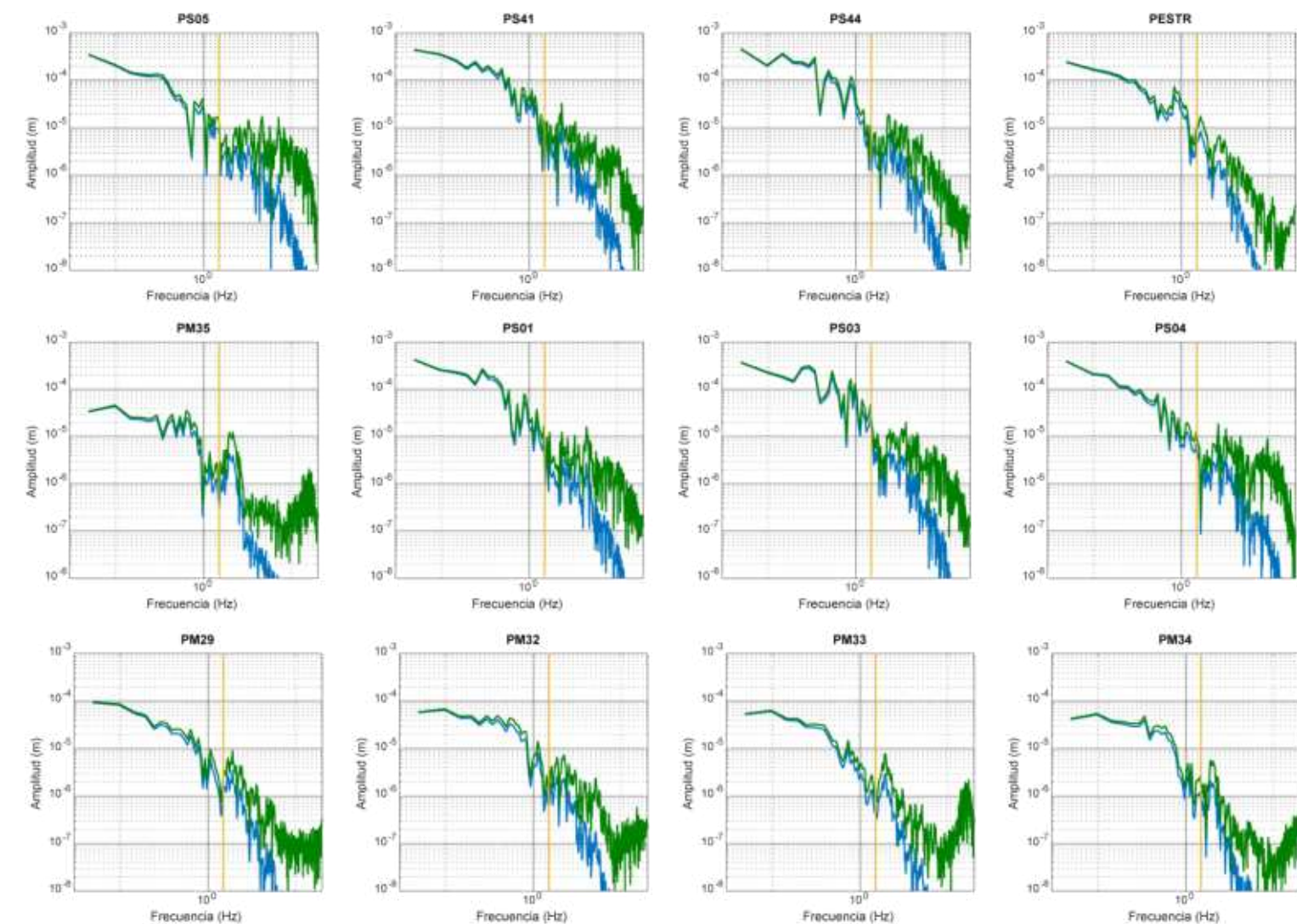
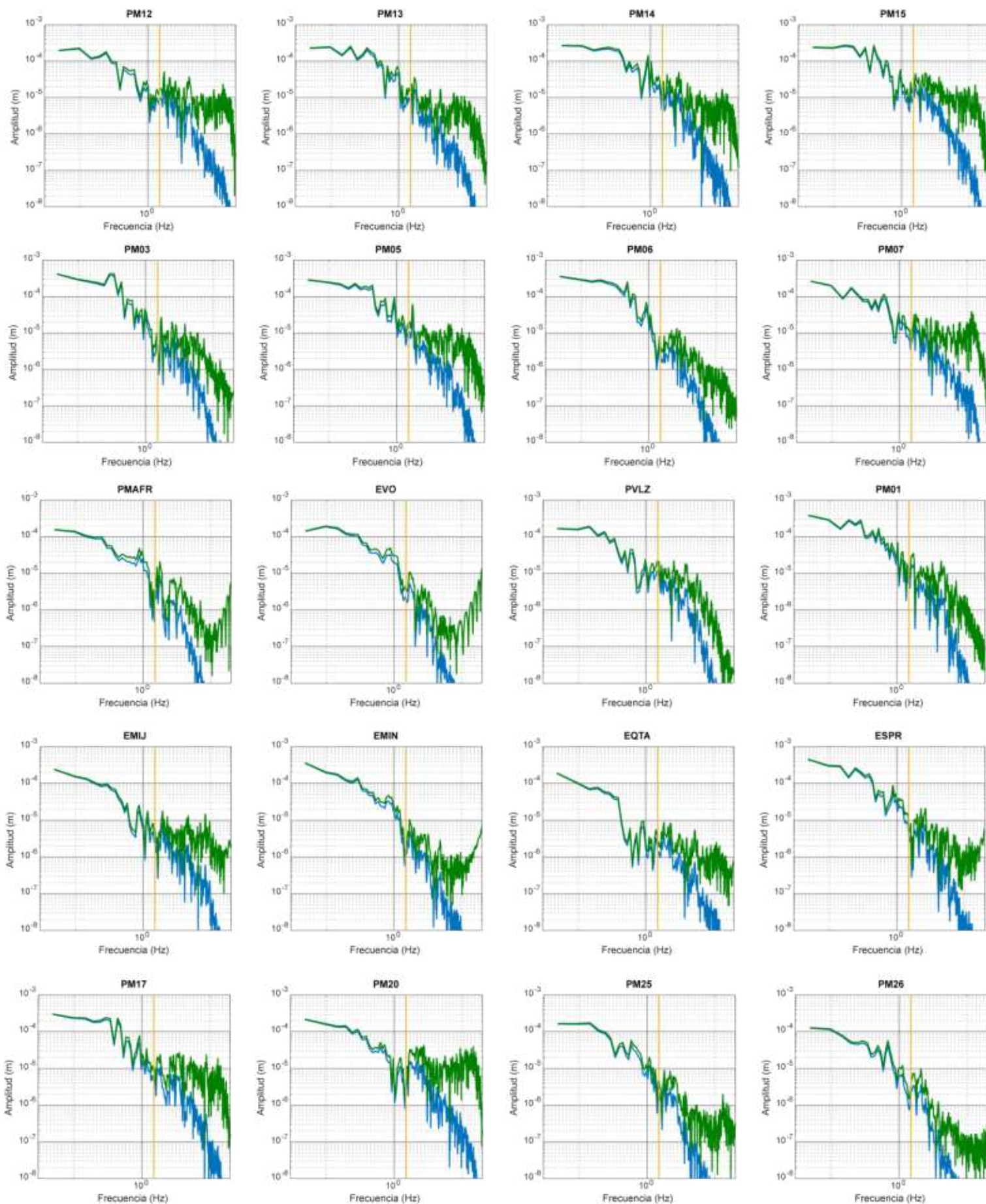


Figura VI.1. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación. (estaciones a distancias telesísmicas).





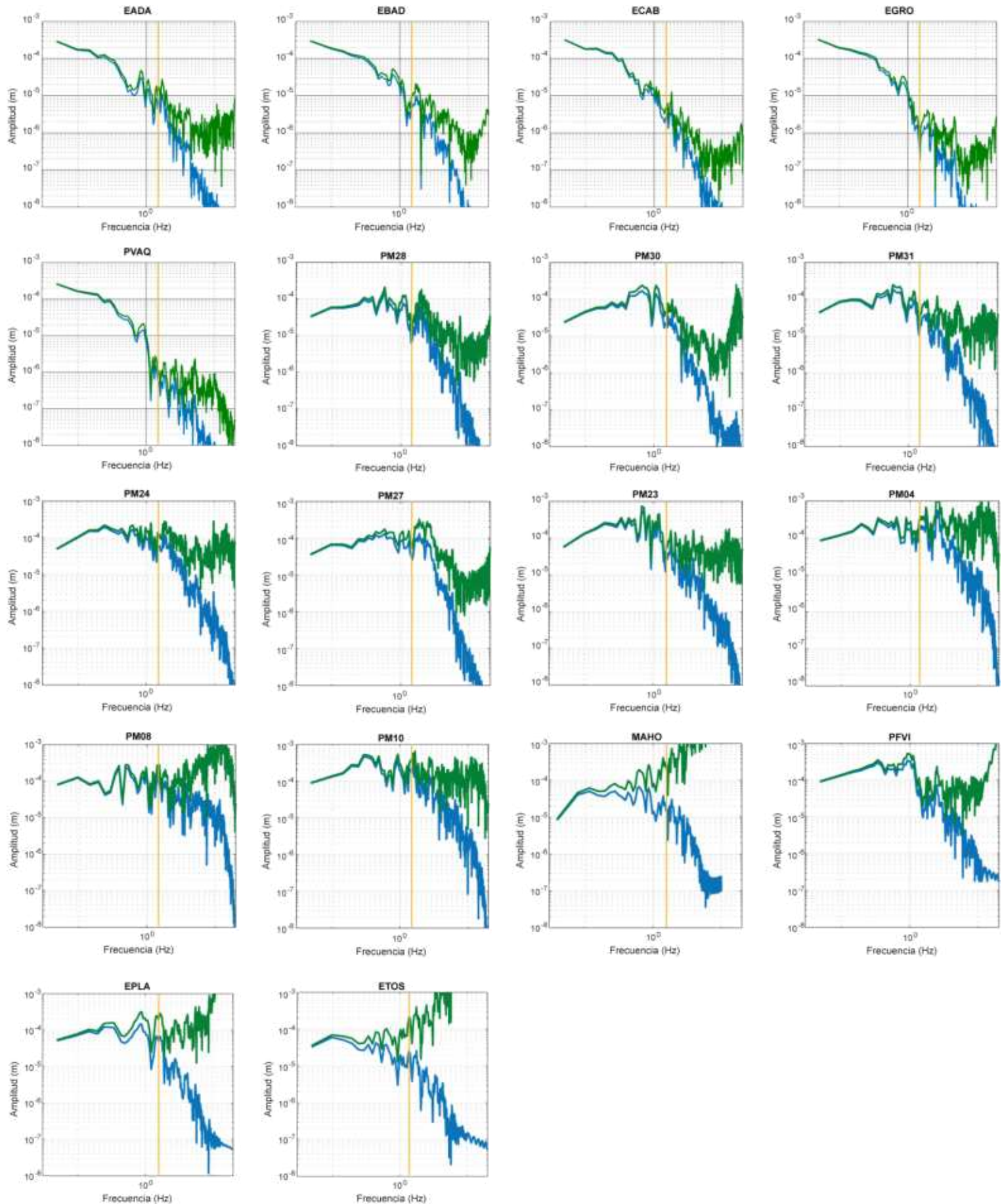


Figura VI.2. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación. (estaciones a distancias regionales).

Terremoto profundo de Granada 1990 (D2; RIM)

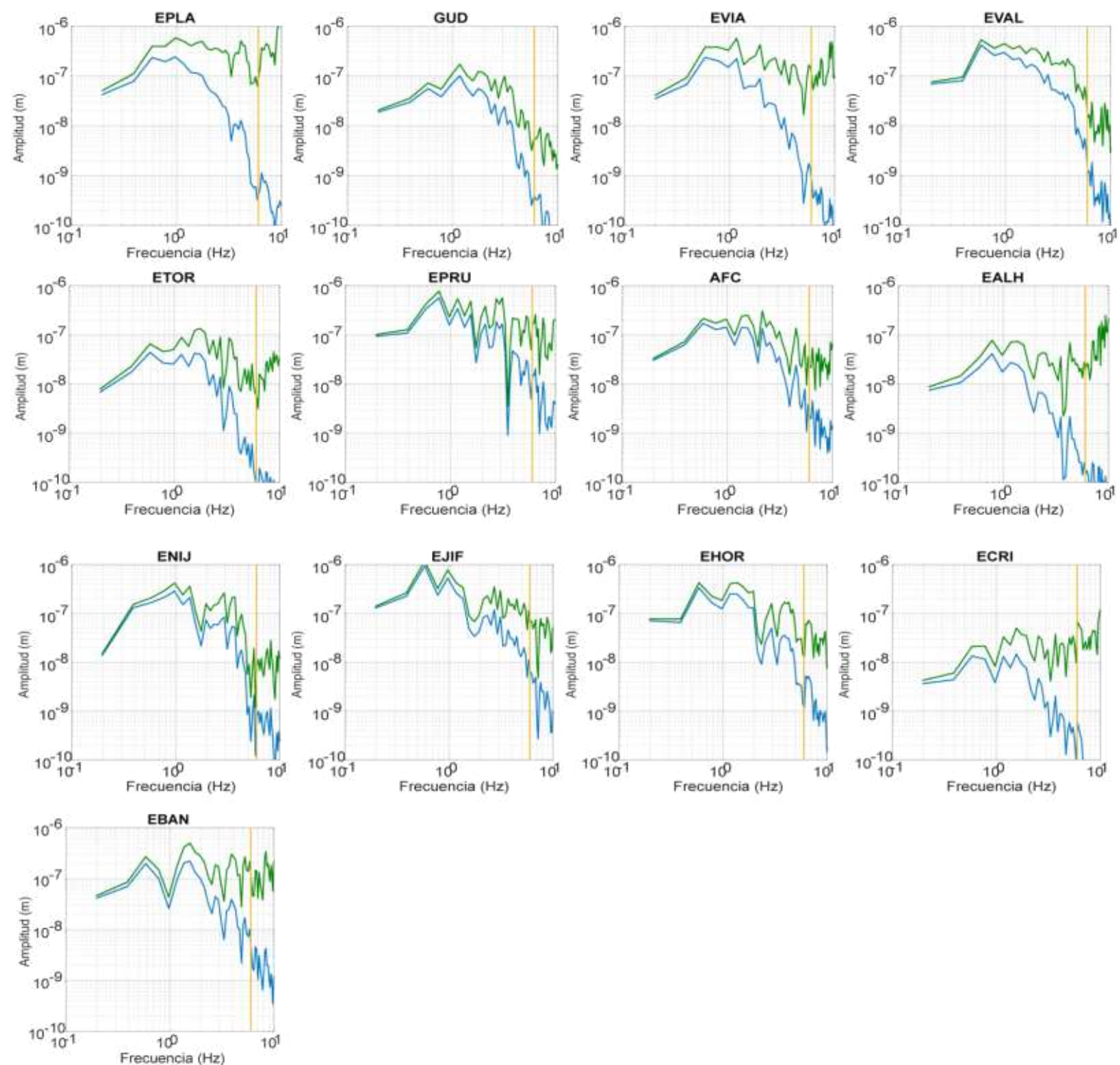


Figura VI.3. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales).

Terremoto profundo de Granada 1993 (D3; RIM)

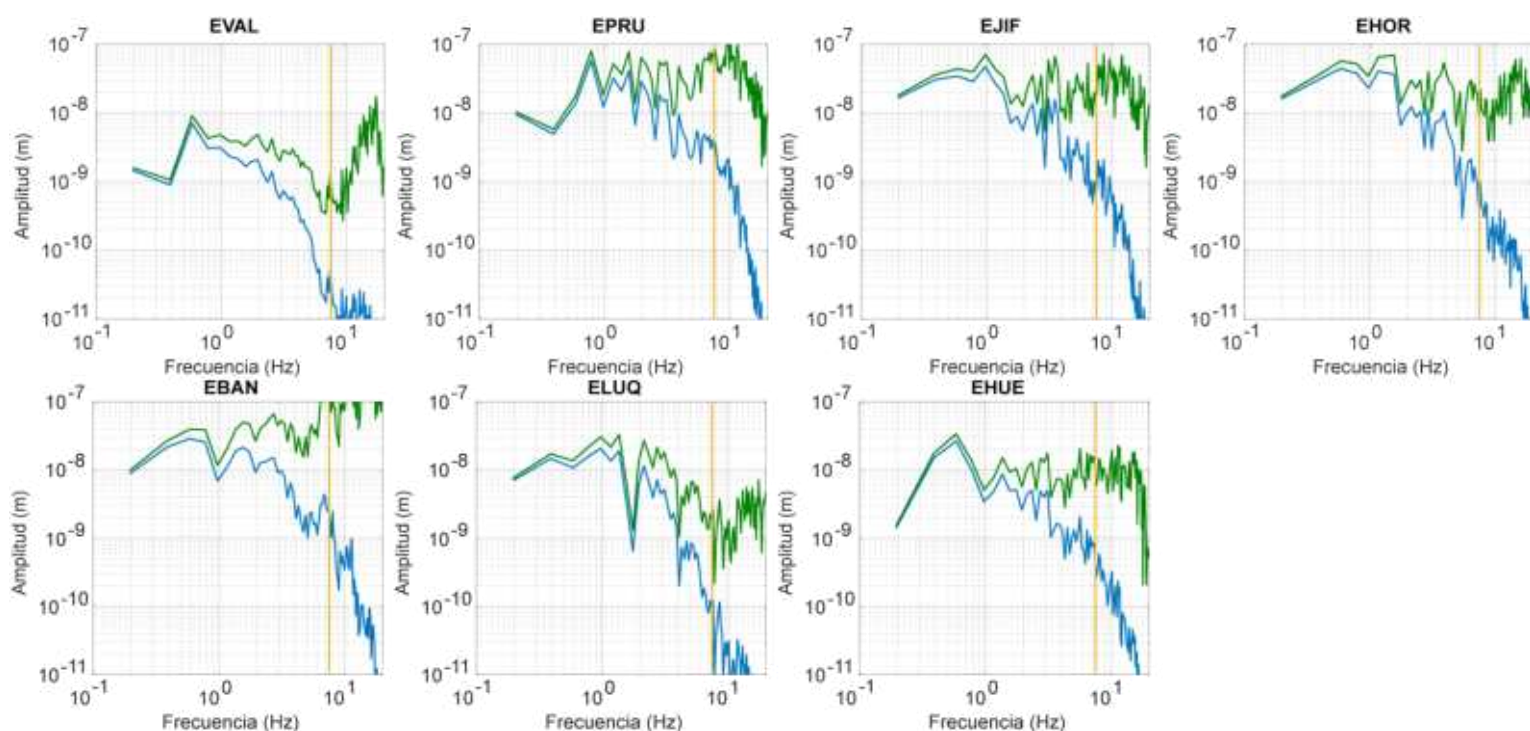


Figura VI.4. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales).

Terremotos de profundidad intermedia (RIM)

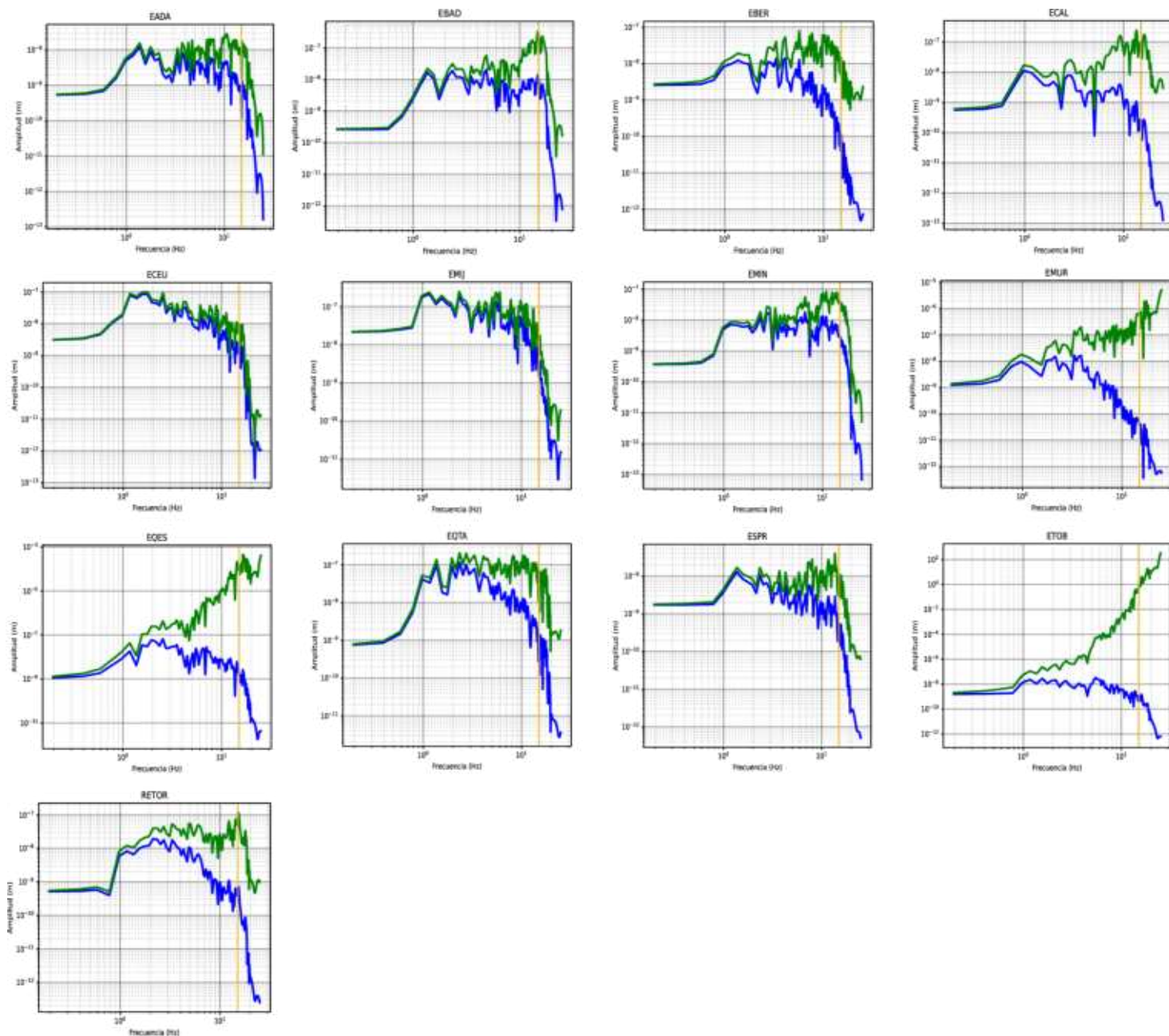


Figura VI.5. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales). Terremoto I8.

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

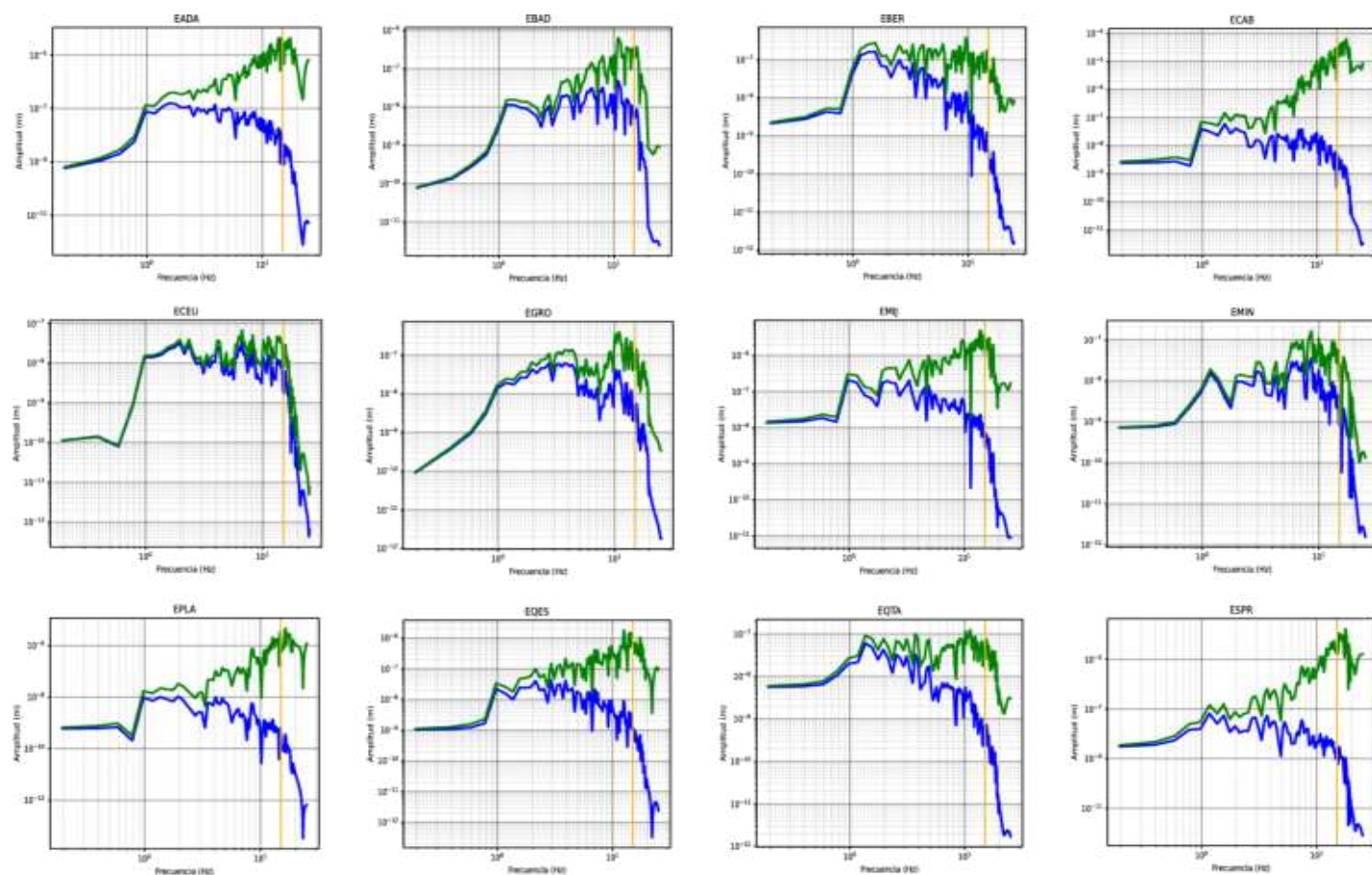


Figura VI.6. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales). Terremoto I9

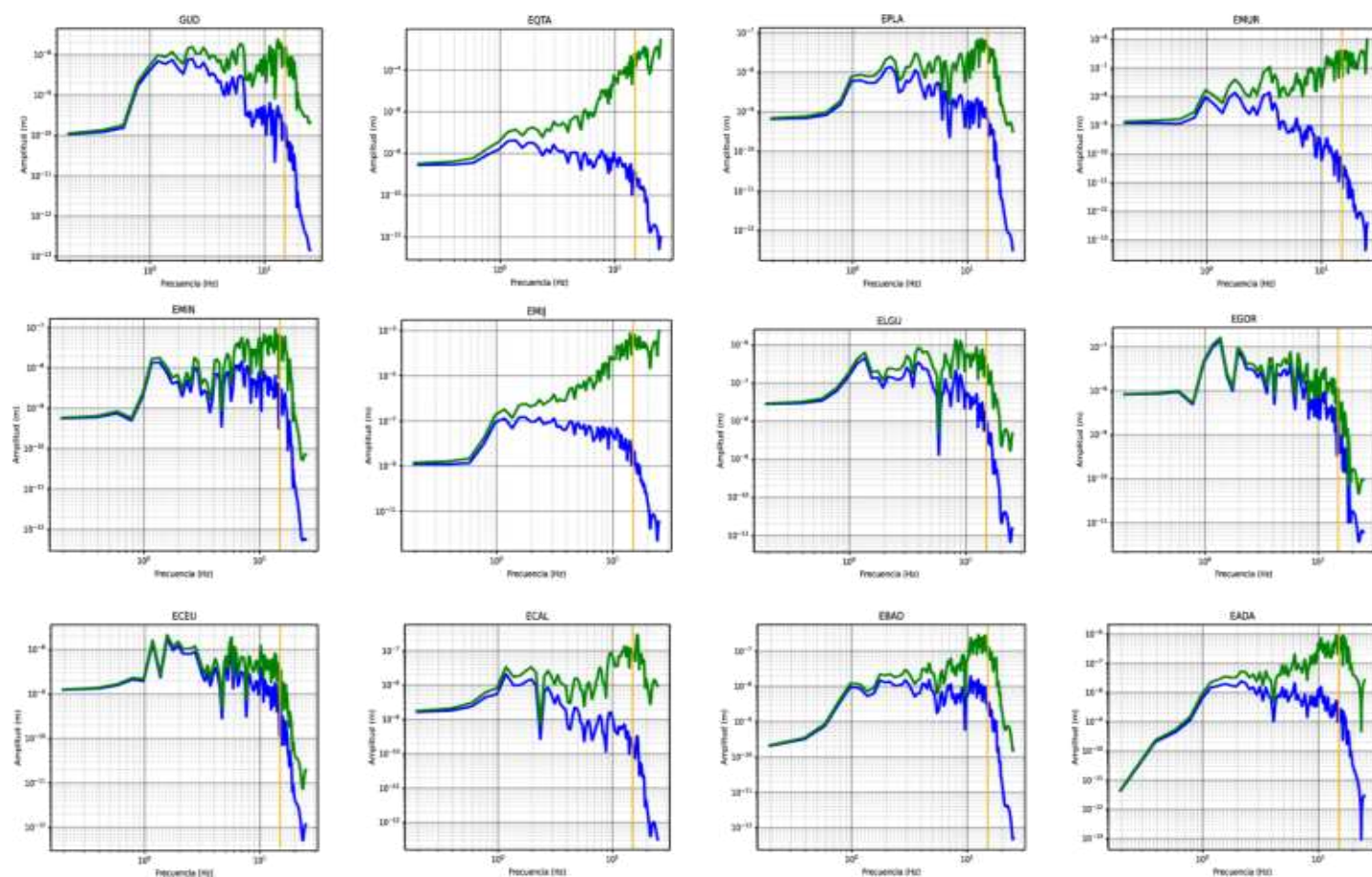


Figura VI.7. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales). Terremoto I12.

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

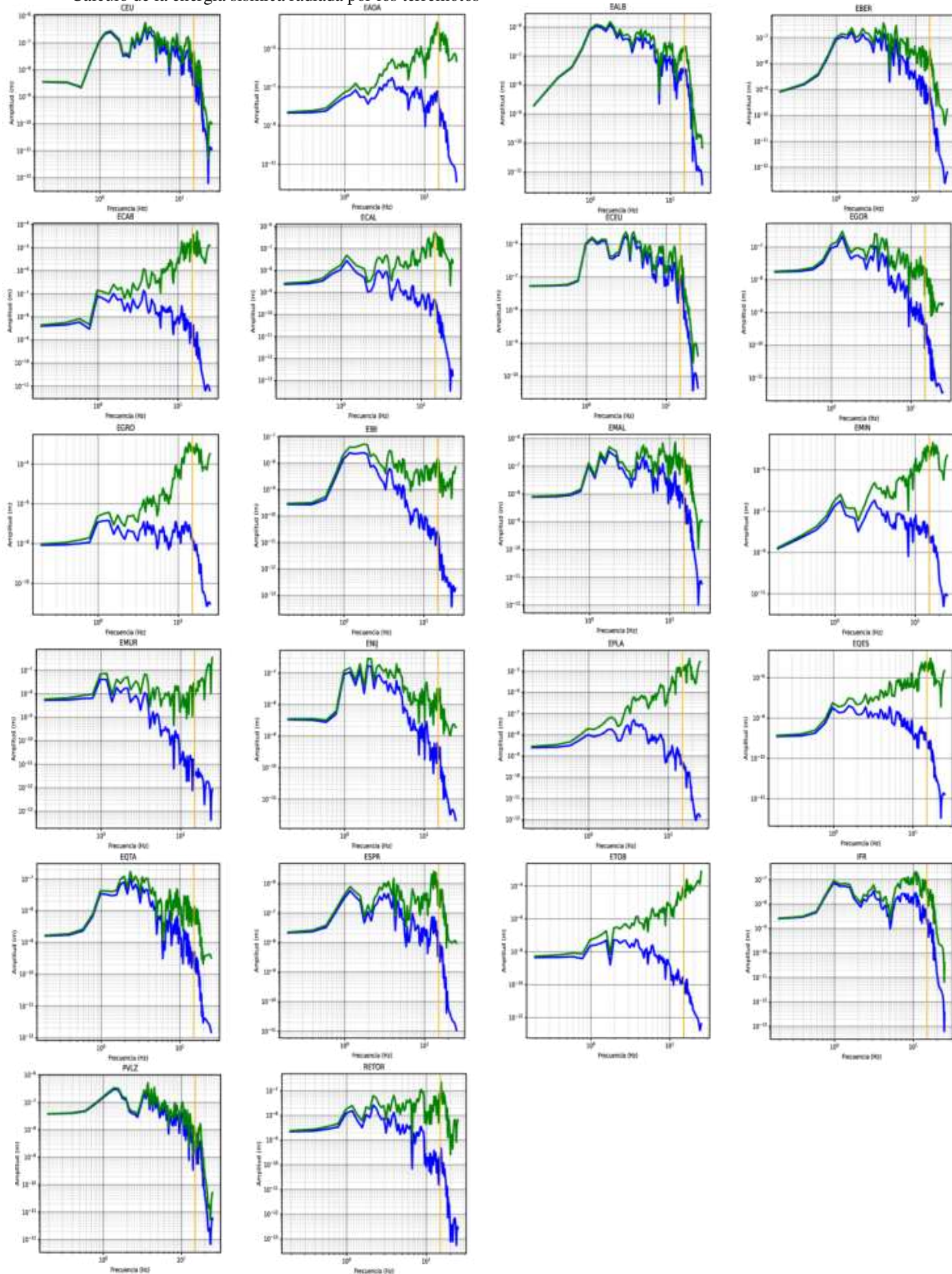


Figura VI.18. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estación a distancias regionales). Terremoto I16.

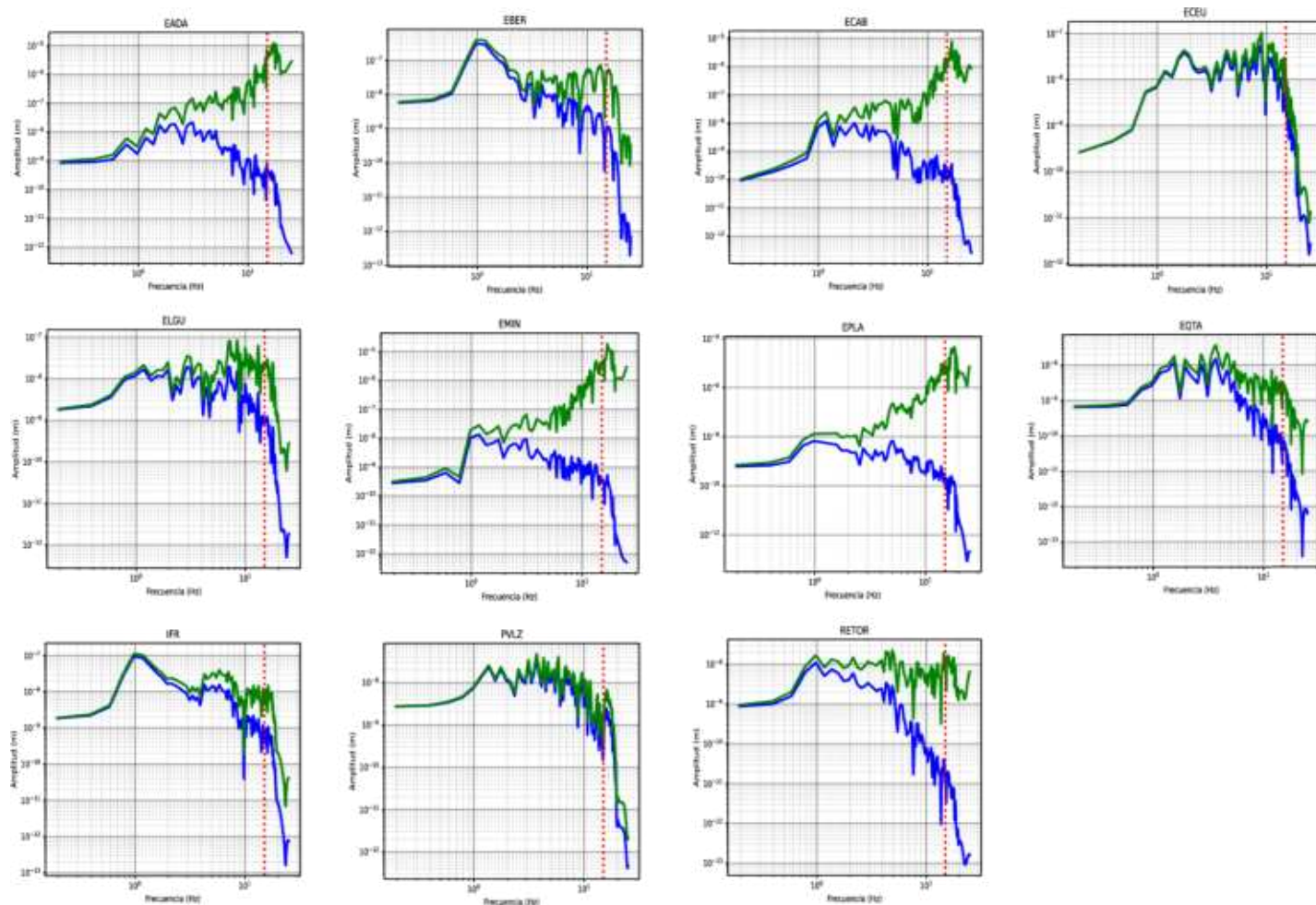


Figura VI.9. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales). Terremoto I17.

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

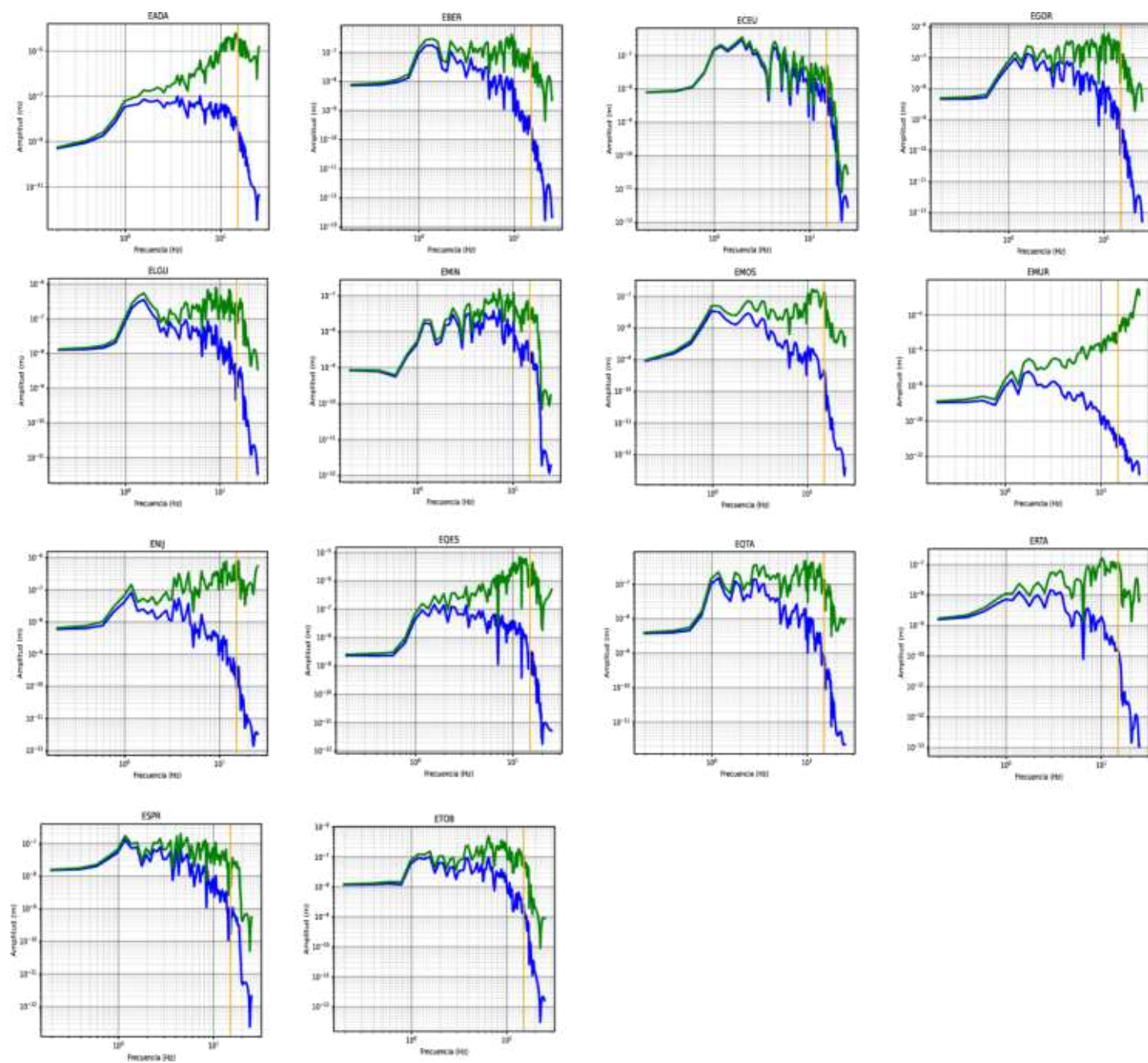


Figura VI.10. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales). Terremoto I18.

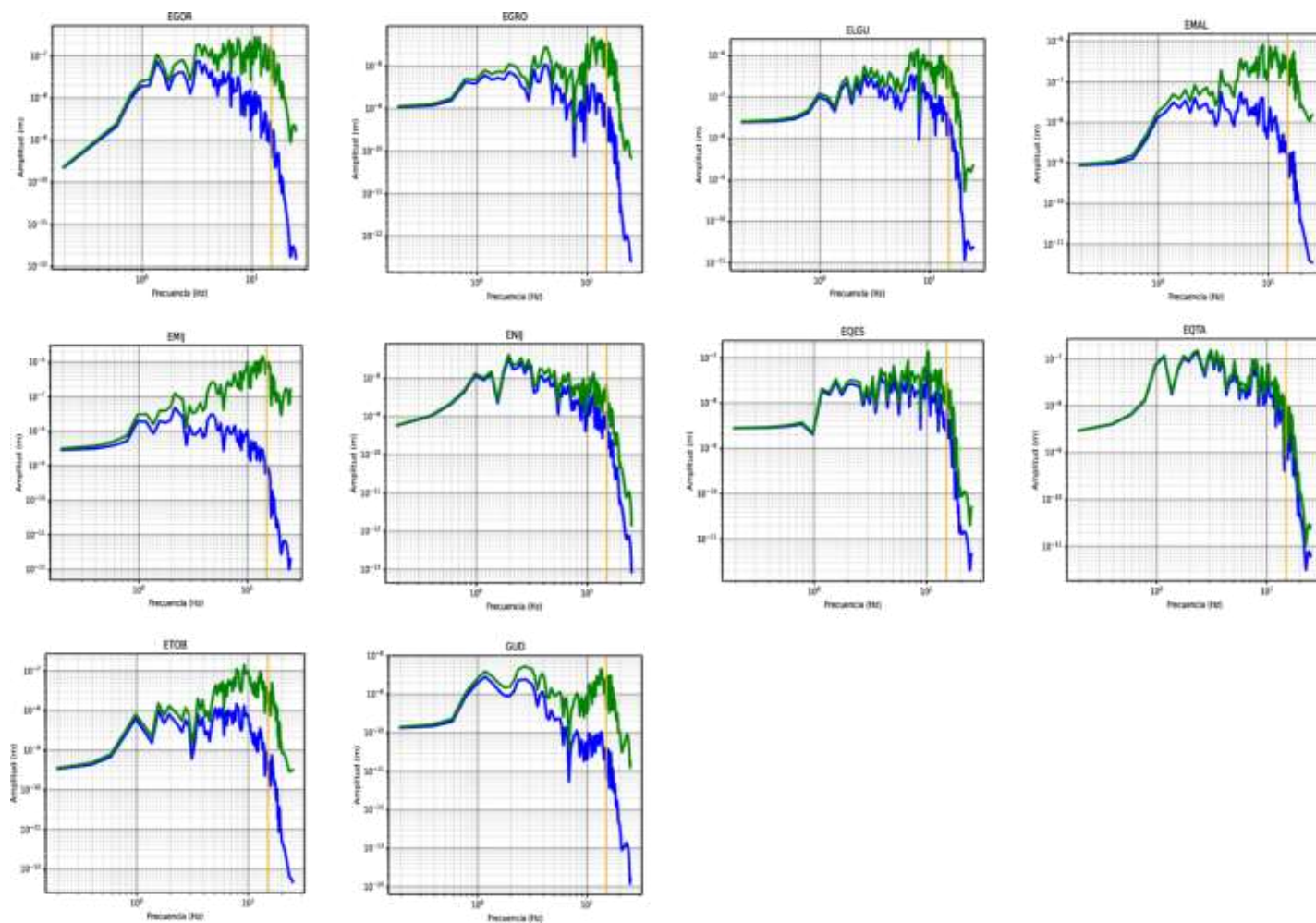


Figura VI.11. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales). Terremoto I20.

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

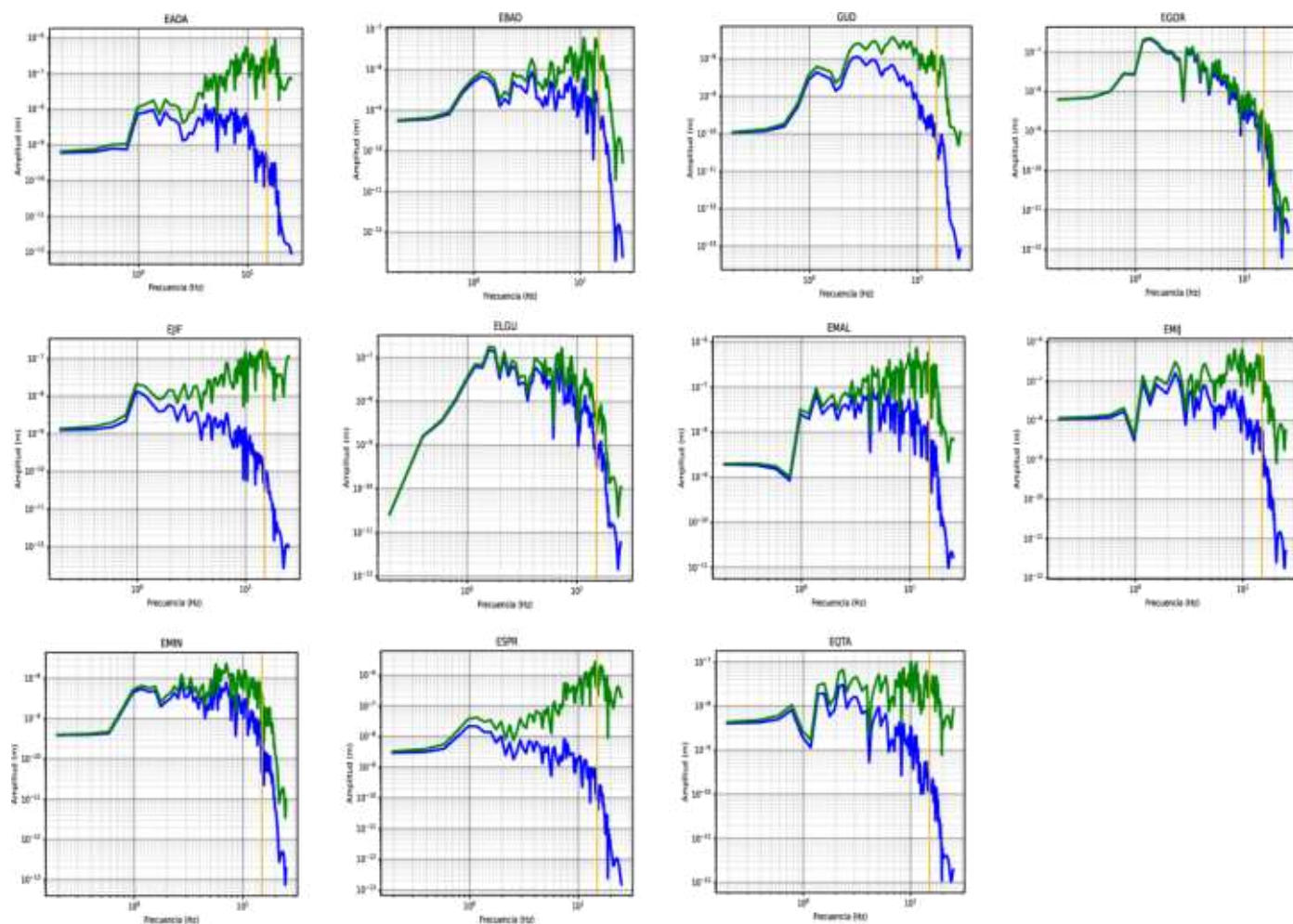


Figura VI.12. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales). Terremoto I21.

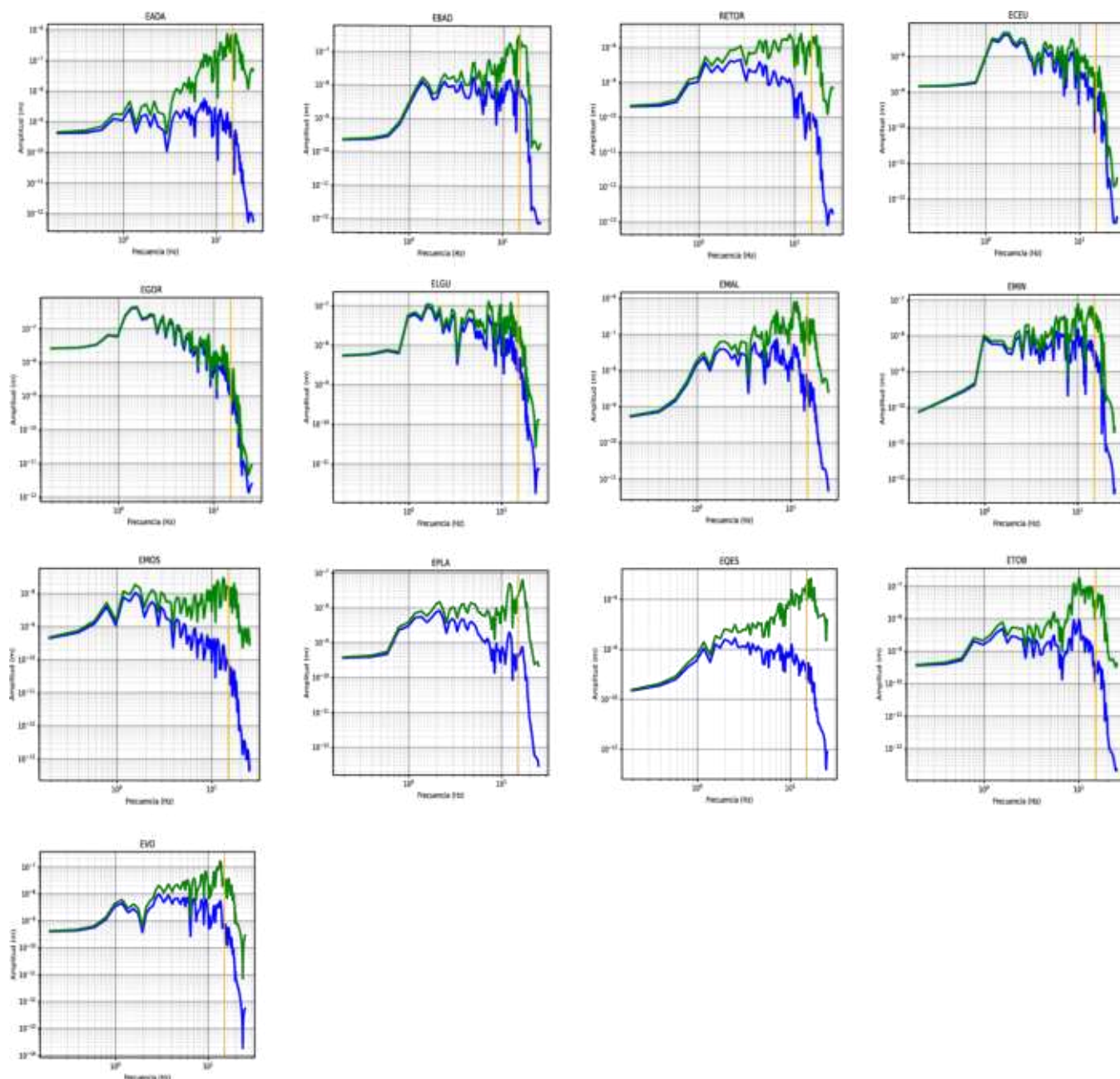


Figura VI.13. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales). Terremoto I24.

Terremoto superficial de Alborán 2016 (S1; RIM)

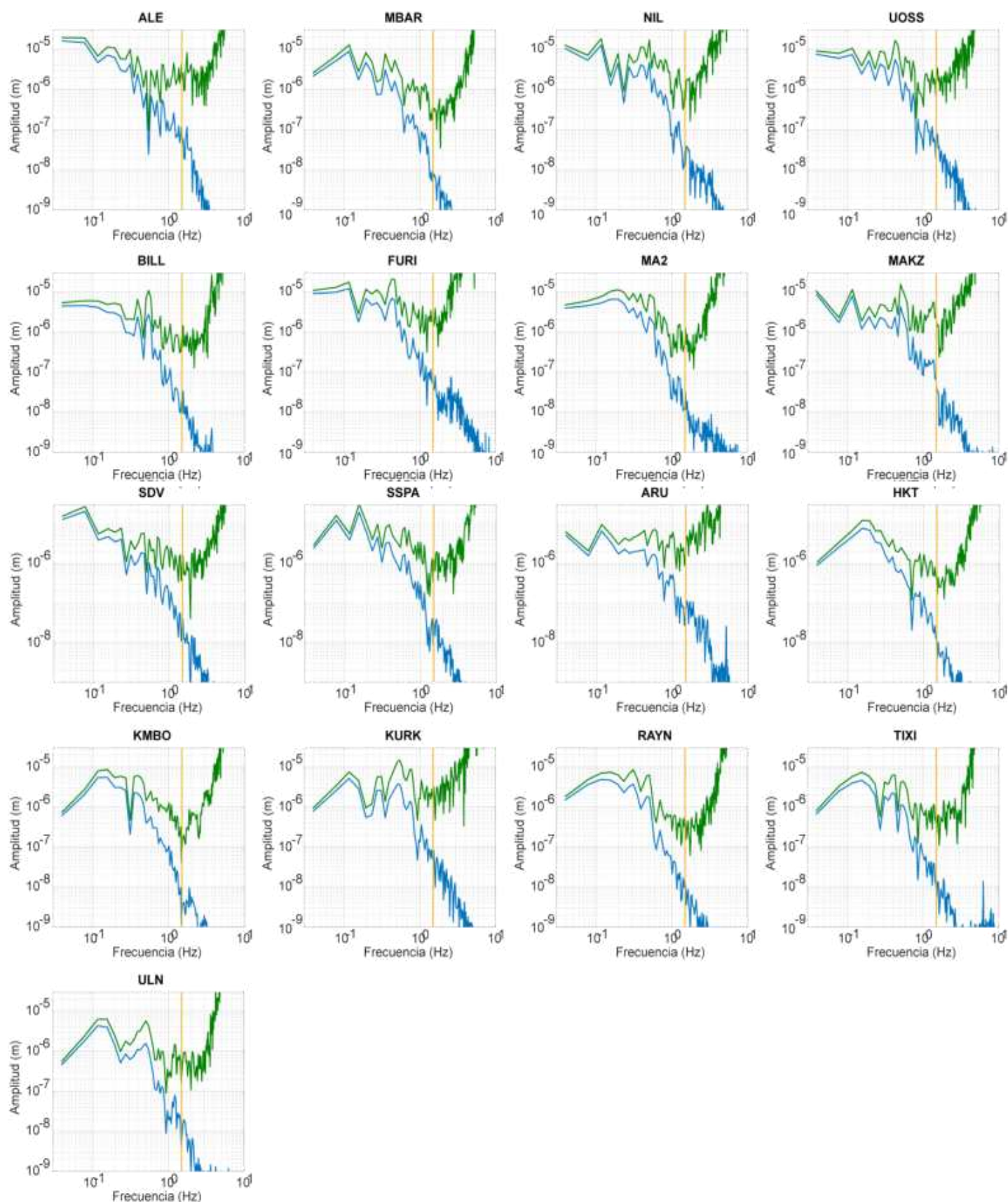
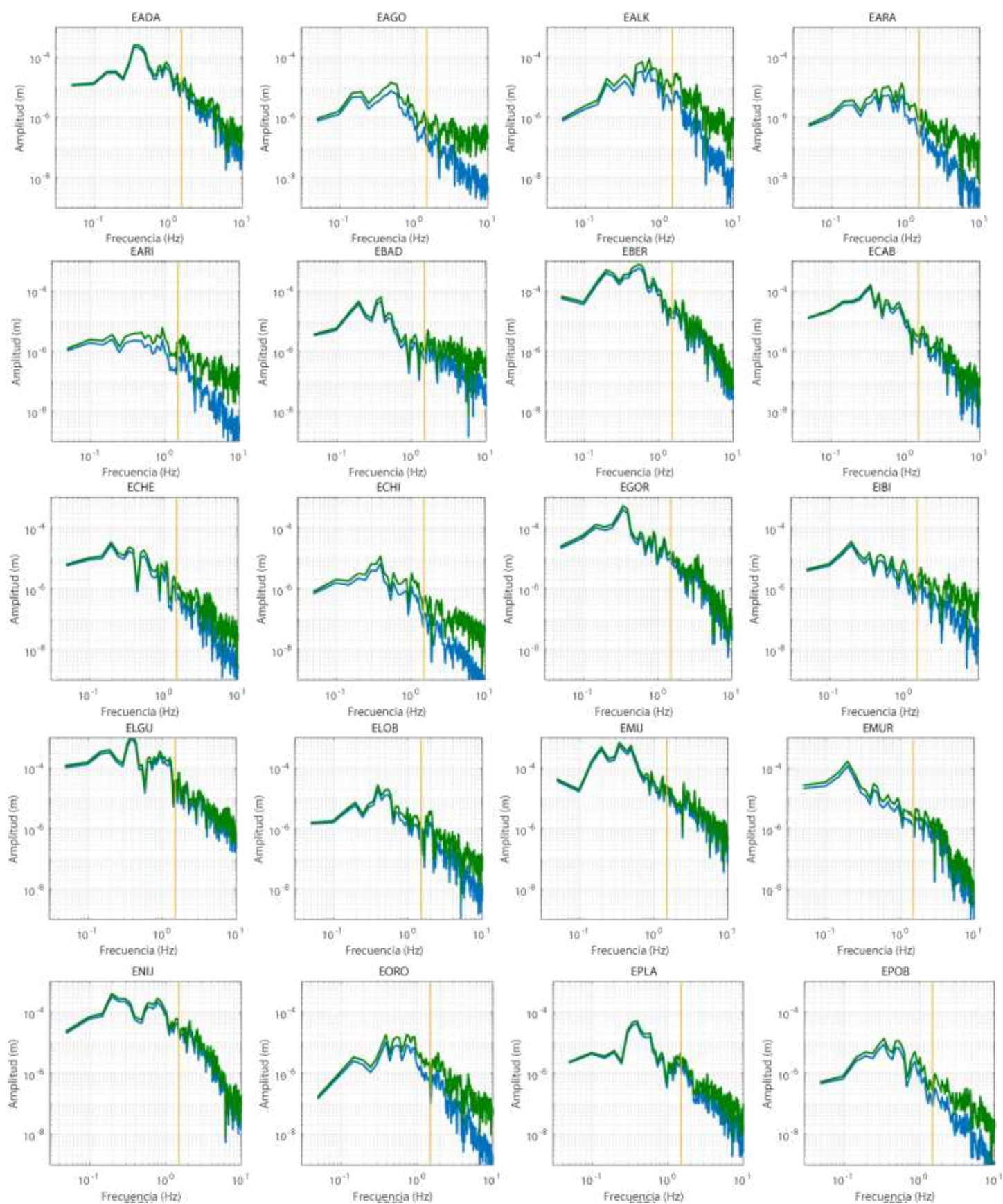


Figura VI.14. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias teleísmicas).



Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

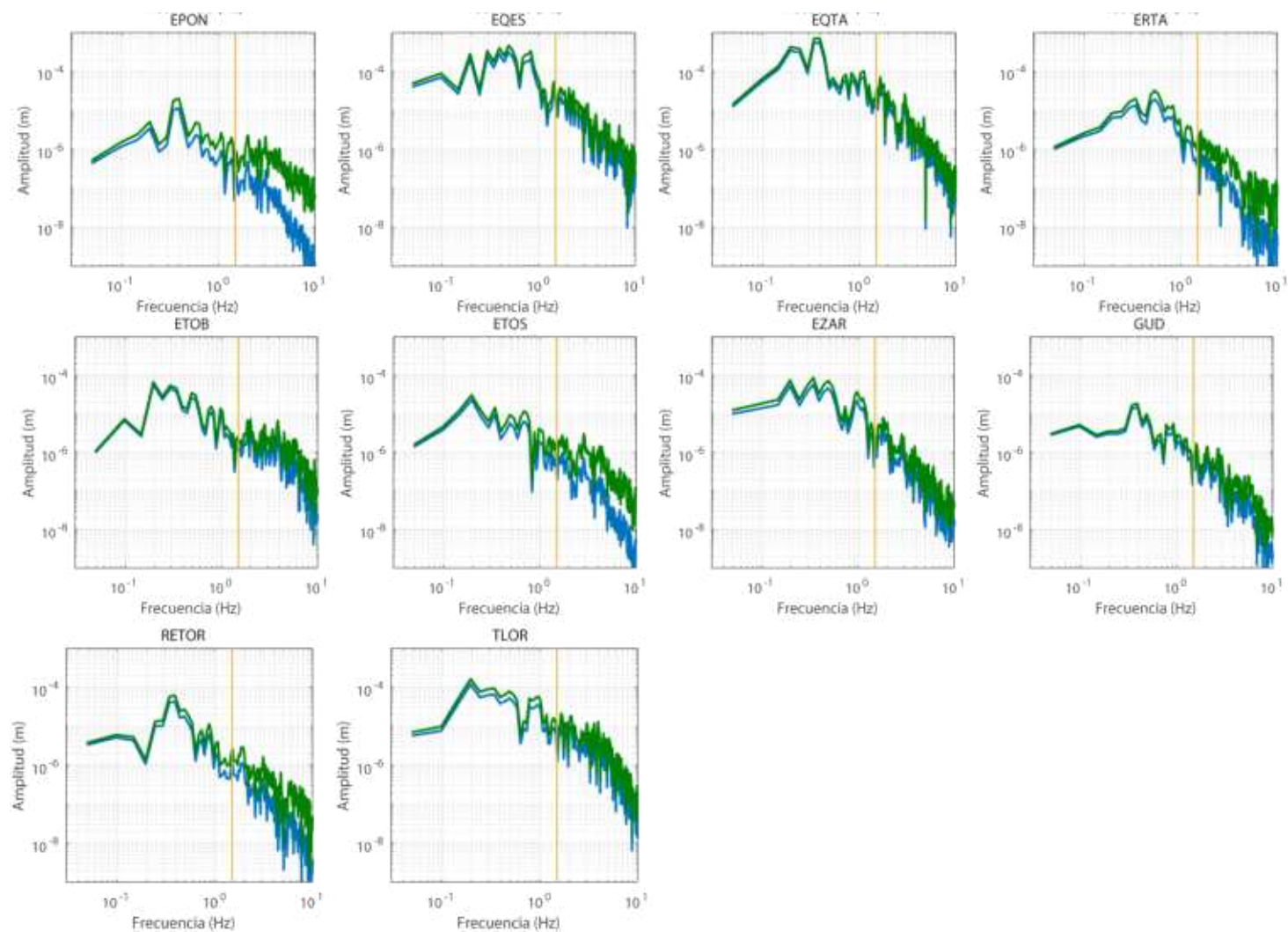
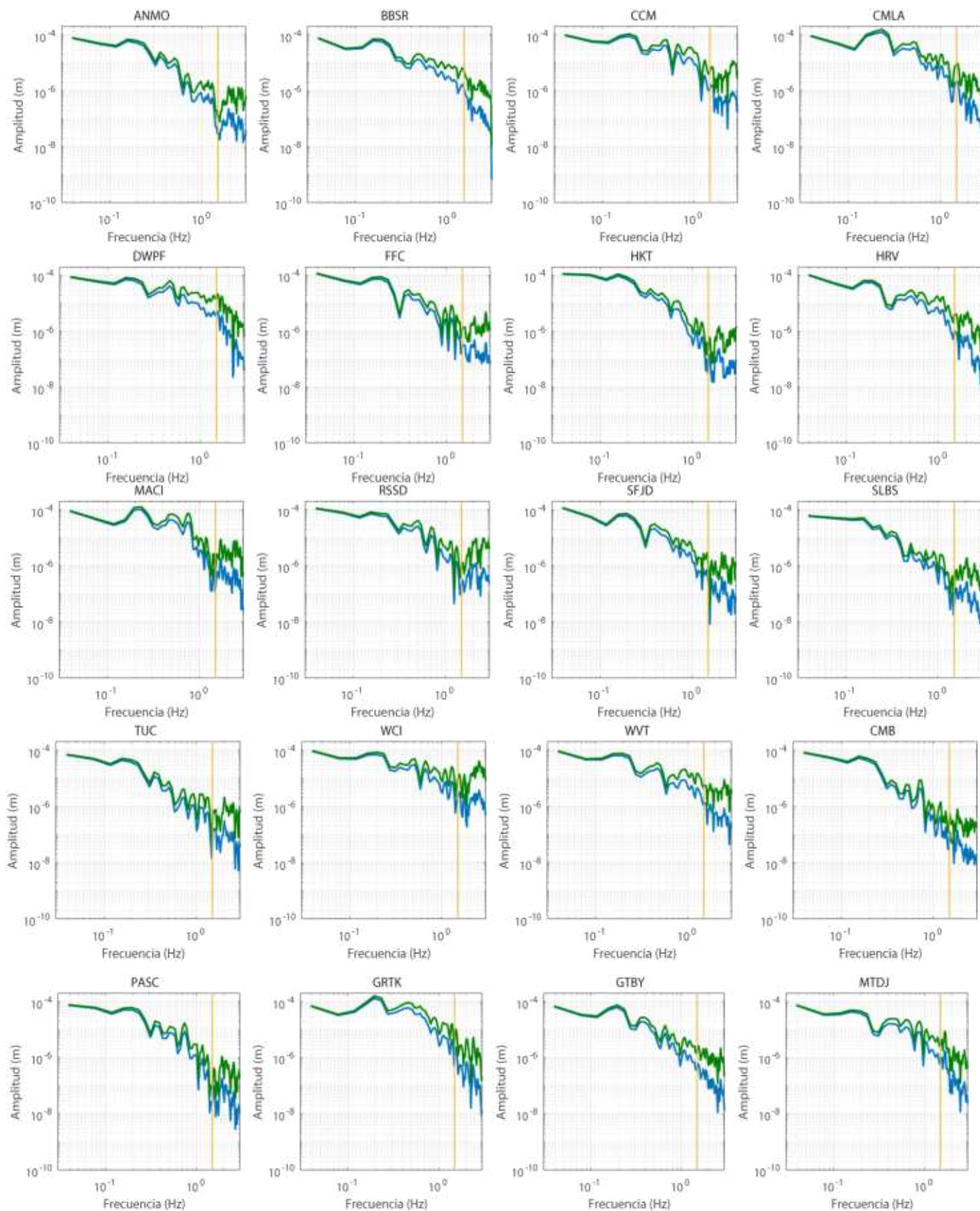


Figura VI.15. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales).

Terremoto profundo de Perú 2018 (P1)



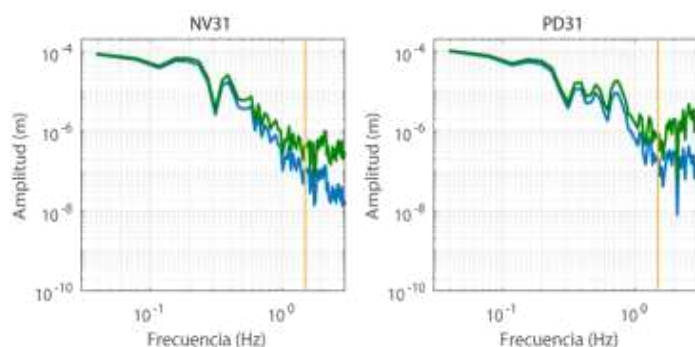
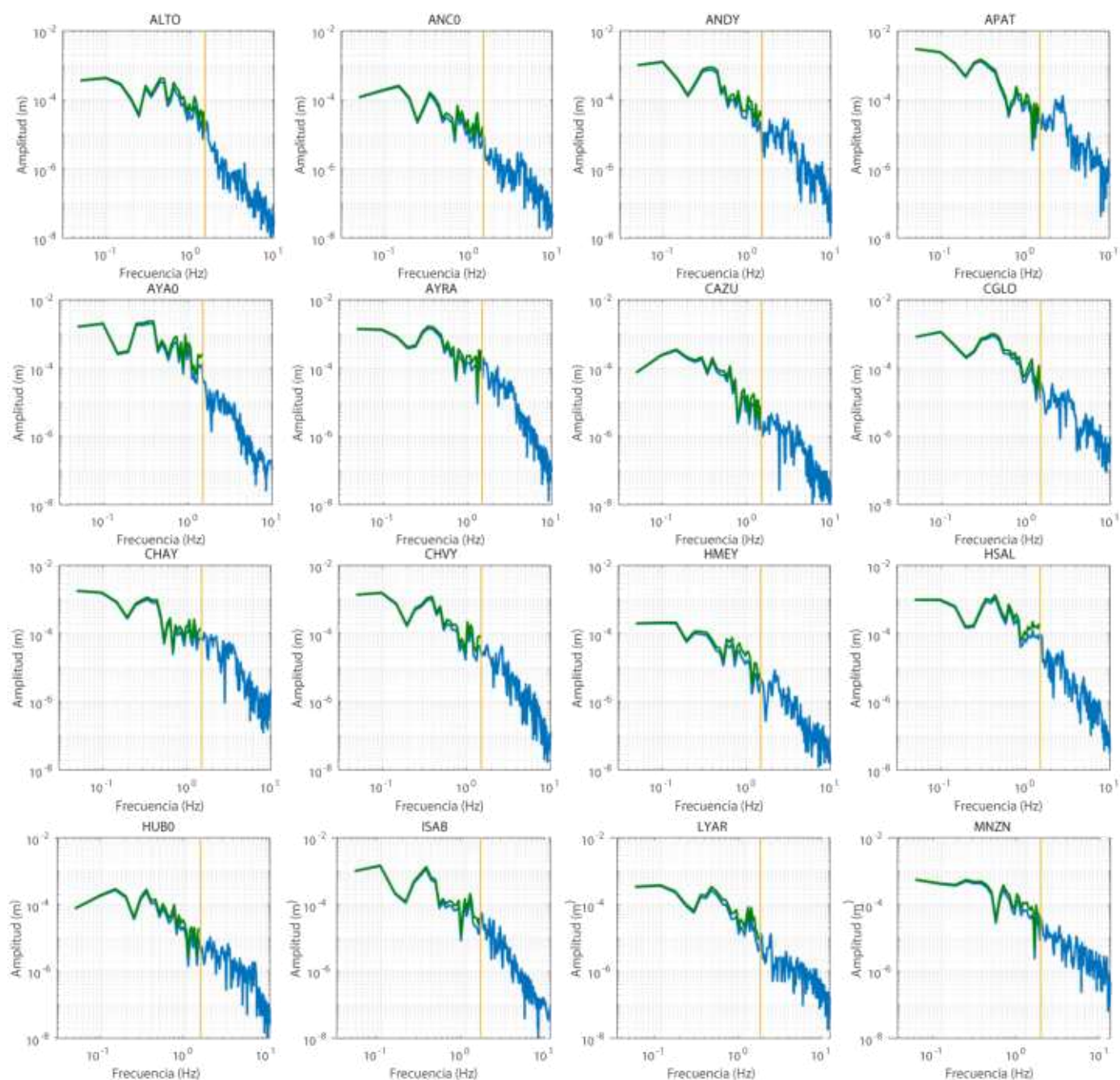


Figura VI.16. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias telesísmicas).



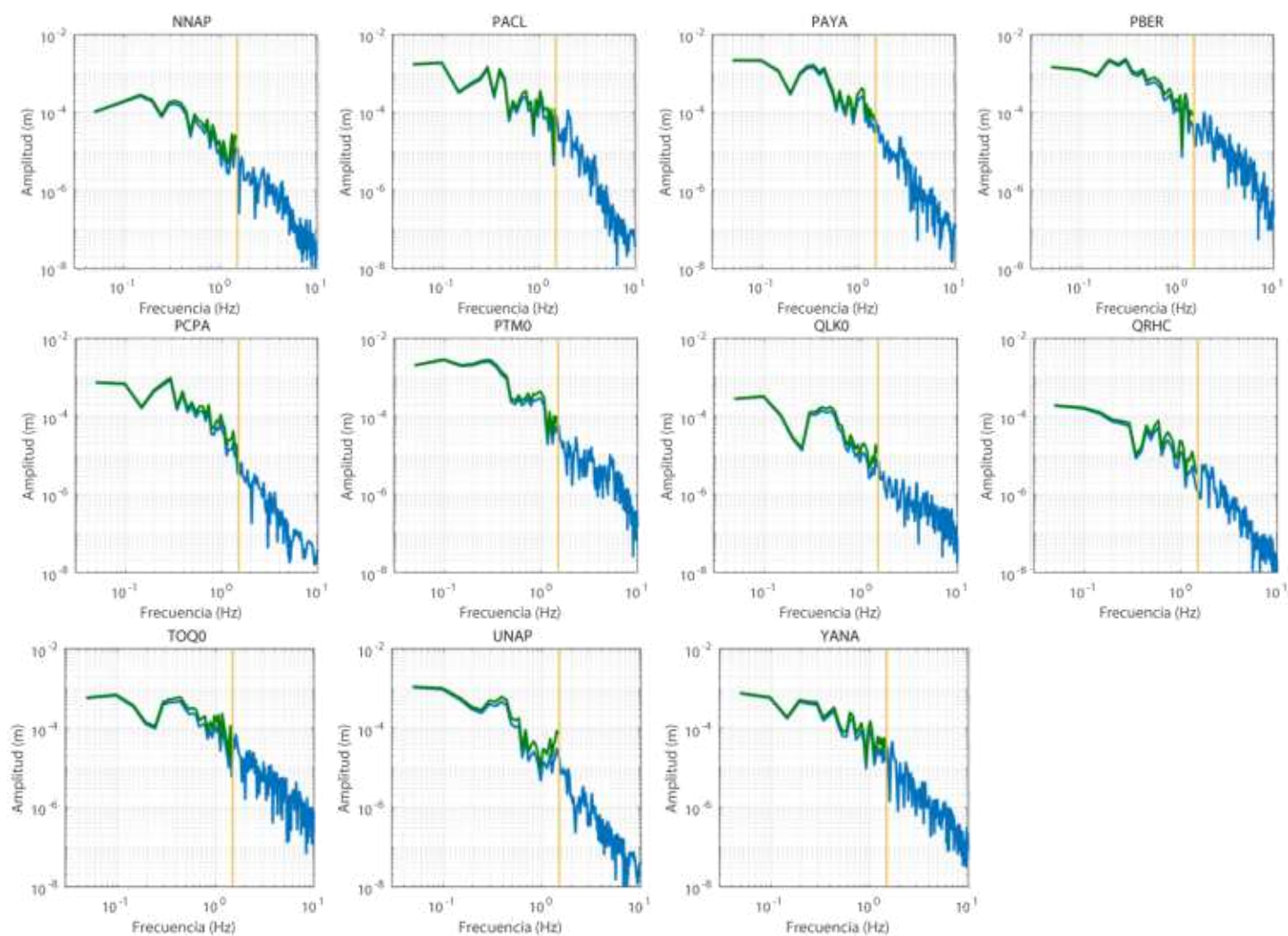
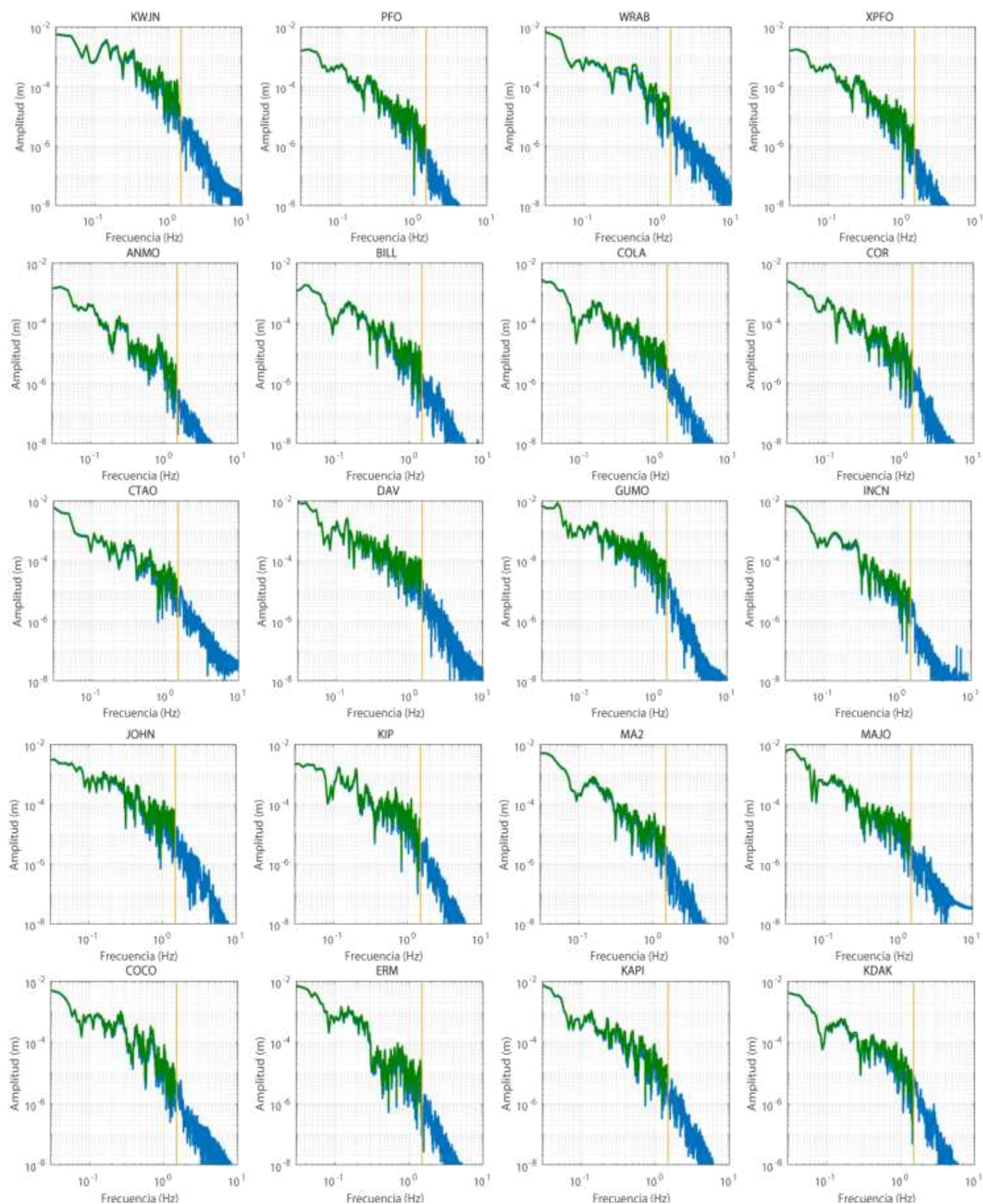


Figura VI.17. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias regionales).

Terremoto profundo de Fiji 2018 (F1)



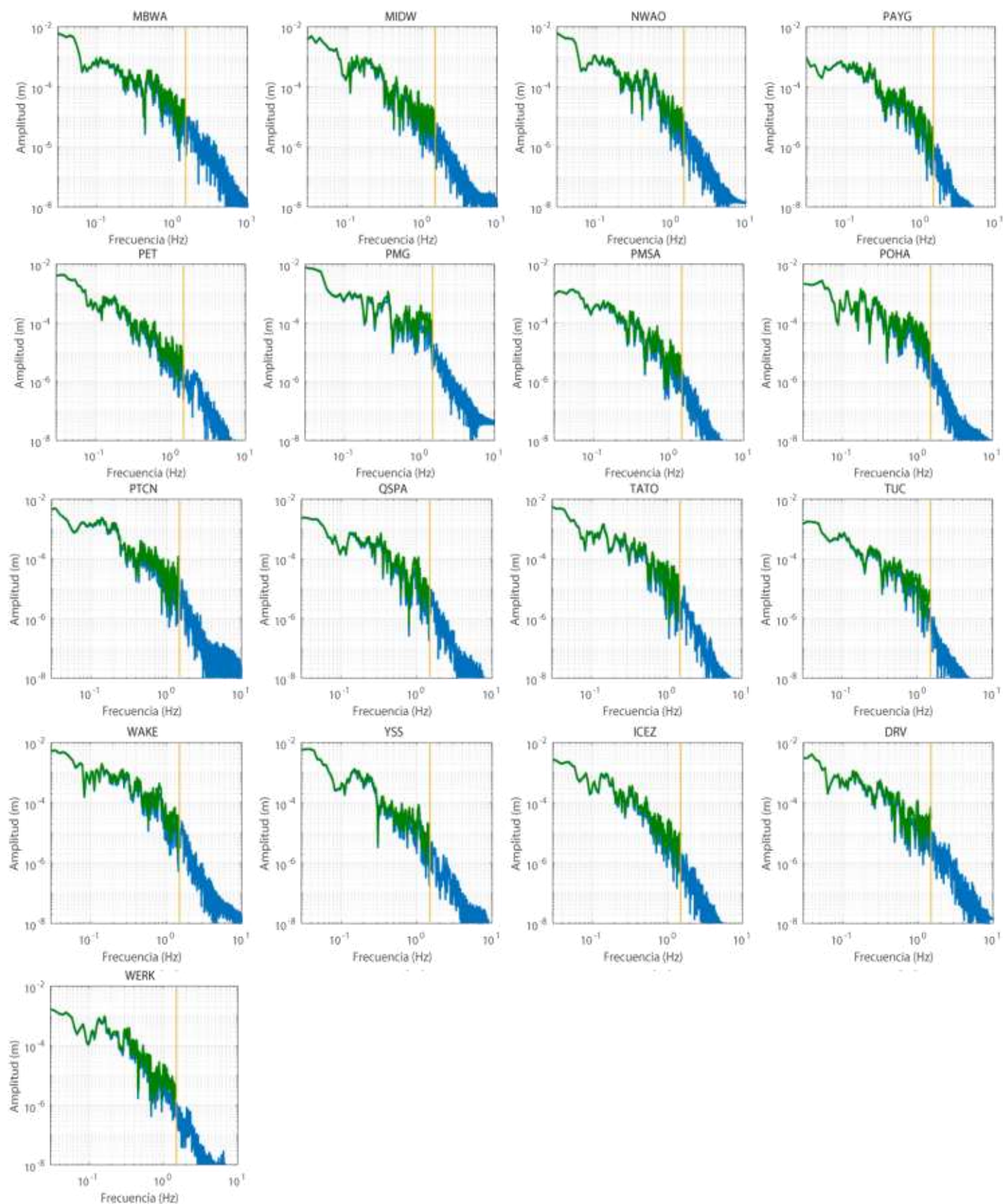
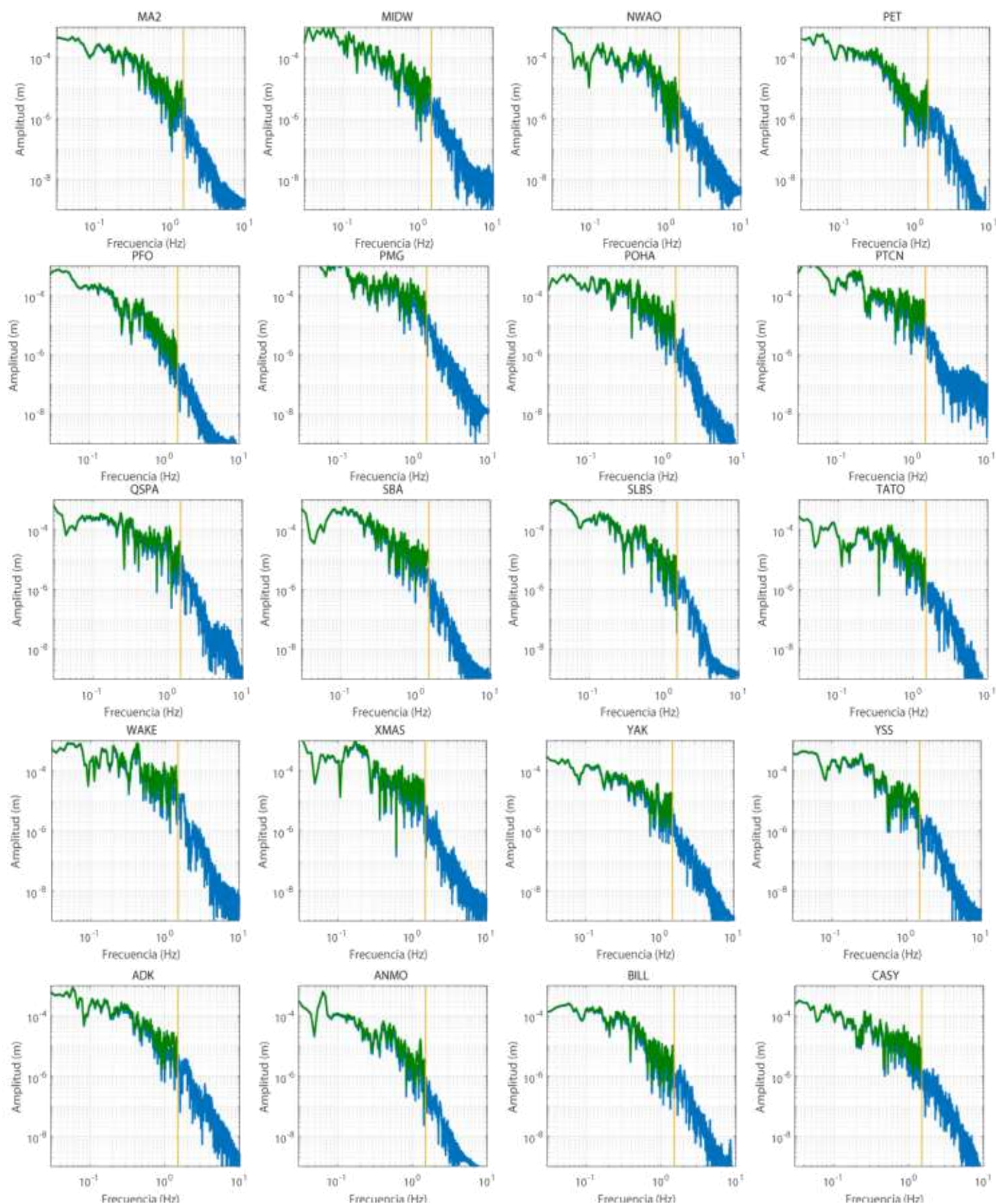


Figura VI.18. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias telesísmicas).

Terremoto profundo de Fiji 2018 (F2)



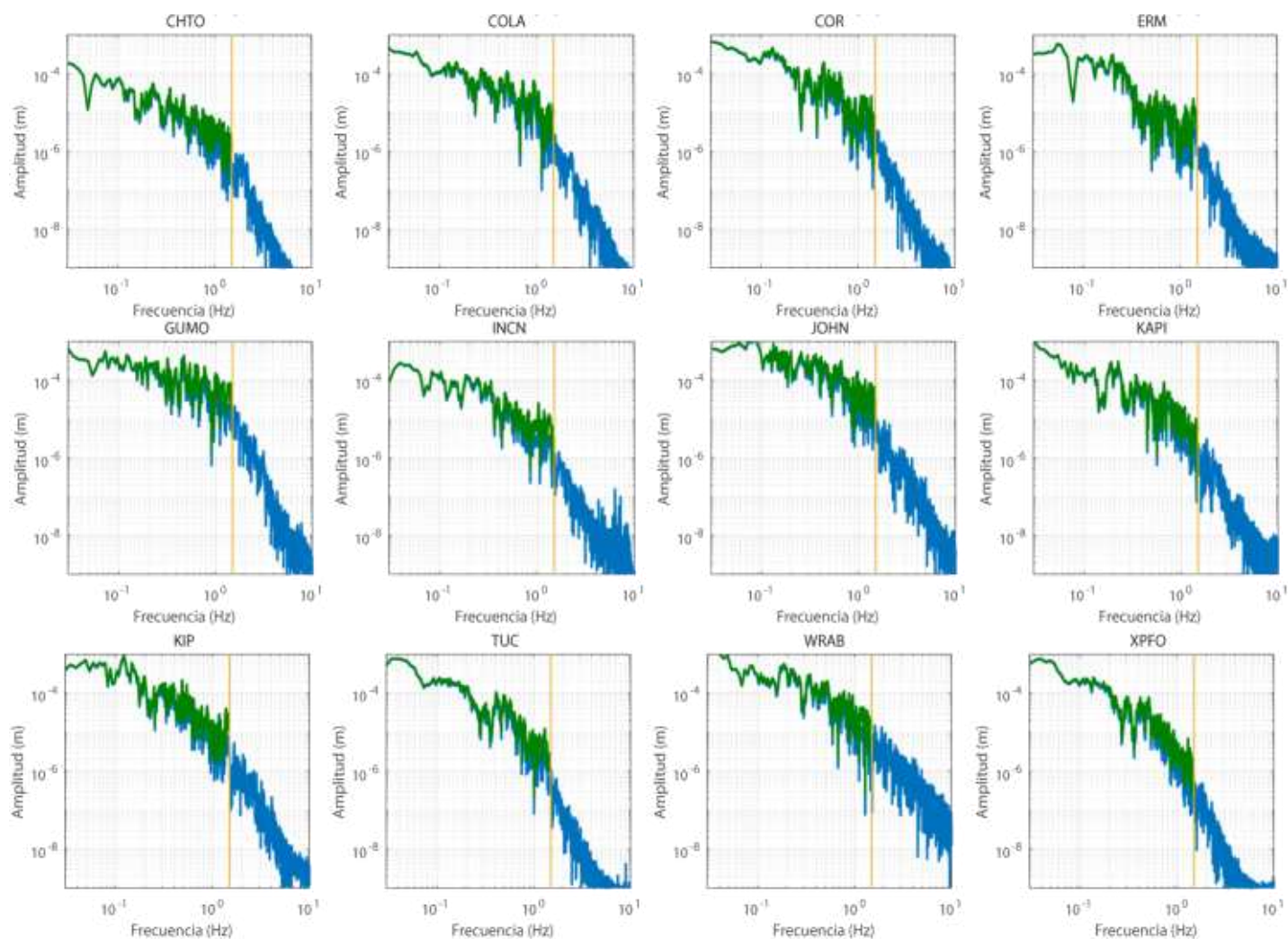


Figura VI.19. Espectros de amplitud sin corregir (azul) y corregidos (verde) por la atenuación (estaciones a distancias telesísmicas).

Anexo VII. Software

Descripción del software utilizado durante esta tesis. De los desarrollados se muestran los códigos, en caso de haber uno para cada terremoto se muestra el del terremoto profundo de 2010 como ejemplo.

Scripts desarrollados

Signal-noise.m: programa escrito en *MATLAB*. Calcula la relación entre los espectros de amplitud en desplazamiento de la señal y el ruido, frecuencia a frecuencia, proporcionando un vector con las estaciones y la frecuencia en la que se obtiene un $SNR < 1.25$. En el caso de no darse esta condición el programa devuelve 10 Hz. Fichero de entrada: espectros de amplitud obtenidos a partir de *SAC* para cada estación.

```
function [frec_estacion,frec_estaciones]=signal_noise % Granada 2010. Estaciones a distancia telésimica

estaciones={OTAV,A_34,A_228,ABAE,ACSO,ANMO,ANWB,ARU,BBSR,BLA,GNI,HRV,KIV,LBNH,LOSS,LSZ,LVZ,MVL,PALK,PANJ,PTGA,RAYN,RCBR,RSSD,SC36,SDDR,...
SFJD,SUMG,TEIG,TIXI,TLY,TRY,TSUM,UALR,WES};
f_signal={OTAV_signal,A_34_signal,A_228_signal,ABAE_signal,ACSO_signal,ANMO_signal,ANWB_signal,ARU_signal,BBSR_signal,BLA_signal,GNI_signal,HRV_signal,KIV_signal,LBNH_signal,LOSS_signal,LSZ_signal,LVZ_signal,MVL_signal,PALK_signal,PANJ_signal,PTGA_signal,RAYN_signal,RCBR_signal,RSSD_signal,SC36_signal,SDDR_signal,SFJD_signal,SUMG_signal,TEIG_signal,TIXI_signal,TLY_signal,TRY_signal,TSUM_signal,UALR_signal,WES_signal};
f_noise={OTAV_noise,A_34_noise,A_228_noise,ABAE_noise,ACSO_noise,ANMO_noise,ANWB_noise,ARU_noise,BBSR_noise,BLA_noise,GNI_noise,HRV_noise,KIV_noise,LBNH_noise,LOSS_noise,LSZ_noise,LVZ_noise,MVL_noise,PALK_noise,PANJ_noise,PTGA_noise,RAYN_noise,RCBR_noise,RSSD_noise,SC36_noise,SDDR_noise,SFJD_noise,SUMG_noise,TEIG_noise,TIXI_noise,TLY_noise,TRY_noise,TSUM_noise,UALR_noise,WES_noise};

p=[1:4:length(f_signal)];
p1=zeros(1,length(f_signal));
p1(p)=1;
q=0;
z=4;
contador=1;
for l=1:1:length(estaciones)
    q=q+1;
    if p1(l) == 1
        figure()
        q=1;
    end
    if length(p)>1
        subplot(1,z,q)
    else
        subplot(1,round(length(estaciones)/2),q)
    end

    [d1,amplit,delta] = eval(f_signal{l});
    loglog(d1,amplit)
    amplit1=amplit;
    hold on
    [d1,amplit,delta] = eval(f_noise{l});
    loglog(d1,amplit)
    grid on
    title(estaciones(l))
    xlabel(Frecuencia (Hz))
```

```

ylabel(Amplitud (m))
xlim([1e-2,1e2])
ylim([1e-10,1e-4])
ratio=amplit1./amplit;
c=0;
mat_ratio(1,:)=d1(1:200);
mat_ratio(1+1,:)=ratio(1:200);
for j=1:length(ratio)
    if ratio(j)<1.25
        c=c+1;
        posiciones(c)=j;
        valor_f(c)=d1(j);
        valor_i(c)=d1(j);
    end
    if c==0
        valor_f=NaN;
        valor_i=10;
    end
end
frec_estaciones(1)=valor_f(1);
frec_estacion(1)=valor_i(1);
end
frec_estaciones=frec_estaciones;

frec_estacion(frec_estacion>10)=10;

```

Atenuacion.m: programa desarrollado en *MATLAB*. Se utiliza para corregir por la atenuación el espectro de amplitud de la onda P. Se ha creado uno a distancia regionales y otro a telesísmicas, siendo la única diferencia el factor de atenuación. Datos de entrada: espectro de amplitud de la onda P en cada estación, a distancia regional también el valor del factor Q y el tiempo de trayectoria de la onda.

```

function [d1,amplit_ate]=atenuacion(Q,d1,amplit,tau)

%Corrección atenuación. Datos regionales

a=0;
b=0;
for i=1:length(amplit)
    if d1(i)<0.01
        b=b+1;
    end
    if 0.01<=d1(i) %&& d1(i)<=1.5
        a=a+1;
        % término de la atenuación
        amplit_ate(i)=amplit(i)/exp(-d1(i)*tau*pi/(Q)); % amplitud corregida f(Hz)
        amplit1(i)=amplit(i);
    end
end
d1=d1((b+1):(a+b));
amplit_ate=amplit_ate(2:length(amplit_ate));
amplit_ate=amplit_ate;

```

Correccion_atenQ_reg.m: programa desarrollado en *MATLAB*. Se utiliza para el estudio de los distintos valores de Q utilizados en el terremoto profundo de Granada de 2010 sobre las distintas estaciones.

```

*****

estaciones={ EADA,EBAD,EBER,ECAB,ECAL,EGRO,EIBI,ELOB,EMAZ,...

EMII,EMIN,EMOS,EMUR,EPLA,EPOB,EQTA,ERTA,ESPR,ETOB,...
ETOS,GUD,MVO,PFVI,PMAFR,AVE,CART,CEU,EMAL,EVO,MAHO,...
MELL,PVLZ,SFS,PM01,PM03,PM04,PM05,PM06,PM07,PM08,...
PM10,PM11,PM12,PM13,PM14,PM15,PM17,PM19,PM20,PM21,...
PM22,PM23,PM24,PM25,PM26,PM27,PM28,PM29,PM30,PM31,...
PM32,PM33,PM34,PM35,PS01,PS03,PS04,PS05,PS41,PS44,PESTR,PVAQ};

f_estaciones={ eadan,ebadn,eberrn,ecabn,ecaln,
egron,eibin,elobn,emazn,emijn,emin,emosn,emurn,eplan,epobn,eqtan,ertan,esprn,etobn,etosn,gudn,mvon,pfvin,p
marfn,aven,carfn,ceun,emaln,evon,mahon,melin,pvlzn,
sfsn,PM01,PM03,PM04,PM05,PM06,PM07,PM08,PM10,PM11,PM12,PM13,PM14,PM15,PM17,PM19,PM20,PM
21,PM22,PM23,PM24,PM25,PM26,PM27,PM28,PM29,PM30,PM31,PM32,PM33,PM34,PM35,PS01,PS03,PS04,
PS05,PS41,PS44,pestrn,pvaqn};

for m=1:length(f_estaciones)
    clear amplit
    clear d1
    clear delta
    clear d2
    clear tau
    d_c=[0.25:3];
    c1=exp(-1*d_c);
    [Q,tau,d1,amplit,delta]=eval(f_estaciones{m});
    amplit=amplit./(2*pi.*d1);
    figure()
    loglog(d1,amplit)
    hold on

    Q=100;
    tast1(m)=tau/Q;
    [d2,amplit_ate]=atenuacion_Q(d1,amplit,tau,Q);
    loglog(d2,amplit_ate)
    Q=200;
    tast2(m)=tau/Q;
    [d2,amplit_ate]=atenuacion_Q(d1,amplit,tau,Q);
    loglog(d2,amplit_ate)
    Q=300;
    tast3(m)=tau/Q;
    [d2,amplit_ate]=atenuacion_Q(d1,amplit,tau,Q);
    loglog(d2,amplit_ate)
    Q=400;
    tast4(m)=tau/Q;
    [d2,amplit_ate]=atenuacion_Q(d1,amplit,tau,Q);
    loglog(d2,amplit_ate)
    Q=500;
    tast5(m)=tau/Q;
    [d2,amplit_ate]=atenuacion_Q(d1,amplit,tau,Q);
    loglog(d2,amplit_ate)
    Q=600;
    tast6(m)=tau/Q;
    [d2,amplit_ate]=atenuacion_Q(d1,amplit,tau,Q);
    loglog(d2,amplit_ate)
    Q=700;
    tast7(m)=tau/Q;
    [d2,amplit_ate]=atenuacion_Q(d1,amplit,tau,Q);
    loglog(d2,amplit_ate)

```

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

```

Q=800;
tast8(m)=tau/Q;
[d2,amplit_ate]=atenuacion_Q(d1,amplit,tau,Q);
loglog(d2,amplit_ate)
Q=900;
tast9(m)=tau/Q;
[d2,amplit_ate]=atenuacion_Q(d1,amplit,tau,Q);
loglog(d2,amplit_ate)
Q=1000;
tast10(m)=tau/Q;
[d2,amplit_ate]=atenuacion_Q(d1,amplit,tau,Q);
loglog(d2,amplit_ate)
grid on
xlim([0.03,10])
ylim([1e-10,1e-4])
title(f_estaciones(m))
xlabel(Frequency (Hz))
ylabel(Amplitud (m/s))
legend(sin
corregir,Q=100,Q=200,Q=300,Q=400,Q=500,Q=600,Q=700,Q=800,Q=900,Q=1000,Location,southwest)
end

```

Energia_reg.m/Energia_teles.m: programa desarrollado en *MATLAB*. Se utiliza para calcular la energía sísmica radiada en cada estación, aplicar las distintas correcciones y obtener el valor de E_R de un terremoto. Se han creado dos para cada terremoto uno a distancia regional y otro a telesísmica. A continuación, se incluye un ejemplo de este programa a distancia regional para el terremoto profundo de Granada de 2010. En el caso de a distancia telesísmica, el programa es análogo, pero modificando la parte en la que se calcula el factor de expansión geométrica.

% Energía sísmica radiada. Terremoto profundo Granada 2010. Datos regionales

```

clrs=rng

```

```

estaciones={EADA,EBAD,ECAB,EGRO,EMIJ,EMIN,EQTA,ESPR,PMAFR,EVO,PVLZ,PM01,PM03,PM05,PM
06,PM07,PM12,PM13,PM14,PM15,PM17,PM20,PM25,PM26,PM29,PM32,PM33,PM34,PM35,PS01,PS03,PS04,
PS05,PS41,PS44,PESTR,PVAQ};

```

% informacion general

```

Rt = 6370; % radio Tierra en km
rho0 = 2.6; % densidad cerca de la superficie
rho0 = 3.98; % densidad region focal
alphah = 10.21; % velocidad onda P region focal
alpha0 = 5.8; % velocidad onda P cerca de la superficie
betah=5.543;
beta0=2.85;
M0=2.51e18; % Nm obtenido a partir de Mw = 6.2
sigma=1.5; % MPa
%fc=0.49*betah*1e3*(sigma*1e6/M0)^(1/3);
fc=0.3;

```

```

% informacion de cada estacion obtenida a traves de tauP_time
% azimuth obtenido de cassol, al igual que i_ha, Rp obtenido de mecsta, y el
% resto de datos de Taup_times

l=0;

% EADA
l=l+1;
p(l)= 2.916;
i_h(l)=162.76;
i_ha(l)=15;
i_0(l)=8.75;
j_h(l)=162.82;
j_0(l)=8.87;
dist(l)=1.48;
az(l)=145.20;
Rp(l)=0.50651;

[...]

% PVAQ
l=l+1;
p(l)= 5.916 ;
i_h(l)=143.05;
i_ha(l)=32;
i_0(l)=17.97;
j_h(l)=143.15;
j_0(l)=18.23;
dist(l)=3.38 ;
az(l)=97.64;
Rp(l)=0.85148;

i_hh = i_h; % para ponerlo en la tabl sin modificaciones
i_0a=i_0;
i_h=abs(180-i_h); % taup_times

% CORRECCION SUPERFICIE LIBRE DE ESFUERZOS
C_z = 2*cosd(i_0a).*cosd(2*j_0)./(cosd(2*j_0)).^2+(beta0^2/alpha0^2)*sind(2*i_0a).*sind(2*j_0));

% GEOMETRICAL SPREADING

% Representacion ih vs distancia epicentral para obtener di_h/dDelta
[A,B] = sort(dist); % A vector ordenado; B vector A con las posiciones antes de ordenar
i_h1 = i_ha(B); % Ordenado por distancia epicentral

t=0; t1=0; t2=0; t3=0;
for i=1:length(dist)
    if A(i)<=1.73
        t=t+1;
    end
    if A(i)<=2.70
        t1=t1+1;
    end
    if A(i)<=4.10
        t2=t2+1;
    end
    if A(i)<=5.60
        t3=t3+1;
    end
end
figure()
hold on
p1=polyfit(A(1:t),i_h(B(1:t)),1);
disp(['pendiente1= num2str(abs(p1(1)))'])
plot(A(1:t),i_h(B(1:t)),,'markersize',20)
p2=polyfit(A((t+1):t1),i_h(B((t+1):t1)),1);
disp(['pendiente2= num2str(abs(p2(1)))'])
plot(A((t+1):t1),i_h(B((t+1):t1)),,'markersize',20)

```

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

```

p3=polyfit(A((t1+1):t2),i_h(B((t1+1):t2)),1);
disp(['pendiente3= num2str(abs(p3(1)))'])
plot(A((t1+1):t2),i_h(B((t1+1):t2)),,'markersize',20)
p4=polyfit(A((t2+1):t3),i_h(B((t2+1):t3)),1);
disp(['pendiente4= num2str(abs(p4(1)))'])
plot(A((t2+1):t3),i_h(B((t2+1):t3)),,'markersize',20)
p5=polyfit(A((t3+1):length(dist)),i_h(B((t3+1):length(dist))),1);
disp(['pendiente5= num2str(abs(p5(1)))'])
plot(A((t3+1):length(dist)),i_h(B((t3+1):length(dist))),,'markersize',20)

y1=p1(1)*A(1:t)+p1(2);
y2=p2(1)*A((t+1):t1)+p2(2);
y3=p3(1)*A((t1+1):t2)+p3(2);
y4=p4(1)*A((t2+1):t3)+p4(2);
y5=p5(1)*A((t3+1):length(dist))+p5(2);
plot(A(1:t),y1)
plot(A((t+1):t1),y2)
plot(A((t1+1):t2),y3)
plot(A((t2+1):t3),y4)
plot(A((t3+1):length(dist)),y5)

% vector di_dA que contiene cada pendiente en el orden de las estaciones
for i=1:length(dist)
    if i<=t
        di_dA(B(i))=p1(1);
    end
    if i<=t1 && i>t
        di_dA(B(i))=p2(1);
    end
    if i<=t2 && i>t1
        di_dA(B(i))=p3(1);
    end
    if i<=t3 && i>t2
        di_dA(B(i))=p4(1);
    end
    if i<=length(dist) && i>t3
        di_dA(B(i))=p5(1);
    end
end

g=((rho*h*alpha*sind(i_ha).*di_dA)./(rho0*alpha0.*sind(dist).*cosd(i_0a))).^(1/2);

% PARTE CONSTANTE DE LA ENERGIA (dos formas de escribir lo mismo, para
% comprobar)

%Ecte=(1+3/2*(alpha/beta)^5)*8*pi./(15*rho*1e3*(alpha*1e3)^5)*(4*pi*(rho*1e3)^3*(alpha*1e3)^3*(Rt*
1e3)./(Rp.*C_z.*g)).^2;
Ecte = 32*pi*rho*10^3*alpha*10^3*Rt^2*10^6./(15*g.^2.*Rp.^2).*32.74./C_z.^2;

f_estaciones={eada,n,ebadn,ecabn,egron,emijn,emin,n,eqtan,esprn,pmarfn,evon,pvlzn,PM01,PM03,PM05,PM06,PM
07, PM12,PM13,PM14,PM15,PM17,PM20,PM25,PM26,PM29, PM32,PM33,PM34,
PM35,PS01,PS03,PS04,PS05,PS41,PS44,pestrn,pvaqn};

p=[1:4:length(f_estaciones)];
p1=zeros(1,length(f_estaciones));
p1(p)=1; % De esta forma hacemos que en cada elemento de p (numeros desde el 15 de 15 en 15 hasta el numero de
estaciones) aparezca un 1 en vez de un 0
q=0;
z=4;
difer3=zeros(1,length(estaciones));
for l=1:1:length(f_estaciones)
    q=q+1;
    if p1(l) == 1
        figure()
        q=1;
    end
    if length(p)>1

```

```

        subplot(1,z,q)
    else
        subplot(1,round(length(estaciones)/2),q)
    end
    [Q,tau,d1,amplit,delta] = eval(f_estaciones{1});
    amplit=amplit./(2*pi*d1);
    loglog(d1,amplit,linewidth,1.5)
    hold on
    [d1,amplit_ate]=atenuacion(Q,d1,amplit,tau); % con este programa

    loglog(d1,amplit_ate,color,[0 0.5 0],linewidth,1.5)
    title(estaciones(l))
    loglog([1.5,1.5],[1e-8,1e-3])
    xlim([3e-2,20])
    ylim([1e-8,1e-3])
    grid on
    xlabel(Frecuencia (Hz))
    ylabel(Amplitud (m))
    d1=d1(d1<=1.5);
    amplit_ate=amplit_ate(1:length(d1));
    int_1 = cumtrapz((2*pi*d1.*amplit_ate).^2).*delta;

    if l==1
        longitud=length(int_1);
    end

    if length(int_1)>longitud

int_1=[int_1(1:1);int_1(6:6);int_1(9:9);int_1(13:14);int_1(15:20);int_1(21:23);int_1(25:28);int_1(28:34);int_1(34:end)];
    end

    Ep(:,l) = int_1.*Ecte(l);
    Q1(l)=Q;
    j2=1:length(Ep(:,l));
    for j2=flipr(j2)
        if difer3(1,l)>5
            f(l)=d1(j2);
            break
        else
            difer3(1,l)=100*(Ep(j2,l)-Ep(j2-1,l))./Ep(j2,l);
        end
    end

end

Er=Ep;

Emedia=mean(Er(end,:))
Error=std(Er(end,:)) %=(1/(length(Er(end,:))-1)*sum((Er(end,:)-Emedia).^2))^(1/2)
Errorest=Error/(length(Er(end,:)))^(1/2)
mrk={'-o,-x,-s,-x,-s,-^,-*, -p,-o,-x,-s,-^,-d,-x,-^,-*, -o,-p,-s,-^,-*, -p,-d,-o,-*, -x,-s,-^,-d,-x,-s,-d,-o,-*, -x,-s,-^,-d,-x,-s,-^,-
*, -o,-p,-d,-o,-*, -x,-s,-^,-d,-x,-s,-^,-*, -o,-p,-s,-^,-*, -o,-p,-d,-o,-*, -x,-s,-^,-d,-x,-d,-x };
legenda=estaciones;

[a1 a2]=sort(Er(end,:));

figure()
q=0;
for i=1:length(dist)

    w=[rand(1,1) rand(1,1) rand(1,1)];
    v(i)=semilogy(d1,Er(:,a2(end-i+1)),mrk{i},LineWidth,1.3,color,w);
    hold on
    q=q+1;
end

legend(v,{legenda{a2(end:-1:1)}} ,Location,northeast,Interpreter,latex)

```

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

```
ylim([1e10,1e15])
grid on
ax = gca;
ax.XGrid=on;
ax.GridColor = [0 0 0];
ax.GridAlpha = 0.5;
ax.Layer=bottom;
xlim([0.01,2])
xlabel(Frequency (Hz))
ylabel(Energy (J))
title(Radiated Energy (Regional data))

% Informacion en forma de tabla
S.Estaciones = estaciones;
S.Epicentral = dist;
S.azimut = az;
S.i_0 = i_0;
S.i_h = i_h;
S.i_ha = i_ha;
S.i_0a = i_0a;
S.j_0 = j_0;
S.j_h = j_h;
S.C_z = C_z;
S.geometrical = g;
S.PatronRadiacion = Rp;
S.Q = Q1;
S.Energia = Er(end,:);
struct2table(S)

rng(clrs)
```

Anexo VIII. Correcciones para la obtención de E_R , valores de Q y E_R

Terremoto profundo de Granada 2010 (D1; RIM)

Tabla VIII.1. Distancias telesísmicas (D1). Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales descartadas.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	$C(i_0)$	$g(\Delta)$	R_p	$E_R (\times 10^{13} \text{ J})$
OTAV	77.8	261	2.2	0.5	0.54	4.1
ABAE	45.1	109	2.1	0.9	0.48	5.0
ACSO	60.0	299	2.1	0.7	0.76	18.4
ANMO	78.6	305	2.2	0.5	0.50	0.7
ANWB	54.3	265	2.1	0.7	0.77	3.0
ARU	44.9	43	2.1	0.9	0.90	4.3
GNI	37.3	69	3.4	1.0	0.82	1.2
HRV	51.5	298	2.1	0.8	0.87	1.5
LBNH	50.9	300	2.1	0.8	0.86	2.7
LOSS	56.9	135	2.1	0.7	0.39	1.3
LSZ	60.1	144	2.1	0.7	0.35	11.0
LVZ	37.4	22	3.4	1.0	0.62	1.5
MMNY	55.5	300	2.1	0.7	0.81	4.4
MVL	55.4	297	2.1	0.7	0.83	1.1
PANJ	54.1	297	2.1	0.7	0.84	1.7
RAYN	43.9	93	2.1	0.9	0.53	1.2
RSSD	71.7	311	2.2	0.5	0.52	4.4
SDDR	61.2	272	2.1	0.6	0.76	12.4
SFJD	40.0	333	3.3	1.0	0.47	0.9
SUMG	39.9	344	3.3	1.0	0.22	-
TEIG	73.9	283	2.2	0.5	0.66	4.4
TSUM	59.6	156	2.1	0.7	0.26	9.0
UALR	69.1	298	2.1	0.5	0.67	3.6
WES	51.0	298	2.1	0.8	0.87	2.8

Tabla VIII.2. Distancias regionales (D1). Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	$g(\Delta)$	R_p	$E_R (\times 10^{13} \text{ J})$
EADA	1.5	145	450	2.0	17.7	0.50	2.7
EBAD	3.3	123	600	2.1	15.5	0.65	2.6
EBER	0.5	276	600	2.0	17.6	0.22	-
ECAB	1.9	126	600	2.0	16.9	0.63	1.3
ECAL	1.5	153	400	2.0	29.8	0.22	-
EGRO	3.2	100	600	2.1	15.5	0.83	1.1
EIBI	4.4	241	200	2.1	13.7	0.46	5.8
ELOB	6.0	144	400	2.1	11.7	0.24	-
EMAZ	7.0	145	400	2.1	11.2	0.12	-
EMIJ	1.1	69	600	2.0	17.7	0.64	0.9
EMIN	2.6	108	600	2.1	16.7	0.78	1.7

Cálculo de la energía sísmica radiada por los terremotos

EMOS	4.2	222	600	2.1	14.3	0.25	1.2
EMUR	2.0	243	300	2.0	16.8	0.15	-
EPLA	3.7	147	300	2.1	15.3	0.42	6.8
EPOB	5.7	218	300	2.1	11.8	0.23	-
EQTA	0.3	192	600	2.0	15.4	0.34	1.0
ERTA	5.0	216	300	2.1	13.6	0.20	-
ESPR	1.9	87	600	2.0	17.0	0.79	4.4
ETOB	2.3	222	300	2.0	16.9	0.07	-
ETOS	5.7	240	200	2.1	11.9	0.49	2.4
GUD	3.7	172	600	2.1	15.3	0.23	-
MVO	5.0	147	300	2.1	13.5	0.31	5.0
PFVI	4.3	92	600	2.1	13.9	0.86	6.9
PMAF	4.9	113	600	2.1	13.5	0.61	2.5
AVE	4.9	41	600	2.1	13.6	0.91	31.0
CART	2.1	252	300	2.0	16.9	0.21	-
EMAL	1.7	75	600	2.0	12.0	0.57	1.1
EVO	3.9	113	600	2.1	15.1	0.70	2.5
MAHO	6.8	244	200	2.1	11.4	0.54	7.2
MELI	1.7	344	600	2.0	17.5	0.22	-
PVLZ	1.9	19	600	2.0	16.9	0.55	2.0
SFS	2.2	77	600	2.0	16.8	0.85	26.7
PM01	2.1	54	600	2.0	16.8	0.81	5.4
PM03	2.3	51	600	2.0	16.8	0.83	6.2
PM04	2.0	40	600	2.0	17.1	0.74	3.9
PM05	2.3	40	600	2.1	16.9	0.77	5.0
PM06	2.4	46	600	2.1	16.9	0.82	5.3
PM07	2.1	34	600	2.0	16.9	0.70	2.9
PM08	2.1	28	600	2.0	17.1	0.65	2.3
PM10	2.6	30	600	2.0	16.6	0.71	7.4
PM11	2.1	17	600	2.0	16.8	0.55	3.8
PM12	2.3	22	600	2.1	16.9	0.62	2.2
PM13	2.6	26	600	2.1	16.7	0.67	6.2
PM14	2.7	28	600	2.1	15.7	0.71	9.9
PM15	2.7	21	600	2.1	16.7	0.62	6.9
PM17	2.9	29	600	2.1	15.7	0.73	6.1
PM19	3.1	25	600	2.1	15.5	0.69	19.2
PM20	3.3	22	600	2.1	15.4	0.66	1.8
PM21	3.6	24	600	2.1	15.4	0.70	2.8
PM22	3.9	19	600	2.1	15.2	0.63	10.9
PM23	4.0	18	600	2.1	15.1	0.61	12.5
PM24	4.1	16	600	2.1	13.9	0.58	4.0
PM25	4.2	15	600	2.1	13.9	0.57	2.2
PM26	4.5	11	600	2.1	13.8	0.48	1.9
PM27	4.7	11	600	2.1	13.7	0.49	3.3
PM28	4.8	10	600	2.1	13.5	0.47	2.1
PM29	4.9	8	600	2.1	13.5	0.42	0.9
PM30	5.1	7	600	2.1	13.4	0.39	8.1
PM31	4.4	13	600	2.1	13.7	0.52	3.6
PM32	5.4	5	600	2.1	13.3	0.35	3.4
PM33	5.6	6	600	2.1	13.3	0.35	0.8
PM34	5.7	5	600	2.1	11.9	0.32	2.2
PM35	5.9	3	600	2.1	11.8	0.29	3.0
PS01	1.9	62	600	2.0	16.8	0.80	4.4
PS03	1.6	69	600	2.0	17.9	0.77	11.3

PS04	1.5	76	600	2.0	17.6	0.73	1.4
PS05	1.3	76	600	2.0	17.6	0.69	2.0
PS41	2.0	81	600	2.0	17.0	0.82	5.2
PS44	2.1	72	600	2.0	16.9	0.84	6.1
PEST	3.8	120	600	2.1	15.2	0.65	3.2
PVAQ	3.4	97	600	2.1	15.4	0.85	0.6

Terremoto profundo de Granada 1990 (D2; RIM)

Tabla VIII.3. Distancias regionales (D2). Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R .

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	$g(\Delta)$	R_p	$E_R (\times 10^{10} \text{ J})$
EPLA	3.7	147	300	2.1	15.1	0.74	32.3
GUD	3.7	172	600	2.1	15.2	0.58	0.4
EVA	1.9	205	300	2.0	16.8	0.55	8.7
EVAL	2.6	104	600	2.1	16.7	0.94	2.0
ETOR	3.9	196	400	2.1	15.3	0.31	1.5
EPRU	1.3	91	600	2.0	17.3	0.98	5.5
AFC	0.3	179	600	2.0	16.8	0.82	1.0
EALH	1.9	240	300	2.0	16.7	0.35	1.8
ENIJ	1.0	267	600	2.0	17.9	0.55	2.6
EJIF	1.6	73	600	2.0	17.5	0.99	2.2
EHOR	1.6	123	600	2.0	17.5	0.95	1.3
ECRI	5.7	187	400	2.1	11.7	0.25	5.2
EBAN	1.2	171	450	2.0	17.8	0.80	5.5

Terremoto profundo de Granada 1993 (D3; RIM)

Tabla VIII.4. Distancias regionales (D3). Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R .

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	$g(\Delta)$	R_p	$E_R (\times 10^8 \text{ J})$
EVAL	2.7	104	600	2.1	15.3	0.92	0.1
EPRU	1.5	93	600	2.0	17.0	0.99	42.0
EJIF	1.7	75	600	2.0	16.7	0.99	11.6
EHOR	1.7	121	600	2.0	16.6	0.96	10.4
EBAN	1.3	165	450	2.0	17.6	0.86	180.0
ELUQ	1.0	132	600	2.0	16.8	0.94	0.9
EHUE	1.1	213	600	2.0	17.5	0.71	4.2

Terremotos de profundidad intermedia 2000-2020 (RIM)

Tabla VIII.5. Distancias regionales. Terremoto I8. Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	R_p	$E_R (\text{J})$
EADA	1.3	176	400	1.3	0.32	8×10^{09}

EBAD	2.7	133	600	1.1	0.74	6×10^{11}
EBER	1.2	266	200	1.3	0.35	2×10^{10}
ECAL	5.4	160	600	1.0	0.22	-
ECEU	1.1	38	600	1.3	0.94	7×10^8
EMIJ	0.3	43	300	2.0	0.41	3×10^9
EMIN	1.9	117	550	1.1	0.69	5×10^{10}
EMUR	2.7	249	200	1.1	0.33	2×10^{13}
EQES	1.4	229	100	1.2	0.73	4×10^{16}
EQTA	0.9	245	200	1.5	0.21	-
ETOB	2.9	232	100	1.1	0.76	1×10^{24}
ESPR	1.1	92	300	1.4	0.08	-
RETOR	4.4	206	600	1.0	0.94	8×10^{10}

Tabla VIII.6. Distancias regionales. Terremoto I9. Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	R_p	E_R (J)
EADA	1.6	174	150	1.4	0.87	2×10^{15}
EBAD	3.0	136	600	1.2	0.08	-
EBER	1.2	252	200	1.6	0.23	-
ECAB	1.7	152	150	1.4	0.59	2×10^{15}
ECEU	1.0	52	600	1.8	0.03	-
EGRO	2.6	111	600	1.2	0.16	-
EMIN	2.2	124	600	1.3	0.04	-
EPLA	3.8	158	300	1.1	0.39	4×10^{14}
EQES	1.6	219	200	1.4	0.57	7×10^{12}
EQTA	1.0	227	200	1.7	0.39	3×10^{10}
GUD	4.1	182	600	1.1	0.64	2×10^{13}
ESPR	1.2	106	100	1.6	0.13	-
PVAQ	2.8	107	600	1.2	0.20	-

Tabla VIII.7. Distancias regionales. Terremoto I12. Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	R_p	E_R (J)
EADA	1.4	165	200	1.3	0.54	2×10^{12}
EBAD	3.0	130	600	1.1	0.51	2×10^{12}
ECAL	5.5	157	600	1.0	0.82	8×10^{11}
ECEU	1.3	49	600	1.3	0.87	1×10^8
EGOR	0.3	180	300	2.0	0.01	-
ELGU	0.4	254	150	2.0	0.16	-
EMIJ	0.5	69	50	1.9	0.87	3×10^{16}
EMIN	2.2	115	550	1.1	0.09	-
EMUR	2.5	245	200	1.1	0.68	1×10^{12}
EPLA	3.6	154	600	1.1	0.78	1×10^{11}
EQTA	0.7	230	50	1.8	0.22	-
GUD	3.8	179	600	1.1	0.45	3×10^{10}

Tabla VIII.8. Distancias regionales. Terremoto I16. Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	R_p	E_R (J)
EADA	2.3	178	200	1.3	0.17	-
EALB	1.2	262	600	1.8	0.82	1×10^{11}
EBER	1.7	230	400	1.5	0.38	9×10^{10}
ECAB	2.4	162	200	1.3	0.30	1×10^{16}
ECAL	6.3	163	600	1.1	0.04	-
ECEU	0.7	99	600	2.0	0.97	1×10^{11}
EGOR	1.3	194	300	1.7	0.05	-
EGRO	2.9	125	200	1.2	0.44	2×10^{19}
ELGU	1.3	213	400	1.7	0.24	-
EIBI	5.6	237	600	1.1	0.06	-
EMIN	2.6	138	200	1.3	0.44	3×10^{17}
EMUR	3.3	232	300	1.2	0.20	-
ENIJ	2.2	238	400	1.4	0.36	7×10^{10}
EPLA	4.4	163	300	1.1	0.12	-
EQES	2.3	210	200	1.3	0.12	-
EQTA	1.6	211	400	1.5	0.18	-
ETOB	3.7	220	200	1.2	0.11	-
IFR	2.3	12.	600	1.3	0.06	-
EMAL	0.9	184	300	1.9	0.21	-
PVLZ	0.6	343	600	2.0	0.56	4×10^{09}
ESPR	1.5	134	300	1.6	0.72	6×10^{12}
RETOR	5.3	201	600	1.1	0.01	-

Tabla VIII.9. Distancias regionales. Terremoto I17. Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	R_p	E_R (J)
EADA	2.6	184	200	1.1	0.56	1×10^{14}
EBER	2.0	229	400	1.1	0.54	6×10^{10}
ECAB	2.5	169	200	1.1	0.70	2×10^{13}
ECEU	0.5	128	600	1.8	0.72	8×10^{08}
ELGU	1.6	216	400	1.2	0.16	-
EMIN	2.6	145	200	1.1	0.50	2×10^{11}
EPLA	4.6	167	300	1.0	0.61	2×10^{15}
EQTA	2.0	214	400	1.1	0.12	-
IFR	2.0	7	600	1.1	0.27	2×10^{10}
PVLZ	0.5	310	600	1.9	0.47	1×10^{08}
RETOR	5.7	203	600	1.0	0.10	-

Tabla VIII.10. Distancias regionales. Terremoto I18. Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	R_p	E_R (J)
EADA	1.8	178	150	1.4	0.71	9×10^{15}
EBER	1.4	247	200	1.6	0.32	4×10^{11}

ECEU	0.8	56	600	1.9	0.08	-
EGOR	0.8	203	150	1.9	0.44	3×10^{11}
ELGU	0.8	234	200	1.9	0.24	-
EMIN	2.2	128	600	1.3	0.04	-
EMOS	5.1	219	600	1.1	0.96	7×10^{11}
EMUR	3.0	241	150	1.2	0.67	1×10^{15}
ENIJ	1.9	252	200	1.4	0.37	6×10^{12}
EQES	1.8	218	200	1.4	0.88	1×10^{14}
EQTA	1.2	225	200	1.7	0.60	3×10^{11}
ERTA	5.9	221	600	1.1	0.95	8×10^{11}
ETOB	3.2	226	600	1.2	0.90	8×10^{11}
ESPR	1.1	114	300	1.7	0.05	-

Tabla VIII.11. Distancias regionales. Terremoto I20. Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	R_p	E_R (J)
EGOR	0.2	135	100	2.0	0.30	1×10^{10}
EGRO	2.9	100	600	1.1	0.50	7×10^{10}
ELGU	0.2	286	150	2.0	0.79	2×10^{10}
EMIJ	0.7	62	100	1.6	0.03	-
ENIJ	1.3	268	600	1.2	0.05	-
EQES	1.0	217	600	1.4	0.40	3×10^{10}
EQTA	0.4	232	600	1.9	0.89	3×10^{08}
ETOB	2.5	228	450	1.1	0.28	8×10^{11}
GUD	3.7	176	600	1.1	0.62	5×10^{08}
EMAL	0.4	68	100	1.9	0.05	-

Tabla VIII.12. Distancias regionales. Terremoto I21. Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	R_p	E_R (J)
EADA	1.3	177	150	1.2	0.48	9×10^{11}
EBAD	2.7	133	600	1.1	0.54	6×10^{10}
EGOR	0.4	226	600	1.9	0.51	2×10^{08}
ELGU	0.7	265	350	1.6	0.59	3×10^{09}
EJIF	0.8	65	100	1.5	0.36	8×10^{10}
EMIJ	0.3	41	100	2.0	0.13	-
EMIN	1.9	118	600	1.1	0.72	2×10^{09}
EQTA	0.9	245	150	1.4	0.28	2×10^{09}
GUD	3.8	184	600	1.0	0.32	1×10^{11}
EMAL	0.0	305	100	2.0	0.46	2×10^{09}
ESPR	1.0	92	100	1.3	0.66	6×10^{12}

Tabla VIII.13. Distancias regionales. Terremoto I24. Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	$C(i_0)$	R_p	E_R (J)
EADA	1.3	175	150	1.2	0.25	6×10^{12}

EBAD	2.8	132	600	1.1	0.87	6×10^{11}
ECEU	1.1	39	600	1.3	0.95	3×10^{08}
EGOR	0.4	221	600	2.0	0.28	2×10^{09}
ELGU	0.6	264	350	1.7	0.34	1×10^{10}
EMIN	2.0	117	600	1.1	0.87	2×10^{10}
EMOS	4.7	222	600	1.0	0.93	2×10^{10}
EPLA	3.4	157	600	1.1	0.32	2×10^{11}
EQES	1.4	228	150	1.2	0.74	2×10^{13}
ETOB	2.9	232	450	1.1	0.74	2×10^{11}
EVO	3.3	120	600	1.1	0.93	2×10^{11}
EMAL	0.0	340	100	2.0	0.04	-
RETOR	4.4	205	600	1.0	0.95	1×10^{10}

Terremoto superficial de Alborán de 2016 (S1; RIM)

Tabla VIII.14. Distancias telesísmicas (S1). Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	$C(i_0)$	$g(\Delta)$	R_p	$E_R (\times 10^{14} \text{ J})$
ALE	50.9	351	2.2	0.4	0.48	1.8
MBAR	48.2	130	2.2	0.4	0.26	1.3
NIL	61.8	67	2.2	0.4	0.28	9.1
UOSS	52.1	84	2.2	0.4	0.43	2.7
BILL	76.3	3	2.1	0.3	0.28	4.7
FURI	46.9	114	2.2	0.5	0.26	11.4
MA2	82.8	12	2.2	0.3	0.20	-
SDV	66.1	37	2.2	0.4	0.13	-
SSPA	56.9	299	2.2	0.4	0.37	3.2
ARU	46.1		2.2	0.4	0.10	-
HKT	74.7	296	2.1	0.3	0.31	1.9
KMBO	52.8	124	2.2	0.4	0.30	1.0
KURK	58.9	47	2.2	0.4	0.12	-
RAYN	44.0	92	2.1	0.4	0.48	0.4
TIXI	67.9	14	2.2	0.3	0.23	-
ULN	76.4	40	2.1	0.4	0.02	-

Tabla VIII.15. Distancias regionales (S1). Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, valor del factor de atenuación Q , patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	Q	R_p	$E_R (\times 10^{14} \text{ J})$
EADA	2.6	346	(1)	0.51	0.42
EAGO	7.9	335	(1)	0.42	0.03
EALK	7.7	13	(1)	0.59	0.98
EARA	7.3	13	(1)	0.59	0.02
EARI	7.7	351	(1)	0.54	0.01
EBAD	4.0	320	(1)	0.28	0.08
EBER	1.4	29	(2)	0.58	1.55
ECAB	2.7	332	(1)	0.40	0.17
ECEU	1.4	283	-	0.21	-
ECHE	4.5	29	(1)	0.58	0.01
ECHI	7.6	23	(1)	0.59	0.01
EGOR	1.5	350	(2)	0.53	0.20

EIBI	5.2	50	(1)	0.56	0.01
ELGU	1.2	6	(2)	0.58	1.51
ELOB	7.0	332	(3)	0.39	0.05
EMIJ	1.2	320	(2)	0.27	1.62
EMIN	3.1	313	-	0.18	-
EMUR	2.3	42	(2)	0.57	0.01
ENIJ	1.2	43	(2)	0.57	0.40
EORO	7.0	14	(1)	0.59	0.05
EPLA	4.7	338	(3)	0.45	0.04
EPOB	6.2	33	(1)	0.58	0.01
EPON	8.0	341	(1)	0.47	0.01
EQES	1.8	10	(2)	0.59	1.14
EQTA	1.3	10	(2)	0.59	0.34
ERTA	5.6	31	(1)	0.58	0.04
ETOB	2.9	30	(1)	0.58	0.01
ETOS	6	51	(1)	0.56	0.01
EZAR	2.2	36	(2)	0.57	0.04
GUD	4.7	356	(3)	0.56	0.01
RETOR	4.9	14	(1)	0.59	0.03
TLOR	2.0	39	(2)	0.57	0.08

(1) $Q(f) = 350f^{0.4}$ (2) $Q(f) = 200f^{0.7}$ (3) $Q(f) = 550f^{0.4}$

Terremoto profundo de Perú de 2018 (P1)

Tabla VIII.16. Distancias telesísmicas (P1). Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En joya las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	$C(i_0)$	$g(\Delta)$	R_p	$E_R (\times 10^{16} \text{ J})$
ANMO	56.8	325	2.2	0.7	0.60	0.04
BBSR	43.9	7	2.1	0.9	0.31	0.28
CCM	52.4	339	2.2	0.8	0.58	0.66
CMLA	64.7	38	2.1	0.6	0.42	1.53
DWPF	40.6	345	2.1	0.9	0.42	0.81
FFC	70.5	341	2.2	0.5	0.75	0.12
HKT	47.3	330	2.2	0.9	0.51	0.09
HRV	53.2	359	2.2	0.8	0.52	0.27
MACI	65.6	51	2.1	0.6	0.38	3.43
RCBR	34.9	84	2.0	0.8	0.20	-
RSSD	62.6	333	2.2	0.6	0.68	0.18
SFJD	79.2	7	2.1	0.5	0.76	0.10
SLBS	51.7	312	2.1	0.8	0.45	0.02
TUC	57.5	319	2.2	0.7	0.58	0.02
WCI	51.2	344	2.2	0.8	0.55	0.47
WVT	49.5	341	2.2	0.8	0.55	0.27
CMB	67.2	319	2.2	0.6	0.66	0.03
PASC	63.6	317	2.2	0.6	0.61	0.07
GRTK	32.6	359	2.0	0.9	0.25	4.47
GTBY	31.4	352	2.0	1.0	0.29	0.16
MTDJ	30.1	347	2.0	1.1	0.31	0.27
SDDR	30.1	359	2.0	1.1	0.20	-

NV31	66.1	320	2.2	0.6	0.66	0.05
PD31	64.2	329	2.2	0.6	0.68	0.06

Tabla VIII.17. Distancias regionales (P1). Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	$C(i_0)$	$g(\Delta)$	R_p	$E_R (\times 10^{16} \text{ J})$
ALTO	6.5	170	2.0	12.4	0.34	0.23
ANC0	6.2	265	2.1	12.4	0.14	-
ANDY	5.0	203	2.1	13.0	0.29	0.56
APAT	2.4	188	2.0	16.4	0.86	0.07
AYA0	3.8	239	2.1	14.8	0.37	2.60
AYRA	3.9	167	2.1	14.8	0.69	0.38
CAZU	5.8	252	2.1	12.6	0.10	-
CGLO	5.4	189	2.1	12.9	0.34	0.79
CHAY	3.4	160	2.0	16.0	0.77	0.11
CHVY	4.4	189	2.1	14.6	0.51	0.24
HMEY	7.3	279	2.0	10.4	0.18	-
HSAL	5.3	184	2.1	12.8	0.43	0.84
HUB0	6.1	262	2.1	12.5	0.13	-
ISAB	4.4	225	2.1	14.7	0.25	0.67
LYAR	6.9	178	2.0	10.5	0.24	-
MNZN	5.8	289	2.1	12.6	0.12	-
NNAP	5.9	262	2.1	12.6	0.12	-
PACL	3.7	238	2.1	15.9	0.40	0.45
PAYA	3.3	188	2.0	16.1	0.73	0.25
PBER	4.1	282	2.1	14.8	0.35	1.74
PCPA	4.6	246	2.1	14.6	0.16	-
PTM0	2.1	131	2.0	16.5	0.84	0.30
QLK0	5.8	196	2.0	12.3	0.22	-
QRHC	8.5	291	2.0	9.9	0.16	-
TOQ0	6.1	179	2.1	12.5	0.32	0.61
UNAP	4.7	170	2.1	14.5	0.57	0.05
YANA	5.2	276	2.1	12.9	0.10	-

Terremoto profundo de Fiji de 2018 (F1)

Tabla VIII.18. Distancias telesísmicas (F1). Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	$C(i_0)$	$g(\Delta)$	R_p	$E_R (\times 10^{17} \text{ J})$
COCO	81.9	259	2.1	0.4	0.69	1.8
ERM	69.6	329	2.2	0.5	0.98	0.4
KAPI	62.2	273	2.2	0.6	0.79	0.5
KDAK	78.2	13	2.1	0.5	0.71	0.5
KWJN	30.5	330	2.1	1.1	0.67	2.5
PFO	77.7	48	2.1	0.5	0.26	0.9
WRAB	45.1	259	2.2	0.8	0.56	1.5
XPFO	77.7	48	2.1	0.5	0.26	0.9
ANMO	85.6	51	2.1	0.4	0.25	0.9

BILL	86.4	354	2.1	0.4	0.87	0.2
COLA	85.6	12	2.1	0.4	0.72	0.4
COR	79.5	36	2.1	0.5	0.44	0.5
CTAO	33.9	260	2.1	0.8	0.49	1.0
DAV	61.0	288	2.2	0.6	0.88	1.4
GUMO	48.2	307	2.2	0.8	0.86	2.1
INCN	75.8	317	2.1	0.5	0.99	0.3
JOHN	35.3	13	2.1	1.0	0.55	0.7
KIP	43.6	27	2.1	0.8	0.45	1.2
MA2	81.2	344	2.1	0.5	0.93	0.3
MAJO	68.1	322	2.2	0.5	0.99	0.3
MBWA	58.6	255	2.2	0.6	0.60	1.0
MIDW	45.8	1	2.2	0.9	0.73	0.2
NWAO	59.7	241	2.2	0.6	0.44	1.9
PAYG	87.4	89	2.1	0.3	0.24	-
PET	73.4	345	2.1	0.5	0.93	0.2
PMG	34.9	279	2.1	1.0	0.61	2.4
PMSA	83.6	156	2.1	0.4	0.49	0.5
POHA	43.3	31	2.1	0.8	0.39	1.9
PTCN	44.8	107	2.2	0.8	0.82	0.7
QSPA	72.2	180	2.1	0.5	0.39	3.0
TATO	72.8	304	2.1	0.5	0.97	0.7
TUC	81.2	52	2.1	0.5	0.22	-
WAKE	39.9	336	2.1	0.8	0.77	1.6
YSS	73.6	333	2.1	0.5	0.98	0.5
ICEZ	60.1	183	2.2	0.6	0.44	0.7
DRV	55.8	198	2.2	0.7	0.23	-
WERK	60.4	183	2.2	0.6	0.43	0.6

Terremoto profundo de Fiji de 2018 (F2)

Tabla VIII.19. Distancias telesísmicas (F2). Estaciones utilizadas, distancia epicentral, azimut, corrección por la superficie libre $C(i_0)$, factor de expansión geométrica $g(\Delta)$, patrón de radiación R_p y valor E_R . En rojo las estaciones nodales.

Estación	Dist. Epicentral (°)	Azimut (°)	$C(i_0)$	$g(\Delta)$	R_p	$E_R (\times 10^{17} \text{ J})$
ADK	70.1	2	2.2	0.6	0.56	0.2
ANMO	88.1	52	2.1	0.3	0.08	-
BILL	86.8	355	2.1	0.4	0.45	0.2
CASY	64.7	204	2.2	0.6	0.05	-
CHTO	87.2	290	2.1	0.3	0.08	-
COLA	86.8	13	2.1	0.4	0.34	1.0
COR	81.6	37	2.1	0.5	0.08	-
ERM	68.8	331	2.2	0.6	0.56	0.1
GUMO	46.6	310	2.2	0.9	0.33	2.0
INCN	74.5	318	2.1	0.5	0.41	0.1
JOHN	36.6	18	2.1	1.1	0.56	0.6
KAPI	59.6	275	2.2	0.7	0.24	-
KIP	45.4	30	2.2	0.9	0.23	-
TUC	83.7	53	2.1	0.5	0.11	-
WRAB	42.4	260	2.2	1.0	0.56	0.2
XPFO	80.1	49	2.1	0.5	0.08	-
MA2	81.2	345	2.1	0.5	0.51	0.1

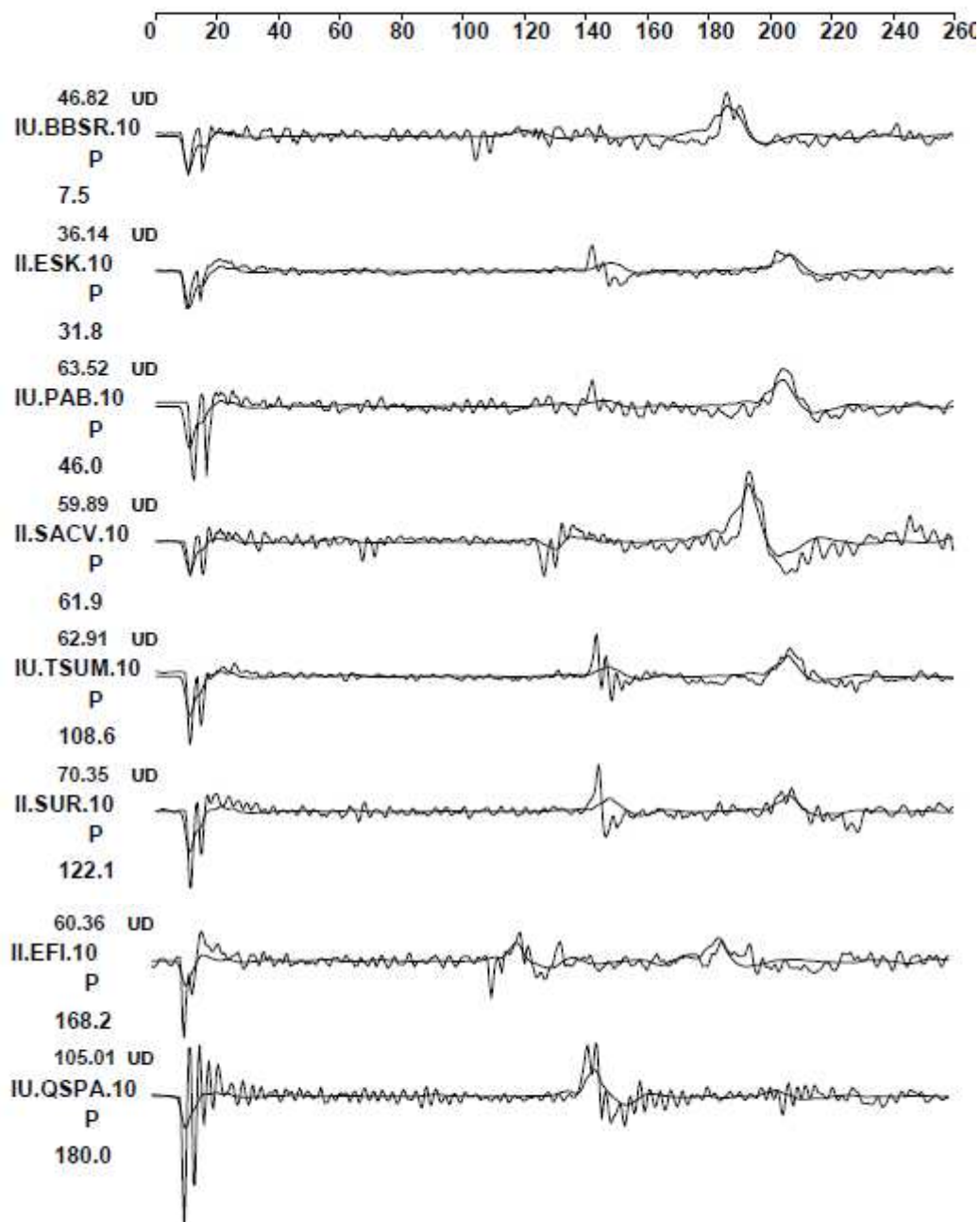
MIDW	46.5	3	2.2	0.9	0.75	0.1
NWAO	57.0	242	2.2	0.7	0.35	0.3
PET	73.4	347	2.1	0.5	0.59	0.1
PFO	80.1	49	2.1	0.5	0.08	-
PMG	32.4	281	2.1	1.1	0.43	2.4
POHA	45.3	34	2.2	1.0	0.13	-
PTCN	47.1	107	2.2	0.9	0.57	0.4
QSPA	71.5	180	2.1	0.6	0.16	-
SBA	59.7	183	2.2	0.7	0.24	-
SLBS	80.7	61	2.1	0.5	0.22	-
TATO	70.9	305	2.2	0.6	0.25	0.7
WAKE	39.5	340	2.1	1.0	0.87	0.3
XMAS	30.6	50	2.1	1.0	0.36	0.6
YAK	89.3	338	2.1	0.2	0.45	0.6
YSS	73.0	335	2.2	0.6	0.56	0.3

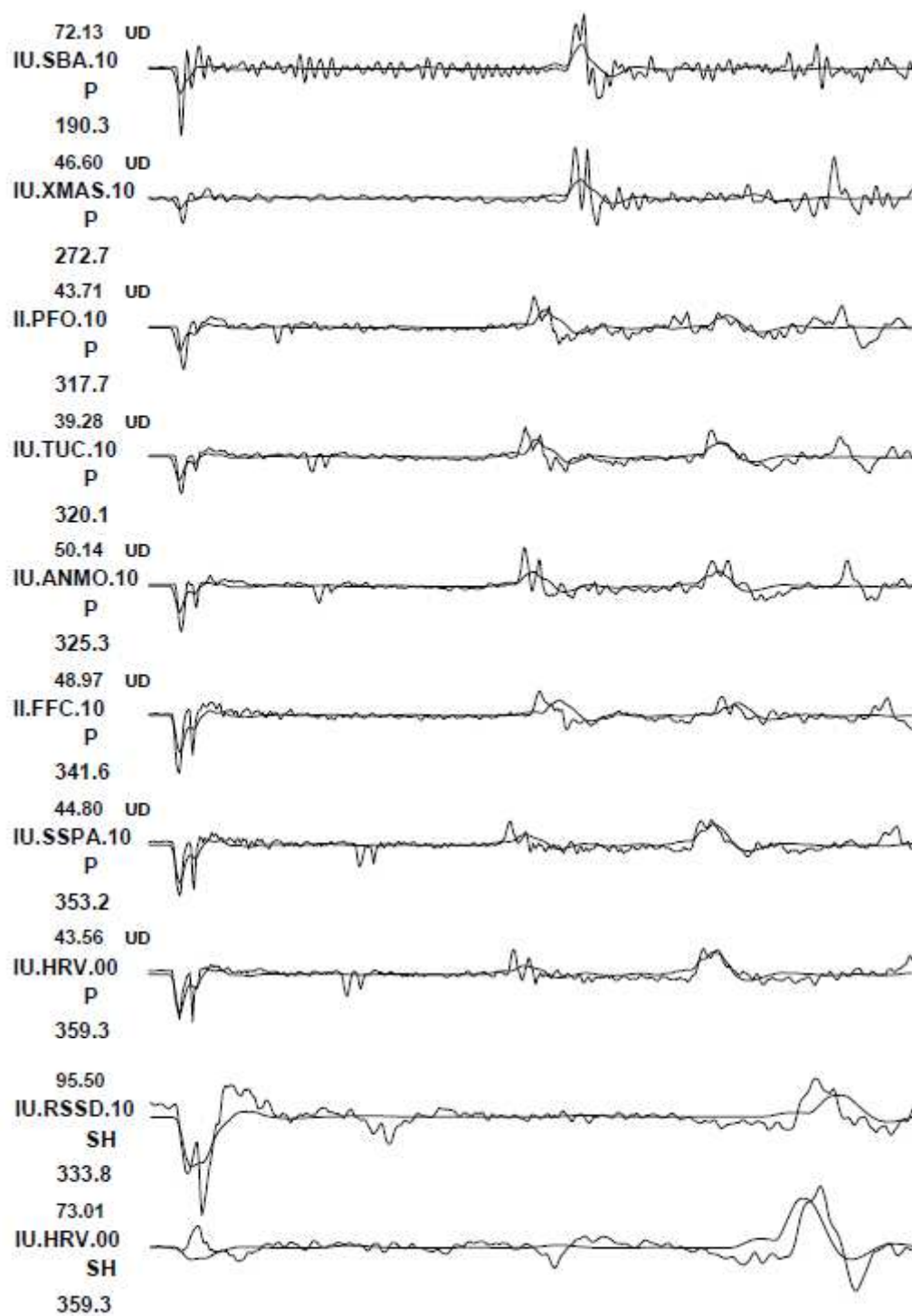
Anexo IX. Mecanismo focal

Terremoto profundo P1

Peru 24-08-2018 h=640 km Vr=2.5 km/s

0.6508





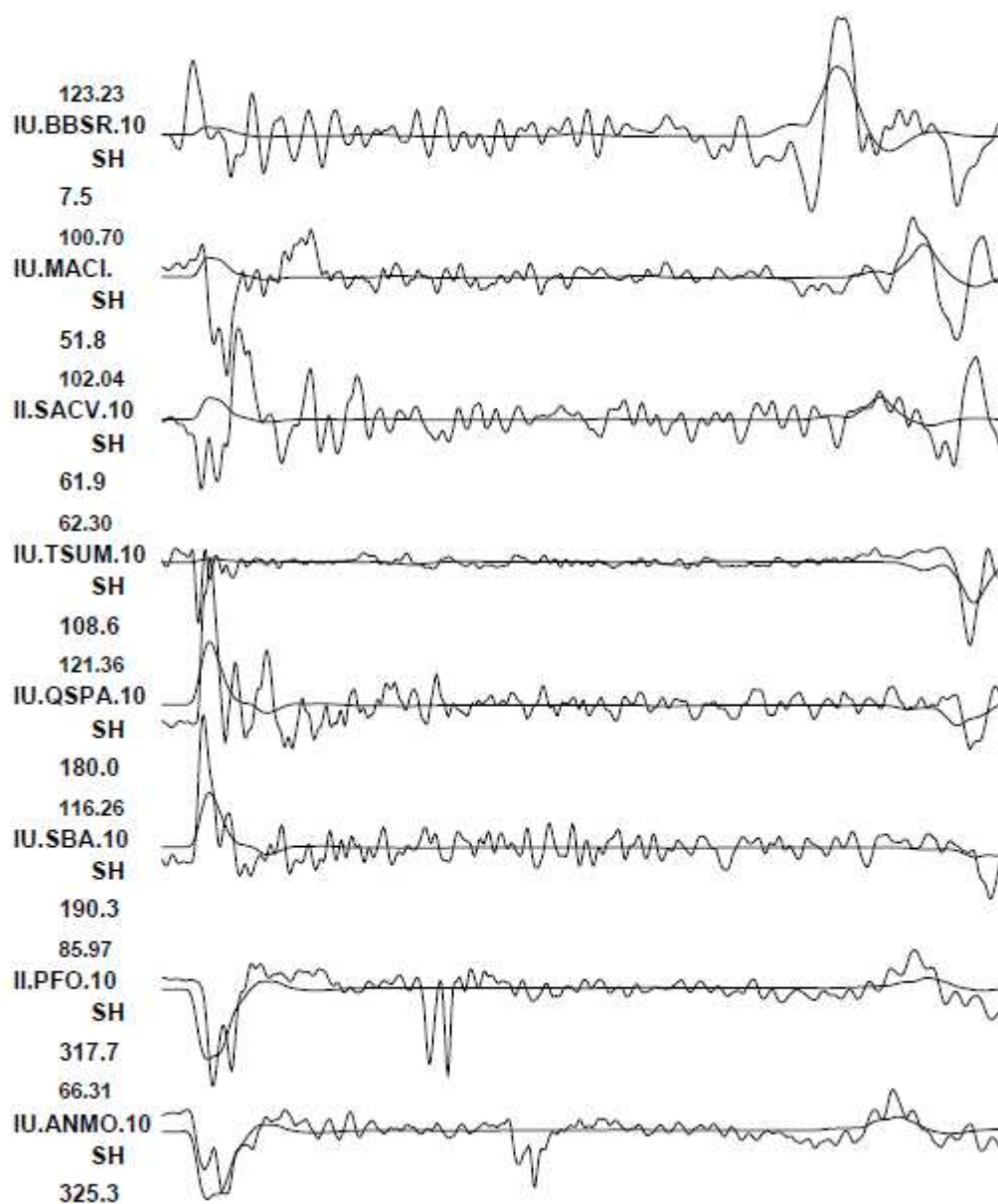


Figura IX.1. Sismogramas observados y sintéticos obtenidos en la inversión de la distribución del *slip* sobre el plano de falla del terremoto profundo de Perú de 2018 (P1). La escala temporal se muestra en la parte superior. Para cada estación se muestra la amplitud máxima, la fase P o SH y el azimut.