

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS



TESIS DOCTORAL

Estudio de la fuente sísmica con estaciones en tierra y mar

Study of the seismic source using onshore and ocean stations

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Roberto Cabieces Díaz

Directores

Vicenta María Elisa Buforn Peiró

Antonio Ángel Pazos García

Madrid

Universidad Complutense de Madrid

Facultad de Ciencias Físicas

Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica



ESTUDIO DE LA FUENTE SÍSMICA CON ESTACIONES EN TIERRA Y MAR
STUDY OF THE SEISMIC SOURCE USING ONSHORE AND OCEAN STATIONS

Memoria para optar al grado de Doctor presentada por

Roberto Cabieces Díaz

Enero 2021

Dirigido por:

Prof.^a Vicenta María Elisa Buforn Peiró

Dr. Antonio Ángel Pazos García



U N I V E R S I D A D
COMPLUTENSE
M A D R I D

**DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD DE LA TESIS
PRESENTADA PARA OBTENER EL TÍTULO DE DOCTOR**

D./Dña. _____,
estudiante en el Programa de Doctorado _____,
de la Facultad de _____ de la Universidad Complutense de
Madrid, como autor/a de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor y
titulada:

y dirigida por: _____

DECLARO QUE:

La tesis es una obra original que no infringe los derechos de propiedad intelectual ni los derechos de propiedad industrial u otros, de acuerdo con el ordenamiento jurídico vigente, en particular, la Ley de Propiedad Intelectual (R.D. legislativo 1/1996, de 12 de abril, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Propiedad Intelectual, modificado por la Ley 2/2019, de 1 de marzo, regularizando, aclarando y armonizando las disposiciones legales vigentes sobre la materia), en particular, las disposiciones referidas al derecho de cita.

Del mismo modo, asumo frente a la Universidad cualquier responsabilidad que pudiera derivarse de la autoría o falta de originalidad del contenido de la tesis presentada de conformidad con el ordenamiento jurídico vigente.

En Madrid, a ____ de _____ de 20__

Fdo.: _____

Esta DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD debe ser insertada en
la primera página de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor.

Agradecimientos

Doy gracias a la Armada Española y en especial al Real Instituto y Observatorio de la Armada, por su constante apoyo el cual ha permitido la realización de esta tesis. Ha sido fundamental el apoyo prestado por la Armada Española en la campaña del Cabo S. Vicente 2015-2016, con la participación de los buques “Mar Caribe”, “Vigía” y “La Graña” para el fondeo y recuperación de los OBSs, al igual que la participación de mi codirector de tesis, el Dr. Antonio Pazos que dirigió esta campaña, sin la cual esta tesis no habría podido realizarse.

Mi más sincero agradecimiento a mi directora de tesis, la Prof^a. Elisa Buforn, por su esfuerzo y confianza, y por haber dedicado su tiempo a orientarme a lo largo de la elaboración de esta tesis.

Quiero expresar mi gratitud al Prof. Frank Krüger, que tuteló mi estancia de 3 meses de duración, en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Potsdam (Alemania), y me ayudó a superar multitud de dificultades en este periodo, financiado por la Armada Española y por el centro Geosciences Barcelona. También quiero agradecer la participación y apoyo en este trabajo al Dr. Simone Cesca (GFZ, Potsdam) y al Dr. Antonio Villaseñor (CSIC, Barcelona). A los miembros del Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica de la Universidad Complutense, por la ayuda prestada y en especial al grupo de sismología.

Parte de este trabajo ha sido financiado por el proyecto “ALERTES-RIM: Sistema de Alerta Sísmica Temprana: Sistema regional e in situ para la región Ibero-Mogrebí” (CGL2013-45724-C03) del Ministerio de Economía y Competitividad.

Por último, y no por ello menos importante, quiero agradecer su inmenso apoyo a mi esposa Pina y a mis padres Roberto y Fernanda.

Muchas gracias a todos,

Roberto

Índice

| | |
|---|-----------|
| Resumen / Summary | 1 |
| Capítulo 1. Introducción / Introduction | 5 |
| Capítulo 2. Metodología | 11 |
| 2.1 Localización hipocentral..... | 11 |
| 2.1.1 Localización hipocentral por métodos lineales..... | 11 |
| 2.2.2 Localización hipocentral por métodos no lineales | 18 |
| 2.2 Mecanismo focal..... | 27 |
| 2.2.1 Determinación de la orientación del plano de fractura | 27 |
| 2.3. Técnica de Antena Sísmica para tratamiento de señales incoherentes basado en la Transformada Wavelet Continua | 29 |
| 2.3.1 Técnicas de array | 29 |
| 2.3.2 Respuesta de la Antena Sísmica | 31 |
| 2.3.3 Desarrollo de nueva metodología para la estimación del vector lentitud por medio de la Continuos Wavelet Transform (CWT)..... | 34 |
| 2.3.4 Método de Amplitudes (AM) | 38 |
| 2.3.5 Broad-Band Frequency-Wavenumber Beamforming (BB-FK) | 40 |
| 2.3.6. Estimación de las coordenadas epicentrales por medio de las CFs | 42 |
| Capítulo 3. Procesado y análisis de las observaciones..... | 43 |
| 3.1. Observaciones | 43 |
| 3.2 Ocean Bottom Seismometer (OBS) | 45 |
| 3.3 Determinación de la respuesta instrumental | 47 |

| | |
|---|------------|
| 3.4 Detección y selección de eventos sísmicos | 52 |
| 3.5 Corrección de la señal de tiempo de los OBSs..... | 53 |
| 3.6 Corrección de la orientación de las componentes horizontales de los OBSs. | 59 |
| 3.7 Estimación del ruido sísmico en OBSs. | 63 |
| 3.8 Modelos de Tierra..... | 68 |
| 3.9 Software..... | 69 |
| 3.9.1 CWT-Seismology..... | 69 |
| 3.9.2 Software para la localización de terremotos con método no lineal: NonLinLoc. | 70 |
| 3.9.3 Software para la localización de terremotos con método lineal: SeisComp3. | 70 |
| 3.9.4 Librerías de código adicionales..... | 70 |
| Capítulo 4. Resultados | 71 |
| 4.1 Localizaciones hipocentrales | 72 |
| 4.1.1 Selección de terremotos | 72 |
| 4.1.2 Resultados de la localización hipocentral NLL | 75 |
| 4.1.3 Comparación con localizaciones IGN | 85 |
| 4.1.4 Comparación de resultados en función del modelo de Tierra | 89 |
| 4.1.5 Casos especiales: terremotos localizados fuera de la red de OBSs | 91 |
| 4.1.6 Comparación de resultados con trabajos previos | 93 |
| 4.2 Mecanismo focal: orientación del plano de falla..... | 95 |
| 4.3 Resultados vector lentitud..... | 100 |
| 4.3.1 Estimación del vector lentitud mediante la técnica CWT. | 100 |
| 4.3.2 Eficacia y robustez del método CWT | 106 |
| 5. Conclusiones / Conclusions..... | 117 |
| 6. Referencias..... | 121 |

| | |
|---|------------|
| <i>Anexo I. Coordenadas de los OBSs del array</i> | 133 |
| <i>Anexo II. Curvas de sincronización de los relojes de los OBSs</i> | 135 |
| <i>Anexo III. Terremotos utilizados para la orientación de las componentes horizontales de los OBSs</i> | 137 |
| <i>Anexo IV. Probability Density Functions (PDFs) del array de OBSs</i> | 139 |
| <i>Anexo V. Modelos de Tierra 3D</i> | 141 |
| <i>Anexo VI. Parametrización del método CWT</i> | 143 |
| <i>A6.1 Algoritmo y pseudocódigo</i> | 143 |
| <i>A6.2 Parametrización del algoritmo CWT</i> | 144 |
| <i>Anexo VII. Resultados de las localizaciones hipocentrales</i> | 147 |
| <i>A7.1 Parametrización</i> | 147 |
| <i>A7.2 Tablas de relocalizaciones hipocentrales</i> | 148 |
| <i>Anexo VIII. Mecanismos Focales</i> | 155 |

Resumen / Summary

Resumen

Los parámetros focales de los terremotos con foco en mar están generalmente determinados con incertidumbres muy grandes, debido a la ausencia de estaciones sísmicas en tierra cercanas al epicentro. El uso de redes con estaciones en tierra en combinación con sismómetros de fondo marino, ayuda a reducir la distancia epicentral y la brecha acimutal, mejorando de este modo la estimación de los parámetros focales de los terremotos. Un segundo factor muy importante que mejora la precisión de las localizaciones hipocentrales, es el uso de un modelo de Tierra específico para la zona de estudio y en especial modelos 3D. Aunque, actualmente existen numerosos modelos de Tierra 1D globales, es difícil encontrar modelos 3D para determinadas regiones y que además tengan una resolución válida, para poder ser utilizados como modelos en las localizaciones hipocentrales de terremotos. Además de estos factores, es importante utilizar un método de búsqueda hipocentral que sea robusto, como es el caso de los métodos actuales de localización no lineal, y que se pueda aplicar con modelos de Tierra 3D.

El objetivo de esta tesis es, estudiar como la utilización de redes sísmicas con estaciones en tierra y una pequeña red de sismómetros de fondo marino junto con modelos de Tierra 3D y métodos de búsqueda hipocentral no lineales, influyen en la estimación de los parámetros focales de terremotos ocurridos en la región del Cabo San Vicente. La región de estudio de esta tesis es el Sur-Oeste de Iberia, cerca del Cabo San Vicente. En esta región han sucedido algunos de los terremotos y tsunamis más grandes en Europa, como el terremoto de Lisboa de 1755 ($I_{\max} = X$). La red submarina utilizada en esta tesis está formada por cinco sismómetros de fondo marino, de banda ancha, situados a 200 km de la costa del Cabo San Vicente y que servirán para estudiar la sismicidad de la región durante el período que duro el despliegue (7 meses), junto con las

estaciones de las redes sísmicas permanentes del Instituto Geográfico Nacional, del Instituto Português do Mar e Atmosfera y la red Western Mediterranean.

Se han estudiado 38 terremotos, con magnitudes $2 < m_{Lg} < 5$, que ocurrieron durante el periodo de despliegue de la red submarina (septiembre 2015 – abril 2016). Estas localizaciones se han llevado a cabo usando tres modelos de tierra diferentes. Un modelo de tierra 1D y dos modelos 3D.

En la tesis se distinguen tres partes bien diferenciadas: La primera parte, está basada en la localización de terremotos con modelos de tierra 3D y usando un método de búsqueda y localización no lineal, en la segunda parte, se realiza la determinación y el análisis del mecanismo focal de siete terremotos, también con foco en mar y en la tercera parte, se expone y analiza la nueva metodología diseñada en esta tesis que, sin la necesidad de utilizar estaciones en tierra, utiliza la red submarina como una antena sísmica para determinar los epicentros de los terremotos.

Los resultados de esta tesis demuestran que el uso de la red sísmica submarina, aunque sea de pequeño tamaño, y de modelos de Tierra 3D de alta resolución, mejoran la determinación de los parámetros focales de todos los terremotos analizados en comparación con las localizaciones del catálogo del Instituto Geográfico Nacional. Concretamente, la reducción de incertidumbre asociada a la profundidad y al epicentro mejora en hasta un 50%.

Respecto a los mecanismos focales, se muestra cómo los resultados obtenidos utilizando la red combinada de estaciones en tierra y mar, concuerdan con el patrón de estrés en la región de esfuerzos regionales en la zona objeto de estudio de esta tesis. Además, los resultados de los mecanismos focales de los terremotos más grandes, con localizaciones próximas a los terremotos analizados, también son coherentes.

En lo referente a la nueva metodología desarrollada en esta tesis, se mostrara como esta es un robusto algoritmo capaz de facilitar la detección de señales sísmicas, que están altamente contaminadas en ruido oceánico. Además, la metodología es eficaz incluso siendo utilizada en redes submarinas que cuenten con pocos sensores, como es el caso de esta tesis, y además es flexible en cuanto a las dimensiones geométricas de la red utilizada. Los resultados de las localizaciones epicentrales obtenidas utilizando esta metodología y con la red submarina están en acuerdo con las determinadas mediante métodos de localización convencional, mostrando que no

existen diferencias significativas (distancias medias entre epicentros < 12 km), entre ambas determinaciones.

Finalmente, se obtiene que la utilización de una red sísmica submarina junto con modelos de Tierra 3D y métodos de búsqueda hipocentral no lineales, mejora significativamente la localización de los terremotos en la región de estudio, y además que la red submarina se puede utilizar como una antena sísmica capaz de localizar de forma precisa sismos regionales.

Summary

The focal parameters of earthquakes with an offshore focus are generally determined with very large uncertainties, due to the absence of seismic stations on land, close to the epicenter. The use of networks with ground stations in combination with ocean bottom seismometers helps to reduce the epicentral distance and the azimuthal gap, thus improving the estimation of the focal parameters of earthquakes. A second important factor that improves the precision of hypocentral locations is the use of a specific Earth model for the study area and especially 3D models. Although there are currently numerous global 1D Earth models, it is difficult to find 3D models for certain regions and that also have a valid resolution, to be able to be used as models in hypocentral earthquake locations. In addition to these factors, it is important to use a hypocentral search method that is robust, as is the case with current non-linear location methods, and can be applied with 3D models.

The objective of this thesis is to study how the use of seismic networks with stations on land and a small network of ocean bottom seismometers together with 3D Earth models, influence the estimation of the focal parameters of earthquakes that occurred in the study region (the South-West of Iberia, near Cape Saint Vincent). Some of the largest earthquakes and tsunamis in Europe have occurred in this region, such as the Lisbon earthquake of 1755 ($I_{max} = X$). The submarine network used in this thesis is made up of five broadband ocean bottom seismometers located 200 km from the coast of Cape Saint Vincent and which will serve to study the seismicity of the region during the period that the deployment lasted (8 months), together with the stations of the permanent seismic networks of the Instituto Geográfico Nacional, the Instituto Português do Mar e Atmosfera

and the Western Mediterranean network. It has been studied 38 earthquakes, with magnitudes $2 < m_b L_g < 5$, which occurred during the submarine network deployment period (September 2015 - April 2016). These locations have been carried out using three different land models. One 1D earth model and two 3D models.

In the thesis three well differentiated parts are distinguished: The first part, is based on the location of earthquakes with 3D earth models and using a non-linear search and location method, in the second part the determination and the analysis of the focal mechanism of seven earthquakes, also with a focus on the sea and in the third part, the new methodology designed in this thesis is exposed and analyzed which, without the need to use land stations, uses the submarine network as a seismic array to determine the epicenters of earthquakes.

The results of this thesis show that the use of the submarine seismic network, even if it is small, and of high-resolution 3D Earth models, improve the determination of the focal parameters of all the earthquakes analyzed compared to the locations in the catalog of the Instituto Geográfico Nacional. Specifically, the reduction of uncertainty associated with depth and epicenter improves by up to 50%. Regarding the focal mechanisms, it will be shown how the results obtained using the combined network of land and sea stations, agree with the stress pattern in the region of regional efforts in the area under study of this thesis. Furthermore, the results of the focal mechanisms of the largest earthquakes, with locations close to the earthquakes analyzed, are also consistent.

It is also shown how the methodology is a robust algorithm capable of detecting seismic signals, which are highly polluted in oceanic noise. Furthermore, the methodology is effective even when used in underwater networks that have few sensors, as is the case in this thesis, and it is flexible in terms of the geometric dimensions of the network used. The results of the epicentral locations obtained using this methodology and with the submarine network are in agreement with those determined by conventional location methods, showing non-significant differences (mean distance between epicenters < 12 km), between both determinations.

Finally, the use of a submarine seismic network together with 3D Earth models and non-linear hypocentral location methods, provides a significant improvement in the location of earthquakes, and also that the submarine network can be used as a seismic array of precise epicentral location.

Capítulo 1. Introducción / Introduction

Introducción

Motivación y Objetivos

El Sur-Oeste de la región Ibero-Mogrebí es una zona sismotectónica muy compleja. Está situada entre la parte occidental de la placa Euroasiática y el norte de la placa Africana. Consecuencia de este contacto es la ocurrencia de terremotos, entre ellos, el terremoto de Lisboa de 1755, $I_{\max} = X$ (Martínez-Solares y López Arroyo, 2004; Baptista y Miranda, 2009), que es el mayor sucedido en Europa y que generó un gran tsunami, y más recientemente el terremoto de 1969, $M_s = 8.0$ (López Arroyo y Udías, 1972; Fukao, 1973; Bufo *et al.*, 1988). La sismicidad en esta región (Fig. 1.1) refleja la transición de un límite de placa oceánica (Bufo *et al.*, 1988; Bezzeghoud y Bufo, 1999; Zitellini *et al.*, 2009; Martínez-Loriente *et al.*, 2014), con una sismicidad bien definida (Custódio *et al.*, 2016; Cabieces *et al.*, 2020a), a un límite continental en el que el borde de placa corresponde a una amplia zona de deformación.

La Fig. 1.1 muestra como la mayor parte de los terremotos que ocurren en la zona que se extiende al oeste del Cabo San Vicente (CSV) y en el Golfo de Cádiz (GC) tienen foco en mar. La localización de estos terremotos presenta numerosas dificultades debido a que las estaciones sísmicas están en tierra y ello implica una mala cobertura acimutal ya que el GAP (zona en la que no hay observaciones) es elevado ($GAP > 180^\circ$). Además, la zona CSV-GC es una zona tectónica muy compleja, en la que los modelos de Tierra 1D tienen muy poca resolución, siendo necesaria la utilización de modelos 3D. Por último, al estar los focos sísmicos alejados de costa, no se dispone de estaciones cercanas con lo que las estaciones más próximas están a distancias superiores a 200 km.

Las estaciones de fondo marino o más comúnmente denominados *Ocean Bottom Seismometers* (OBSs) son una de las posibles soluciones al problema de localización de terremotos con foco en mar, aunque este tipo de observaciones requiere un procesamiento especial, con correcciones como la sincronización de relojes internos (Sens-Schönfelder, 2008; Hannemann *et al.*, 2014), la orientación de los OBSs (Stachnik *et al.*, 2012; Scholz *et al.*, 2017) o aplicar filtros especiales que evitan el enmascaramiento de las señales registradas en el ruido ambiente del océano (Webb, 1998; Webb y Crawford, 2010).

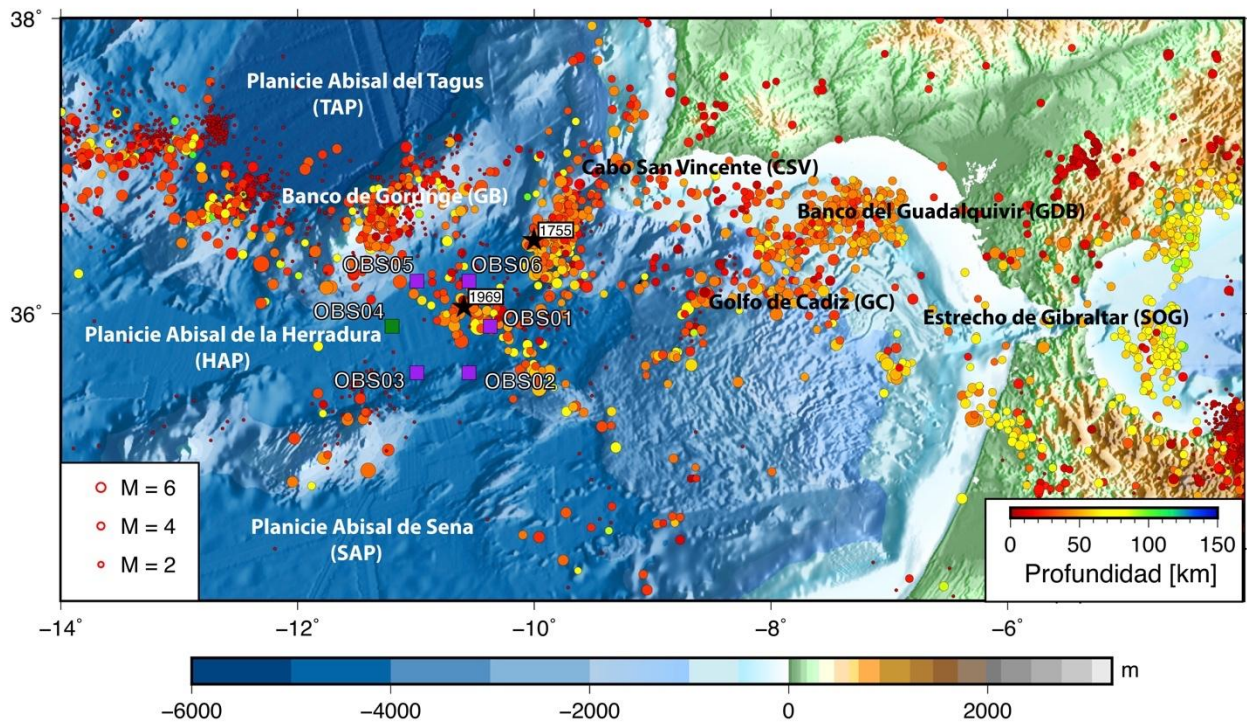


Fig.1.1. Distribución de hipocentros 2010-2020 para terremotos de magnitud > 2 (https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos) para la zona de estudio. Las estrellas corresponden a los grandes terremotos ocurridos en la región. Los cuadrados corresponden a los OBSs. Batimetría del General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) digital atlas (http://www.gebco.net).

Por otra parte, el uso de modelos 3D de alta resolución también pueden ayudar a determinar con precisión los tiempos de recorrido de las ondas sísmicas, parámetros clave en los algoritmos convencionales de localización hipocentral de terremotos.

En esta tesis se han utilizado 5 OBSs de banda ancha (Fig 1.1, OBS04 no fue recuperado en las operaciones de recogida), que han servido para relocalizar y analizar 38 terremotos que

ocurrieron durante el periodo de despliegue de los OBSs (entre sept 2015 y abril 2016). Las relocalizaciones hipocentrales se llevaron a cabo con registros de estaciones en tierra de las redes sísmicas del Instituto Geográfico Nacional (IGN), del Instituto Português do Mar e Atmosfera (IPMA), la red Western Mediterranean (WM) y con el array de OBSs. Se realizaron las relocalizaciones usando modelos de tierra 1D (Martínez Solares, 1995) y con dos modelos de tierra 3D diferentes (Grandin *et al.*, 2007; Civiero *et al.*, 2018). Estas relocalizaciones mostrarán las variaciones en la posición de los hipocentros (especialmente en profundidad) y además, las diferencias en el error asociado a la determinación de los hipocentros, al incorporar en los cálculos de los registros OBSs y de modelos de Tierra 3D.

Para aumentar el conocimiento de los parámetros focales de los terremotos relocalizados se determinarán los mecanismos focales de los terremotos. Los métodos convencionales como polaridad de la onda P (Dziewonski *et al.*, 1981; Udias *et al.*, 2013) o la inversión del tensor momento sísmico (Jost y Herrmann, 1989; Minson y Dreger, 2008; Cesca *et al.*, 2010) requieren de una cobertura acimutal grande o de un conocimiento exhaustivo del modelo de tierra (Romanowicz *et al.*, 1993). En esta tesis se obtendrá el mecanismo focal de siete terremotos relocalizados previamente, mediante el método de polaridad de la onda P y se realizará un análisis y comparación con los resultados de los mecanismos focales obtenidos de estos mismos terremotos en otros trabajos (Cabieces *et al.*, 2020a) mediante la inversión del tensor momento sísmico. Además, también se compararán con los mecanismos de terremotos obtenidos en trabajos previos (Buforn *et al.*, 2004; Pro *et al.*, 2013).

Los métodos tradicionales de localización de terremotos (Lomax, 2008) consiguen obtener una localización con incertidumbres aceptables, cuando se dispone de una red densa de estaciones (número de estaciones > 10) que están próximas al epicentro y lo rodean suficientemente ($GAP < 180$). Sin embargo, en el caso de terremotos con foco en mar, existen situaciones en las que no hay disponibles estaciones en tierra cercanas a los epicentros. Además, los terremotos que se generan en la corteza oceánica (Po/So) se registran en los OBS con unas características muy concretas, como el carácter emergente de la onda Po y una coda energética que enmascara comúnmente la llegada de la onda So (Mallick y Frazer 1990; Kennet y Furumura 2013; Shito *et al.*, 2013). Todo esto dificulta la detección con precisión de los tiempos de llegada de las fases de terremotos con foco en mar y por tanto aumenta los errores en la localización.

Como alternativa para localizar terremotos con redes formadas por pocas estaciones, es posible emplear antenas sísmicas o simplemente “arrays” sísmicos. Los arrays sísmicos se construyeron originalmente para detectar e identificar explosiones nucleares (Douglas *et al.*, 1999; Douglas, 2007) y además se han utilizado para realizar tomografía sísmica a pequeña escala (Ritter *et al.*, 1998) o para detectar heterogeneidades en el núcleo interno (Rost y Revenaugh, 2001) y entre el núcleo y el manto interno (Krüger *et al.*, 1993; Castle y van der Hilst, 2000).

Una de las principales ventajas de los arrays sísmicos, en comparación con las estaciones sísmicas individuales es que están especialmente diseñados para utilizar los registros de todas las estaciones del array de forma conjunta para poder eliminar el ruido y ensalzar la señal detectada por medio de la suma o “stack” de todos los registros de las estaciones del array. Además, los arrays sísmicos permiten conocer el vector lentitud, es decir, el acimut y la velocidad con el que un frente de onda atraviesa el array y de este modo, se puede localizar el epicentro de los terremotos detectados por el array.

Para poder estimar el vector lentitud con arrays sísmicos se han desarrollado numerosas técnicas (Capon, 1969; Frankel *et al.*, 1991; Gibbons y Ringdal, 2006; Gal *et al.*, 2014). Sin embargo, estas técnicas necesitan que las señales detectadas tengan formas de onda semejantes en todos los sensores del array. Este requisito no siempre es válido cuando el array es de gran apertura (distancia máxima entre sensores > 30 km, (Gibbons *et al.*, 2008; Rost y Thomas, 2009; Grigoli *et al.*, 2014; Krüger *et al.*, 2020)) o el array está situado sobre estructuras muy complejas, ya que las formas de onda se degradan al atravesar el array. Además, una dificultad añadida en el medio marino, es la alta contaminación de ruido oceánico de las señales, que también degradan las señales.

En esta tesis, se ha desarrollado una nueva metodología (Cabieces *et al.*, 2020b) que permite detectar terremotos en ambiente marino fuertemente contaminado por ruido oceánico y también es capaz de adaptar la geometría del array a las características de la señal detectada para obviar el requisito de la semejanza de las formas de onda. La comparación entre los resultados obtenidos con esta nueva metodología frente a los obtenidos con métodos convencionales, con estaciones en tierra y OBSs, muestran la robustez del método diseñado.

El objetivo de esta tesis es doble. Con el primer objetivo se pretende cuantificar la incorporación de datos procedentes de una pequeña red o *array* de OBSs a los registros de

estaciones en tierra y estudiar la influencia de modelos 3D de alta resolución, en los resultados de localización hipocentral de terremotos con foco en mar. El segundo objetivo es diseñar una metodología, que permita; i) detectar señales de OBSs con ratio señal / ruido (SNR) muy bajo y ii) poder adaptar arrays de diferentes geometrías para estimar el vector lentitud y localizar el epicentro de eventos sísmicos.

Esta memoria se ha estructurado en seis capítulos y ocho anexos:

- El primero corresponde a esta introducción, en la que se analiza brevemente el contexto sismotectónico de la zona y se exponen los objetivos de la tesis.
- En el segundo capítulo se expone la metodología utilizada para la localización hipocentral con métodos lineales y no lineales, determinación de mecanismo focal mediante el método de polaridad de la onda P, y una segunda parte, en la que se expone una nueva metodología fundamentada en las técnicas de array y la transformada wavelet para detección, determinación del vector lentitud y localización epicentral.
- En el tercer capítulo se muestra el procesamiento que se ha llevado a cabo sobre las observaciones y en especial con los OBSs. Este capítulo muestra en primer lugar, muy brevemente, la respuesta instrumental de los OBSs y el proceso que se ha aplicado para realizar la deconvolución instrumental a los datos OBSs. En segundo, se muestra un análisis del ruido sísmico observado en los OBSs durante el tiempo de duración del despliegue. Finalmente se mostrará el procesamiento particular de datos OBSs, corrección del reloj y orientación de las componentes horizontales
- En el cuarto capítulo corresponde a los resultados. Primero se analizan los resultados de las localizaciones hipocentrales. Se presentan los resultados obtenidos utilizando solo estaciones en tierra y luego añadiendo las observaciones de los OBSs. Para ambos casos se utilizan un modelo de Tierra 1D, y dos modelos de Tierra 3D. Segundo, se analizan los resultados de los mecanismos obtenidos con la metodología de polaridad de la onda P.

Por último, se resumen y comparan los resultados de las localizaciones obtenidas con métodos convencionales y con la nueva metodología de arrays sísmicos.

- En el quinto capítulo se exponen las conclusiones de esta tesis.
- El sexto y último capítulo corresponde a las referencias.
- El primer anexo muestra las coordenadas del array de OBSs.
- El segundo anexo muestra las curvas y el ajuste de la sincronización de los relojes de los OBSs.
- El tercer anexo se muestran las localizaciones de los terremotos utilizados para la orientación de las componentes horizontales de los OBSs.
- En el cuarto anexo se muestran las curvas de ruido de los OBSs del array.
- En el quinto anexo se pueden ver los videos que contienen las capas de los modelos de Tierra 3D.
- En el sexto anexo se muestra el pseudocódigo y la parametrización del algoritmo CWT, desarrollado en esta tesis
- En el séptimo anexo se muestran las tablas con los resultados de las relocalizaciones hipocentrales realizadas en esta tesis, según el modelo de Tierra utilizado y con la aportación de las observaciones del array de OBSs y sin ellas.
- En el octavo y último anexo se muestran las tablas con los ángulos de incidencia, polaridades y acimuts de los terremotos en los que se ha calculado el mecanismo focal.

Capítulo 2. Metodología

En este capítulo se expone la metodología utilizada en esta tesis y que puede dividirse en dos secciones. En la primera se exponen los métodos utilizados para determinar los parámetros de la fuente sísmica: localización hipocentral de terremotos usando métodos no lineales y diferentes modelos de Tierra, y cálculo del mecanismo focal. La segunda sección, la más novedosa, corresponde a la metodología desarrollada en esta tesis para poder estimar el vector lentitud con arrays de gran apertura y pocas estaciones.

2.1 Localización hipocentral

2.1.1 Localización hipocentral por métodos lineales

La determinación del hipocentro del terremoto consiste en calcular sus coordenadas espaciales (x_o, y_o, z_o) y hora origen (t_o) . Así, los focos sísmicos deben obtenerse a partir de sus observaciones (sismogramas) y suponiendo un modelo de Tierra (normalmente una distribución de velocidades con la profundidad de las ondas sísmicas). En esta tesis, la determinación del hipocentro se realiza suponiendo un foco puntual (Kikuchi *et al.*, 2003; Tsai *et al.*, 2005).

Sabemos que el tiempo de recorrido t_i de una onda sísmica desde el foco a una estación receptora, se puede escribir como:

$$t_i = t(x_i, y_i, z_i; x_o, y_o, z_o, t_o) \quad i = 1, 2, 3 \dots \dots M \quad (M \geq 4) \quad (2.1)$$

siendo (x_i, y_i, z_i) las coordenadas de las estaciones receptoras, que son parámetros conocidos y la función t el tiempo de recorrido entre la estación en la que se registra el terremoto y el hipocentro (Udias y Buforn, 2018).

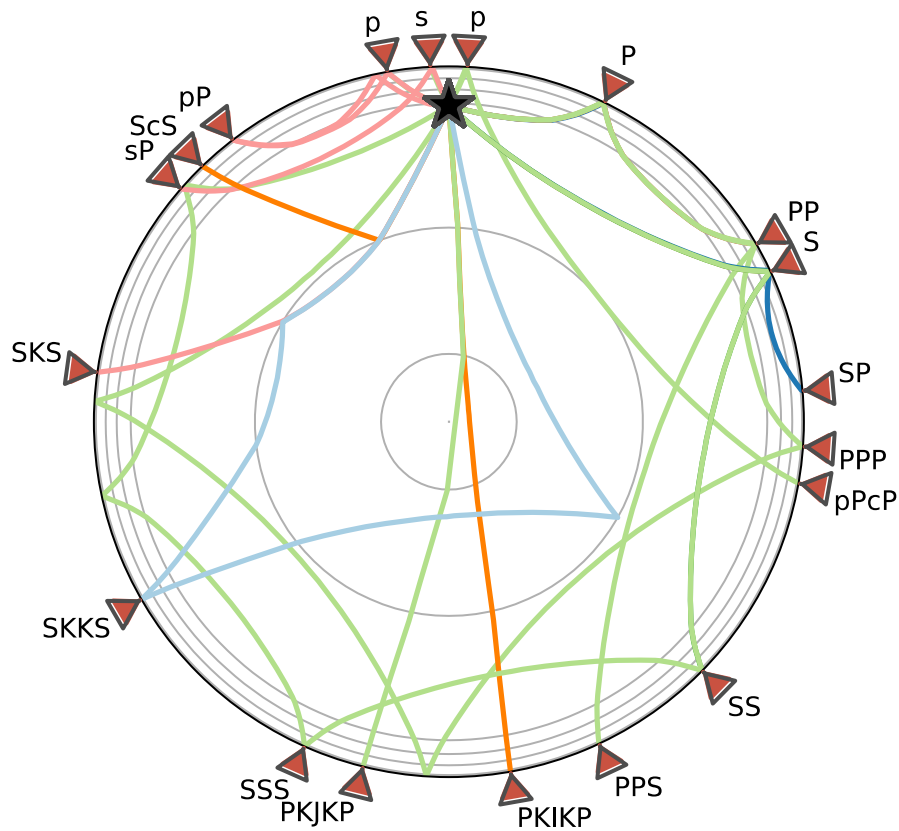


Fig. 2.1. Recorrido de las diferentes fases sísmicas desde un foco (estrella negra) a estaciones (triángulos marrones) situadas a diferentes distancias epicentrales. En función de la distancia epicentral se muestra la primera fase en llegar (Beyreuther et al., 2010).

La localización hipocentral es, como la mayoría de los problemas en sismología, la resolución de un “problema inverso”. Básicamente se realiza un cálculo computacional de las posibles localizaciones del terremoto en base a la minimización de los errores entre los tiempos de llegada observados (t_i) y los teóricos, calculados éstos suponiendo un determinado modelo de velocidad de la Tierra. Aquellas soluciones que tengan el error más pequeño serán las candidatas finales a ser la localización buscada. Podemos abordar el problema de la localización de un terremoto desde dos puntos de vista matemáticos diferentes.

En primer lugar por el llamado *método lineal* (Lahr, 1999; Udías y Buforn, 2018). Con este método se linealizan las ecuaciones implicadas en el cálculo de la localización del terremoto mediante desarrollos en serie de Taylor, y se calculan unos incrementos en las incógnitas del

problema, las coordenadas hipocentrales y tiempo origen, que minimicen los residuos de todas las observaciones. Se necesita un hipocentro inicial al que suele asignarse las coordenadas de la estación más cercana, es decir, la primera a la que llega una observación, incrementada una pequeña cantidad. El método más utilizado para minimizar los residuos es el de mínimos cuadrados (Aki y Richards, 2002), en el que el tiempo de llegada de una fase en la estación t_i , se puede escribir como,

$$t_i = t(0) + \frac{\partial t}{\partial x_o} |_{x_o=x'_o} \Delta x_o + \frac{\partial t}{\partial y_o} |_{y_o=y'_o} \Delta y_o + \frac{\partial t}{\partial z_o} |_{z_o=z'_o} \Delta z_o + \frac{\partial t}{\partial t_o} |_{t_o=t'_o} \Delta t_o + O(\Delta x_o^2, \Delta y_o^2, \Delta z_o^2, \Delta t_o^2), \quad (2.2)$$

donde $t(0)$, es el tiempo de llegada de una fase sísmica a la estación i para unas coordenadas hipocentrales iniciales (x'_o, y'_o, z'_o, t'_o) . $\frac{\partial t}{\partial x}$, $\frac{\partial t}{\partial y}$, $\frac{\partial t}{\partial z}$ y $\frac{\partial t}{\partial t_o}$, son las respectivas derivadas parciales del tiempo de llegada según un modelo de Tierra determinado, respecto a cada una de las coordenadas hipocentrales que se quiere calcular y están evaluadas en el hipocentro aproximado. $\Delta x_o, \Delta y_o, \Delta z_o, \Delta t_o$ representan los incrementos que hay que añadir al hipocentro inicial para obtener un hipocentro más aproximado y $O(\Delta t_o^2, \Delta x_o^2, \Delta y_o^2, \Delta z_o^2)$ son términos de segundo orden y mayores del desarrollo de Taylor para $\Delta x_o, \Delta y_o, \Delta z_o$ y Δt_o . Siempre y cuando no haya gradientes fuertes de velocidad, los términos de segundo orden pueden ser despreciados en la ecuación (2.2), ya que tienen por coeficientes las segundas derivadas, las cuales decrecen con el inverso de la distancia hipocentral.

La ec. 2.2 la podemos plantear para cada una de las N estaciones que dispongamos. Además, tendremos en cuenta que en cada estación podemos tener más de una lectura u observación, tiempo de llegada de la onda P y S, teniendo de este modo M ecuaciones correspondientes a cada lectura. Si calculamos el residuo r_i , definido como,

$$\Delta t_i = r_i = t_i - t_i(0); \quad i = 1, \dots, \dots, M \quad (2.3)$$

$$\mathbf{r}_i = A_{ij} \Delta \mathbf{x}_j; \quad i = 1, \dots, M; \quad j = 1, \dots, 4 \quad (2.4)$$

donde A_{ij} es la matriz de las derivadas parciales para cada estación y Δx_j son los incrementos de los cuatro parámetros focales desconocidos y r es el vector de los residuos entre los $r = r' - r^0$.

Se puede hallar una solución sencilla multiplicando la ecuación (2.4) de izquierda a derecha por la transpuesta de A_{ij} y haciendo la inversa de la matriz $A^T A$, que ahora si es una matriz cuadrada. De este modo la ecuación 2.4 queda como,

$$\Delta x = (A^T A)^{-1} A^T r \quad (2.5)$$

El proceso se puede reiterar para reducir el residuo. Para las iteraciones sucesivas se toma como hipocentro de prueba inicial la solución encontrada en el sistema de ecuaciones 2.5.

En este método existen errores que corresponden a la lectura de los tiempos de llegada de las fases en los sismogramas y en los tiempos teóricos de recorrido de las ondas sísmicas que se calculan asumiendo un determinado modelo de Tierra, el cual contiene imperfecciones. Lienert *et al.*, (1986) calculan los errores a través del método de mínimos cuadrados, aplicando las soluciones del sistema de ecuaciones 2.5 que hagan mínimo el error cuadrático medio (RMS),

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M \rho_i v_i^2}{M}} \quad (2.6)$$

donde ρ_i son los pesos de cada observación asignado por el analista, según un grado de fiabilidad (v.g., nivel señal ruido en la fase), v_i es el residuo en cada lectura y M es el número de observaciones realizadas en la estimación. Sin embargo, al depender el RMS en gran medida del número de fases, no sirve como una medida del error total y solo se emplea como una guía de la precisión de la medida.

Si asumimos una distribución Gaussiana de los errores y que no existen errores sistemáticos en las medidas (v.g., errores de sincronización en los relojes de las estaciones) podemos emplear la distribución de probabilidad χ^2 para calcular los errores para una localización definida como,

$$\chi^2 = \frac{1}{\sigma^2} \sum_{i=1}^M r_i^2 \quad (2.7)$$

donde σ es la desviación estándar suponiendo que es constante en cada uno de los residuos, \mathbf{r} es el vector de residuos y M el número de observaciones. Esta medida del error nos dará una primera aproximación del error total cometido a través de los residuos.

También es necesario estimar la distribución espacial de los errores asociados a la determinación del hipocentro. Esta se puede calcular mediante la matriz de varianza-covarianza de los datos, la cual depende del error asociado a las estimaciones del hipocentro en cada iteración, dadas por,

$$\sigma_d = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K (d_i^{(k)} - \bar{d}_i)(d_j^{(k)} - \bar{d}_j) \quad (2.8)$$

donde $d_i^{(k)}$ es el tiempo observado de llegada de una fase sísmica a la estación i , en la iteración k y \bar{d}_i es la media de los tiempos de llegada observados de una fase sísmica a la estación i en las k iteraciones, definida como,

$$\bar{d}_i = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K d_i^{(k)} \quad (2.9)$$

Aunque los errores de las observaciones normalmente no están correlacionados, sí que existen frecuentemente errores sistemáticos (v.g., inexactitudes en el modelo de velocidad). Si tenemos en cuenta estas imperfecciones del modelo, podemos reescribir la ec. 2.9 como una estimación de los errores mediante la matriz de varianza-covarianza del modelo como,

$$\sigma_m^2 = \begin{pmatrix} \sigma_{xx}^2 & \sigma_{xy}^2 & \sigma_{xz}^2 & \sigma_{xt}^2 \\ \sigma_{yx}^2 & \sigma_{yy}^2 & \sigma_{yz}^2 & \sigma_{yt}^2 \\ \sigma_{zx}^2 & \sigma_{zy}^2 & \sigma_{zz}^2 & \sigma_{zt}^2 \\ \sigma_{tx}^2 & \sigma_{ty}^2 & \sigma_{tz}^2 & \sigma_{tt}^2 \end{pmatrix} \quad (2.10)$$

donde σ_m^2 es la matriz de varianza covarianza del modelo. Los elementos de la diagonal principal de la matriz σ_m^2 son las varianzas de los parámetros x , y , z , t_o y los elementos fuera de la diagonal principal corresponden con las varianzas cruzadas entre los parámetros.

Se puede obtener la elipse de error asociada al epicentro, mediante la obtención de los autovectores y autovalores de la matriz σ_m^2 .

$$\sigma_m^2 - \lambda I = \begin{pmatrix} \sigma_{xx}^2 - \lambda & \sigma_{xy}^2 \\ \sigma_{yx}^2 & \sigma_{yy}^2 - \lambda \end{pmatrix} \quad (2.11)$$

El semieje de la elipse son $\lambda_i^{1/2}$ y la orientación, φ , de la elipse de error que depende de las coordenadas $(x_1^{(i)}, x_2^{(i)})$ de los autovectores siendo $\varphi = \tan^{-1}(\frac{x_1^{(i)}}{x_2^{(i)}})$. Estos parámetros son los que se van a utilizar para definir la precisión del epicentro. La Fig. 2.2 muestra un esquema de localización hipocentral y su elipsoide de error, así como de la elipse de confianza del epicentro.

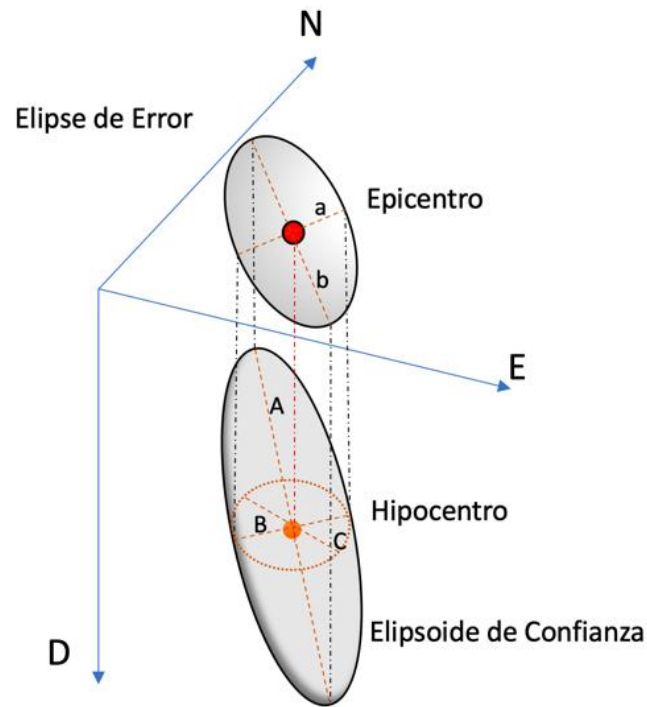


Fig. 2.2. Foco sísmico o hipocentro con su elipsoide y elipse de confianza. A, B, C son los semiejes del elipsoide. a, b los semiejes menor y mayor de la elipse

En esta tesis se utiliza el algoritmo de Jordan y Sverdrup (1981) para estimar el hipocentro por métodos lineales y sus errores asociados (ec. 2.10 y 2.11), con las modificaciones introducidas en Bratt y Bache, (1988) y con modelos de tierra 1D. Actualmente este algoritmo está integrado en el software *SeisComp3* (www.seiscomp2.org), que utilizan de forma rutinaria muchos centros sismológicos en España como el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) o el Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Los métodos lineales de localización hipocentral pese a ser muy sencillos de implementar, tienen varias desventajas, que pueden resumirse en:

- No contemplan el uso de modelos de Tierra 3D y por tanto introducen errores importantes en el cálculo de los tiempos teóricos de recorrido de las ondas sísmicas al considerar solo variaciones de la velocidad con la profundidad.

- El elipsoide de confianza solo puede mostrar un máximo local de la función de densidad de probabilidad de la búsqueda.

Para superar estas dificultades, podemos abordar el problema de la localización hipocentral de un terremoto desde un punto de vista matemático diferente, mediante un *método no lineal*.

2.2.2 Localización hipocentral por métodos no lineales

La aproximación no lineal se puede aplicar tanto en métodos gráficos (Milne, 1886), estocásticos o con métodos que requieren procesamiento por ordenador (Johnson *et al.*, 1997; Rabinowitz, 2000; Sambridge y Mosegaard, 2002; Husen y Smith, 2004; Presti *et al.*, 2004; Horiuchi *et al.*, 2005; Lomax, 2005). Las bases del problema no lineal de localización de un terremoto pueden resumirse de este modo.

Consideremos la Tierra como un medio homogéneo con velocidad de las ondas sísmicas v y lentitud s (definida como la inversa de la velocidad). Sea t_{obs} , los tiempos observados de llegada de las ondas sísmicas en las diferentes estaciones de coordenadas x_i^{obs} y_i^{obs} z_i^{obs} , y denominando al hipocentro como x_o y_o z_o , siendo la hora origen t_o , se puede escribir como,

$$t_{obs} = t_o + s[(x_i^{obs} - x_o)^2 + (y_i^{obs} - y_o)^2 + (z_i^{obs} - z_o)^2]^{\frac{1}{2}} \quad (2.12)$$

De esta expresión se deduce, como un cambio espacial en la localización del hipocentro $(x_o$ y_o $z_o, t)$, introduce un cambio no lineal en t_{obs} . En realidad, s no es homogénea (Fig. 2.3) ya que los materiales de la Tierra varían sus propiedades elásticas con la profundidad y de una región a otra. Además, en el interior de la Tierra existen discontinuidades de velocidad de las ondas sísmicas, como entre la corteza y el manto o el manto y el núcleo, donde se producen fenómenos notables de reflexión y refracción.

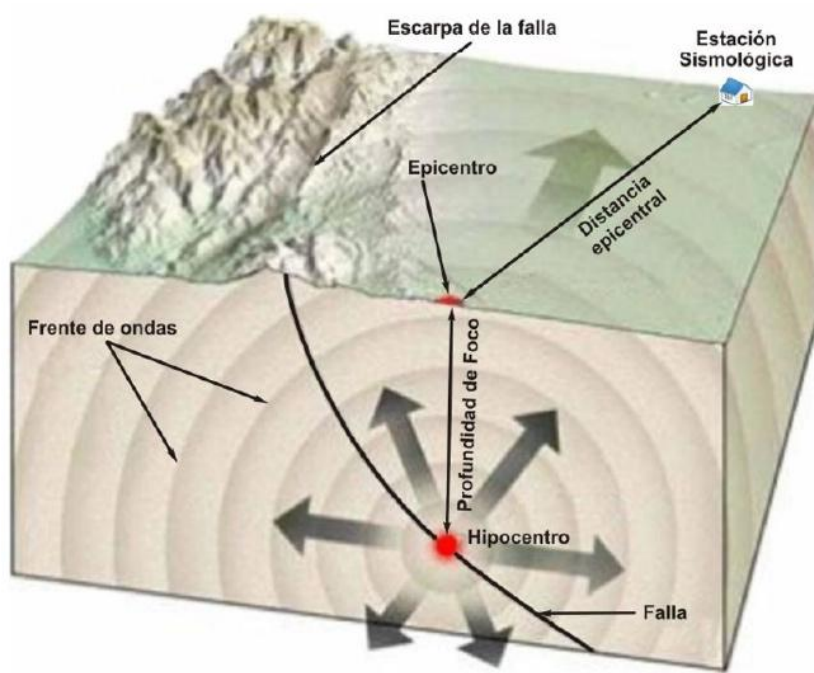


Fig. 2.3. Esquema básico de la propagación de ondas sísmicas en el interior de la Tierra desde el foco sísmico a la estación (Tarbuck et al., 2005).

Por tanto, el tiempo de recorrido del rayo y la ecuación (2.12) se debe expresar como,

$$t_{obs} = t_o + \int_{r_o(l_o)}^{r_o(l_f)} s(r_o) dl \quad (2.13)$$

donde $r_o(l_o)$, denota un punto a una distancia l sobre el camino del rayo (r_o) entre la fuente y la estación receptora, $r_o(l_f)$ siendo este, el recorrido para la última estación. La ec. 2.13 es no lineal ya que un cambio en la localización del foco del terremoto, cambia la trayectoria del rayo, $s(r_o)$, sobre la cual la integral es calculada.

La ventaja del método no lineal respecto a los métodos lineales reside en que se puede implementar en modelos de corteza 3D, los cuales pueden incluir abruptas y complicadas

variaciones tridimensionales de velocidad (Moser *et al.*, 1992). Una ventaja de los métodos no lineales es que en general, no se producen problemas numéricos de convergencia cuando el número de observaciones son insuficientes, algo que si ocurre con los métodos lineales (Buland, 1976; Billings *et al.*, 1994) y podemos obtener soluciones probabilísticas completas que nos indicarán toda la información relacionada con la incertidumbre en la localización. Por el contrario, la principal desventaja de un método no lineal frente al método lineal es que computacionalmente requiere mucho más tiempo de cálculo.

En esta tesis se he elegido el método no lineal, *Non Linear Location* (NLL) (Satriano *et al.*, 2008; Lomax *et al.*, 2009; Cabieces *et al.*, 2020a). Para llevar a cabo la localización mediante este software necesitaremos: las observaciones, que son los sismogramas a partir de los cuales se obtienen los tiempos de llegada de las ondas sísmicas en las diferentes estaciones y un modelo de Tierra, con la velocidad de propagación (o lentitud) de las diferentes fases sísmicas y las coordenadas de las estaciones sísmicas utilizadas. Con estos datos hallaremos una función de densidad de probabilidad sobre todos los posibles hipocentros, que conformará una solución probabilística completa de la localización. Uno de los principales datos de entrada que se necesitan para la localización de terremotos son los tiempos de llegada a las estaciones de las ondas sísmicas, t_{obs} , y sus incertidumbres estimadas.

Estas incertidumbres son debidas a que es muchas ocasiones es difícil identificar con precisión el tiempo de llegada del comienzo de la fase. La incertidumbre de cada fase se puede describir por una función de densidad de probabilidad asimétrica en el tiempo, por tanto, multimodal. Esta función es muy difícil de calcular y parametrizar. Es por ello que, pese a que pueda incrementar los errores en la localización hipocentral, se suele escoger una distribución normal para describir la incertidumbre de los tiempos de llegada. Uno de los valores que es necesario calcular por el algoritmo NLL es el tiempo de recorrido teórico de las diferentes fases sísmicas. Previamente a este cálculo se debe definir la región del espacio donde se realizarán los cálculos de los tiempos de recorrido. Esta región del espacio se dividirá en celdas definidas por nodos equidistantes, una cantidad acorde con la resolución que se desea para conformar la malla del espacio de cálculo. También se tiene que seleccionar el modelo de Tierra, en forma de perfil de velocidades, que se ajuste a la región de espacio donde se estima realizar la localización. Una vez seleccionada una malla y un perfil de velocidades, el algoritmo calcula los tiempos teóricos

que tardarían las ondas en llegar a cada estación desde cada nodo de la malla que hayamos implementado, utilizando el método de las *diferencias finitas de Eikonal* (Podvin y Lecomte, 1991). Este cálculo se realiza para poder hallar una solución probabilística completa de la localización. El algoritmo NLL exige un cálculo de todas las posibles posiciones de la fuente dispersadas por todo el espacio de búsqueda. Con este propósito, los tiempos de llegada en cada estación desde los nodos de la malla se pre-calculan y almacenan en un fichero especial (Moser *et al.*, 1992; Lomax y Curtis, 2001).

La solución al problema inverso de localización de un terremoto es de tipo probabilístico y se realiza por medio de la llamada función de verosimilitud, también llamada *likelihood function* $L(m)$ (Tarantola, 2005) definida como,

$$L(m) = kp(m) \int_D \frac{p(d)F(d, m)}{\mu(d, m)} \quad (2.14)$$

donde k es el factor de normalización que hace unitario la distribución $L(m)$, $p(m)$ es la función de densidad de probabilidad a priori (v.g., delimitación de la región geográfica de estudio, zonas de fallas activas), $p(d)$ es la función de densidad de probabilidad en el espacio de datos D de los tiempos de llegada d_{obs} , m denota los parámetros de localización del hipocentro, $F(d, m)$ es la función de densidad de probabilidad que relaciona los tiempos de llegada estimados d_{calc} y m , es decir la incertidumbre asociada a los tiempos de llegada a partir de un hipocentro hipotético. La variable $\mu(d, m)$ denota la distribución de probabilidad homogénea de los datos d_{calc} sin restricciones de m (suponiendo errores despreciables en la estimación de d_{calc}). La función de verosimilitud $L(m)$ nos dará una medida del ajuste entre los valores teóricos de los parámetros de localización del foco, $m(x_o, y_o, z_o, t_o)$, con respecto a los datos observados d_{obs} (tiempos de llegada), sin normalizar.

Se considera que la función de densidad de probabilidad de los datos, $p(d)$, es una distribución Gaussiana y se supone también que d y m son independientes. Con estas simplificaciones se determina que el tiempo origen con mayor probabilidad, t_o , se puede determinar analíticamente mediante la media ponderada de los tiempos observados y los tiempos

de recorrido calculados (Tarantola y Valette, 1982). De este modo la función de verosimilitud se expresa como:

$$L(x) = e^{\left\{-\frac{1}{2} \sum_{i=1}^M \frac{[T_i^o - T_i^c(x)]^2}{\sigma_i^2}\right\}} \quad (2.15)$$

donde x denota las coordenadas (x_o, y_o, z_o) de m , e i es el subíndice reservado para cada una de las fases utilizadas para él cálculo. T_i^o son los tiempos de recorrido observados, T_i^c son los tiempos de recorrido teóricos, σ_i son las desviaciones estándar en la incertidumbre de T_i^o y T_i^c .

La ecuación (2.15) es suficiente para hallar la probabilidad relativa de cualquier localización del foco del terremoto. Normalmente en los métodos no lineales, por medio del producto de la función de densidad de probabilidad de la localización a priori $p(x)$ con $L(x)$, se puede hallar una función objetiva (normalizada). Este producto, $p(x)L(x)$, conforma la *función de densidad de probabilidad* de localización (PDF de localización).

A causa de que es usual encontrar valores atípicos en los datos usados para la localización, como observaciones alejadas de la media de la distribución de observaciones o modelos de Tierra con diferencias notables en valores de velocidad entre celdas contiguas, se suele usar la *Equal Differential-Time* (EDT) (Zhou, 1994; Font *et al.*, 2004; Lomax, 2005), que permite hallar soluciones más estables. La EDT es la función de verosimilitud y se define como,

$$L(x) = \left[\sum_{a,b} \frac{1}{\sqrt{\sigma_a^2 + \sigma_b^2}} e^{\left(-\frac{\{[T_a^o - T_b^o] - [TT_a^c(x) - TT_b^c(x)]\}^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right)} \right]^N \quad (2.16)$$

donde x denota de nuevo las coordenadas (x_o, y_o, z_o) de m , T_a^o y T_b^o son los tiempos de llegada observados y TT_a^c y TT_b^c son los tiempos de recorrido teóricos para dos observaciones a y b , y σ_a^2 y σ_b^2 , son las desviaciones estándar que asignan la incertidumbre a los tiempos de llegada

observados y los tiempos de recorrido teóricos, en los que se asume que estos no están correlacionados. Esta suma se ejecuta sobre todo par de observaciones para completar la función de probabilidad siendo N el número total de observaciones. Es importante observar que en la ec. 2.16, los términos en el numerador del exponente, denotan las diferencias entre los tiempos de llegada observados y las diferencias entre los tiempos de recorrido teóricos. Este exponente tendrá su máximo valor, 1, cuando las dos diferencias sean iguales. Por otra parte, también es importante destacar de esta ecuación que no se requiere el cálculo previo del tiempo origen t_o , esta característica facilita la convergencia del método.

La principal diferencia entre realizar los cálculos utilizando la ec. 2.15 y la ec. 2.16, es que para cada punto evaluado x_i , la suma se realiza fuera del exponente y por tanto la localización llevada a cabo por la función de densidad EDT tiene sus valores máximos en aquellos puntos donde la mayoría de pares de observaciones se satisfacen y por tanto es menos sensible a datos de entrada erróneos. Finalmente, una vez alcanzada la solución probabilística por medio de la ec. 2.15 o la ec. 2.16, se tendrá en cuenta que se puede llegar a una solución con varios máximos locales (problema de la no unicidad de la solución). Este problema puede solucionarse utilizando la forma espacial de esta solución probabilística (Husen y Smith, 2004; Presti *et al.*, 2004; Lomax, 2005; Cabieces *et al.*, 2020a).

Otro punto importante para el uso del algoritmo NLL es definir una región geográfica y un método de búsqueda siendo posible utilizar varios métodos de búsqueda y de evaluación de la PDF. Los métodos que suelen utilizarse son el *Grid-Search*, *Metropolis-Gibbs* y *Oct-Tree*.

El método *Grid-Search*, es un método determinista basado en una búsqueda anidada mediante el algoritmo *Monte-Carlo* (Sambridge y Mosegaard, 2002; Hammersley, 2013) sobre una malla cúbica formada por nodos separados una cantidad prefijada (Fig. 2.4). Básicamente se recorren todos los nodos del espacio de búsqueda y se evalúan con la ec. 2.16, posteriormente se realiza una nueva búsqueda centrada en una malla interior, es decir anidada a la anterior, y centrada en el nodo con el máximo valor de la PDF. Así, el proceso se reitera hasta converger a una solución con máxima probabilidad. Este método ha sido probado de forma efectiva para la determinación de localizaciones probabilísticas (Moser *et al.*, 1992; Calvert *et al.*, 1997; Lomax y Curtis, 2001).

El método de búsqueda *Grid-Search* tiene la ventaja de que puede ser utilizado en perfiles de velocidad con estructuras 3-D muy complejas. Un inconveniente es, que consume mucho tiempo de procesamiento si lo comparamos con otras técnicas estocásticas y de localización lineal. Además, la resolución de la PDF es pequeña y eso se traduce en una baja precisión en la localización.

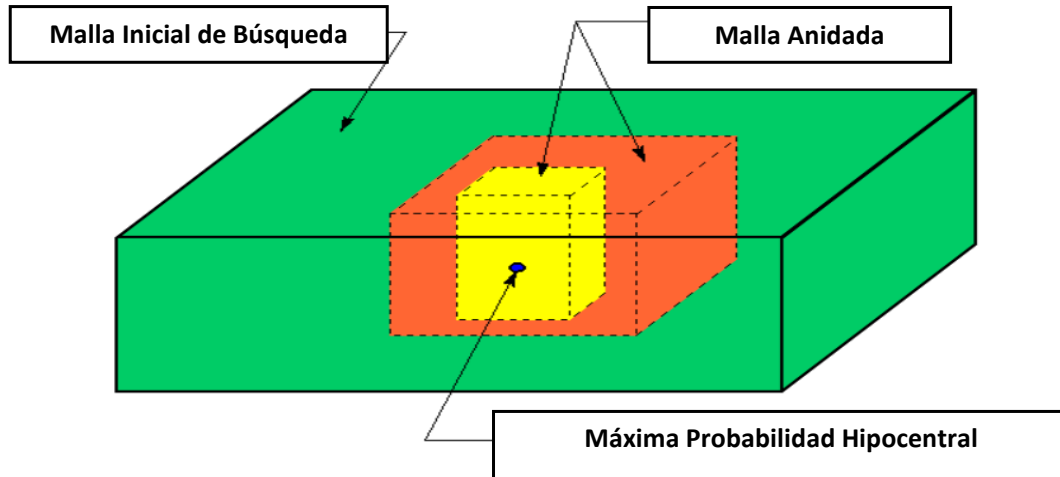


Fig. 2.4. Gráfico de muestra del método de localización "Grid-Search" (Cabiesces, 2016)

El método de búsqueda *Metropolis-Gibbs* (Mosegaard y Tarantola, 1995), desarrolla un camino aleatorio a través de los puntos con máxima probabilidad de ser hipocentros, dentro del volumen de búsqueda del terremoto. El algoritmo *Metropolis-Gibbs*, (Fig. 2.5) procede de forma que obtiene muestras de la PDF a lo largo del camino recorrido y nos sirve para adquirir una estimación del hipocentro óptimo.

Al igual que el método *Grid-Search*, se puede utilizar para encontrar hipocentros en estructuras 3-D complejas, pero además es mucho más rápido. Para implementar este método, hay que tener muy en cuenta los parámetros de muestreo, siendo muy importante seleccionar un paso inicial lo suficientemente grande para que realice una búsqueda global. De esta forma en la fase de aprendizaje, el camino de búsqueda recorre el volumen de forma global y se dirige preferentemente a zonas de alta probabilidad. En el segundo paso, fase de equilibrio, el paso se va ajustando en proporción a las componentes (x , y , z) de la desviación estándar. Después de cada

muestra aceptada como buena, el paso y las desviaciones estándar se renuevan. El camino continuará dirigiéndose de este modo hacia zonas de alta probabilidad (Fig. 2.5). Por último, en la fase de “guardado”, el paso se fija a su valor final desde que comenzó a variar en la fase de equilibrio. Continuará el camino hacia puntos de mayor probabilidad, pero esta vez con parones para asegurar la independencia de las muestras evaluadas.

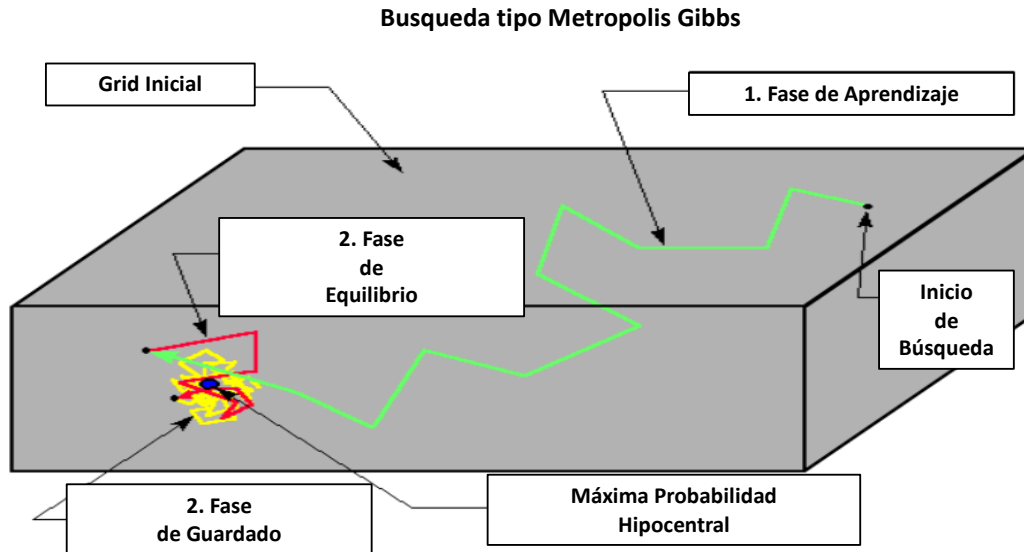


Fig. 2.5 Esquema del método “Metropolis Gibbs” (Cabeices, 2016)

Por último, NLL permite utilizar el algoritmo *Oct-Tree* (Lomax y Curtis, 2001) que utiliza subdivisiones recursivas y muestras de celdas en el espacio, para generar una estructura en cascada de celdas muestreadas en las que la densidad espacial de las celdas muestreadas nos lleva a los valores máximos de la PDF. La probabilidad relativa que tiene de hallarse la localización de un terremoto dentro de la celda (i -ésima) viene dada por la expresión,

$$P_i = V_i L(x_i) \quad (2.17)$$

donde V_i es el volumen de la celda y $L(x_i)$ es la PDF evaluada en el vector de coordenadas del centro de la celda (Fig. 2.6).

Para determinar la localización de la PDF el algoritmo realiza primero una búsqueda preliminar sobre el grupo de celdas que ocupan inicialmente el volumen de búsqueda, después se centra en la celda con la mayor probabilidad y la subdivide en ocho celdas hijas y así procede sucesivamente hasta que se finaliza por algún criterio de búsqueda que hayamos establecido previamente. Las Figs. 2.6 y 2.7 muestran el proceso recursivo en el cual el algoritmo subdivide la celda k -ésima, que tiene la probabilidad P_k más alta de contener la localización de hipocentro y subdivide esta en ocho celdas hijas, de las cuales el algoritmo de forma recursiva volverá a centrarse en la de mayor probabilidad y la subdividirá nuevamente.

Las ventajas principales y más destacables del algoritmo *Oct-Tree* son la velocidad de procesamiento llegando incluso a ser del orden de cien veces más rápido que el *Grid-Search*, es muy robusto y casi siempre converge a una solución. También es importante destacar que depende de pocos parámetros (tamaño inicial y número de muestras). Por el contrario, los resultados del algoritmo dependen en gran medida del tamaño inicial de la malla de búsqueda y puede bloquearse en la identificación de un máximo local en la PDF. *Oct-Tree* es el algoritmo que se ha elegido en esta tesis debido principalmente a su rápida convergencia a una solución hipocentral.

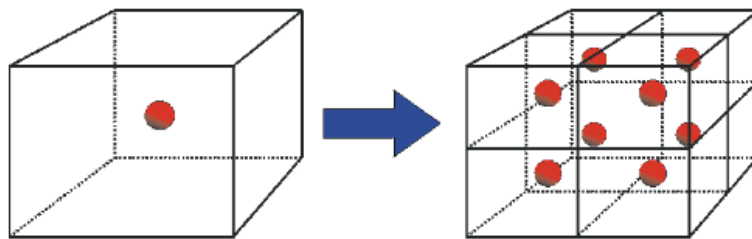


Fig. 2.6. Se representa en tres dimensiones, como el algoritmo *Oct-Tree* toma la celda con mayor probabilidad y la subdivide en ocho celdas hijas que posteriormente se evaluarán para conformar la PDF (Cabièces, 2016)..

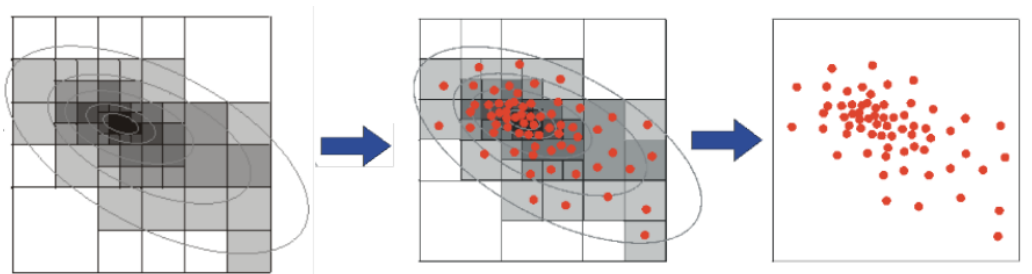


Fig. 2.7. De izquierda a derecha, se muestra un perfil 2-D de las sucesivas muestras que ha tomado el algoritmo y como se ha conformado la PDF a través de los máximos de cada celda hija (puntos rojos) (Cabièces 2016).

2.2 Mecanismo focal

Los parámetros focales espacio temporales permiten conocer la localización y el instante en el que se produjo el terremoto. El proceso de ruptura puede estimarse a partir de la determinación del mecanismo focal del terremoto. Existen diversos modelos que representan la fuente sísmica, los más sencillos son los cinemáticos de una fuente puntual y doble par de fuerzas o fractura de cizalla. A continuación, se describe brevemente la metodología de polaridad de la onda P para obtención del mecanismo focal.

2.2.1 Determinación de la orientación del plano de fractura

El método de polaridades o primer impulso de la onda P permite determinar la orientación del plano de fractura. Se basa en que, para un foco puntual y un modelo de fuente de un doble par de fuerzas, la distribución de las amplitudes de la onda P es en forma de cuatro cuadrantes de signo alternativo separados por dos planos nodales. Uno de ellos corresponde al plano de fractura y el otro al plano auxiliar, el eje de tensión T se encuentra en el punto de máximo valor positivo de la onda P y el eje de presión en el valor máximo negativo (Udías y Buforn, 2018).

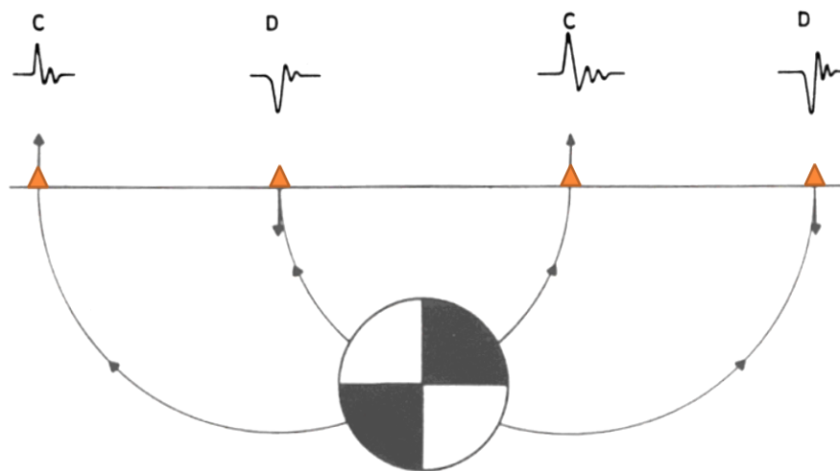


Fig. 2.8. Esquema del método de polaridades de la onda P: esfera focal y polaridades de la onda P en cuatro estaciones (Udías y Buforn, 2018). Formas de onda con Compresión C y Dilataciones D.

El algoritmo que se utilizará, llamado MECSTA, es el de Brillinger *et al.*, (1980) que permite la estimación de la orientación de los planos de falla y ejes principales de esfuerzos a partir de la minimización de una función de máxima verosimilitud (Dillinger *et al.*, 1972). Esta función relaciona las observaciones, polaridades de la onda P en cada estación, con los valores teóricos de la misma para una orientación determinada de los ejes de tensión (T) y presión (P). El algoritmo MECSTA permite también estimar los errores de los ejes de esfuerzos y planos de falla para la solución determinada, así como un “score” o proporción de aciertos, definido como el cociente entre el número de polaridades correctas y el total de observaciones (Bufoin *et al.*, 1988).

La orientación de la fractura viene dada a partir de tres ángulos: azimut ϕ , buzamiento δ , y ángulo de deslizamiento λ , o bien de la orientación de los vectores l (dirección del deslizamiento) y n (normal al plano de fractura) que deben cumplir la condición de ortogonalidad (Udías *et al.*, 2013).

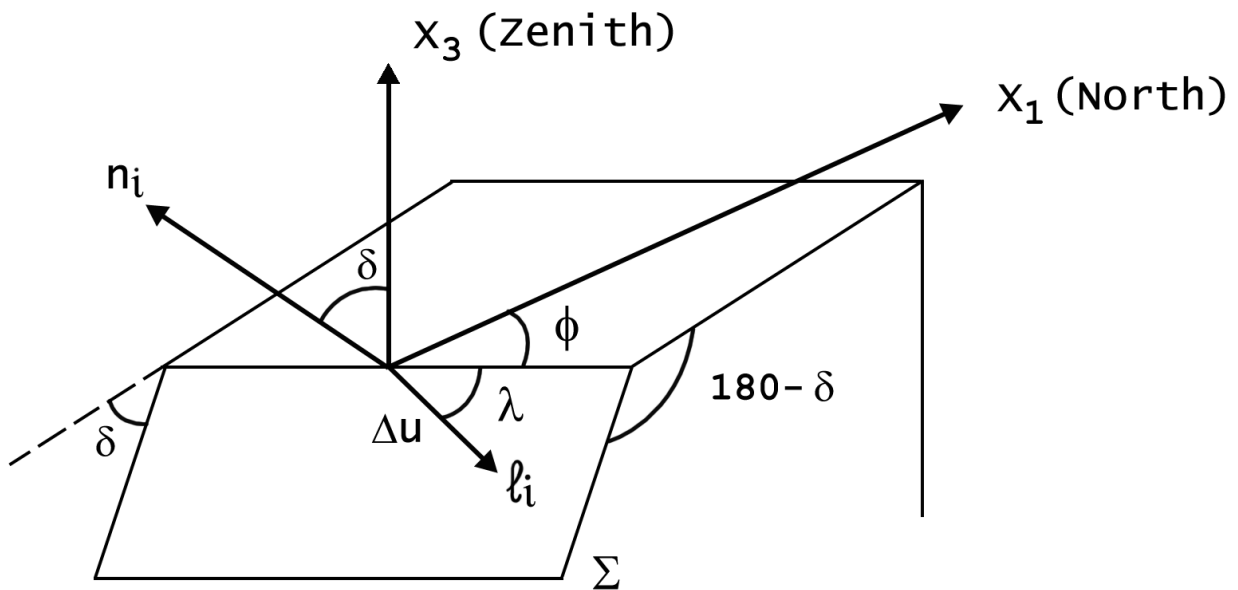


Fig. 2.9 Orientación de una falla o fractura. (Udías y Bufoin, 2018)

2.3. Técnica de Antena Sísmica para tratamiento de señales incoherentes basado en la Transformada Wavelet Continua

Como se ha expuesto en la sección 2.1, para una buena localización hipocentral, no solo es necesario disponer de modelos detallados de Tierra, sino también de un conjunto suficiente de observaciones (tiempos de llegada de las fases sísmicas a las estaciones). Esto último implica disponer de una red de estaciones suficientemente densa y con buena cobertura acimutal. Sin embargo, esto no es siempre posible como ocurre en el caso de terremotos con foco en el mar. Una solución a este problema es el uso de estaciones en forma de antena sísmica o más comúnmente denominado “array”.

En esta tesis se ha desarrollado una metodología que permite la detección y localización epicentral de terremotos con arrays de gran apertura y pocos sensores. Esta técnica es muy útil en el caso de terremotos con foco en mar, baja magnitud o con baja relación señal ruido (SNR) y alejados de la costa. En este caso el uso de estaciones de fondo marino (OBS Océano Bottom Seismometer) permite resolver el problema sin depender de estaciones sísmicas en tierra. Parte de esta sección ha sido publicada en *Geophysical Journal International* (Cabieces *et al.*, 2020b).

2.3.1 Técnicas de array

Desde principios de la década de los 60, las antenas sísmicas o *arrays* han ayudado a obtener las estructuras de la Tierra con gran detalle (Doornbos, 1974; Goldstein *et al.*, 1992; Krüger *et al.*, 1993; Weber *et al.*, 1996; Kito y Krüger, 2001), a detectar y clasificar explosiones nucleares (Carpenter, 1965; Kim y Richards, 2007; Selby, 2010; Gibbons y Ringdal, 2012; Tormod Kværna y Ringdal, 2013), para el análisis del ruido sísmico oceánico (Cessaro, 1994; Friedrich *et al.*, 1998; Behr *et al.*, 2013; Reading *et al.*, 2014; Martin Gal *et al.*, 2015), y más recientemente para obtener la imagen de la ruptura de grandes terremotos (Ishii *et al.*, 2005; Krüger y Ohrnberger, 2005; Koper *et al.*, 2011). Los arrays han demostrado una capacidad especial para ensalzar las señales coherentes (con formas de onda similares) sobre el ruido y reducir el umbral de detección, mediante la alineación y stack de las señales que se registran en sus sensores (Rost y Thomas,

2002; Schweitzer *et al.*, 2002; Rost y Thomas, 2009). La distribución espacial de los sensores del array permite estimar el acimut y la velocidad con la que las fases sísmicas se propagan y atraviesan el array, es decir obtener el vector lentitud.

Los avances más recientes en tecnología marina permiten explorar la actividad sísmica (Grevemeyer *et al.*, 2017) y acústica a través de los sismómetros de fondo marino (OBS) y sensores de presión (Collins *et al.*, 2002; Dahm *et al.*, 2006; Tilmann y Dahm, 2008). En este sentido, las capacidades de las técnicas de array en los despliegues de OBSs han despertado un gran interés en la exploración de la estructura de la Tierra bajo el fondo del océano utilizando nuevos enfoques. Sin embargo, implementar técnicas de array utilizando como sensores los OBS presenta dificultades como errores de sincronización en los sensores del array (Katrin Hannemann *et al.*, 2013; Le *et al.*, 2018), lo que hace que sea imposible aplicar cualquier técnica de array para estimar con precisión el vector de lentitud.

Otro problema que dificulta la aplicación de las técnicas de array, es la posible orientación incorrecta de los componentes horizontales del sensor sísmico (Stachnik *et al.*, 2012; Zha *et al.*, 2013), que también son importantes para mejorar la detección de las ondas S y obtener una medida precisa de su vector lentitud. El último problema es el posicionamiento exacto del OBS en el suelo oceánico (Shiobara *et al.*, 1997), comúnmente estimado con un error de varias decenas de metros. Surgen otros problemas numéricos adicionales debidos a la implementación de las técnicas de array en sí, tanto en el dominio de la frecuencia (Capon, 1969) como en el dominio del tiempo (Frankel *et al.*, 1991), ya que las técnicas que se utilizan se basan en la alta coherencia de la señal en los registros de los sensores del array, que generalmente no es válido en arrays de gran apertura debido a la degradación del frente de onda, causado por las heterogeneidades de la estructura debajo de las estaciones del array.

Ringdal *et al.*, (1975) propusieron un detector de formas de onda incoherentes, basado en la envolvente de las señales en lugar de su forma de onda, demostrando la superioridad de la formación del stack (suma de señales detectadas por el array) incoherente sobre la formación de stack convencional para eventos sísmicos regionales registrados en el array Norwegian Seismic Array (NORSAR) de gran apertura, situado al sur de Noruega. Gibbons *et al.*, (2008) y Gibbons, (2012) utilizó un enfoque modificado de formación del stack incoherente basado en la extracción de funciones características a través del *multitaper spectrogram* (Thomson, 1982; Prieto *et al.*,

2009) y lo aplico también a registros de NORSAR. Krüger *et al.*, (2020) por primera vez aplico técnicas de array en señales incoherentes de OBSs, mostrando las aplicaciones de un array de OBSs para localización de terremotos con foco en el mar.

2.3.2 Respuesta de la Antena Sísmica

En un array es fundamental conocer la *Array Response Function* (ARF), la cual permite evaluar el rendimiento de un array para un rango de frecuencias y una configuración geométrica determinada de los sensores (Nawab *et al.*, 1985; Ruigrok *et al.*, 2017), y se define por:

$$P(\mathbf{s}, f) = \sum_{f=f_0}^{fn} \left[\sum_{j=1}^N e^{[i2\pi f(\mathbf{s}-\mathbf{s}_0)\mathbf{r}_j]} \right]^2 \quad (2.18)$$

donde, N el número de sensores en el array, \mathbf{s}_0 es el vector lentitud de referencia, \mathbf{s} es el vector numero de onda observado, y \mathbf{r}_j es el vector de coordenadas de cada sensor del array con respecto al centro geométrico de coordenadas. Se utilizará el centro de gravedad del array como punto de referencia. La ARF nos servirá para evaluar las capacidades del array en cuanto a su resolución en la estimación de lentitud (s) y para estudiar el límite en frecuencia del *spatial aliasing*.

El parámetro más importante de la geometría del array es la apertura A (Fig. 2.10), en esta tesis se va a utilizar $A = 80$ km, que determina la longitud de onda máxima que podrá resolver el array. El otro parámetro que determina la resolución con la que el array podrá determinar el vector lentitud es la mínima distancia entre estaciones a , en nuestro caso $a = 40$ km.

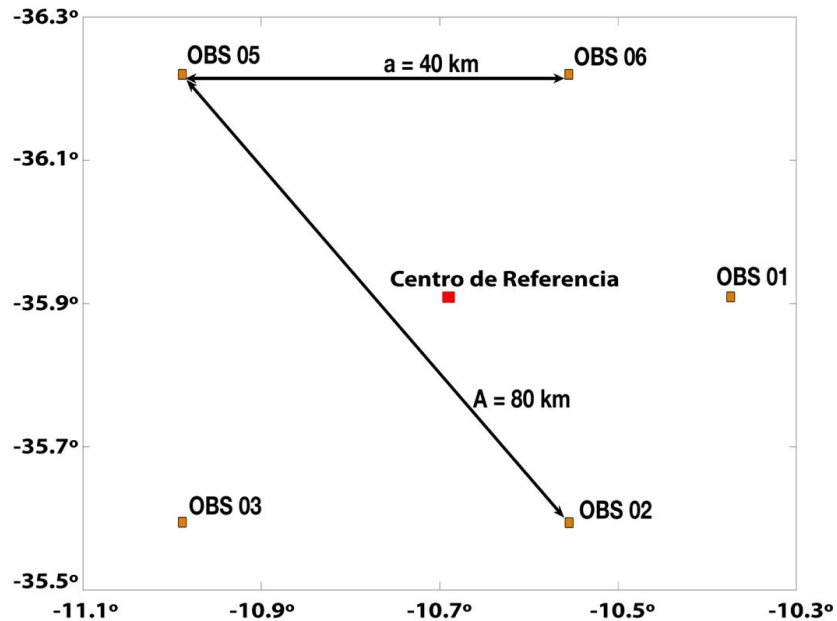


Fig. 2.10. Geometría del array de OBSs A, apertura, distancia máxima entre estaciones del array y a es la distancia mínima entre estaciones.

Los ejemplos de cómo se comporta la función ARF se muestran en la Fig. 2.11 para diferentes rangos de frecuencias. Se ha utilizado la ec. 2.18 para verificar la forma del ancho del lóbulo principal de la ARF. La forma más común de mostrar la ARF es en un mapa de lentitud (Figs. 2.11a, b, c y d) en coordenadas cartesianas. El mapa de lentitud es un “grid” o malla con una resolución determinada de lentitud ($\Delta S_x, \Delta S_y$), donde en cada punto de la malla se evalúa la ARF, para el vector lentitud correspondiente a ese punto.

En este mapa de lentitud, el ancho del lóbulo es responsable de determinar el vector lentitud de un frente de onda sin ambigüedades. También es importante estimar cual es el rango de frecuencias en el que el array analizado puede alcanzar una resolución del vector lentitud relativamente buena, de lo contrario, una selección incorrecta del rango de frecuencias puede causar una estimación inexacta del vector lentitud o una solución atrapada en un máximo relativo (lóbulos secundarios, Figs. 2.11b y 2.11c).

Las Figs. 2.11a y b muestran la ARF para dos rangos diferentes de frecuencias [0.05 - 0.1] Hz y [0.2 - 0.3] Hz, respectivamente. El valor máximo o límite teórico del vector lentitud (0.1km/s para la onda P y 0.2 km/s para la onda S a distancias telesísmicas) viene representado por los dos

círculos en cuyo interior no deben existir lóbulos. Se observa que la ARF presenta un lóbulo principal claramente definido e inequívoco para un rango de frecuencias [0.05 - 0.1] Hz (Fig. 2.11a) mientras que para el rango de frecuencias [0.2 - 0.3] Hz (Fig 2.11b) además de un lóbulo principal se observan lóbulos secundarios (menor potencia) entre los límites teóricos del vector lentitud. La Fig. 2.11c muestra el ARF para la banda de frecuencia [0.4 - 0.5] Hz, ligeramente por encima del límite de *spatial aliasing* ($f \approx 0.3$ Hz) y para la banda de frecuencia [4 - 4.5] Hz, la Fig 2.11d muestra una ARF completamente saturada debido a este efecto.

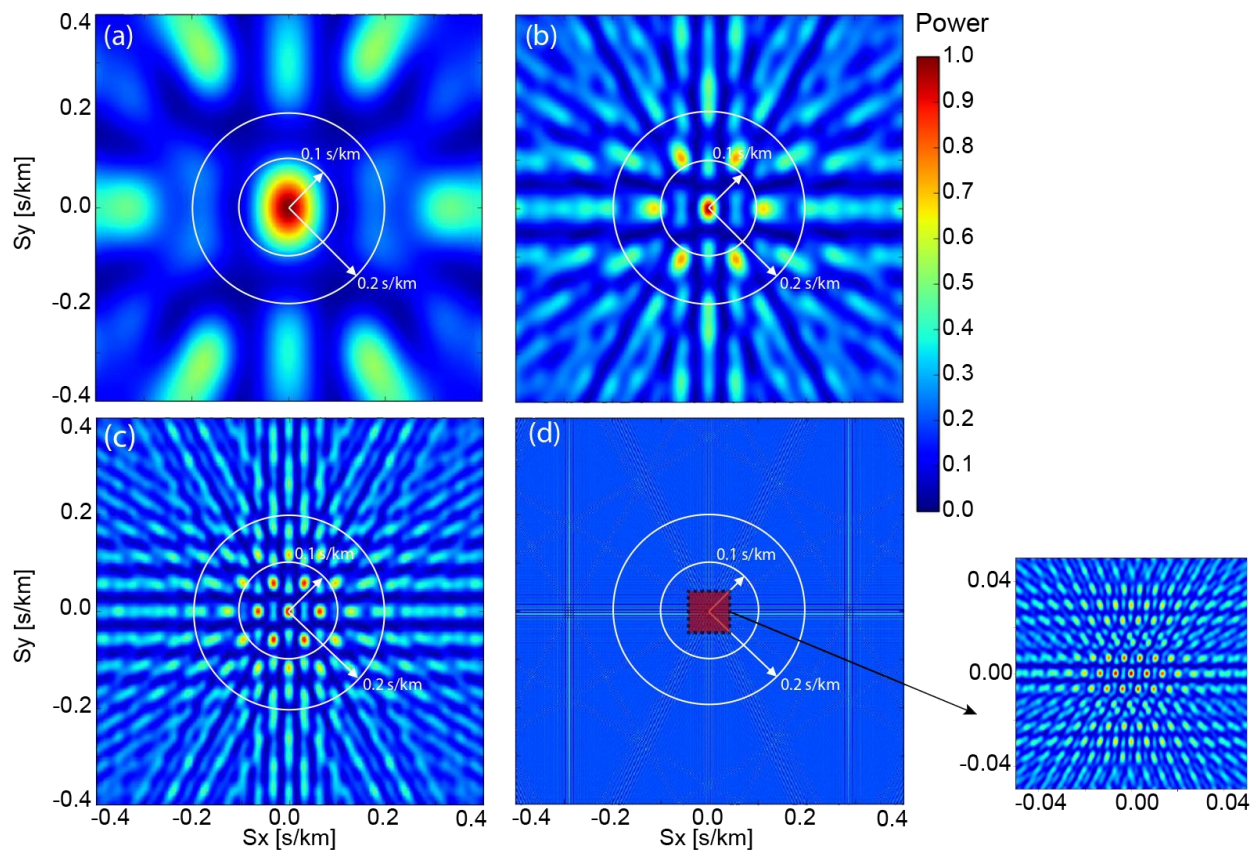


Fig. 2.11. ARF para diferentes rangos de frecuencia, a) ARF [0.05 - 0.1] Hz, b) ARF [0.2 - 0.3] Hz, c) ARF [0.4 - 0.5] Hz, d) ARF [4.0 - 4.5] Hz. Los círculos muestran los valores máximos de lentitud para las ondas internas telesísmicas (círculo interno $S < 0.1$ s / km), ondas P y $(0.1 < S < 0.2$ s / km) ondas S. (Cabezas et al., 2020b)

La configuración del array también juega un papel importante ya que da forma al lóbulo principal de la función ARF. En el ejemplo que se muestra, el lóbulo principal es similar a una elipse con una orientación del eje principal N-S, lo que significa que hay mayor resolución en

lentitud para los acimuts E-W. El último factor importante, el cual está también relacionado con la geometría del array es el número de sensores que lo componen, ya que cuantos más sensores, hay una mejor capacidad para discriminar ondas con diferentes vectores de lentitud. Además, el número de sensores determina la mejora teórica de la relación señal/ruido (SNR), que es proporcional a la raíz cuadrada del número de sensores (Rost y Thomas, 2002).

Podemos concluir, que tras la evaluación de la ARF del array de OBSs en diferentes rangos de frecuencia, el array es apropiado para detectar y estimar el vector lentitud de las fases de terremotos a distancias telesísmicas, que provengan de cualquier azimut.

2.3.3 Desarrollo de nueva metodología para la estimación del vector lentitud por medio de la Continuos Wavelet Transform (CWT)

Uno de los problemas que presenta utilizar un array de gran apertura para detectar sismos regionales ($D < 700$ km) es que la forma de onda se degrada de estación a estación del array. Esto hace que sea imposible poder estimar el vector de lentitud utilizando un stack de las formas de onda, ya que estas son incoherentes entre sí. Además, como ya se destacó en el punto anterior, el efecto del *spatial aliasing* impide que se puedan analizar terremotos regionales ya que tienen longitudes de onda más pequeñas de las que el array es capaz de discriminar. Por último, existe el problema de la determinación de los tiempos de llegada de las fases sísmicas con suficiente precisión como para tener unas incertidumbres tolerables de la estimación del vector lentitud. Esta última dificultad se agrava cuando se tratan terremotos en el fondo marino, ya que son señales emergentes y/o enmascaradas en el ruido ambiente oceánico.

En esta tesis, se ha desarrollado una nueva técnica de array (Cabieces *et al.*, 2020b) para resolver el problema de formas de onda incoherentes y ruidosas en arrays de gran apertura, basadas en la Transformación Continua Wavelet (CWT, Grossmann *et al.*, 1989; Daubechies y Bates, 1992; Kumar y Fofoula-Georgiou, 1997; Mallat, 2009). La CWT proporciona un análisis multi-resolución de la señal, especialmente diseñado para detectar señales transitorias y no estacionarias como es el caso de las ondas sísmicas (Bear y Pavlis, 1997). Además, sus propiedades permiten eliminar, en gran medida, el ruido ambiental oceánico y extraer señales transitorias que preserven

los tiempos de llegada de las fases sísmicas, mediante el análisis simultáneo en tiempo y frecuencia.

El objetivo de la metodología es encontrar funciones características (CFs) que representen las fases sísmicas registradas en el array, en forma de valores máximos muy impulsivos y que a su vez sean coherentes en el rango de frecuencias (por debajo del límite del *spatial aliasing*) en el que podemos utilizar el *Beamforming* (Capon, 1969), y así a partir de ellas, obtener el vector lentitud. Además, el uso de CFs puede ayudar a mejorar la detección de los tiempos de llegada para eventos con muy baja relación señal-ruido y/o señales emergentes (no impulsivas).

Este trabajo se centrará en obtener las CFs a través de las características comunes y la similitud de patrones en el plano de tiempo-frecuencia. La naturaleza compleja de las formas de onda de las señales sísmicas, dificulta la estimación de la densidad espectral de potencia. Esto puede resolverse con el uso de la transformada wavelet, un método numérico bien contrastado que sirve para analizar la evolución del contenido en frecuencia en función del tiempo.

Para estimar una CF correcta, se usará la cuasi-analítica wavelet $\psi(t)$ (transformada de Fourier $\hat{\psi}(f) \approx 0$ para $f < 0$), en concreto se usará la Morlet wavelet (Mallat, 2009),

$$\psi(t) = \frac{1}{(\sigma_t^2 \pi)^{1/4}} e^{-\frac{t^2}{2\sigma_t^2}} e^{i2\pi f_c t} \quad (2.19)$$

donde se define:

$$\sigma_t = \frac{w}{2\pi f_c} \quad (2.20)$$

f_c , es la frecuencia central de la Morlet wavelet, w el número de ciclos y σ_t la escala de la Morlet wavelet en el dominio del tiempo. La Morlet wavelet (ec. 2.19) es una onda sinusoidal compleja, modulada por una función gaussiana. La dilatación de la wavelet se controla mediante el número de ciclos (w), y está relacionada con el factor de escala σ_t (ancho de la función gaussiana) por ec. 2.20. Se ha elegido una wavelet compleja debido a su capacidad para analizar con precisión las señales oscilatorias, como las ondas sísmicas, preservando la magnitud y la información de fase (Bayram, 2013).

En la Fig. 2.12 se muestra un ejemplo de escalograma (Rioul y Flandrin, 1992) obtenido con la Morlet wavelet para un terremoto a distancia regional registrado en un OBS en la banda de frecuencia [1 - 25] Hz, utilizando un número de ciclos que se ha incrementado de 5 a 8 con la frecuencia. En el escalograma se observa claramente la llegada de la fase de la onda P, con un máximo de energía entre [2 - 8] Hz y la llegada de la onda S en la banda de frecuencia [2 - 12] Hz.

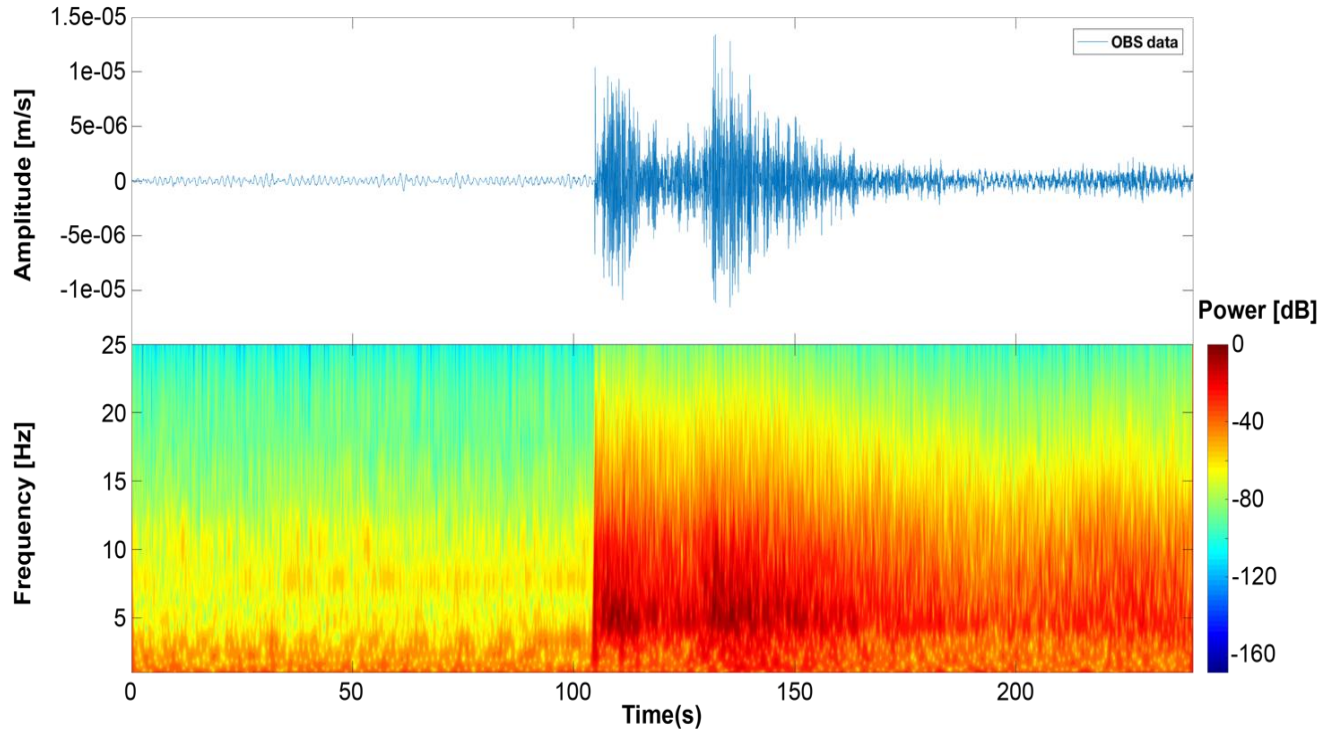


Fig. 2.12. Escalograma ($w = 5 - 10$ ciclos), estimado en la componente vertical de un terremoto de magnitud $mbLg = 4.0$ y distancia epicentral de 230 km (Cabieces et al., 2020b).

Para estimar las CFs se calculan las diferencias logarítmicas entre componentes contiguos del escalograma a lo largo del eje de tiempo y en el rango de frecuencia de interés, después se realiza el stack de esas diferencias, definiendo la función $A(t)$,

$$A(t) = \frac{1}{n} \sum_{f=f_o}^{f_n} \{ \log(P_w f(t+1, f)) - \log(P_w f(t, f)) \} \quad (2.21)$$

donde n es el número de muestras, f_o y f_n son los límites de frecuencia y P_w es el escalograma.

El stack de la señal es necesario para reducir la pérdida de información de potencia para las frecuencias más altas, debido a la forma del escalograma y porque un análisis wavelet no ortogonal como en este caso, es altamente redundante en las escalas más altas. Finalmente, $A(t)$ se filtra con un filtro Butterworth paso bajo para obtener las CFs (Fig. 2.13) en el ancho de banda deseado.

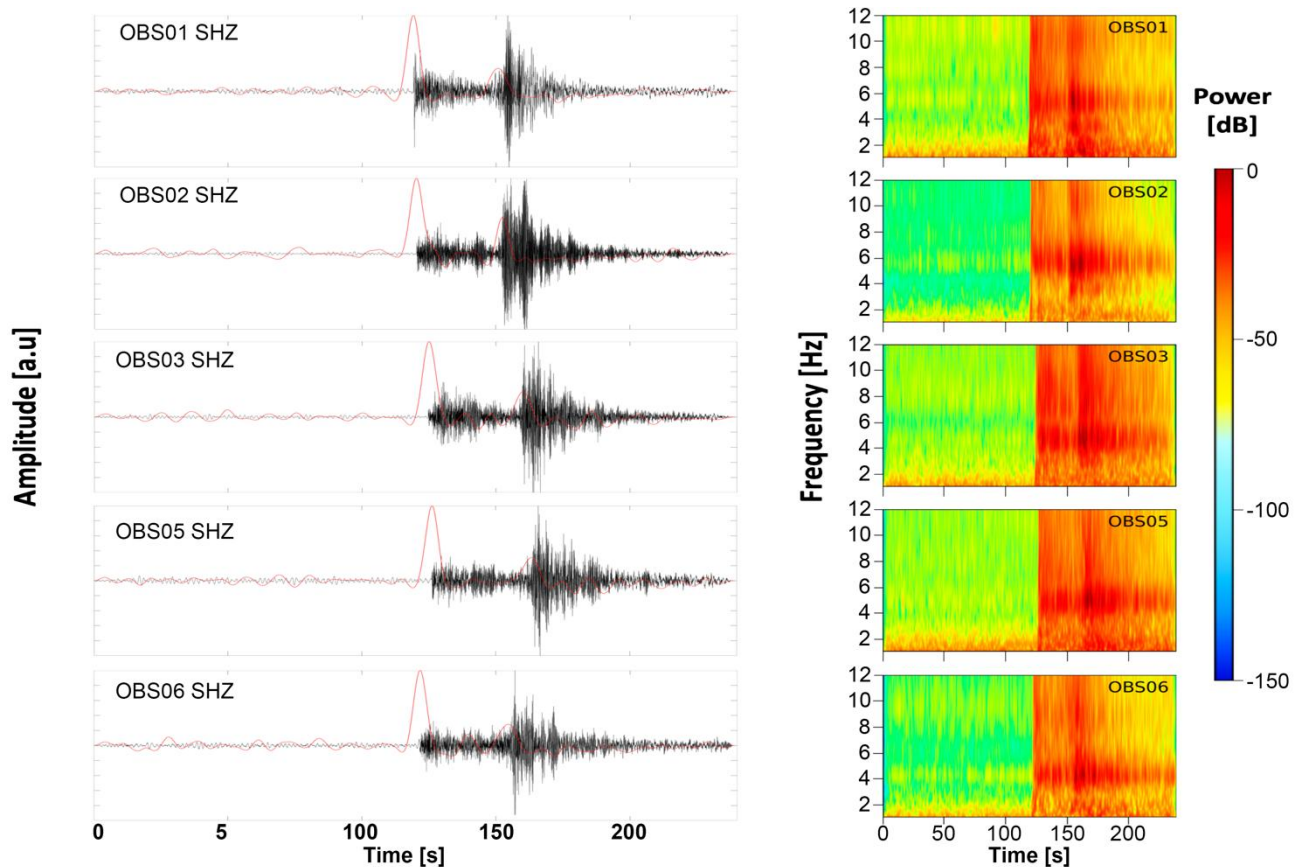


Fig. 2.13 Los paneles de la izquierda corresponden a los sismogramas (línea negra, amplitud normalizada y filtrados con un filtro paso alto $f_c = 0.5$ Hz) para cada OBS (componente vertical) en el array y las CF (línea roja, amplitud normalizada y filtradas con un filtro paso bajo con $f_c = 0.15$ Hz). Los paneles de la derecha corresponden a los escalogramas calculados a partir de los sismogramas ($w = 8$) (Cabezas et al., 2020b).

El proceso de obtener las CFs elimina toda la información de fase, pero permite una determinación fiable del tiempo de llegada de cada fase sísmica y también la obtención de formas de onda coherentes, en el ancho de banda de frecuencia en el que se puede evitar el *spatial aliasing*.

En la Fig. 2.13 se muestra el proceso completo de las obtención de la CFs para un terremoto registrado en 5 estaciones a distancia regional de 400 km respecto de la referencia del array

(magnitud, $mb_{Lg} = 4.0$). La Fig. 2.13 (paneles de la derecha) muestra los escalogramas calculados en el rango de frecuencias [2 - 12] Hz con un número constante de ocho ciclos. En los paneles de la izquierda se muestran los sismogramas de las 5 estaciones, que han sido filtrados con un filtro paso bajo 0.5 Hz (en negro), junto con las CFs (líneas rojas), representada por la función $A(t)$ de amplitud normalizada y filtradas con un filtro paso bajo de 0.15 Hz. Se observa que las formas de onda son incoherentes en los sismogramas (paneles de la izquierda), sin embargo, los escalogramas son más uniformes, lo que ayuda a construir CFs coherentes. Las CFs muestran valores máximos relativos en las llegadas de las fases sísmicas, así como un contenido de energía adecuado para facilitar el *Beamforming* y poder estimar el vector de lentitud.

2.3.4 Método de Amplitudes (AM)

Como mencionamos anteriormente, estamos tratando de detectar las fases sísmicas para estimar el vector de lentitud, transformando los sismogramas originales sin procesar en CFs. Implementando el método CWT, encontramos CFs relativamente precisas (los máximos de las CFs se aproximan al tiempo de llegada de la fase sísmica con baja incertidumbre, Fig. 2.14). Se va a comparar el método CWT con los métodos clásicos que utilizan el STA / LTA (Promedio a corto plazo / Promedio a largo plazo) o la envolvente de la señal para obtener las CFs (Grigoli *et al.*, 2013; Krüger *et al.*, 2020). El primero de los métodos utiliza la relación STA / LTA de la señal que se define como,

$$STA = \frac{1}{N_s} \sum_{n=1}^{N_s} y_n \quad (2.22)$$

$$LTA = \frac{1}{N_L} \sum_{n=-N_L}^0 y_n \quad (2.23)$$

donde N_s , es el número de muestras en la ventana de tiempo STA [$1 N_s$] y N_L es el número de muestras en la ventana de tiempo LTA [$-N_L 0$].

En la Figs. 2.14a y b se muestra un ejemplo de los dos pasos del proceso de obtención de las CFs por el método STA / LTA. Se comienza aplicando un filtro de paso alto ($f_c = 0.5$ Hz) a la señal (sismograma en azul) para eliminar el ruido de baja frecuencia y calcular la relación STA / LTA (en rojo en la Fig. 2.14a) En el segundo paso, se filtra la función temporal STA / LTA con un filtro paso bajo a 0.15 Hz, para obtener la CF y tener en cuenta el espectro de potencia de la señal. El STA funciona midiendo la amplitud "instantánea" de la señal sísmica (Trnkoczy, 1999) mientras que el LTA se encarga del ruido sísmico promedio. Esta estrategia permite determinar el instante preciso de un cambio de energía abrupto en el frente de onda entrante y, una vez obtenidas las trazas temporales de la relación STA / LTA se filtran, con un filtro de paso bajo, para poder estimar los cambios de energía con el tiempo de forma suave, CF (Fig. 2.14b).

Paralelamente, la envolvente de los sismogramas $H(t)$, puede calcularse a partir de la señal analítica (Beyreuther *et al.*, 2010; Oppenheim y Schaffer, 2010)

$$H(t) = |y(t) + iy_h(t)| \quad (2.24)$$

donde $y_h(t)$ es la transformada Hilbert de la señal, $y(t)$. La envolvente (línea roja) junto con la señal sísmica (línea azul, Figs. 2.14c) sigue lentamente los cambios de energía de la señal y es lo suficientemente estable como para construir las CFs. En este sentido, $H(t)$ se comporta como el CWT con una wavelet compleja (Bruns, 2004). Ambos siguen suavemente el contenido de energía de la señal y conservan la información de fase (Bear y Pavlis, 1997).

Por último, la envolvente $H(t)$ también se filtra con un filtro paso bajo ($f_c = 0.15$ Hz) para obtener la CF (Fig. 2.14d). Las dos CFs, la obtenida mediante el STA / LTA (Fig. 2.14b) y por la envolvente (Fig. 2.14d) son similares y representan suavemente los inicios de las ondas Po y So. En este ejemplo, en los dos métodos STA/LTA y envolvente, el inicio de la onda So está representado por la CF que tiene una amplitud mayor que el inicio de la onda Po en la CF, ya que la relación señal-ruido de la onda So es mayor que la de Po (característica típica en las señales sísmicas oceánicas Po / So).

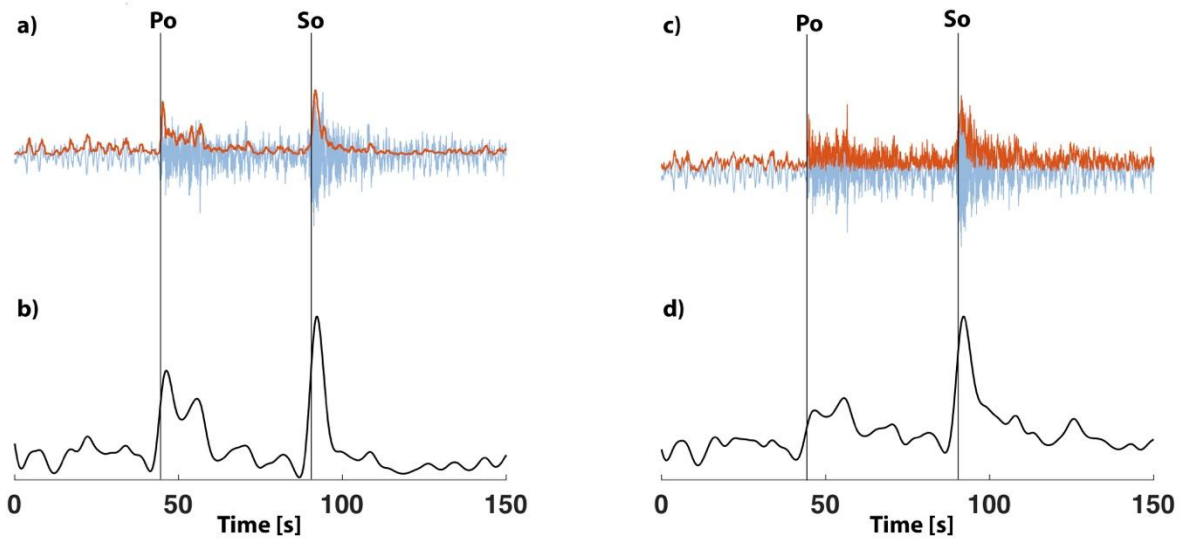


Fig. 2.14. Aplicación del método AM, componente vertical de un registro de OBS. a) Sismograma original (color azul) y función temporal STA / LTA (color rojo). b) CF, función temporal STA / LTA filtrada (paso bajo $f_c = 0.15$ Hz). c) sismograma (color azul) y envolvente del sismograma (color rojo). d) CF, envolvente filtrada (paso bajo $f_c = 0.15$ Hz). El sismograma se ha filtrado previamente con un filtro de paso alto de fase cero ($f_c = 0.5$ Hz) de orden 3. (Cabieces et al., 2020b)

2.3.5 Broad-Band Frequency-Wavenumber Beamforming (BB-FK)

Una vez que se construyen las CFs, el vector lentitud se puede calcular a partir de ellas mediante la formación del haz o Beamforming. El Beamforming es el proceso de desfase (en el dominio de tiempo o en frecuencia) entre cada señal del array (en nuestro caso de interés, CFs) y el cálculo de la potencia de su valor promedio, de acuerdo a un vector de lentitud de prueba. Para este propósito, implementamos un algoritmo de formación de haces en frecuencia (BB-FK) (Kvaerna y Ringdahl, 1986; Kvaerna y Doornbos, 1986) en el que la potencia del haz definido por $P(f, \mathbf{k})$ se evalúa por medio de la expresión

$$P(f, \mathbf{k}) = \sum_{f=f_0}^{fn} \left[\sum_{j=1}^N X_j(f) e^{i\mathbf{k}\mathbf{r}_j} \right]^2 \quad (2.25)$$

donde, $X_i(f)$ es la transformada de Fourier de una traza, N es el número de sensores en el array, \mathbf{r} es el vector de posición del sensor referido al origen de coordenadas del array (normalmente el

centro geométrico del array), \mathbf{k} el vector número de onda y f_o, f_n son la frecuencia inferior y superior respectivas, sobre la que se efectúa el análisis.

Para determinar el vector lentitud también se ha calculado los cambios en la función de semejanza (Neidell y Taner, 1971) dada por,

$$S(f, \mathbf{k}) = \frac{\sum_{f=f_o}^{f_n} \left[\sum_{j=1}^N X_j(f) e^{i\mathbf{k}r} \right]^2}{N \sum_{f=f_o}^{f_n} \sum_{j=1}^N \left[X_j(f) e^{i\mathbf{k}r} \right]^2} \quad (2.26)$$

donde, $S(f, \mathbf{k})$ se calcula para analizar la coherencia de las señales que se propagan a través del array.

Para encontrar el vector lentitud más probable, se utiliza una ventana de tiempo que abarque la señal de interés en todas las estaciones del array y se realiza su búsqueda en las celdas de un mapa de lentitud (con límites prefijados). El valor de lentitud que corresponde a la celda del mapa de lentitudes con máxima potencia y semejanza será el vector de lentitud con máxima probabilidad, dentro de la ventana de tiempo deslizante analizada. Luego, esta ventana de tiempo deslizante se mueve a lo largo de todo el período de búsqueda, repitiéndose el proceso de búsqueda en cada avance.

En la Fig. 2.15 muestra un ejemplo de la estimación del vector lentitud, utilizando las CFs obtenidas por medio de la metodología CWT de un terremoto regional y la técnica BB-FK. La Fig. 2.15a muestra la función $S(f, \mathbf{k})$ semejanza máxima (ec. 2.26) y la Fig 2.15b muestra la potencia máxima $P(f, \mathbf{k})$ (ec. 2.25), estimadas sobre ventanas de tiempo deslizantes de 24s en el rango de frecuencias [0.05-0.1] Hz, en una longitud total de ventana de 160s. La evolución temporal del *back-azimuth* que corresponde a la máxima semejanza, se muestra en la Fig. 2.15c y la evolución temporal del módulo de vector lentitud o *slowness* se muestra en la Fig. 2.15d. En la parte inferior de la Fig. 2.15, mostramos los mapas de lentitud que corresponden a las ventanas deslizantes con el valor máximo de $S(f, \mathbf{k})$ para la ondas oceánica Po y So.

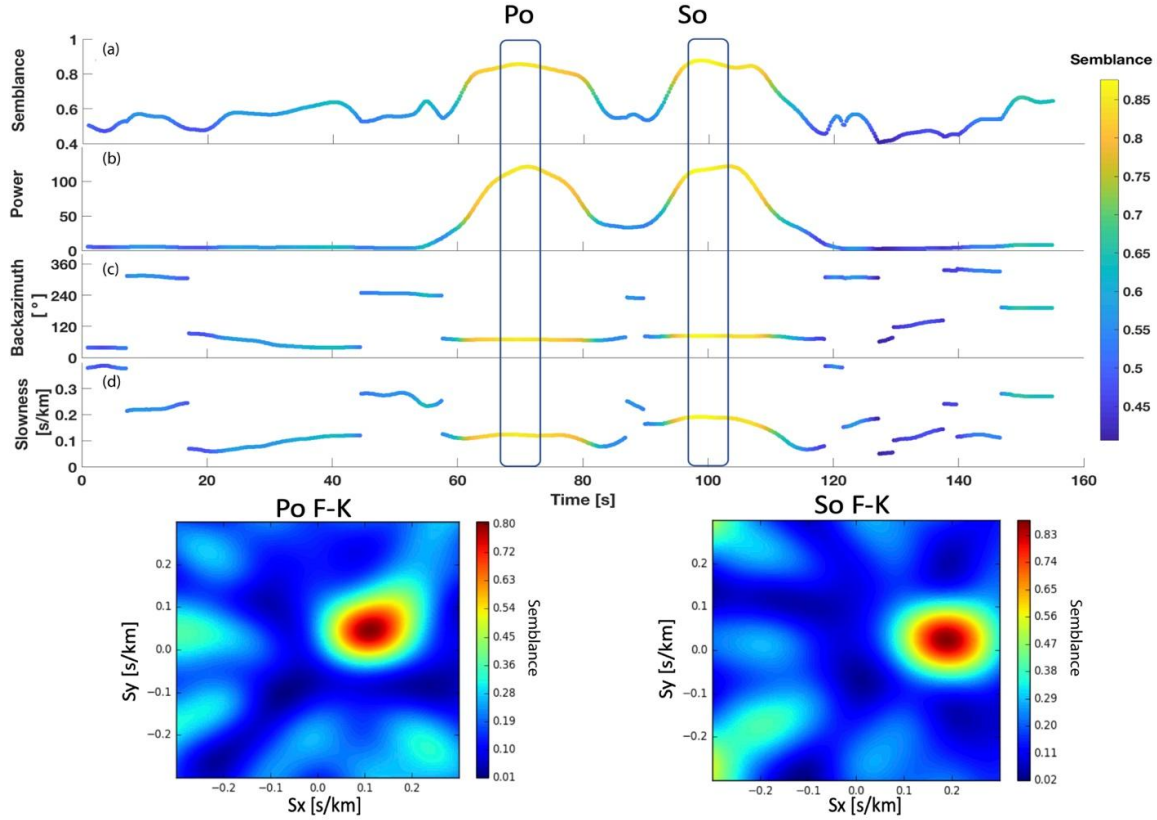


Fig. 2.15 Analisis BB-FK. Utilizando la metodología CWT, a) Semejanza $S(f,k)$. b) $P(f,k)$. c) y d), representación temporal del backazimuth y slowness de acuerdo con el máximo valor en $S(f,k)$. Paneles inferiores: izquierda, lentitud de la onda oceánica P_o , derecha, lentitud de la onda oceánica S_o (Cabieces et al., 2020b).

2.3.6. Estimación de las coordenadas epicentrales por medio de las CFs

Otra de las aplicaciones de las CFs es el cálculo del epicentro para los terremotos registrados por el array. Se obtiene a partir del acimut obtenido con el BB-FK (usando las CFs) y la distancia entre el punto de referencia del array y el epicentro estimado. La distancia se calcula por

$$D = \frac{\Delta t_{s-p} V_s V_p}{V_p - V_s} \quad (2.27)$$

donde Δt_{s-p} es la diferencia de los tiempos de llegada de las fases P and S. obtenidas mediante el stack de las CFs para el vector lentitud optimo, y V_p , V_s son los valores medios de las ondas P y S respectivamente, en la corteza y manto (hasta 50 km de profundidad).

Capítulo 3. Procesado y análisis de las observaciones

Las observaciones que se utilizan en esta tesis son sismogramas, es decir el movimiento del suelo $u(t)$ registrado por un sismómetro ya sea de estaciones instaladas en tierra o en mar (OBS). Como el instrumento modifica el movimiento del suelo, es necesario disponer de la respuesta instrumental $I(t)$ a fin de poder hacer la corrección por el instrumento. Para los OBS, y a diferencia de las estaciones en tierra, no solo es necesario conocer $I(t)$, también debe comprobarse la correcta orientación de sus componentes (en el proceso de fondeo el sensor puede sufrir una rotación y es necesario obtener la desviación de las componentes horizontales) y también es necesaria la corrección de la señal de tiempo, debido a su falta de sincronismo al no estar enlazados los OBS con la red GPS. Por último, es conveniente disponer de un estudio de ruido sísmico en el emplazamiento a fin de conocer la calidad de los registros y el tipo de filtros a utilizar. El procesado de los datos implica la deconvolución de los sismogramas, la sincronización del reloj interno de los OBSs y la orientación de sus componentes horizontales. En este capítulo se describen brevemente estas correcciones. Además, y como se ha expuesto en la sección 2.1, es necesario disponer de un modelo de Tierra para poder localizar un terremoto, se describen los modelos de Tierra 3D utilizados. Se finaliza el capítulo con un breve resumen del software utilizado para procesar los datos.

3.1. Observaciones

En septiembre del 2015, la Armada Española desplegó un array de 6 OBSs en la zona oriental del Horseshoe Abyssal Plain (Fig. 1.1 y Fig 3.2), y realizando su recogida en abril del 2016. Este despliegue fue liderado por el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) y se contó con la participación de la Universidad Complutense de Madrid (UCM) en el marco del Proyecto ALERTES-RIM (CGL2013–45724-C3-3-R). En esta tesis se ha utilizado por vez primera registros del pool de OBSs “FOMAR”, propiedad del ROA y la UCM. En la Fig. 3.1, se muestra la maniobra de fondeo de uno de los OBSs realizada por el buque “*Mar Caribe*” de la Armada Española.



Fig. 3.1. Despliegue de OBS desde la cubierta del remolcador de la Armada Española "Mar Caribe". Cortesía del Dr. Antonio Pazos.

La Fig. 3.2 muestra la posición de los OBSs (coordenadas en Tabla A1 del Anexo I) junto con las estaciones sísmicas en tierra, con registros utilizados en esta tesis. Desafortunadamente un OBS (OBS04, cuadrado color morado) no se pudo recuperar del fondo marino.

Las estaciones en tierra corresponden a las de la red Western Mediterranean (WM, DOI: 10.14470/JZ581150) la Red Digital Sísmica Nacional (ES, DOI: 10.7914/SN/ES) y de la red del Instituto Português do Mar e da Atmosfera (PM, DOI: 10.7914/SN/PM). Para estas redes se conoce en detalle la respuesta instrumental, pero no ocurre lo mismo con los registros procedentes de los OBSs. En consecuencia, el primer paso para poder procesar los *registros* ha sido obtener la respuesta instrumental de los OBSs de la red FOMAR.

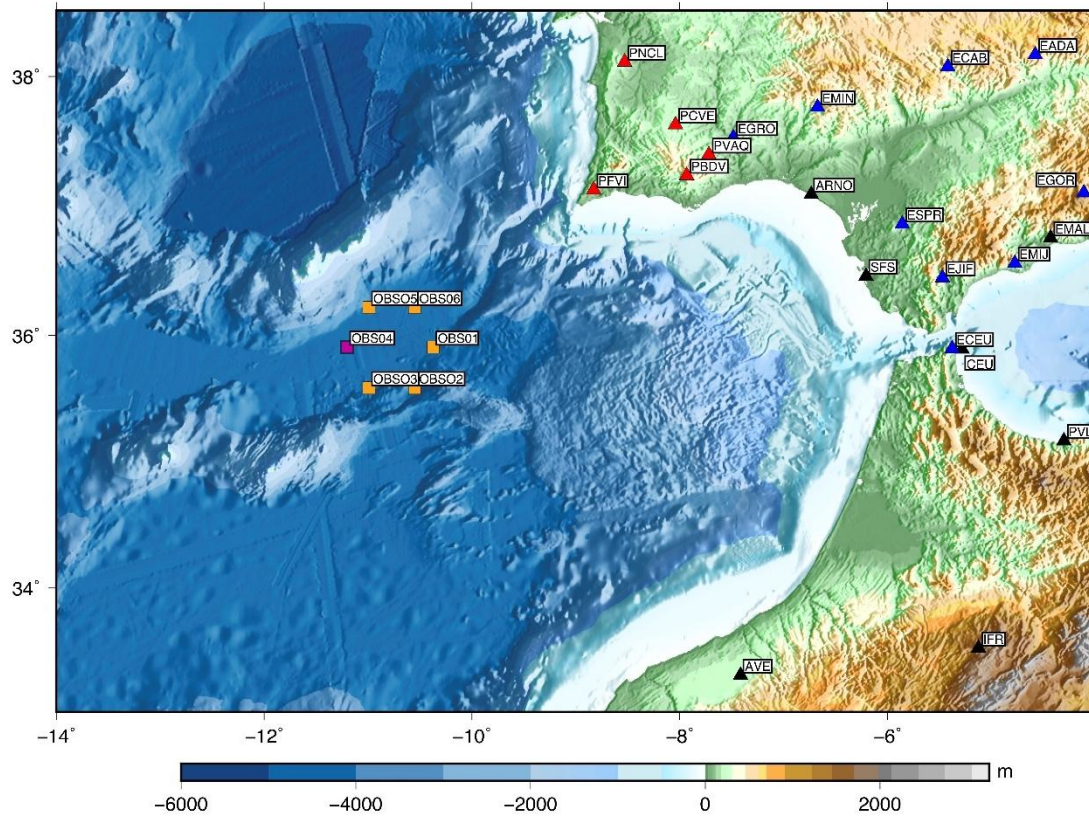


Fig. 3.2. Estaciones sísmicas en tierra (triángulos) y OBSs (cuadrados naranjas). Estaciones sísmicas red WM (triángulos negros), estaciones sísmicas ES (triángulos azules), PM (triángulos rojos), cuadrado morado OBS04 no recuperado.

3.2 Ocean Bottom Seismometer (OBS)

Los sismómetros de fondo marino están compuestos por cuatro bloques principales: I) Los propios instrumentos (sismómetro e hidrófono), encargados del registro de las señales; II) el ancla que proporciona el peso suficiente para que se hunda el conjunto completo del OBS; III) el sistema de liberación y flotabilidad, compuesto por un receptor de señales acústicas que libera al OBS del ancla al recibir la correspondiente señal de liberación; IV) los elementos de localización (bandera, flashes, y cualquier otro elemento que permita su localización al llegar a la superficie tras ser liberado). El instrumento es un sismómetro que se compone de la fuente de alimentación (baterías de Litio o Alcalinas no recargables), los sensores (en los OBS utilizados es esta tesis, sismómetros de banda ancha CMG-40T y Trillium-Compact), un reloj interno, un digitalizador y un sistema de

almacenamiento de datos. En esta sección se profundizará en las características del sismómetro y su respuesta instrumental.

La Fig. 3.3 muestra la disposición de los instrumentos que dispone un OBS tipo KUM-Lobster-6000 (https://kum-kiel.de/fileadmin/pdf/de/Datenblatt_Lobster.pdf), que es el utilizado en esta tesis y su versión para altas profundidades, KUM-Lobster-ultra-deep.

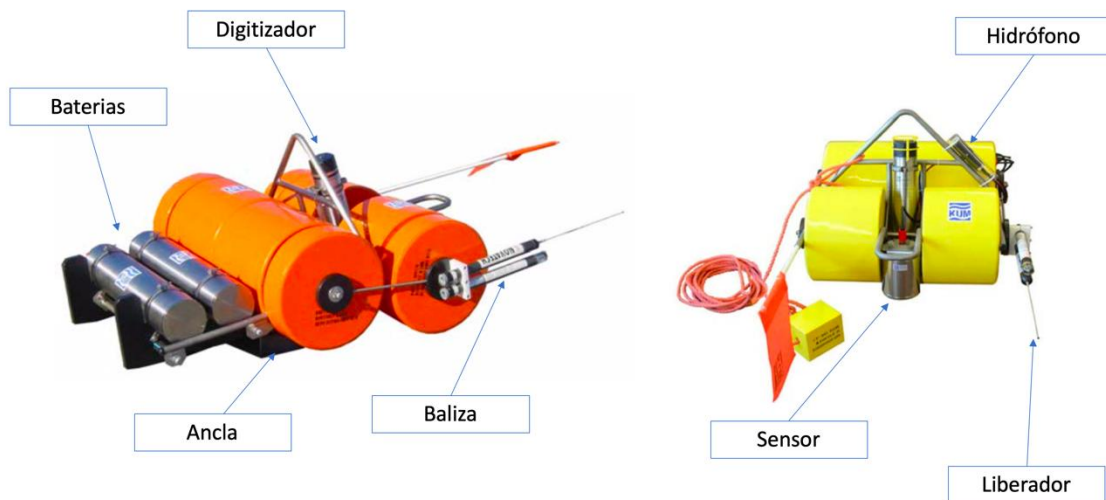


Fig. 3.3. Disposición de los elementos del OBS. Izquierda Lobster-6000, derecha LOBSTER-ultra-deep.

El array dispone de dos tipos de instrumentos diferentes: los OBS 01, 02 y 03 fueron equipados con sismómetros de banda ancha de tres componentes modelo Güralp CMG-40T, 60 s - 50 Hz y los OBS 04, 05 y 06 también con sismómetros de banda ancha de tres componentes, pero con el modelo Nanometrics Trillium Compact 120 s - 100 Hz. Además, todos los OBSs fueron equipados con hidrófonos del mismo modelo High-Tech-Inc HTI-04-PCA/ULF, 100 s - 8 kHz. La frecuencia de muestreo establecida para todos los sensores de los OBSs fue de 50 muestras/s.

El formato utilizado para guardar los datos sísmicos fue el miniSEED (<http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/data/formats/miniseed/>), que contiene la forma de onda registrada por los OBS junto con la traza temporal y una cabecera. La cabecera define el fichero y da

información sobre el volumen de los datos, características de los canales de la estación y sobre los datos temporales que preceden justamente a la serie temporal.

3.3 Determinación de la respuesta instrumental

La respuesta instrumental, es la relación matemática que describe el proceso de adquisición de datos en unidades físicas, en nuestro caso la velocidad de desplazamiento del suelo y el proceso de digitalización de estos datos. La Fig 3.4 muestra un diagrama de flujo de la secuencia completa de la adquisición de datos sísmicos, desde la generación de la señal en la fuente sísmica hasta la actuación del sistema para generar la señal digitalizada.

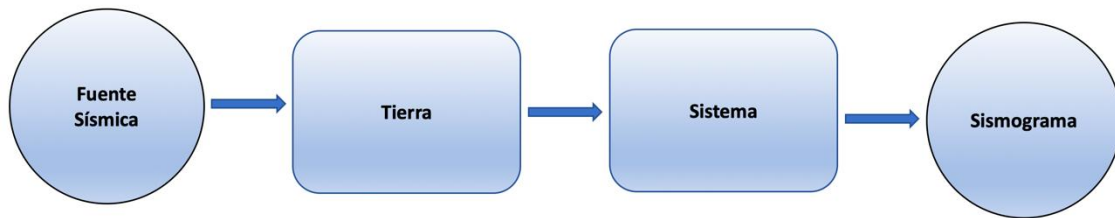


Fig. 3.4. Diagrama de flujo que esquematiza el proceso de adquisición de la señal sísmica desde que se produce en la fuente hasta que se digitaliza en el sensor.

Matemáticamente este diagrama de flujo puede expresarse como la ecuación fundamental (Udias *et al.*, 2013) que relaciona el movimiento del suelo y la señal registrada en el sismómetro como,

$$s(t) = u(t) * f(t) * I(t) \quad (3.1)$$

donde $s(t)$ es el sismograma, $u(t)$ representa la fuente sísmica, $f(t)$ la propagación en el medio (en nuestro caso la Tierra / agua del Océano) e $I(t)$ es la respuesta instrumental. El símbolo *

denota la operación matemática de la convolución. La ec. 3.1 se puede transformar al dominio de la frecuencia, por medio del teorema de la convolución (Oppenheim y Schaffer, 2010) como,

$$S(w) = U(w) \cdot F(w) \cdot I(w) \quad (3.2)$$

De forma común, en instrumentación sísmica, se caracteriza a un sismómetro mediante su función de transferencia. La función de transferencia en el dominio de la frecuencia, se define como el cociente entre la transformada de Laplace de la salida (función de respuesta) y la transformada de Laplace de la entrada (función de excitación) bajo la suposición de que todas las condiciones iniciales son cero y que el sismómetro es un sistema lineal e invariante en el tiempo (Ogata, 1997; Dorf y Bishop, 2011) expresándose como,

$$\text{Función de Transferencia} = G(s) = \frac{\mathcal{L}[\text{salida}]}{\mathcal{L}[\text{entrada}]} = \frac{S(s)}{F(s)I(s)} \quad (3.3)$$

donde $s = \sigma + 2\pi f j$, siendo f la frecuencia.

El sismómetro mantiene una relación determinada entre la tensión de salida $C(s)$, la entrada de referencia $V(s)$ (movimiento del suelo), el sensor del sistema $G(s)$ y su convertidor Analógico-Digital (Havskov y Alguacil, 2004; Trnkoczy *et al.*, 2009). Este conjunto de relaciones se representa en el diagrama de bloques (Fig. 3.5), el cual ilustra de forma gráfica las funciones que lleva a cabo cada componente y su flujo de señales.

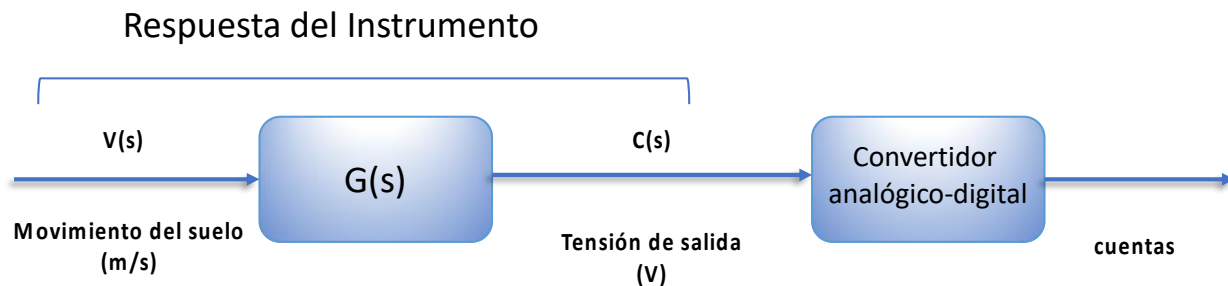


Fig. 3.5. Diagrama de bloques del sensor y el digitalizador

Como ya se ha indicado al principio del capítulo, el primer paso antes de procesar las observaciones ha sido obtener la función de transferencia del OBS, ya que no se dispone de estos valores. A continuación, se detallará la respuesta del sismómetro (Fig. 3.5) que incorpora el OBS, que se expresa de forma general (Scherbaum, 2001) como producto de la ganancia (G), el factor de normalización (C) y el cociente entre los ceros y los polos analógicos (v.g., en función de la variable de Laplace, s). De este modo la respuesta del sismómetro se expresa como,

$$F(s) = G \cdot C \cdot \frac{\prod_n (s - z_n)}{\prod_j (s - p_j)}, \quad (3.4)$$

donde z_n son los ceros de la salida del sistema y p_j son los polos de la entrada del sistema. Como ejemplo se muestra la Tabla 3.1 que corresponde a uno de los dos tipos de instrumentos utilizados (sensor Trillium Compact y digitalizador MCS-GmbH).

Tabla 3.1. Características de la Función de Transferencia OBS05 y OBS06. Correspondientes al sensor Trillium Compact

| Variable | Parámetro | Valor Nominal | Unidades |
|----------|-----------------------------|---|--------------------------------|
| z_n | Ceros | 0 0 | rad/s |
| p_j | Polos | -5.02655e+02 -1.00530e+02 -1.13100e+03 -3.70600e-02 ± 3.70600e-02j | rad/s |
| k | Factor de Normalización | 5.7151e+08 | $\left(\frac{rad}{s}\right)^3$ |
| f_o | Frecuencia de Normalización | 1 | Hz |
| G | Ganancia | 748 | V·s/m |

La respuesta del instrumento (ec. 3.4) es una función compleja, por tanto, se puede dividir en su espectro de amplitud y fase para diferentes frecuencias ($\omega = 2\pi f$). En la Fig. 3.6 se muestra la respuesta instrumental de los dos tipos de sensores utilizados CMG-40T (OBS01, OBS02 y OBS03) y Trillium Compact (OBS05, OBS06) panel inferior y superior respectivamente. Se puede observar como la frecuencia esquina ($Fc-1 = 0.008$ Hz, sensor Trillium Compact y $Fc-2 = 0.016$ sensor, CMG-40T) de ambos sensores determina la sensibilidad del instrumento en las bajas frecuencias (periodos altos). Esta frecuencia esquina es estimada en el punto en el que la parte plana de la respuesta instrumental cae por debajo de 3 dB.

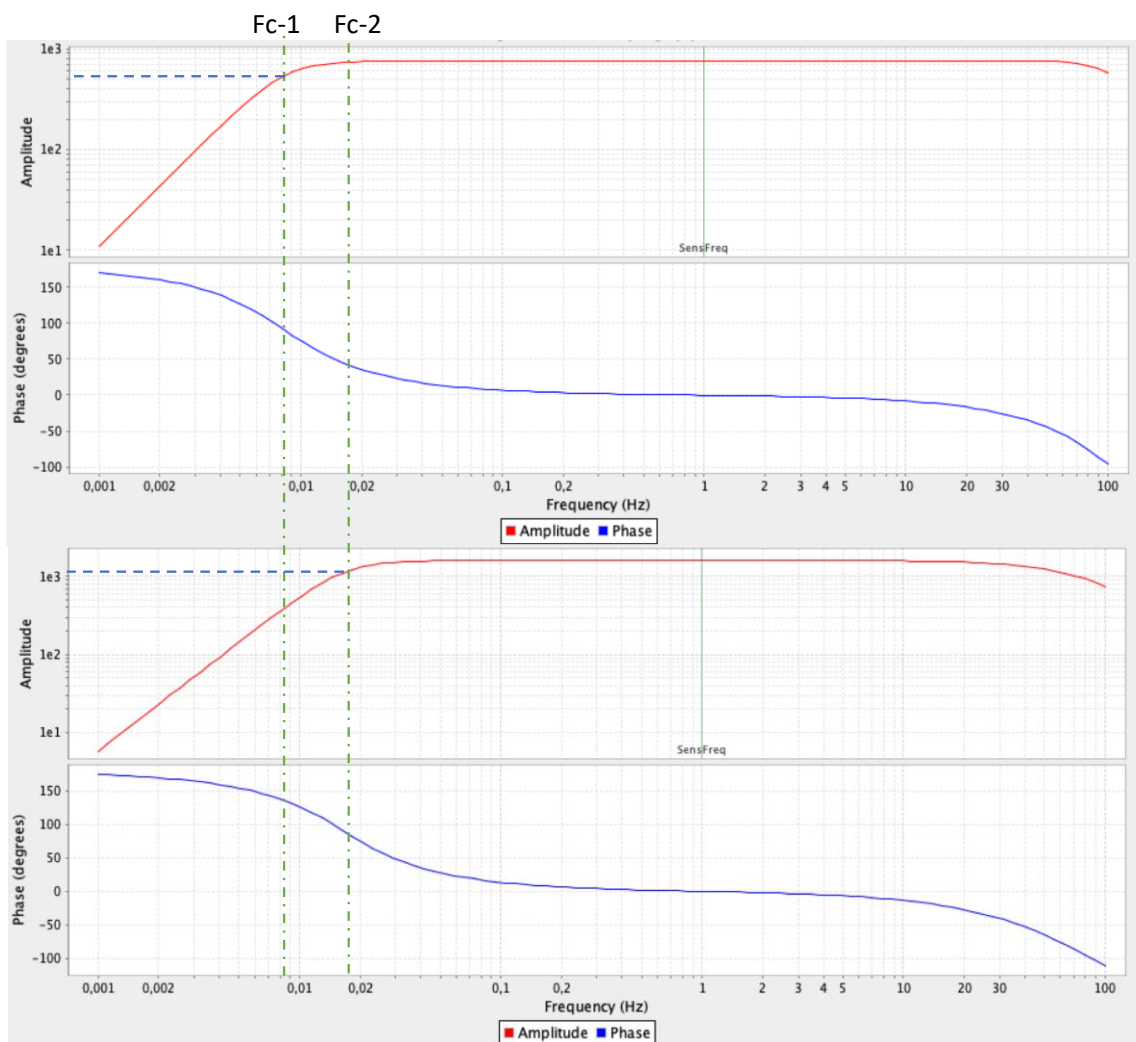


Fig. 3.6. Respuesta Instrumental del sismómetro del OBS. Panel superior, amplitud y fase del sensor Trillium Compact. Panel inferior, amplitud y fase del sensor CMG-40T. Fc-1: frecuencia esquina del sensor Trillium Compact sensor, Fc-2: frecuencia esquina del sensor CMG-40T.

La forma de la caída de la respuesta instrumental en las bajas frecuencias es de suma importancia, pues determinara la utilidad del sensor en muchas observaciones de señales sísmicas (v.g., telesismos, ruido ambiente).

Una vez conocida la respuesta del instrumento se puede obtener el desplazamiento del suelo. Para la deconvolución instrumental del sismograma se ha utilizado el software ObsPy (Beyreuther *et al.*, 2010; Krischer *et al.*, 2015). En la Fig. 3.7 se muestra un ejemplo para una longitud de registro de 300 s de la componente vertical del OBS01, en el que se obtiene el movimiento del suelo en velocidad (m/s).

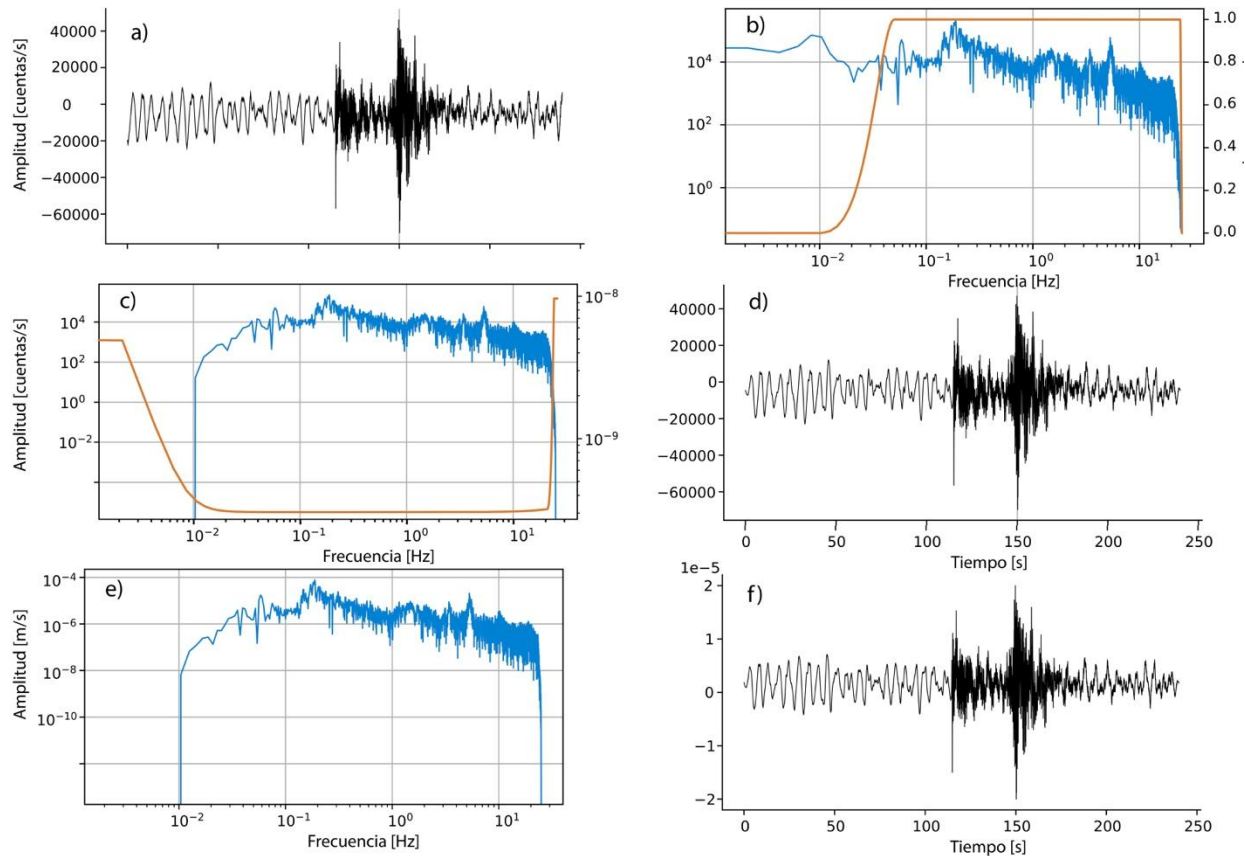


Fig. 3.7 Proceso de supresión de respuesta instrumental de un sismograma. a) Sismograma, b) espectro de amplitud del sismograma (línea azul) y espectro de amplitud del filtro (línea naranja), c) espectro de amplitud del sismograma filtrado e inversa del espectro de amplitud de la respuesta del instrumento, d) sismograma filtrado, e) espectro de amplitud del sismograma en velocidad (línea azul), f) sismograma en velocidad.

En el primer paso, (Fig. 3.7a y b) el sismograma se filtra con un paso banda de frecuencias esquina [0.01, 0.05, 24, 25] Hz (Fig. 3.7b, línea naranja). La Fig. 3.7c muestra el espectro de amplitud del sismograma filtrado (línea azul) junto con la inversa de la respuesta del instrumento (línea naranja), a la que se le ha aplicado un nivel umbral o *water level* de -30 dB que estabiliza el proceso posterior de división espectral. La Fig. 3.7d muestra el sismograma filtrado en el dominio del tiempo. Una vez el sismograma está filtrado, se procede a suprimir la respuesta instrumental, para obtener el desplazamiento del suelo en velocidad. Este último paso se lleva a cabo, multiplicando en el dominio de la frecuencia la inversa de la respuesta del instrumento por el espectro de amplitud del sismograma filtrado. El resultado se muestra en la Fig. 3.7e y f con el correspondiente espectro de amplitud y sismograma en velocidad.

3.4 Detección y selección de eventos sísmicos

Los registros de los OBSs junto con los datos de estaciones en tierra fueron analizados para evaluar los terremotos locales y regionales (distancia epicentral al centro del array de OBSs < 700 km), registrados en la campaña. La detección preliminar se realizó utilizando SeisComp3 (www.seiscomp3.org), imponiendo como criterio de selección que los terremotos se detectaran en un mínimo de 6 estaciones (OBS o estaciones en tierra) con una relación señal / ruido mayor a 4. Para esta detección automática se utilizó el algoritmo de detección STA/LTA (Allen, 1982; Trnkoczy, 1999) y a todos los sismogramas se les aplicó un filtro paso alto ($f_c = 0.5$ Hz) para reducir perturbaciones de ruido ambiente marino de baja frecuencia en la señal. El STA se configuró en 1 s, mientras que el LTA se configuró en 40 s. Se registraron un total de 52 terremotos. Para esta tesis, se ha seleccionado un subconjunto de 38 terremotos, todos según el criterio de que los terremotos fueran detectados por todos los OBSs y al menos una estación en tierra. A estos registros se les aplicaron las correcciones que se describen a continuación.

3.5 Corrección de la señal de tiempo de los OBSs

La sincronización del reloj es fundamental para corregir la posible deriva del reloj del OBS (Sens-Schönfelder, 2008). Esta corrección que hace años se utilizaba para las estaciones en tierra, hoy ya no es necesaria puesto que se dispone de la señal GPS, por lo que estas estaciones no presentan este problema. Normalmente, a los datos de los OBSs se aplica una corrección por deriva lineal calculada a partir del error del reloj interno del OBS tras su recuperación. Sin embargo, ya se ha demostrado que hay una componente no lineal significativa, especialmente relevante al comienzo del despliegue y durante las operaciones de recuperación (Gardner y Collins, 2012). Por lo tanto, antes de utilizar las observaciones procedentes de los OBS es crucial que los relojes del instrumento se sincronicen. Para esta corrección, se ha aplicado el Análisis de Simetría de Tiempo (TSA) (Gouédard *et al.*, 2014). Este método se basa en las mediciones de retardo de tiempo de recorrido de las ondas de Rayleigh reconstruidas a partir del ruido ambiente sísmico (Campillo *et al.*, 2011; Le *et al.*, 2018).

Se ha seguido la metodología propuesta por Bensen *et al.*, (2007) , para obtener las “Noise Cross Correlation Green Functions” (NCCGF) diarias y una NCCGF de referencia para la sincronización de los OBSs. El esquema del procesamiento seguido se describe a continuación.

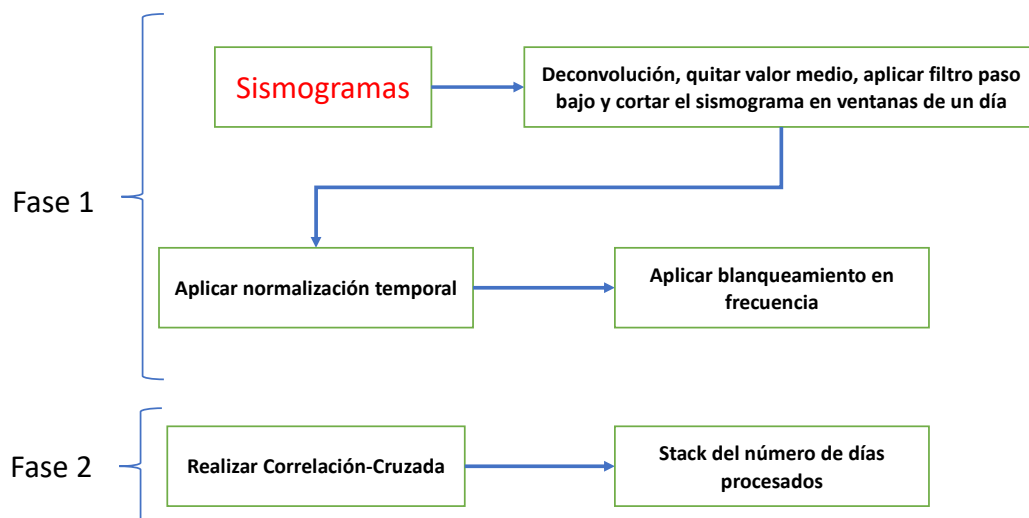


Fig.3.8. Esquema seguido para obtener las NCCGFs.

En la Fase 1 (Fig. 3.8), se analizan los sismogramas diarios para garantizar que no haya fallos ni lagunas en los datos. No es imprescindible, pero para reducir tiempo de cálculo, los registros se deciman hasta 5 (muestras/s). Además, se deconvolucionan para obtener velocidad del suelo utilizando la metodología del apartado anterior.

En la Fase 2, se realiza una normalización de tiempo, que es el paso más importante pues permite suprimir el efecto de los terremotos y de fuentes de ruido no estacionarias en el proceso de construcción de las NCCGFs. Para llevar a cabo el proceso de normalización temporal se ha hallado una función de pesos,

$$\hat{\omega}_n = \sum_{j=n-N}^{n+N} |\hat{d}_j| \quad (3.5)$$

donde \hat{d}_j es el sismograma filtrado en el rango de frecuencias de los terremotos [0.1-10] Hz y $\hat{\omega}_n$ es la función de peso para cada muestra del sismograma original. La señal normalizada en tiempo vendrá dada por la expresión,

$$\tilde{d}_n = \frac{d_n}{\hat{\omega}_n} \quad (3.6)$$

donde d_n es el seismograma original.

Una vez que la señal está normalizada en tiempo, únicamente faltaría equilibrar el contenido energético en el espectro del sismograma, s_n , de las fuentes de ruido más persistentes mediante un procedimiento de blanqueamiento espectral o *spectral whitening*,

$$\hat{s}_n = \frac{s_n}{\frac{1}{2N+1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |s_j|} \quad (3.7)$$

donde \hat{s}_n es el espectro blanqueado y N es el número de puntos del espectro de amplitud, s_n .

El siguiente paso es calcular todas las posibles correlaciones cruzadas diarias NCCGFs de los sismogramas pre-procesados para cada par de estaciones (estación en tierra con tiempo GPS-OBS) y hallar su promedio por un método stack concreto. Comúnmente, la técnica preferible para lograr las NCCGFs diarias es un stack lineal, sin embargo, en esta tesis, se ha utilizado el stack ponderado en fase de escala-tiempo (ts-PWS) (Ventosa *et al.*, 2017) , ya que permite mejorar la calidad y la relación señal / ruido (SNR) de las NCCGF. La Fig. 3.9 muestra un ejemplo del stack de NCCGFs diarias en tramos de 10 días hasta alcanzar los 120 días de stack.

Se observa como la relación SNR de las NCCGFs acumuladas en el stack, van mejorando con la suma de días, hasta obtener una NCCGFs fiable a partir del stack de aproximadamente 80 días, que es el punto a partir el cual la relación SNR se mantiene constante.

La corrección del desfase diario del reloj del OBSs se consigue a partir de la diferencia de tiempo entre la NCCGF de referencia y una NCCGF diaria. En la Fig. 3.10 se muestra un ejemplo de la corrección de reloj absoluta entre el par de estaciones OBS01 y la estación en tierra PVAQ. La línea roja representa la NCCGF de referencia reconstruida mediante el stack de todas las NCCGFs diarias, la línea azul es un ejemplo de NCCGF diaria. Las zonas sombreadas corresponden a las ventanas temporales en las que se observa la onda Rayleigh y δ_{stat} , es la corrección estática, es decir el tiempo de desfase para que la parte causal y acausal de la NCCGF de referencia sea simétrica con respecto al origen.

Es importante precisar que es necesario filtrar la NCCGFs antes de proceder a correlacionar los sismogramas. En este caso el NCCF diario y la referencia se han filtrado con un paso banda de 5-10 s, que son el rango de frecuencias en los que se espera el pico microsísmico (Stehly *et al.*, 2007).

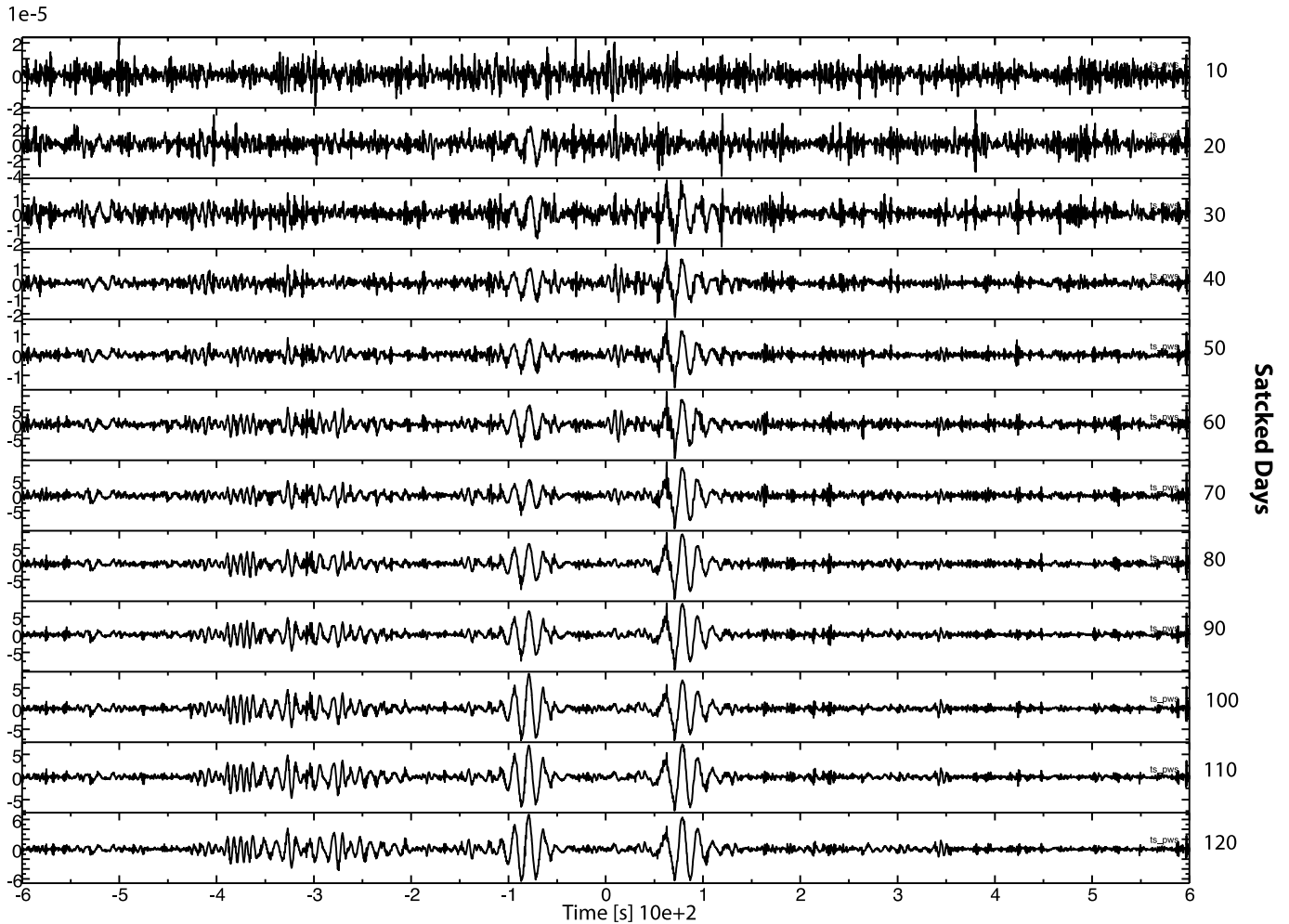


Fig. 3.9. Stack de las NCCGFs en paquetes de 10 días, entre componentes verticales del OBS01 y la estación en tierra PFVI

Utilizando esta metodología se ha llevado a cabo la sincronización del reloj de los OBSs que tuviesen una deriva mayor a la frecuencia de muestreo (OBS01, OBS02 y OBS05). Se ha calculado las NCCGFs entre cada uno de los OBSs y una selección de estaciones de la red PM (Fig. 3.2 triángulos rojos), por ser las estaciones en tierra más cercanas a los OBSs. Para la obtención de las NCCGFs se han utilizado seis meses de registros OBSs – PMstations y para mejorar la robustez de los resultados obtenidos en la corrección del reloj, se ha sincronizado cada OBS con todas PMstations de forma simultánea, generando por cada OBS una NCCGFs de referencia con cada una de las PMstations. Finalmente, invirtiendo las diferencias de tiempo de

todas las NCCGFs de referencia con sus respectivas NCCGFs diarias, se obtienen las curvas de sincronización del reloj.

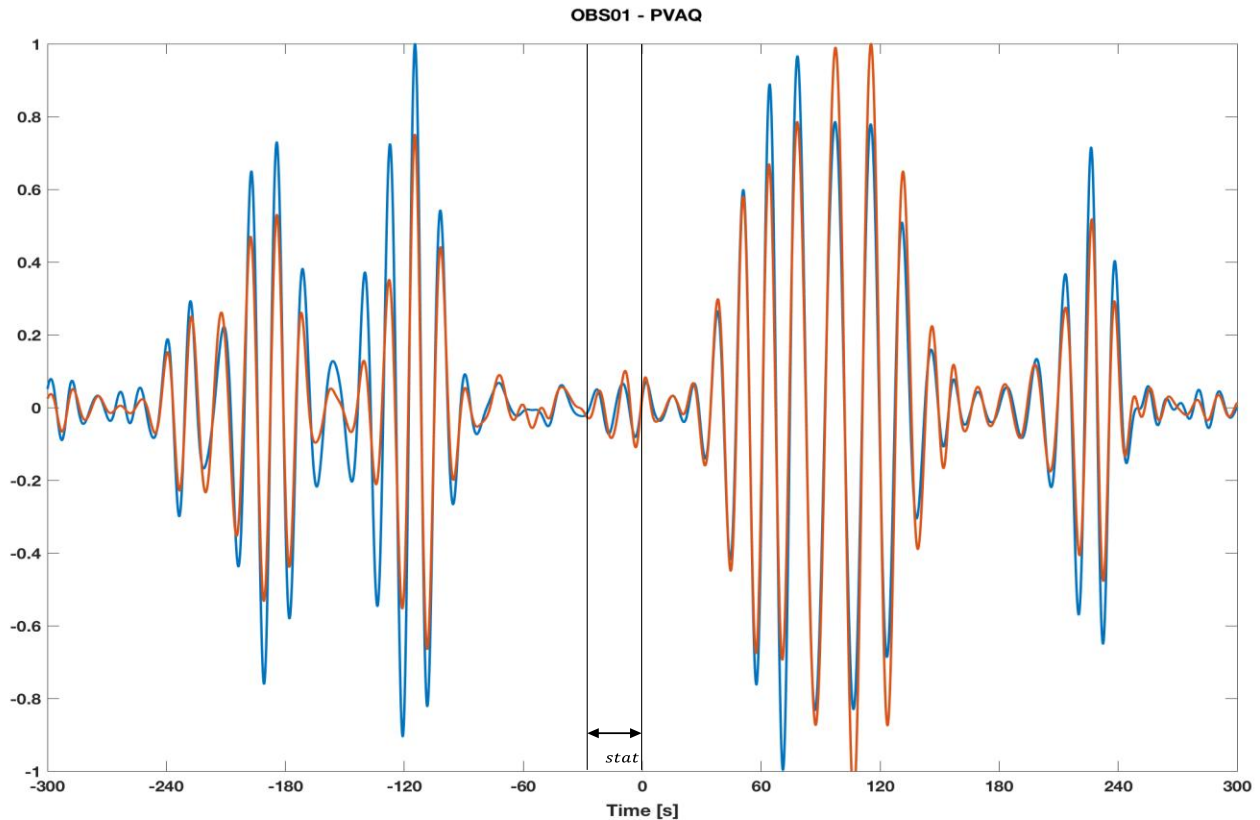


Fig. 3.10. Ejemplo de corrección inicial aplicada para la corrección de reloj absoluta en el OBS01 utilizando como referencia la estación PVAQ. (Cabieces et al., 2020b)

El resultado de la inversión es ajustado por un polinomio que servirá para corregir la traza temporal de los sismogramas diarios. Este polinomio ha sido determinado de forma empírica con las siguientes restricciones: el punto inicial pase por 0, que sea aproximadamente lineal entre los valores diarios obtenidos de la inversión, que sea del menor orden posible y que pase por el punto de deriva final.

En la Fig. 3.11a se muestra el resultado de la inversión para el OBS02, con los valores de la inversión (puntos negros), el polinomio de ajuste (línea azul) y los límites de confianza al 90% (líneas discontinuas rojas). Se observa como los residuos del polinomio de ajuste (Fig. 3.11b, barras azules) se reducen con el tiempo. Esto es debido a que el stack de correlaciones diarias en

la parte inicial es menos estable, pero conforme el stack acumula más correlaciones, este se aproxima mejor a la NCCGFs de referencia (Fig 3.9), lo que favorece la obtención de los tiempos de desfase de una forma más robusta. Los resultados de la sincronización (polinomio de ajuste, deriva final, RMS y R^2) de los tres OBSs se muestran en la Tabla 3.2 y en el Anexo II todas las curvas de sincronización. Los valores de deriva oscilan entre 0.219s (OBS02) y 1.235s (OBS01). El OBS2 es el que tiene el mejor ajuste (menor RMS = 0.0265 y el mayor $R^2 = 0.985$), para el OBS01 fue necesario obtener un polinomio de orden 4 para conseguir un ajuste relativamente fiable y finalmente el OBS05 no tiene un ajuste tan bueno como el del OBS01, pero basta una función exponencial para realizar el ajuste

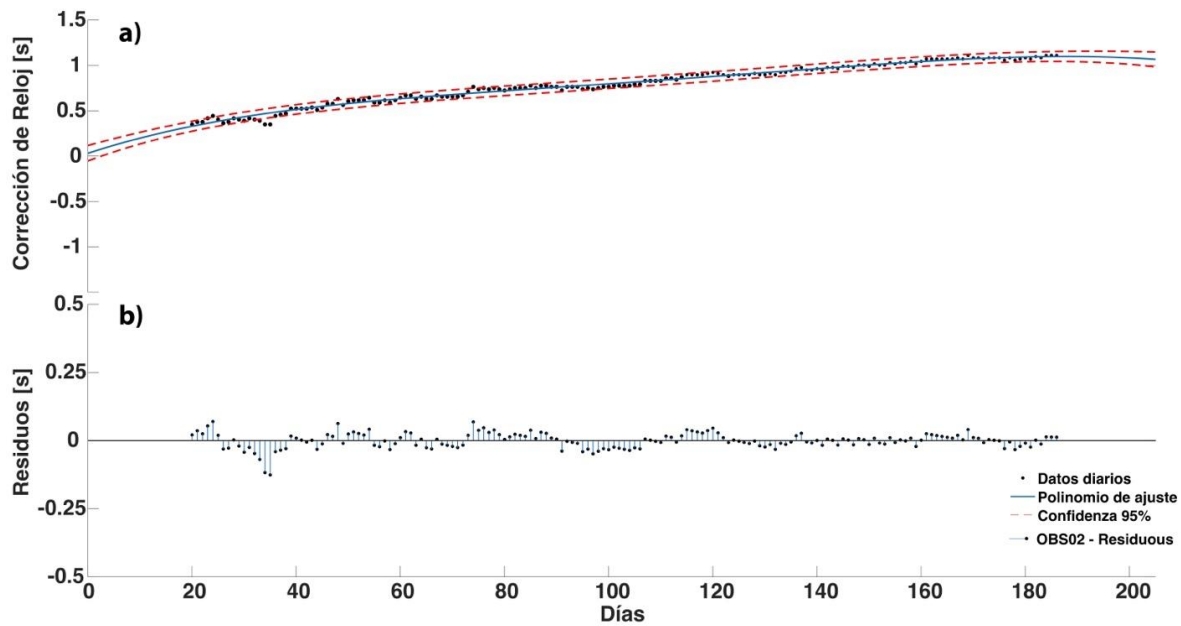


Fig. 3.11. Sincronización del reloj del OBS02. a), Ajuste polinómico de los resultados diarios de la inversión. b), Residuo entre el ajuste polinómico y los puntos diarios de la inversión.

Tabla 3.2. Sincronización de los relojes internos de los OBSs.

| | <i>Polinomio de ajuste</i> | <i>Deriva (s)</i> | <i>RMS(s)</i> | <i>R²</i> |
|--------------|---|-------------------|---------------|----------------------|
| OBS01 | $-0.016x^4 + 0.011x^3 + 0.015x^2 + 0.191x + 0.81$ | 0.219 | 0.041 | 0.730 |
| OBS02 | $-0.055x^2 + 0.186x + 0.540$ | 1.235 | 0.026 | 0.985 |
| OBS05 | $0.0209x^{0.693}$ | 1.108 | 0.072 | 0.868 |

3.6 Corrección de la orientación de las componentes horizontales de los OBSs.

La mayoría de los trabajos sísmicos que utilizan las componentes horizontales del sismómetro dependen de la orientación precisa del instrumento. Con la excepción de las estaciones terrestres enterradas en *boreholes*, las estaciones terrestres se orientan fácilmente hacia el norte geográfico en una fracción de grado utilizando un giroscopio (Ekström y Busby, 2008; Ringler *et al.*, 2013). Para la orientación de los OBS es posible mediante el uso de fuentes activas realizadas con disparos de cañones de aire comprimido a altas presiones. Sin embargo, este es un procedimiento costoso y no siempre está disponible. Las metodologías basadas en las técnicas pasivas permiten una orientación precisa y de menor coste. Usualmente, se utiliza el movimiento de la partícula de la onda P para comprobar y corregir la orientación de las componentes horizontales. Otros estudios analizan la onda de Rayleigh recuperada de las NCCGFs (Zha *et al.*, 2013). En esta tesis se utiliza la técnica desarrollada por Stachnik *et al.*, (2012) que se basa en el análisis de la elipticidad de las ondas Rayleigh (LR), procedentes de telesismos superficiales (profundidad < 100 km). Este análisis se realiza por medio de la correlación cruzada normalizada C_{zr} , entre la transformada Hilbert de la componente vertical (X_z^H) y la componente radial (X_r) en la ventana de tiempo en que se encuentra la LR. Se define la correlación cruzada normalizada como,

$$C_{zr} = \frac{S_{zr}}{\sqrt{S_{zz}S_{rr}}} \quad (3.8)$$

donde la función de correlación cruzada se define como:

$$S_{zr} = \sum_{\tau=1}^N X_z^H(\tau)X_r(\tau) \quad (3.9)$$

siendo S_{zz}, S_{rr} las correspondientes autocorrelaciones de la componente vertical y la radial y N el número de muestras dentro de la longitud de ventana de la LR.

En la Fig. 3.12 se muestra un esquema de cómo se corrige la orientación de las componentes horizontales de un OBS. En un plano horizontal se muestran los ejes geográficos (N-S y E-W), siendo X e Y los ejes del OBS orientados en el fondo marino (X-Y), en los que en un caso ideal X e Y coincidirían con las direcciones geográficas E y N. El eje R define la dirección radial entre el OBS y el epicentro del terremoto, generalmente un telesismo, que se va a utilizar para efectuar la corrección, siendo T la dirección transversal, perpendicular a R.

El método consiste en ir, rotando las componentes (X-Y) hasta alcanzar la máxima correlación con las ondas Rayleigh para el telesismo seleccionado. En la Fig. 3.12 **a** es la corrección de las componentes horizontales, **b** el acimut y **c**, ángulo con máxima correlación y alineado con las componentes Radial (R) y Transversal (T).

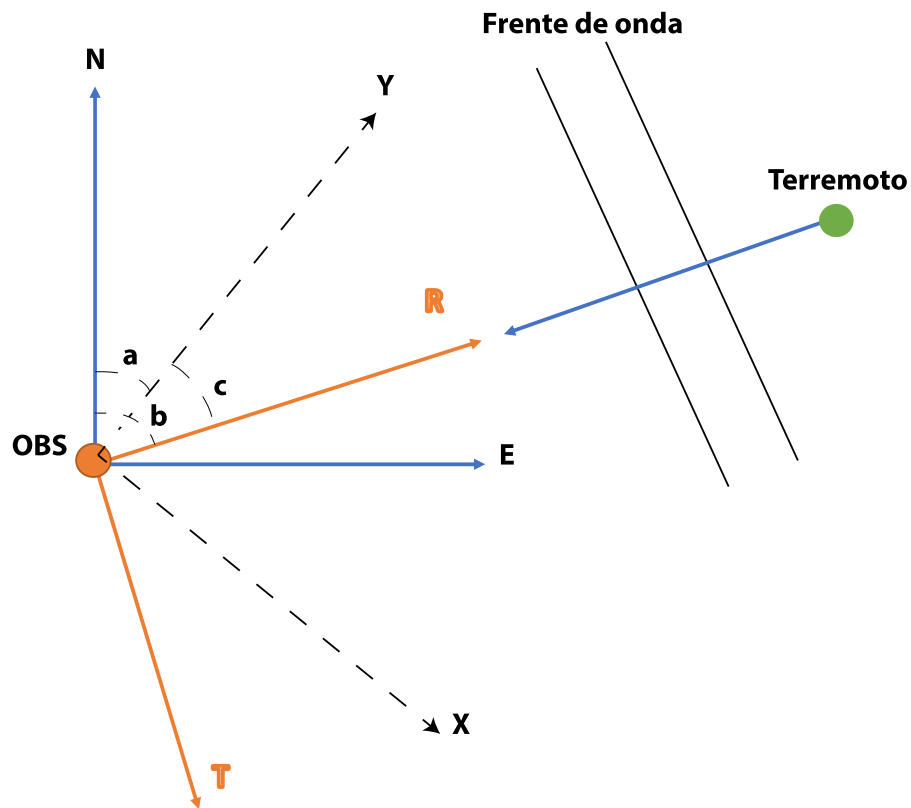


Fig. 3.12. Orientación componentes horizontales de un OBS.

Para efectuar esta corrección para la orientación de las componentes horizontales de los OBSs se han utilizado 32 terremotos (coordenadas en Anexo III) de magnitud $M_w > 6.5$ y profundidad < 100 km en el periodo de despliegue de los OBSs.

El procedimiento utilizado es el siguiente: Se toma una ventana de tiempo que contenga la parte de sismograma con las ondas Rayleigh en la componente vertical y en la horizontal. El comienzo de esta ventana se estima suponiendo la llegada de la onda Rayleigh a una velocidad de 4 km/s y tomando como longitud de la ventana temporal 600s. Una vez seleccionada la ventana temporal de análisis, se desfasa 90° la componente vertical y se rota un ángulo de prueba las componentes horizontales. Posteriormente, las componentes vertical y horizontal se filtran con un filtro paso banda Butterworth entre [0.02-0.04] Hz, para poder aislar el máximo contenido de energía de la LR y por último se correlacionan la componente vertical desfasada con la componente horizontal. Adicionalmente, se ha hecho un cálculo estadístico para obtener la orientación estimada final, donde los resultados de las correlaciones menores a 0.6 se han desechado y, en un segundo paso, los valores con correlaciones mayores a una desviación estándar también se han desechado. Una vez filtradas las correlaciones, se calcula su media para obtener la orientación (Fig. 3.12, ángulo **a**).

La Fig. 3.13 muestra un ejemplo del procesamiento de orientación usando como terremoto de muestra, el de Chile de 2015-09-16 (Mw 8.3). Primero se filtran los sismogramas de las tres componentes con un paso banda Butterworth [0.02-0.04] Hz y se selecciona una ventana temporal que contenga la onda Rayleigh (Fig. 3.13a, b y c). Segundo se calcula la transformada Hilbert de la componente vertical (Z_t) (Fig. 3.13d, línea roja) y se rota la componente horizontal hasta la radial **R** (Fig. 3.13d, línea azul). Por último, se calcula la correlación cruzada entre Z_t y **R**. Aplicando este procedimiento a los terremotos seleccionados y realizando el cálculo estadístico anteriormente explicado, se obtiene una estimación de la orientación de las componentes horizontales del OBS (Fig 3.13e, flecha roja).

Los resultados de la corrección de la orientación de los OBSs se muestran en la Tabla 3.3. Orientación (ángulo **a** (Fig. 3.12)), desviación estándar, varianza y el número de terremotos utilizados por cada OBS. Se observa que excepto para el OBS06 (Desviación estándar 10° y varianza de 104°) todas las orientaciones se han conseguido realizar con desviaciones menores a $\approx 6^\circ$ y también con una varianza inferior a 38°. Aunque los errores en la orientación del OBS06 son relativamente altos en comparación con el resto de OBSs, sigue siendo un resultado aceptable para el propósito de esta tesis (rotar las componentes N-S a R-T para mejorar la detección de la onda S).

Tabla 3.3. Resultados de la orientación de las componentes horizontales de los OBSs.

| | <i>Orientación</i> | <i>Desviación estandar</i> | <i>Varianza</i> | <i>Número de terremotos</i> |
|--------------|--------------------|----------------------------|-----------------|-----------------------------|
| <i>OBS01</i> | 14° | 5° | 26° | 14 |
| <i>OBS02</i> | 211° | 6° | 37° | 12 |
| <i>OBS03</i> | 9° | 4° | 18° | 11 |
| <i>OBS05</i> | 326° | 5° | 27° | 11 |
| <i>OBS06</i> | 189° | 10° | 104° | 12 |

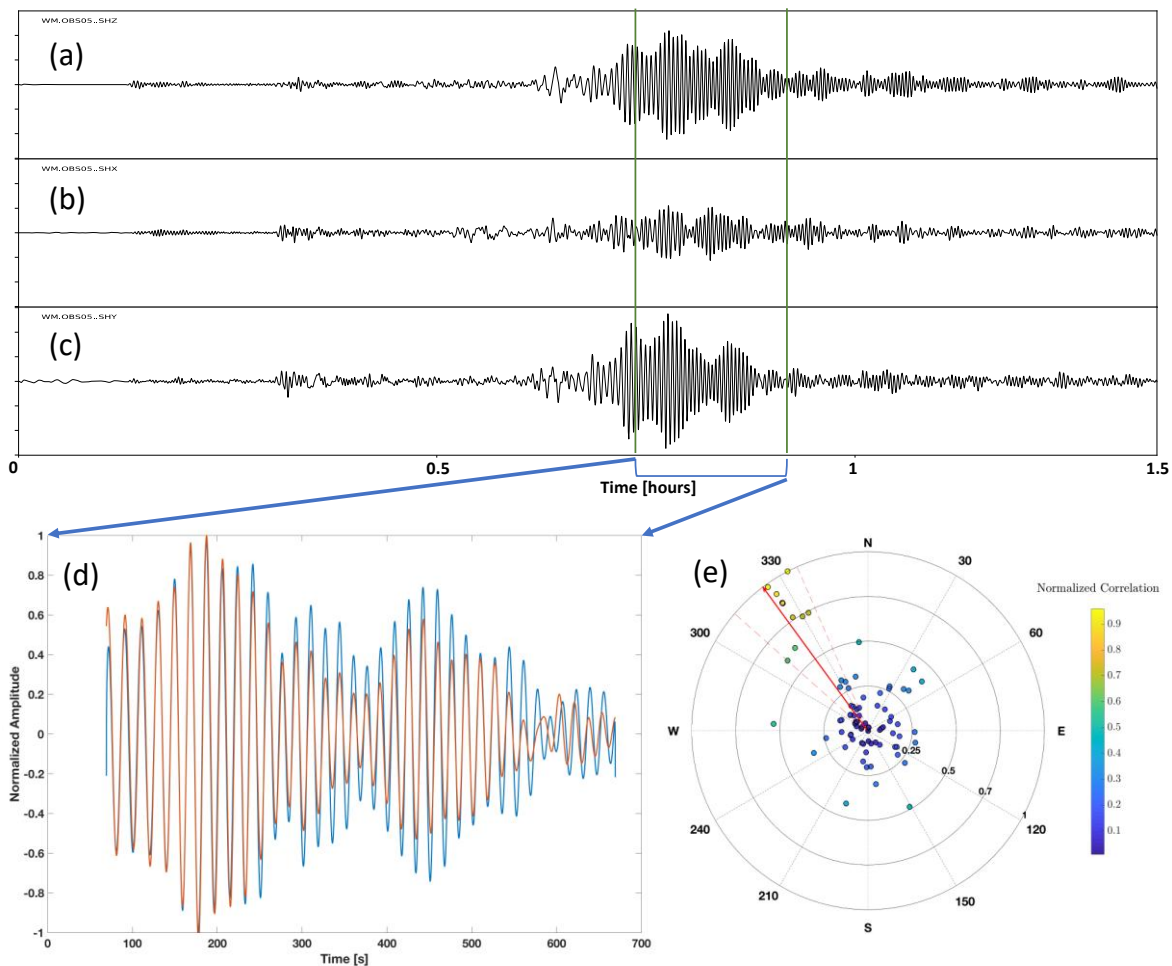


Fig. 3.13. Corrección de la orientación de las componentes horizontales usando como ejemplo el terremoto de Chile en 2015-09-16 (M_w 8.3). a), b) y c) son las componentes vertical y horizontal respectivamente del OBS05. d) ventana temporal de la selección de la onda Rayleigh con la componente radial en azul y la transformada de Hilbert de la componente vertical en rojo (Correlación 0.92). e) ejemplo del resultado de la orientación en un diagrama polar, en el que el radio y el color están directamente relacionados con la correlación normalizada. La flecha roja es el valor medio de la orientación y las líneas rojas discontinuas son la desviación estándar respecto de la orientación (Cabieces et al., 2020b).

3.7 Estimación del ruido sísmico en OBSs.

Un estudio del ruido ambiente en una estación sísmica ayuda a evaluar de forma general la calidad de los registros sísmicos. Este estudio se torna de vital importancia cuando, como en el caso de esta tesis, se quieren analizar datos sísmicos del fondo marino, ya que a diferencia de las estaciones en tierra estos sufren el efecto de fuentes de ruido muy energéticas y variables (ruido de inclinación del sensor o de acoplamiento del fondo marino (Webb, 1998).

En esta tesis se ha seguido la metodología propuesta por McNamara y Buland, (2004) tomando como referencia los límites de ruido ambiente estudiados en Peterson, (1993), y que definen los valores mínimos en el New Low Noise Model (NLNM) y máximos en el New High Noise Model (NHNM). El algoritmo seguido para la estimación del ruido sísmico ambiente, se basa en el cálculo de la Power Spectral Densities (PSDs) de los sismogramas, para de forma estadística poder comparar las características principales del ruido sísmico entre estaciones situadas en localizaciones geográficas diferentes. La PSD se estima mediante,

$$P_k = \frac{2\Delta t}{N} |Y_k|^2; \quad k = 1, 2, \dots, N - 1 \quad 3.10$$

donde Δt es el intervalo de muestreo, N es la longitud en muestras de la serie temporal analizada e Y_k es la transformada de Fourier del sismograma analizado. Una vez calculada la PSD, esta se transforma en aceleración para poder comparar la PSD con las curvas de Peterson, (1993).

A partir de las PSDs del periodo estudiado, se puede calcular la “Probability Density Functions” (PDFs), la cual nos dará una visión general de la variación temporal del ruido sísmico.

Se ha seleccionado ventanas de 1 hora de cada componente del OBS, superpuestas en un 50% para reducir la varianza en la estimación de la PSD y distribuidas continuamente a lo largo de cada fichero diario de datos. El pre-procesamiento de la PSD de cada segmento de tiempo de 1 hora consta de varias operaciones.

Primero, para reducir aún más la varianza de la PSD, cada ventana con la serie temporal de 1 hora de sismograma, se divide en 13 segmentos, superpuestos en un 75%. En segundo lugar, para mejorar la velocidad de la transformada rápida de Fourier (FFT), el número de muestras en cada uno de los 13 segmentos de la serie de tiempo se trunca a la potencia más baja de 2, lo que reduce las operaciones. En tercer lugar, con el fin de minimizar la contaminación de ruido de largos períodos, los datos se corrigen para que tengan un valor medio de cero, de modo que cualquier tendencia lineal de los largos periodos se elimine. Si las tendencias no se eliminan en los datos, pueden ocurrir grandes distorsiones en el procesamiento espectral al anular la estimación de amplitudes espectrales de baja frecuencia. En cuarto lugar, para minimizar el efecto “side-lobe leakage” en el espectro de amplitud, se aplica un suavizado de la serie temporal con una ventana estándar coseno con el 10% de los extremos de cada segmento de la serie temporal truncado y sin tendencia, a fin de suavizar el espectro y minimizar el efecto de la discontinuidad entre el comienzo y el final de la serie de tiempo. Por último, la PDF final se estima mediante el promedio de las PSDs. Las PSDs son submuestreadas en frecuencias separadas una octava. Después, la potencia media de cada octava se acumula en un histograma, en función de la potencia media en dB. Finalmente, la PDF se generará con la suma de todos los histogramas.

En la Fig. 3.14 se muestra un ejemplo de la PDF para las tres componentes del OBS06 y de la estación en tierra AVE. Se han representado los modelos NLNM y NHLM (Fig. 3.14, líneas grises) para tener una referencia del mínimo y máximo ruido esperado y el valor medio de la PDF (línea negra). Las curvas de ruido se han calculado con datos de dos meses del despliegue, correspondientes a los meses oct-nov del 2015.

Comparando el ruido de las dos estaciones, en los periodos más bajos [0.1- 1.0] s (banda Short Period (SP)), la curva del OBS se sitúa ligeramente por debajo (-20dB) de la estación en tierra. Esto se debe a que la fuente principal de ruido en los periodos bajos se debe a la actividad humana y a turbulencias de viento, lo cual afecta solo a las estaciones en Tierra (Wilson *et al.*, 2002). Sin embargo, el ruido oceánico provoca que la curva de ruido del OBS se eleve cerca de NHLM (línea superior gris) en los periodos intermedio [1-20] s. En este rango de periodos el ruido está dominado por el *ruido microsísmico* (Fig. 3.14, MS), que presenta dos picos de ruido en ≈ 4 y 8 s. Este ruido es de gran amplitud en el océano, pues su origen viene de la interacción de ondas oceánicas viajando en direcciones opuestas (Webb, 1998).

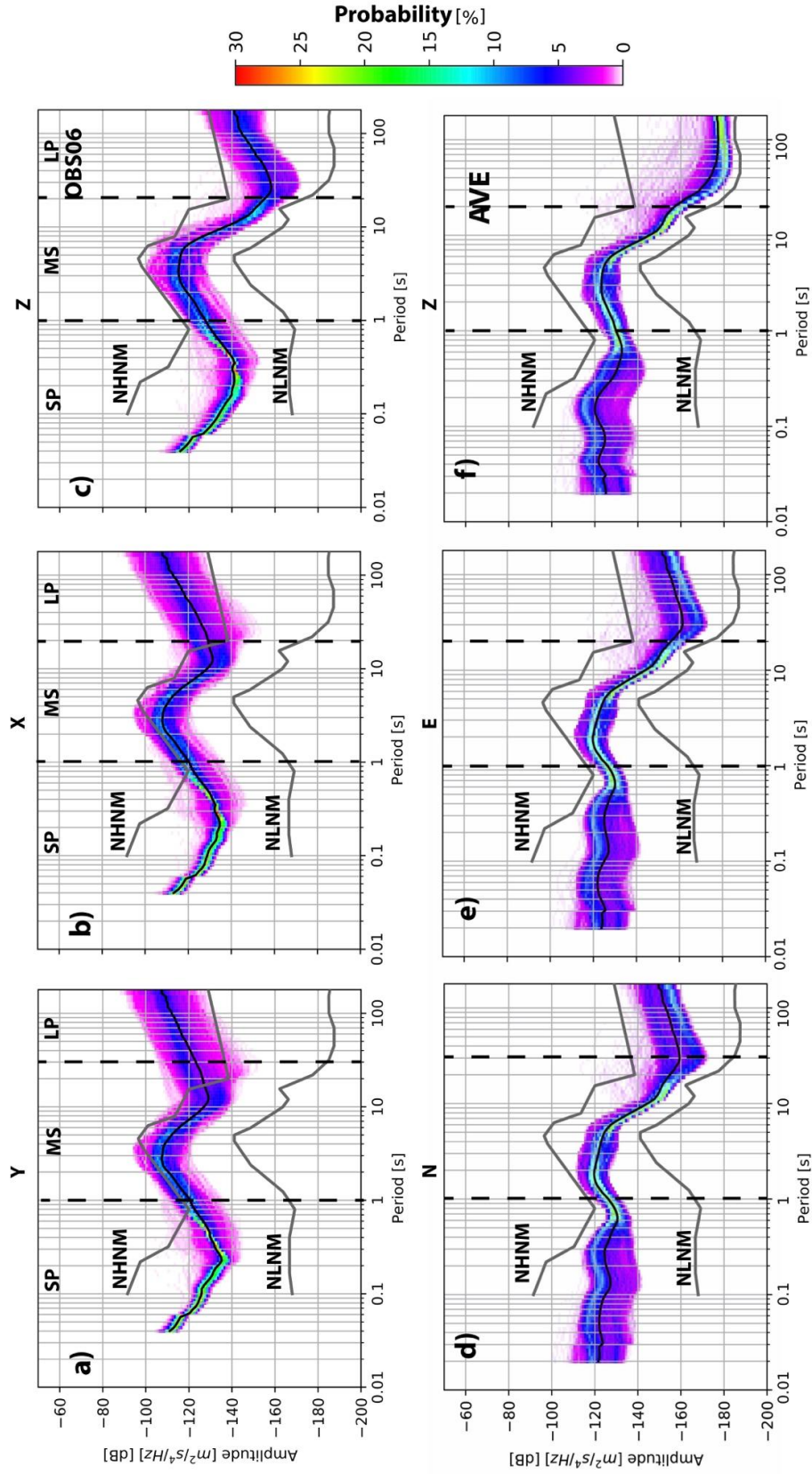


Fig. 3.14. Probability Density Functions (PDFs) para las tres componentes del OBS06 (paneles superiores) y estación en tierra AVE (paneles inferiores). SP (Short Period) [0.1s < T < 1s], MS Micriseismic-Noise [0.1s < T < 1s], LP Long Period [T < 20s]. Límites de ruido mínimo (NLNM) y máximo (NHNM). (líneas erises). Valor medio de la PDF (línea negra).

Comparando el OBS06 con AVE en el rango [1-20] s (Fig. 3.14, MS) se puede observar que la curva del OBS oscila una media de 10-20 dB por encima de la estación en tierra. Por último, en los periodos más largos ($T > 20$ s) el OBS también sufre una aguda elevación del ruido con respecto a la estación en tierra, por fuentes de ruido, como las corrientes oceánicas, que desnivelan el sensor o el mal acoplamiento al fondo marino (Crawford y Webb, 2000; Stähler *et al.*, 2016).

En el anexo IV, se muestran las PDF del array de OBSs. Las PDF fueron estimadas para dos meses de registro, siguiendo el procesamiento anteriormente expuesto. En la Fig. 3.15 se muestra a modo de resumen el valor medio de la PDF para la estimación de todas las PSDs de las estaciones del array de OBS (oct-nov) junto con el valor de medio de AVE (línea naranja) para el mismo periodo como referencia.

Se observa que las curvas más ruidosas en la banda LP (>20 s) son las correspondientes a las componentes horizontales de los OBSs (≈ 20 dB más ruidosas), excediendo los límites del modelo NHNM. Esto es probablemente causado por la interacción del OBS con corrientes del fondo marino dando como resultado niveles de ruido muy altos en los componentes horizontales. En general, las componentes verticales de los OBSs son más ruidosas en comparación con la estación en tierra, debido a la influencia de las *infragravity waves*, que son la fuente de ruido dominante para la componente vertical de los OBS, en períodos superiores a 30s (Fig. 3.15). En la banda MS, entre 1s y 20s, las PSDs están dominados por los dos picos de ruido a 4-8s, también denominados “pico de doble frecuencia”. El pico de doble frecuencia es más elevado en los OBSs que en la estación en tierra (10-20 dB), aunque en el caso de los OBSs del array, el ruido no supera el límite NHNM. También en la banda MS, entre 10 y 16 s, se observa el segundo pico microsísmico (con menor amplitud y período más largo) que se conoce como el “pico de frecuencia única” (Fig. 3.15). El origen de este pico está asociado con las olas del océano convertidas directamente en energía sísmica al golpear la costa.

Finalmente, en la banda SP (< 1 s), las curvas de los OBSs se sitúan en el mismo nivel de ruido (-130 dB) que la estación en tierra, por tanto, no se aprecian diferencias significativas entre las PSDs de los OBSs y AVE. Si comparamos únicamente los OBSs equipados con sensores Trillium Compact (OBS05 y OBS06, líneas verdes) con los equipados con CMG-40T (OBS01, OBS02 y OBS03, líneas azules), se puede observar como las curvas de los OBSs Trillium Compact están en todos los periodos y en todas las componentes (a excepción de la componente Y en la

banda LP), ligeramente por debajo de los CMG-40T. Es destacable como en la componente vertical este comportamiento se agudiza, estando las curvas de los Trillium Compact muy por debajo ($\approx 40\text{dB}$) que los CMG-40T. Esta es la característica más notable, haciendo que los Trillium Compact presenten, a priori, mejor comportamiento para realizar observaciones de señales sísmicas de baja frecuencia (v.g., análisis de telesismos o estudio de ondas superficiales). No obstante, existen técnicas de supresión de ruido de las componentes verticales de los OBSs (Crawford y Webb, 2000), pero su aplicación escapa de los objetivos de esta tesis.

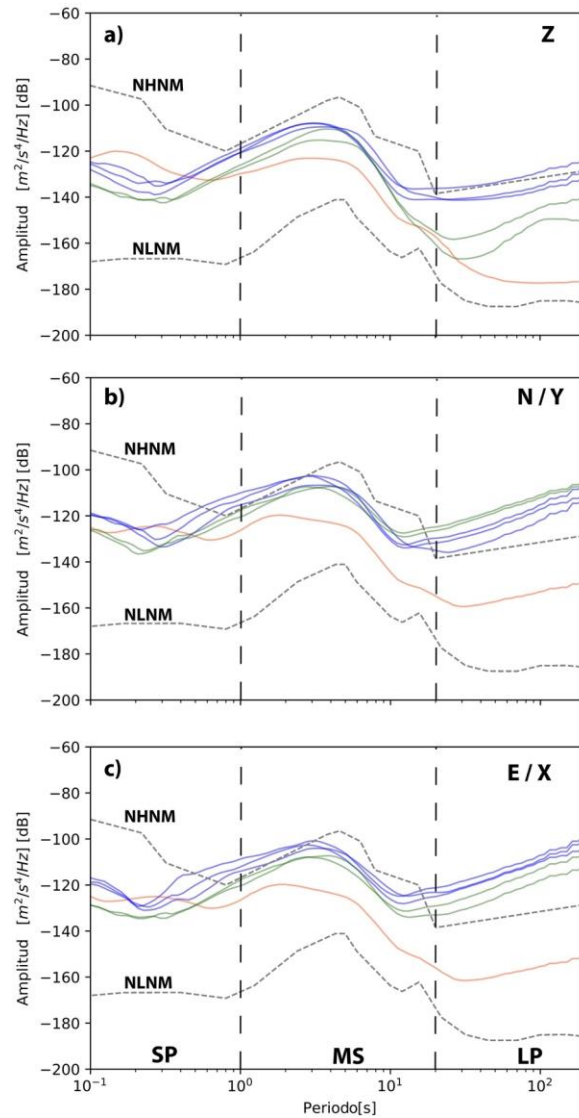


Fig. 3.15. Probability Density Functions (PDFs) de la estación AVE (línea roja) y del array de OBSs. OBS01, OBS02 y OBS03, equipados con sensor CMG40-T (líneas azules). OBS05 y OBS06 equipados con sensor Trillium Compact (líneas verdes). a) componente vertical, b) componente N-S e Y, c) componente E-W Y X. Rangos de frecuencia SP (Short-period) $[0.1s < T < 1s]$, MS Micriseismic-Noise $[0.1s < T < 1s]$, LP Long Period $[T < 20s]$

3.8 Modelos de Tierra.

Además de los registros de los terremotos en las estaciones, es necesario un modelo de Tierra para poder calcular los tiempos de recorrido de las fases sísmicas y poder localizar los terremotos. En esta tesis se consideran tres modelos de velocidad de ondas sísmicas en la región de estudio (14° W a 5° W y 34° N a 38° N, Fig. 3.16). La Fig. 3.16 muestra el modelo 1 D-Iberia y el valor medio de velocidad en cada capa de profundidad, de los modelos 3D (3D-1 y 3D-2).

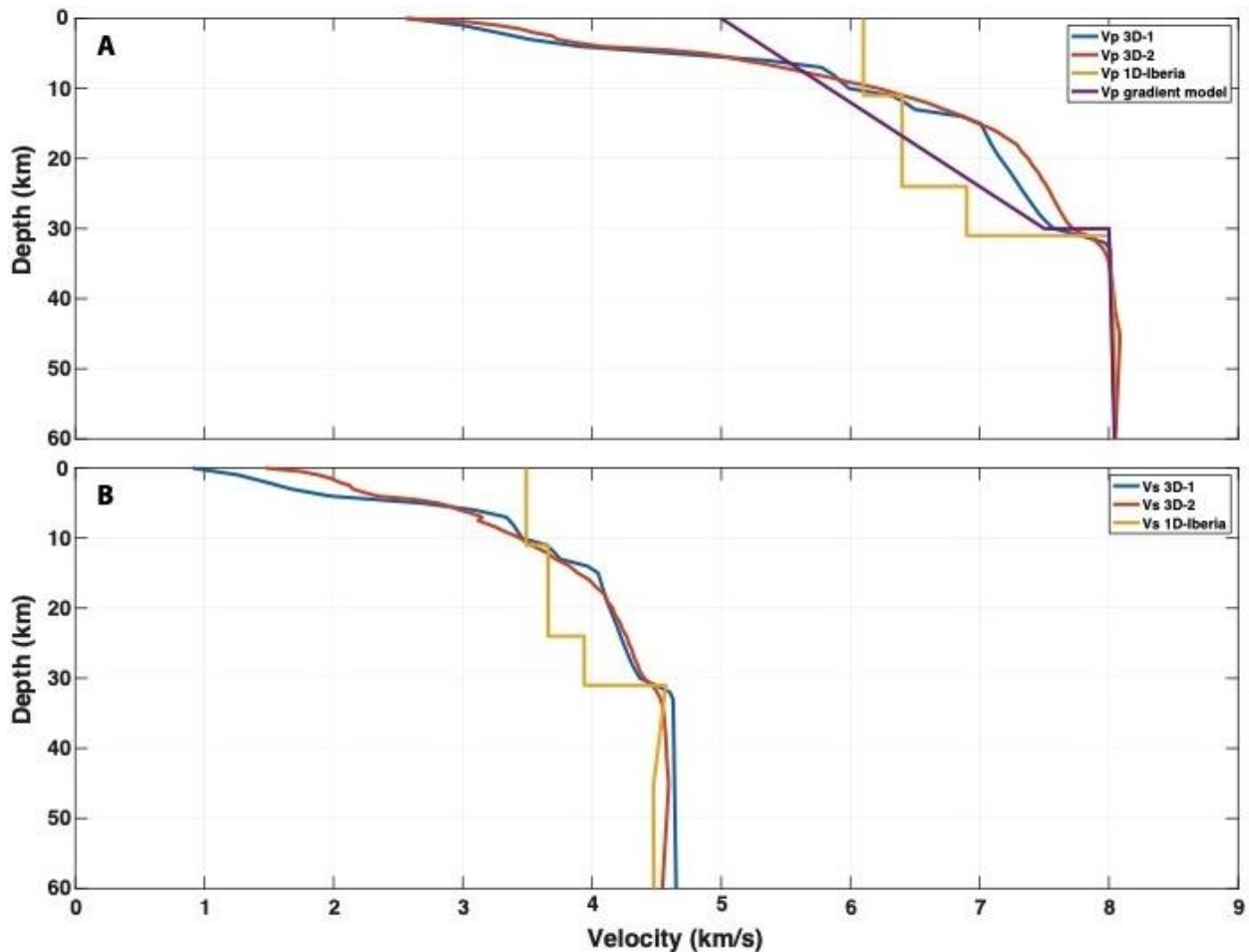


Fig. 3.16. Modelos de tierra gradiente, 1D y valor medio modelos 3D. A), Perfil de velocidades de los modelos de Tierra para la onda P. B), Perfil de velocidades de los modelos de Tierra para la onda S. (Cabeieces et al., 2020a)

El primer modelo, denominado en esta tesis *modelo 1D-Iberia*, (Martínez Solares, 1995), consiste en una corteza formada por 3 capas horizontales planas, de velocidad constante hasta una profundidad total de 31 km (Figs. 3.16a y b, línea amarilla) y es el que utiliza el IGN para la localización de terremotos. El segundo modelo, es un modelo 3D, propuesto por (Grandin *et al.*, 2007) y aquí denominado como *modelo 3D-1* (Fig. 3.16a y b, línea azul) el cual se define por celdas cúbicas de $1 \times 1 \times 1$ km y alcanza una profundidad máxima de 60 km (Fig. 3.16). Por último, el tercer modelo, es también un modelo 3D propuesto por (Civiero *et al.*, 2018) y denominado como *modelo 3D-2* (Fig. 3.16a y b, línea roja). Las celdas cúbicas del modelo 3D-2 tienen dimensiones de $10 \times 10 \times 0.5$ km y alcanzan una profundidad máxima de 250 km.

De forma especial y solo para la determinación de mecanismos focales con primeras polaridades, los ángulos de incidencia se estiman utilizando un modelo cortical, ampliamente probado en la zona suroeste de la región Ibero-Mogrebi (Buforn *et al.*, 1988), con un gradiente de velocidad lineal (Fig 3.16a, línea morada).

Se incluye en el Anexo V un vídeo de todas las capas de los modelos 3D utilizados en esta tesis.

3.9 Software

En este punto se describe brevemente el software utilizado para procesar y analizar los datos OBSs.

3.9.1 CWT-Seismology

La librería CWT-Seismology (<https://pypi.org/project/cwt-seismology/>) fue programada en esta tesis. Esta librería incluye una clase programada completamente en Python 3.X, con toda la funcionalidad y métodos necesarios para facilitar el uso del algoritmo CWT (pseudocódigo y parametrización en anexo VI). CWT-Seismology esta especialmente diseñada para poder ser ampliada en un futuro y pueda incluir wavelets adicionales. Actualmente incluye la Morlet Wavelet (real y compleja), la Paul Wavelet y la wavelet “Mexican Hat”.

3.9.2 Software para la localización de terremotos con método no lineal: NonLinLoc.

El software NonLinLoc (Lomax, 2008) es un conjunto de programas para la construcción de modelos de velocidad, el cálculo del tiempo de viaje de las fases sísmicas y para realizar localización probabilística (no lineal) en estructuras 2D ó 3D, y para la visualización de datos de volúmenes 3D. Este software se distribuye en la web (<http://alomax.free.fr/nlloc/>)

3.9.3 Software para la localización de terremotos con método lineal: SeisComp3.

El software sismológico SeisComp3 (<https://www.seiscomp.de/seiscomp3/>) es un software modular de monitorización de terremotos en tiempo real con alta funcionalidad. Está especialmente diseñado para la utilizar el protocolo SeedLink para la transmisión de datos automáticos, detección de eventos, localización (Bratt y Bache, 1988) y estimación de magnitudes (Hanka *et al.*, 2010).

3.9.4 Librerías de código adicionales

- ObsPy: Conjunto de clases y métodos programados en Python 3.6, para el análisis de datos sísmicos (Beyreuther *et al.*, 2010).
- SAC (*Seismic Analysis Code*): Conjunto de librerías gráficas y funciones de análisis de series temporales, especialmente diseñadas para el procesamiento de datos sísmico (Goldstein *et al.*, 2013).
- MATLAB: Programa de de análisis numérico, con integración de interfaz gráfica y herramientas de trabajo específicas (<https://www.mathworks.com>).
- GMT (*Generic Mapping Tools*): es un conjunto de librerías de código diseñadas para procesar y generar mapas de alta resolución (Wessel *et al.*, 2013).

Capítulo 4. Resultados

La metodología descrita en el capítulo 2 se ha aplicado a las observaciones del capítulo 3 y los resultados obtenidos se presentan aquí. En la primera parte de este capítulo se aborda el cálculo de los parámetros focales de los terremotos registrados en la campaña marina del Cabo San Vicente de 2015-2016. Se ha realizado la localización hipocentral utilizando un método no lineal con modelos de Tierra 1D y 3D, con estaciones solo en tierra, y añadiendo luego las observaciones de los OBSs a fin de comparar su efecto. Para los terremotos de mayor tamaño se ha calculado el mecanismo focal utilizando el método: polaridad de la onda P y los resultados se comparan con los obtenidos por otros autores en un estudio de inversión del *Tensor Momento Sísmico* (TMS). En la segunda parte de este capítulo se ha aplicado la técnica CWT desarrollada en esta tesis para el cálculo de la localización epicentral a una selección de terremotos de la campaña marina del Cabo S. Vicente. Los resultados obtenidos se comparan con los métodos de localización convencionales, analizando la capacidad de detección del método CWT frente al método AM y la capacidad de detección del CWT en ambiente muy ruidoso. Por tanto los resultados que se presentan corresponden a:

1. Relocalizaciones hipocentrales y determinación de parámetros focales de los terremotos.
2. Estimación del vector lentitud y su localización epicentral por medio de la metodología CWT y comparación con el método AM.

Parte de estos resultados han sido publicados en:

Cabieces, R., Buform, E., Cesca, S. y Pazos, A. (2020). Focal Parameters of Earthquakes Offshore Cape St. Vincent Using an Amphibious Network. *Pure Appl. Geophys*, 177(4), 1761-1780.

Cabieces, R., Krüger, F., Garcia-Yeguas, A., Villaseñor, A., Buform, E., Pazos, A., Olivarcastaño, A., y Barco, J. (2020). Slowness vector estimation over large-aperture sparse arrays with the Continuous Wavelet Transform (CWT): Application to Ocean Bottom Seismometers. *Geophys. J. Int.*, 223(3), 1919-1934.

4.1 Localizaciones hipocentrales

4.1.1 Selección de terremotos

Como se ha indicado en el apartado 3.8, durante el periodo en que estuvo desplegado (17-sep-2015 al 15-abr-2016) el array de OBS registró un total de 52 terremotos de los que se han seleccionado 38 en base a los criterios fijados en el apartado 3.8. Durante ese periodo el Instituto Geográfico Nacional (IGN) localizó un total de 307 terremotos en la zona objeto de estudio de esta tesis, el oeste del Cabo S. Vicente y el Estrecho de Gibraltar (34° N a 39° N y 14° W a 5° W).

El IGN utiliza para la localización hipocentral un método lineal (Bratt y Bache, 1988) y el modelo de velocidad que en el capítulo 3 se ha denominado 1D-Iberia. En este capítulo, a estas localizaciones se les referirá como “IGN”. En la Fig. 4.1 se muestran con un símbolo rojo los 37 terremotos que se van a relocalizar en esta tesis y en la Tabla 4.1 la localización hecha por el IGN. (terremoto T22 localizado por el IGN). Los símbolos negros son los terremotos localizados por el IGN y los triángulos verdes indican los OBSs del array.

A partir de la Fig. 4.1 se ha dividido la región de estudio en tres partes de igual extensión en longitud: región A que corresponde a los terremotos localizados al oeste del array (-14° y -11°), región B que incluye el array (entre -11° y -8°) y la región C la más próxima al Estrecho de Gibraltar (entre -8° y -5°). Esta división se realizó teniendo en cuenta los principales accedentes tectónicos que existen entre el Goringe Bank (GB) y el Golfo de Cádiz (GC) (Fig. 1.1) y para analizar las localizaciones hipocentrales, según la proximidad de estas al array de OBSs. En principio, la influencia del array es mayor, cuanto mayor sea la cobertura acimutal y menor sea la distancia del array de OBSs a las localizaciones hipocentrales.

La región A (14° W- 11° W, 34° N- 38° N), es la más occidental y por tanto donde los terremotos van a tener menor cobertura acimutal, aunque se utilice el array de OBSs. La región B (11° W- 8° W, 34° N- 38° N) está en el centro de la zona de estudio y donde se sitúa el array de OBSs, en consecuencia los terremotos que ocurran en ella tendrán la mayor cobertura acimutal y por ello, a priori, se deberían de obtener soluciones con errores relativamente pequeños. La región C (8° W-

4°W, 34°N-38°N), es la más alejada del array de OBSs, y la más cercana a tierra, de manera que su influencia en las soluciones de las localizaciones tendrá poca importancia en comparación con el resto de regiones.

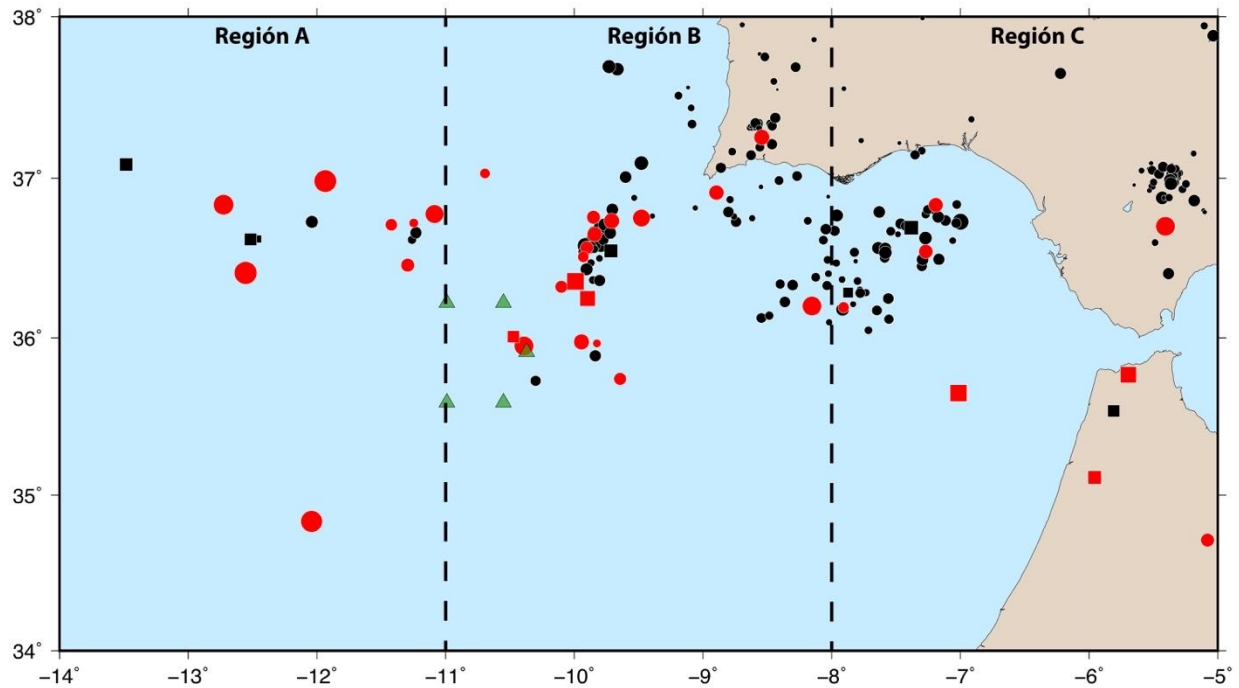


Fig. 4.1. Localizaciones hipocentrales IGN durante el periodo 17 sep 2015 - 15 mar 2016 (símbolos color negro). Selección de terremotos según los criterios del Capítulo 3 de esta tesis (símbolos color rojo). Círculos, terremotos con profundidad menor de 40 km, Cuadrados terremotos con profundidades mayores a 40 km, triángulos verdes son los OBSs

Los parámetros que se muestran en la Tabla 4.1 son: Referencia asignada a los terremotos localizados, ordenados cronológicamente asignándoles un código que incluye la zona en la que se localizan según la clasificación propuesta. Fecha, hora origen, RMS = raíz cuadrática media del tiempo origen del terremoto, magnitud indicando el tipo de la misma según la clasificación del IGN (<https://www.ign.es/web/resources/docs/IGNCnig/SIS-Tipo-Magnitud.pdf>) Lat = latitud, Lon = longitud, Profundidad, Err = Error en profundidad, Gap = ángulo complementario de la cobertura azimutal, Nphs = número de fases utilizado en el cálculo, AZ = acimut desde el norte geográfico al eje mayor de la elipse de error del epicentro, E1 = longitud del eje menor de la elipse de error, E2 = longitud del eje mayor de la elipse de error.

Tabla 4.1. Localización hipocentral IGN (<https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>).

| Referencia | Fecha | Hora Origen | RMS (s) | Magnitud | Lat | Lon | Profundidad (km) | Err (km) | Gap | Nphs | AZ | E1 (km) | E2 (km) |
|------------|------------|-------------|---------|----------|--------|---------|------------------|----------|-----|------|-----|---------|---------|
| T1 C | 17-9-2015 | 15:11:45.2 | 0.77 | mb 4.9 | 35.650 | -7.015 | 57.8 | 16 | 121 | 213 | 111 | 3 | 6 |
| T2 A | 22-9-2015 | 16:42:32.6 | 0.68 | mbLg 2.5 | 36.710 | -11.421 | 0.0f | 0 | 296 | 54 | 135 | 11 | 14 |
| T3 B | 24-9-2015 | 8:54:35.0 | 0.56 | mbLg 2.6 | 35.740 | -9.644 | 0.0f | 0 | 279 | 50 | 164 | 12 | 14 |
| T4 B | 25-9-2015 | 18:14:24.7 | 0.69 | mbLg 3.1 | 36.650 | -9.842 | 17.3 | 7 | 265 | 117 | 136 | 6 | 9 |
| T5 A | 28-9-2015 | 7:25:09.0 | 0.51 | mb 4.5 | 34.832 | -12.041 | 40.0f | 0 | 135 | 52 | 233 | 7 | 19 |
| T6 A | 28-9-2015 | 17:03:39.4 | 0.69 | mbLg 2.3 | 36.191 | -7.907 | 25.9 | 18 | 241 | 63 | 114 | 5 | 17 |
| T7 B | 2-10-2015 | 16:59:24.9 | 0.43 | mbLg 2.7 | 36.566 | -9.903 | 29.1 | 4 | 279 | 81 | 127 | 2 | 2 |
| T8 B | 3-10-2015 | 12:32:48.1 | 0.44 | mbLg 1.7 | 35.964 | -9.824 | 0.0f | 0 | 321 | 31 | 221 | 14 | 21 |
| T9 A | 6-10-2015 | 5:07:14.0 | 0.67 | mbLg 2.8 | 36.457 | -11.294 | 40.0f | 0 | 280 | 83 | 160 | 9 | 12 |
| T10 B | 12-10-2015 | 1:58:56.0 | 0.7 | mbLg 2.5 | 40.168 | -10.636 | 23.6 | 13 | 229 | 129 | 183 | 4 | 14 |
| T11 C | 20-10-2015 | 20:15:26.9 | 0.72 | mb 4.7 | 35.766 | -5.695 | 46.3 | 2 | 182 | 176 | 100 | 1 | 1 |
| T12 B | 21-10-2015 | 8:39:58.5 | 0.95 | mbLg 3.2 | 37.255 | -8.543 | 23.8 | 4 | 125 | 106 | 246 | 4 | 5 |
| T13 A | 24-10-2015 | 20:31:18.5 | 0.59 | mbLg 1.9 | 36.721 | -11.247 | 0.0f | 0 | 293 | 54 | 145 | 10 | 13 |
| T14 B | 24-10-2015 | 23:36:53.7 | 0.59 | mb 3.5 | 36.007 | -10.473 | 50.2 | 7 | 291 | 66 | 166 | 2 | 3 |
| T15 C | 28-10-2015 | 18:39:57.3 | 0.49 | mbLg 3.1 | 35.515 | -3.728 | 6.1 | 7 | 126 | 109 | 159 | 4 | 8 |
| T16 B | 30-10-2015 | 8:34:15.4 | 0.69 | mb 4.0 | 35.948 | -10.391 | 40.2 | 8 | 287 | 79 | 140 | 2 | 3 |
| T17 C | 7-11-2015 | 18:11:58.9 | 1.26 | mbLg 4.0 | 36.700 | -5.407 | 0.0f | 0 | 102 | 136 | 97 | 2 | 3 |
| T18 C | 18-11-2015 | 13:13:15.2 | 0.74 | mbLg 3.0 | 36.834 | -7.191 | 29.1 | 14 | 161 | 81 | 116 | 3 | 7 |
| T19 B | 19-11-2015 | 11:11:01.1 | 0.51 | mbLg 3.2 | 36.734 | -9.710 | 24.6 | 18 | 272 | 55 | 134 | 8 | 18 |
| T20 B | 19-11-2015 | 21:57:03.5 | 0.64 | mbLg 3.1 | 36.911 | -8.895 | 34.6 | 6 | 253 | 74 | 135 | 6 | 11 |
| T21 A | 1-12-2015 | 11:10:01.8 | 0.66 | mb 4.6 | 36.982 | -11.935 | 30.0f | 0 | 156 | 86 | 119 | 9 | 10 |
| T22 | 4-12-2015 | | | | | | | | | | | | |
| T23 B | 4-12-2015 | 7:42:14.9 | 0.73 | mbLg 2.6 | 36.321 | -10.100 | 0.0f | 0 | 295 | 29 | 203 | 11 | 13 |
| T24 C | 6-12-2015 | 22:17:43.7 | 0.96 | mb 3.9 | 35.113 | -5.958 | 73.2 | 15 | 144 | 128 | 97 | 5 | 9 |
| T25 A | 21-12-2015 | 2:17:07.5 | 0.71 | mb 4.2 | 36.835 | -12.725 | 0.0f | 0 | 294 | 80 | 141 | 11 | 13 |
| T26 B | 23-12-2015 | 13:18:29.9 | 0.58 | mbLg 2.8 | 36.757 | -9.851 | 18.4 | 7 | 285 | 70 | 125 | 7 | 11 |
| T27 C | 31-12-2015 | 20:04:40.8 | 0.58 | mbLg 2.9 | 36.542 | -7.269 | 24 | 7 | 183 | 116 | 112 | 3 | 7 |
| T28 B | 3-1-2016 | 6:05:10.3 | 0.89 | mbLg 3.6 | 36.752 | -9.478 | 30.8 | 19 | 261 | 72 | 141 | 7 | 14 |
| T29 A | 9-1-2016 | 6:25:29.9 | 0.88 | mb 4.7 | 36.408 | -12.554 | 20.0f | 0 | 159 | 52 | 237 | 12 | 16 |
| T30 B | 15-1-2016 | 1:35:55.5 | 0.47 | mbLg 2.1 | 37.030 | -10.694 | 0.0f | 0 | 304 | 16 | 184 | 22 | 24 |
| T31 B | 18-1-2016 | 8:27:30.5 | 0.61 | mbLg 2.3 | 36.509 | -9.930 | 40.0f | 0 | 304 | 16 | 108 | 18 | 22 |
| T32 B | 22-1-2016 | 23:32:25.6 | 0.62 | mb 4.5 | 36.247 | -9.896 | 57.2 | 35 | 160 | 88 | 135 | 8 | 12 |
| T33 B | 23-1-2016 | 15:35:11.5 | 0.71 | mb 5.0 | 36.355 | -9.991 | 55.4 | 34 | 125 | 108 | 232 | 7 | 8 |
| T34 A | 7-2-2016 | 14:57:58.3 | 0.66 | mbLg 3.8 | 36.777 | -11.086 | 20.0f | 0 | 275 | 82 | 140 | 9 | 14 |
| T35 B | 15-2-2016 | 7:29:53.3 | 0.81 | mbLg 3.2 | 35.974 | -9.944 | 0.0f | 0 | 294 | 13 | 130 | 24 | 28 |
| T36 C | 25-2-2016 | 1:03:24.6 | 0.96 | mbLg 2.8 | 34.712 | -5.080 | 17.1 | 6 | 111 | 67 | 262 | 3 | 4 |
| T37 B | 2-3-2016 | 13:41:11.6 | 0.79 | mbLg 4.0 | 36.200 | -8.153 | 30.0f | 0 | 162 | 156 | 246 | 2 | 3 |
| T38 C | 7-3-2016 | 12:33:18.1 | 0.91 | Mmb 3.9 | 35.329 | -4.994 | 55.2 | 19 | 117 | 73 | 100 | 3 | 4 |

Los 38 terremotos seleccionados se han relocalizado utilizando el método de localización no lineal, Non Linear Location (NLL, (Lomax, 2008)) apartado 2.2.2. El proceso de localización con NLL implica cuatro pasos diferenciados:

1. Definición del modelo de velocidad. En este primer paso, se establece una malla en la que se define en que región se quiere utilizar el modelo de tierra, y sobre que transformación geográfica se desea utilizar el modelo. Además, se debe definir la resolución de las celdas que componen la malla del modelo.
2. Creación de tablas con los tiempos teóricos de llegada de las ondas P y S para el modelo del paso 1. Se crean unos ficheros en los que se guardan los tiempos de recorrido de las ondas sísmicas, desde el centro de cada celda que compone la malla de velocidades establecida anteriormente hasta las estaciones que componen la red sísmica.
3. Tiempos de llegada observados. Los tiempos de llegada de las fases sísmicas a las estaciones se guardan en un fichero con un formato especial (<http://alox.free.fr/nlloc/>).

4. Creación de la PDF y búsqueda de soluciones hipocentrales. Se selecciona como se desea realizar la búsqueda hipocentral en la malla de velocidades. En el caso de esta tesis se ha utilizado el método Oct-Tree.

Una vez establecidos todos los pasos se puede llevar a cabo la ejecución del algoritmo de localización. En el Anexo VII se muestra la parametrización completa del algoritmo NLL utilizada en esta tesis.

Con este algoritmo y utilizando los 3 modelos de Tierra (1D-Iberia, 3D-1 y 3D-2·D) se han relocalizado los terremotos:

- a) Utilizando solo observaciones de estaciones en tierra (denominaremos a estas soluciones “sinOBSs”).
- b) Utilizando datos del array de OBSs y estaciones en tierra (a estas soluciones las denominaremos “conOBSs”).

Por tanto, para un total de 38 terremotos se van a obtener 6 relocalizaciones diferentes que se compararán con las del catálogo del IGN (Tabla 4.1)

4.1.2 Resultados de la localización hipocentral NLL

Siguiendo el esquema descrito se ha procedido a localizar los 38 terremotos de la Tabla 4.1 utilizando el algoritmo NLL.

En la Fig. 4.2a se muestran los resultados de las localizaciones utilizando el modelo de tierra 1D-Iberia, solo con observaciones de estaciones en tierra (símbolos color naranja) y añadiendo las observaciones del array de OBSs (símbolos color rojo). En el Anexo VII, Tabla A7.1 y A7.2 se muestran los resultados numéricos. Para los terremotos T22 y T29, no se pudo conseguir una solución con incertidumbres aceptables. En la misma figura se muestra en color morado los terremotos que solo se pudieron localizar si se utilizaban las observaciones del array. En la Fig.

4.2b y Tablas A7.3 y A7.4, se muestran las localizaciones obtenidas usando el modelo de Tierra 3D-1 y en la Fig. 4.2c y tablas A7.5 y A7.6 el modelo de Tierra 3-D2. En todas las figuras los círculos indican terremotos con profundidad inferior a 40 km y los cuadrados profundidades mayores a 40 km. Se analizarán estos resultados, en función de las 3 regiones que se han definido, de los valores medios de la distancia entre epicentros sinOBS y conOBSs y las profundidades para las tres regiones (Tabla 4.2).

Región A. En esta región se observa una gran diferencia entre los epicentros sinOBSs y conOBSs, especialmente cuando se utiliza el modelo 1D-Iberia (21 km, Tabla 4.2). En un caso (terremoto T29), únicamente se pudo determinar la localización hipocentral utilizando los datos del array. Las profundidades de las localizaciones sinOBSs y conOBSs son similares cuando se utiliza el modelo de tierra 1D-Iberia (Fig 4.2, Tabla 4.2), sin embargo en los modelos 3D (Fig. 4.2b y 4.2c) las localizaciones conOBSs son más profundas (profundidad media 48 km, Tabla 4.2) que sinOBSs (profundidad media 42 km, Tabla 4.2).

Región B. Las localizaciones de los terremotos conOBSs más cercanos al array, se sitúan al suroeste de las localizaciones sinOBSs (Fig 4.2b y c). La distancia entre epicentros determinados sinOBSs y conOBSs es menor que en la región A para el modelo 1D-Iberia ($\approx 20\%$) y 3D2 ($\approx 38\%$), sin diferencias apreciables en 3D1. Por el contrario, la profundidad de los focos (el terremoto T22 solo pudo localizarse utilizando los datos del array de OBSs), en general aumenta en las localizaciones conOBSs, independientemente del modelo utilizado, de este modo, para 1D-Iberia, el aumento es de 2 km, 3D1 de 5 km y en 3D2 es de 8 km. En el caso del modelo 3D2, existe una gran diferencia entre la profundidad media sinOBSs (11 km) y conOBSs (33 km). Se puede concluir que salvo para este modelo, no varía significativamente el rango de profundidades que se sitúa entre 40 y 50 km.

Región C. En esta región es donde hay menor diferencia en las localizaciones sinOBS y conOBS, algo esperado pues en esta zona tienen más influencia las estaciones en tierra. Se observa que las localizaciones conOBSs se sitúan ligeramente al norte de las localizaciones sinOBSs, pudiéndose apreciar mejor este rasgo cuando se usan los modelos 3D (Fig. 4.2b y c). De nuevo, en esta región la diferencia entre distancias epicentrales es mayor para los modelos 3D que para el modelo 1D (distancia media de 3 km, 4 km y 5 km en 1D-Iberia, 3D1 y 3D2 respectivamente, Tabla 4.2). También se observa que las profundidades de las localizaciones conOBSs y sinOBSs,

no tienen diferencias significativas (máxima diferencia 4km para 1D-Iberia). Por tanto se puede concluir que en la región C, la influencia del array de OBSs en la solución de localización es poco significativa.

Tabla 4.2 Valores medios de distancia entre epicentros y profundidades, para localizaciones sinOBSs (izquierda) y conOBSs (derecha), para las 3 regiones y los 3 modelos de tierra.

| | Región A | | Región B | | Región C | |
|---------------------------------|------------------|----|----------|----|----------|----|
| | 1D-Iberia | | | | | |
| Distancia entre epicentros [km] | 21 | | 4 | | 3 | |
| Profundidad [km] | 46 | 42 | 43 | 45 | 47 | 43 |
| | 3D1 | | | | | |
| Distancia entre epicentros [km] | 4 | | 5 | | 4 | |
| Profundidad [km] | 42 | 48 | 36 | 41 | 38 | 42 |
| | 3D2 | | | | | |
| Distancia entre epicentros [km] | 8 | | 3 | | 5 | |
| Profundidad [km] | 11 | 53 | 31 | 39 | 30 | 31 |

A continuación, se analizan tres parámetros que definen la calidad de las soluciones. Primero la incertidumbre de la hora origen dado por el RMS, luego la incertidumbre del epicentro definido por la longitud de los semiejes y la orientación de la elipse de error y por último el error en profundidad. En la Tabla 4.3 se indican los valores medios, junto con sus desviaciones estándar, de estos parámetros para las tres regiones y localizaciones sinOBSs y conOBSs.

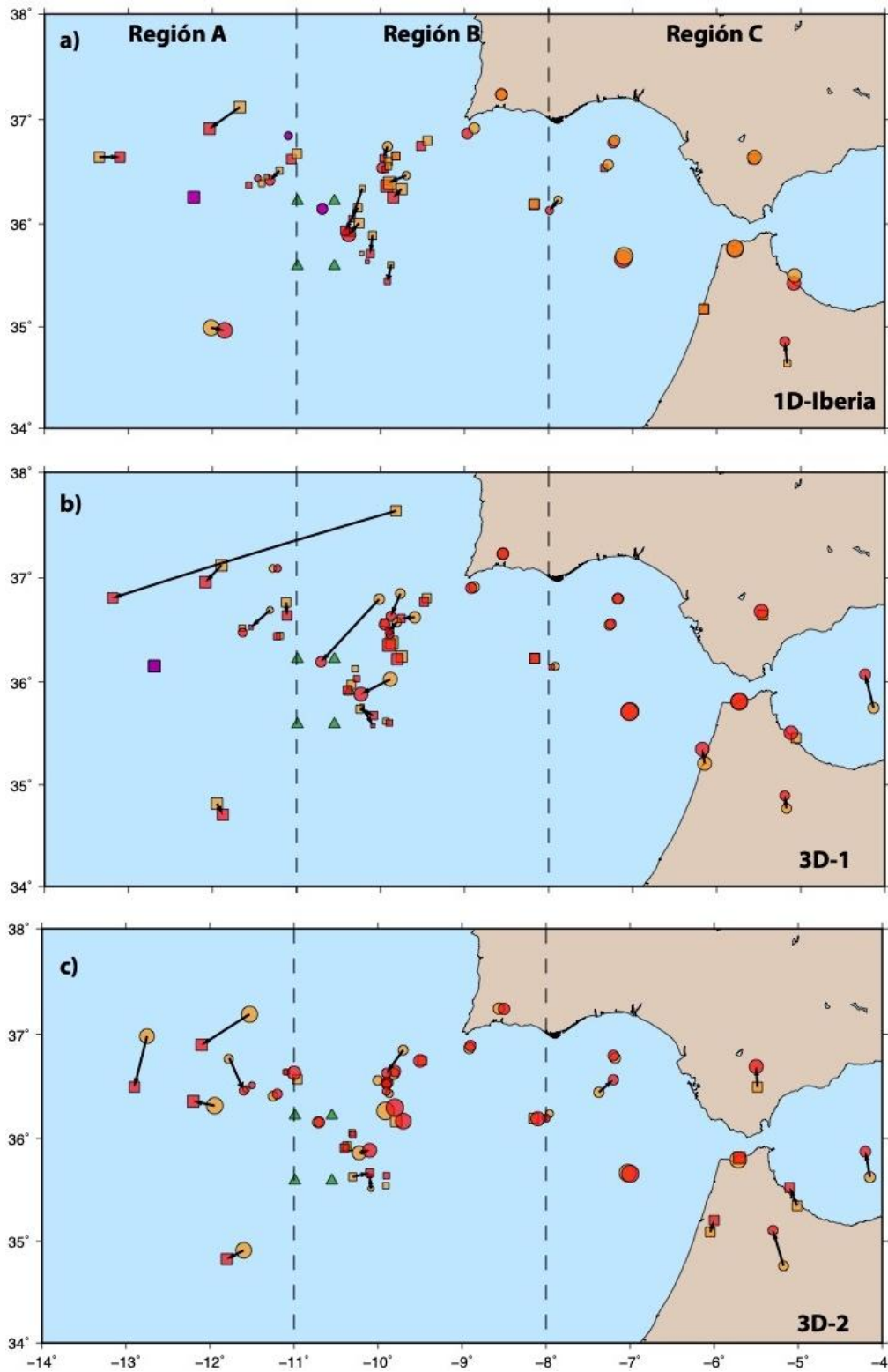


Fig. 4.2. Localización de hipocentros sinOBSs (símbolos en color naranja) y conOBSs (símbolos en color rojo). a) modelo de tierra 1D-Iberia. b) modelo de Tierra 3D-1. c) modelo de tierra 3D-2.

El **RMS** (Tabla 4.3) es el parámetro que presenta menor diferencia entre las soluciones sinOBSs y conOBSs, independientemente del modelo de tierra utilizado y de la región (Anexo VII). Las soluciones con el modelo 1D-Iberia presentan RMSs que oscilan entre 0.2s y 1.2s, tanto sinOBSs como conOBSs. Sin embargo, al utilizar 3D-1 los valores se reducen, estando entre 0.1s a 0.4 s sinOBSs y de 0.1 s a 0.7s conOBSs. Un comportamiento similar se observa con 3D-2 con RMSs entre 0.1 s y 0.4 s sinOBSs y 0.1 s a 1.2 s conOBSs. En resumen, el RMS se reduce con la utilización de modelos 3D, sin embargo aumenta ligeramente (a excepción del caso de utilizar 1D-Iberia) al incorporar las observaciones de OBSs. Esto es posible debido a que las diferencias entre los tiempos de recorrido observados de las fases sísmicas a los OBSs y los tiempos de recorrido teóricos, son mayores cuando se utilizan los modelos 3D.

El segundo parámetro que se analiza es la calidad del epicentro en función de las elipses de error, observándose que varían notablemente dependiendo de la región y del modelo de tierra utilizado (Tabla 4.3, Figs. 4.3a, 4.4a y 4.5a).

Las **elipses de error** en la región A, tienen dimensiones mucho mayores en comparación con el resto de regiones, especialmente con el modelo 1D-Iberia. Para los terremotos de esta región, la cobertura acimutal es pequeña y aunque el array aumenta la cobertura, las elipses tienen superficies relativamente grandes en comparación con el resto de regiones. Los peores resultados se obtienen cuando se utiliza el modelo 1D-Iberia (Fig. 4.3a), con valores medios de 880 km² (sinOBSs) y que se reducen a 507 km² conOBSs. Al utilizar modelos 3D (Figs. 4.4a y 4.5a), disminuye el tamaño de las elipses de error con valores que oscilan entre el mínimo, 31 km² sinOBSs utilizando 3D1 y el máximo, 350 km², conOBSs utilizando 3D2.

En la región B, el área de las elipses de error disminuye conOBSs respecto sinOBSs drásticamente para el caso 1D-Iberia (disminución del área del 42 %), pero se mantiene similar en el caso de los modelos 3D (aumento del área ≈17%). Además se observa que, conOBSs la orientación del eje mayor de las elipses de error es predominantemente NO-SE, en acuerdo con la orientación esperada tras incorporar las observaciones de los OBSs a la localización. Esto es debido a que la orientación del eje menor de la elipse de error, tiende a alinearse en dirección a la zona geográfica con mayor número de estaciones, es decir hacia donde existe mayor número de observaciones. La dirección NO-SE es la alineación del array de OBSs con las estaciones situadas al sur de Portugal.

Respecto a la Región C, no se aprecian diferencias significativas entre elipses de error sinOBSs y conOBSs para ningún modelo de Tierra.

El **error en profundidad** es el parámetro que presenta mayor reducción al incluir los OBS y con la utilización de modelos en 3D para todas las regiones. Además la distribución de los errores en profundidad tiene menor dispersión (Tabla 4.3) y en general coinciden con las profundidades esperadas para cada región.

Tabla 4.3. Valores medios y desviaciones estándar del RMS de la hora origen, área de elipse de error y error de profundidad, para localizaciones sinOBS (izquierda) y con OBS (derecha), para las 3 regiones y los 3 modelos de tierra.

| | Región A | | Región B | | Región C | |
|--------------------------------|-----------------|-----------|-----------------|-----------|-----------------|-----------|
| 1D-Iberia | | | | | | |
| RMS [s] | 0.53±0.29 | 0.48±0.24 | 0.50±0.13 | 0.39±0.10 | 0.56±0.23 | 0.52±0.16 |
| Área Elipse [km ²] | 880±2348 | 507±757 | 429±1805 | 182±125 | 428±280 | 156±165 |
| Error Profundidad [km] | 46±12 | 27±8 | 32±14 | 17±7 | 28±8 | 27±12 |
| 3D-1 | | | | | | |
| RMS [s] | 0.21±0.10 | 0.28±0.10 | 0.23±0.11 | 0.34±0.10 | 0.24±0.10 | 0.35±0.13 |
| Área Elipse [km ²] | 31±15 | 190±205 | 14±9 | 82±32 | 9±7 | 46±35 |
| Error Profundidad [km] | 24±7 | 14±7 | 18±9 | 11±7 | 20±6 | 12±9 |
| 3D-2 | | | | | | |
| RMS [s] | 0.32±0.11 | 0.32±0.11 | 0.21±0.10 | 0.34±0.11 | 0.25±0.12 | 0.43±0.28 |
| Área Elipse [km ²] | 41±21 | 350±390 | 19±10 | 53±38 | 11±2 | 102±129 |
| Error Profundidad [km] | 41±11 | 19±10 | 27±13 | 12±6 | 15±8 | 13±10 |

Para la Región A, los errores en profundidad, sinOBSs y conOBSs para todos los modelos utilizados, son mayores que para el resto de regiones. Con la utilización de modelos de Tierra 3D se observa una reducción de los errores en profundidad, conOBSs respecto sinOBSs, del 41% y del 53%, para 3D1 y 3D2 respectivamente. En la Región B, también se observa una acusada reducción de los errores en profundidad conOBSs respecto sinOBSs, pero además se observa una reducción extraordinaria con el uso de modelos 3D frente a 1D-Iberia. En el caso 3D1 el error en profundidad se reduce un 38% y en el caso de 3D2 un 55% (Tabla 4.3). Finalmente, para la región C, no se aprecian diferencias entre sinOBSs y conOBSs con la utilización de modelos 1D. Sin embargo, cuando se utilizan modelos 3D la reducción de los errores en profundidad es más pronunciada. Si se utiliza el modelo 3D1 hay una reducción de un 40% y en el caso de utilizar el modelo 3D2 un 15% (Tabla 4.3).

Por último, en la Fig. 4.6, se muestra un resumen de los valores medios de los parámetros (RMS, área de la elipse de error de los epicentros y error en profundidad), para las 3 regiones y los 3 modelos de Tierra, comparando sinOBSs y conOBSs. Las localizaciones conOBSs respecto sinOBSs, en todas las regiones utilizando el modelo 1D-Iberia, los tres parámetros analizados se reducen. Sin embargo, siendo un resultado sorprendente, con la utilización de modelos 3D, el RMS de la hora origen no sufre cambios significativos, pero las áreas de las elipses aumentan en favor de una gran reducción en el error en profundidad (Fig. 4.6).

Este resultado muestra como la utilización de modelos 3D de alta resolución y la incorporación de las observaciones del array, permiten que el algoritmo pueda encontrar soluciones, con un mayor constreñimiento en la determinación de la profundidad, es decir con mayor precisión (Fig. 4.6f, g y h). En particular y en base a los resultados mostrados, las localizaciones de la región A y la región C tienen una mejora leve, mientras que las localizaciones de la región B la influencia de array es mucho más grande y la mejora es mucho mayor.

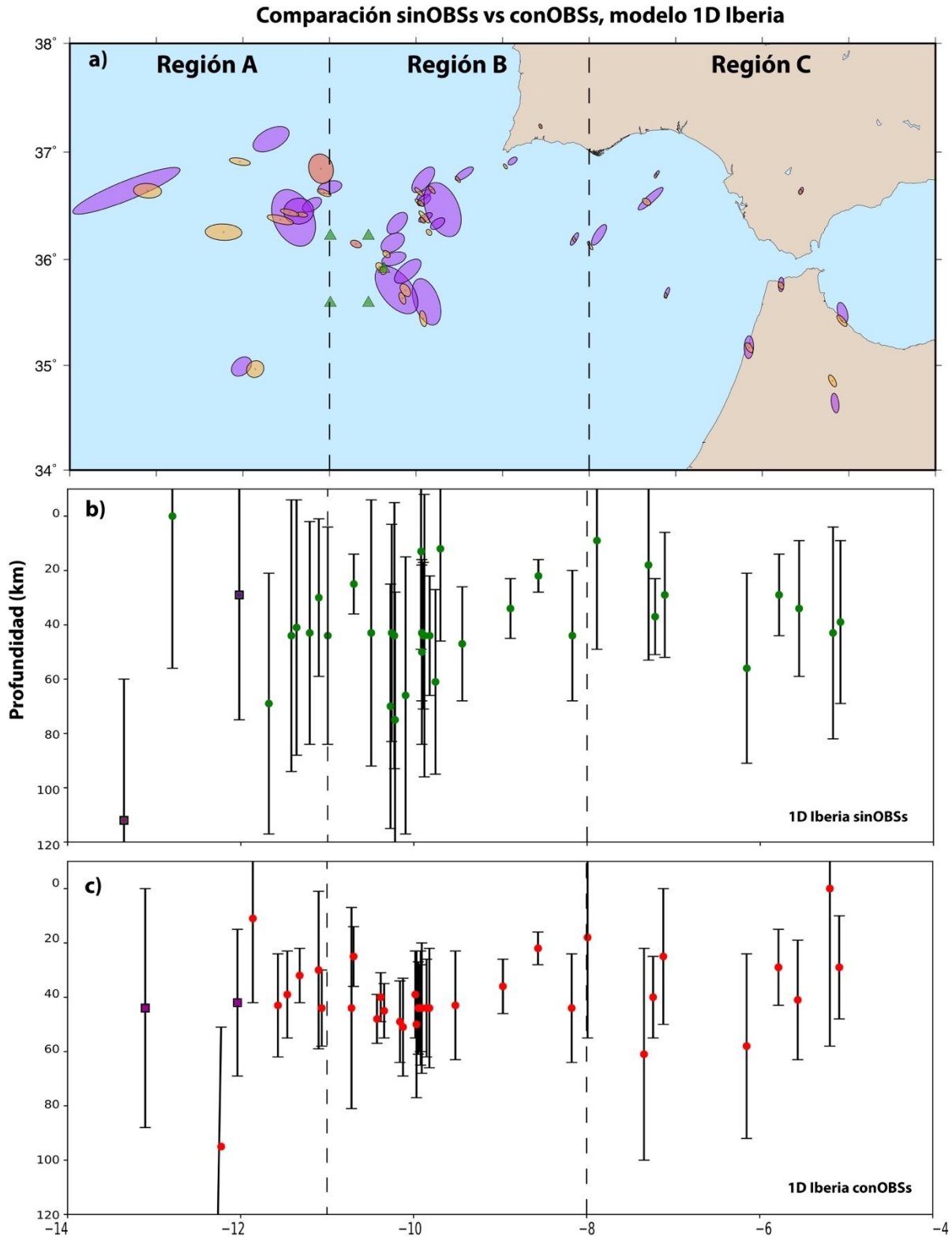


Fig. 4.3. Modelo 1D-Iberia. a) Elipses de error para soluciones *sinOBSs* (en morado) y *conOBSs* (naranja). b) Sección vertical Oeste-Este mostrando la profundidad de los terremotos y las barras de error *sinOBSs*. c) *conOBSs*.

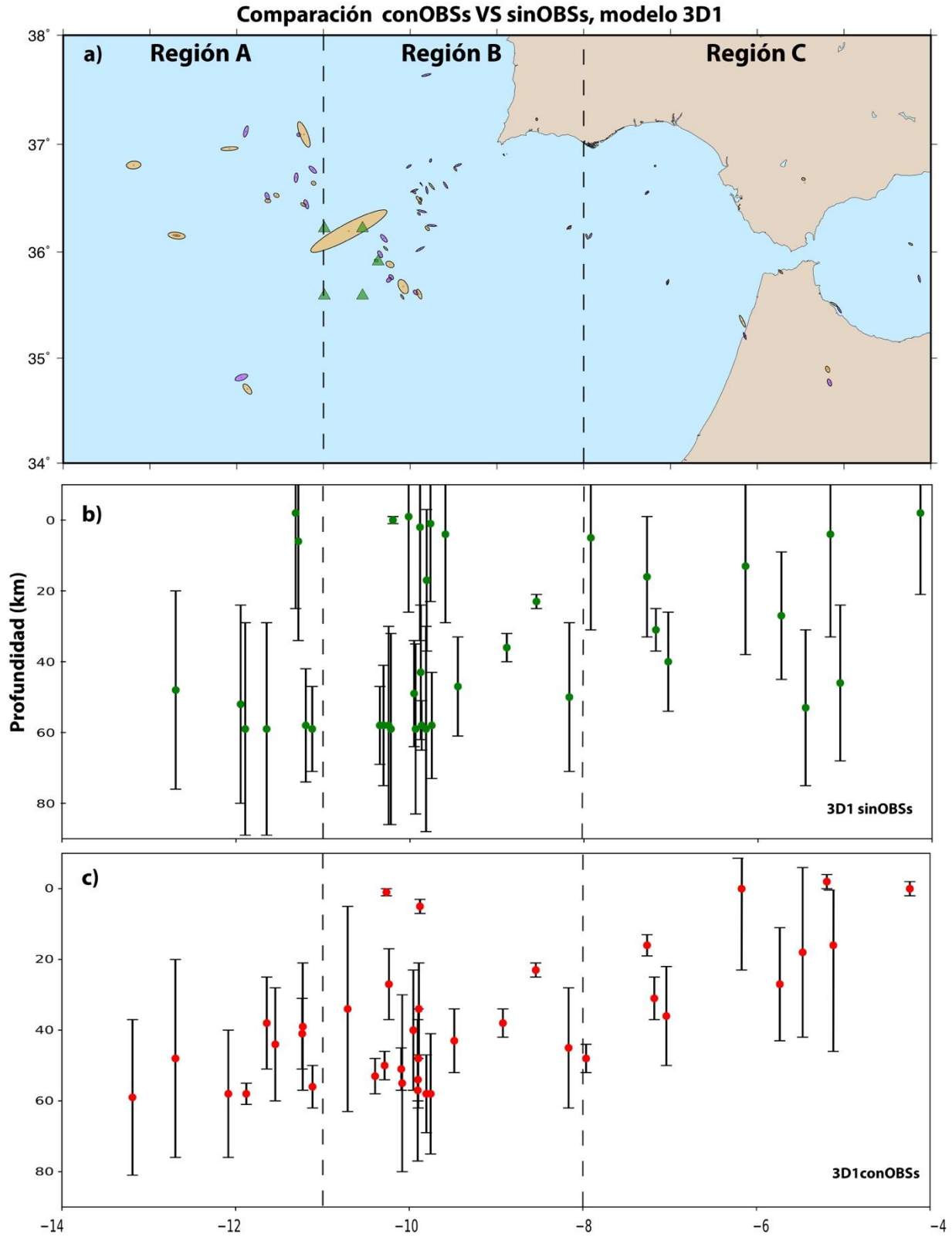


Fig. 4.4. Modelo 3D1. a) Elipses de error para soluciones sinOBSs (en morado) y conOBSs (naranja). b) Sección vertical Oeste-Este mostrando la profundidad de los terremotos y las barras de error sinOBSs. c) conOBSs.

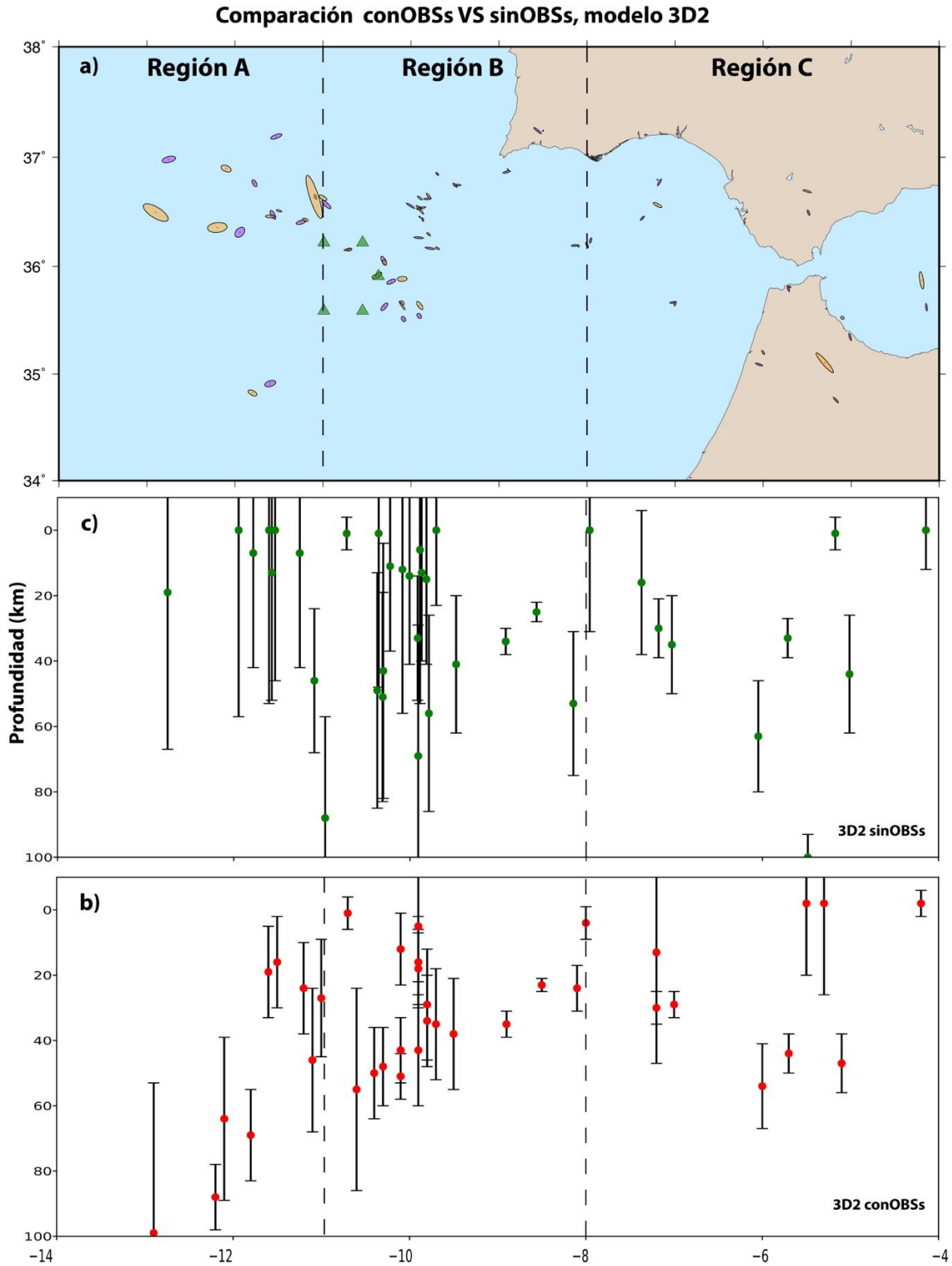


Fig. 4.5. Modelo 3D2. a) Elipses de error para soluciones sinOBSs (en morado) y conOBSs (naranja). b) Sección vertical Oeste-Este mostrando la profundidad de los terremotos y las barras de error sinOBSs. c) conOBSs.

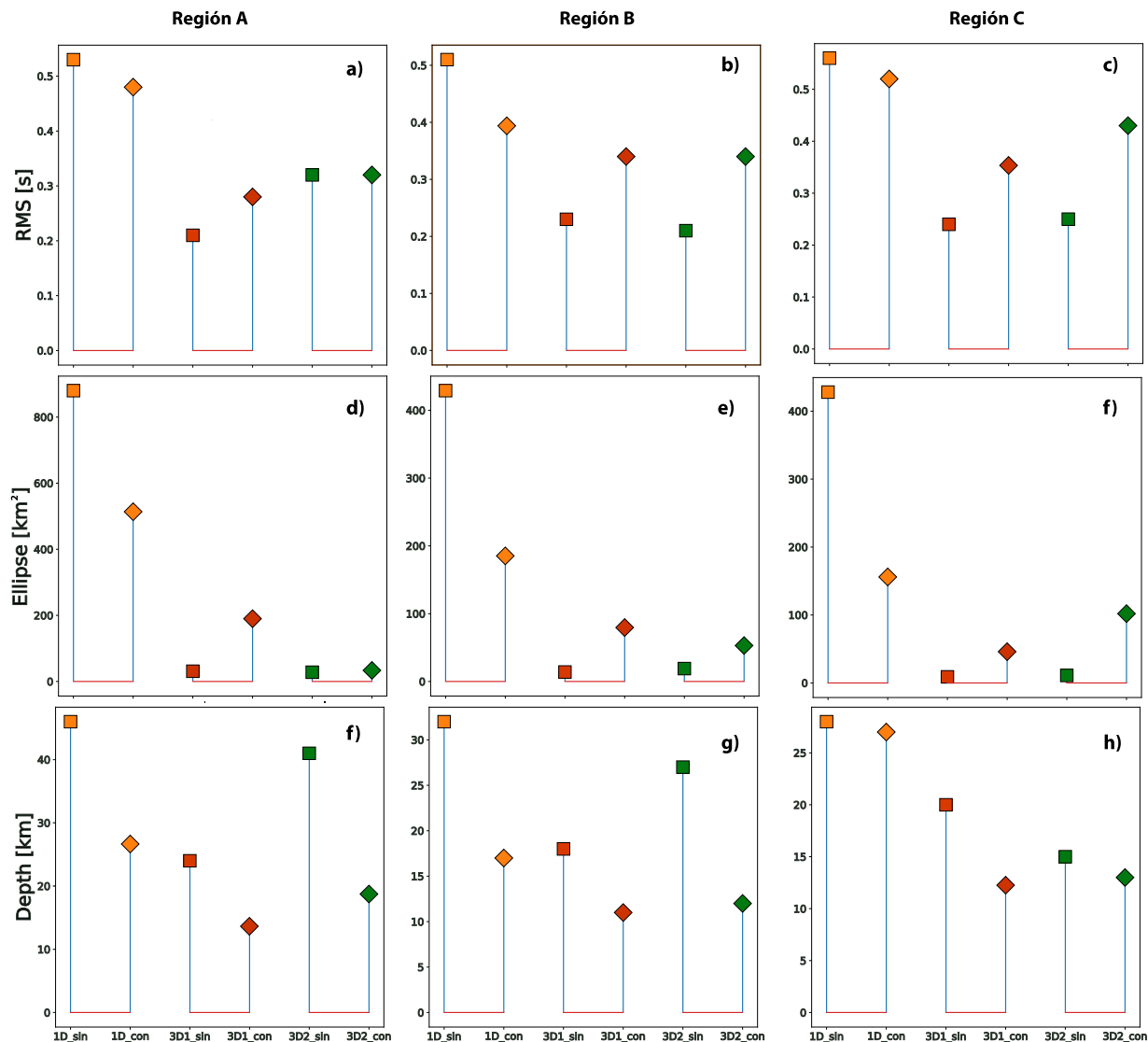


Fig. 4.6. Valores promedio de localización para los 3 modelos de Tierra (1D-Iberia en naranja, 3D-1 en rojo y 3D-2 en verde) y sin datos de OBS (rombos) y conOBS (cuadrados) para las 3 regiones. En la parte superior (a, b y c) representan el promedio del RMS, en la fila central el área de la elipse de incertidumbre (figuras d, e y f) y en la parte inferior (figuras f, g y h) el error de profundidad.

4.1.3 Comparación con localizaciones IGN

En este apartado se estudian en detalle las localizaciones obtenidas conOBS y los tres modelos de Tierra con las localizaciones del IGN (Tabla 4.1). La Fig. 4.7a muestra los epicentros calculados por el IGN (en negro) y los epicentros calculados con el modelo 1D-Iberia (símbolos

naranjas), con el modelo 3D-1 (en rojo, Fig. 4.7b) y con 3D-2 (en azul, Fig. 4.7c). En toda la Fig. 4.7 los círculos corresponden a hipocentros con profundidad inferior a 40 km y los cuadrados a profundidad mayor de 40 km y el tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud. Los resultados numéricos se encuentran en el Anexo VII.

En la región C la diferencia entre la localización del IGN y la de esta tesis es mínima, cuando se utiliza el modelo 1D-Iberia (Fig. 4.7a). Esto se explica, ya que se está utilizando el mismo modelo de tierra y en esta zona la influencia de las observaciones OBSs es muy pequeña al estar el array muy lejos (más de 200 km) y además, hay buena cobertura con las estaciones en tierra. Las mayores diferencias se observan con el modelo 3D-1 (Fig. 4.7b), para los epicentros en el norte de Marruecos que varían hasta 20 km. En las Fig. 4.7d, 4.7e y 4.7f se muestran las elipses de error de los epicentros, observándose que en general son pequeñas y no hay grandes diferencias entre los tres modelos de tierra y los epicentros del IGN.

En la región B, con independencia del modelo de tierra, el uso de los OBSs se refleja en que los epicentros de los terremotos más alejados de la costa se desplazan al SW ≈ 20 km (desde las proximidades del CSV hacia el array de OBSs) y se alinean a lo largo de una dirección preferente NW-SE, con un aumento adicional en la profundidad de los focos. Para los terremotos más próximos a tierra y con menor influencia de los OBSs apenas hay cambios. Para la región A, el uso de observaciones del array no contribuye a mejorar la calidad de las soluciones. Podemos concluir que en relocalizaciones realizadas con modelos 3D las elipses de error de los epicentros reducen su tamaño hasta en un 50% frente a las soluciones del IGN la máxima reducción se produce en la región B donde los semiejes mayores y menores de las elipses pasan de ≈ 6 y 3 km a 3 y 2 km, respectivamente.

En la Fig. 4.8 se muestra un corte vertical Oeste – Este (entre 14°W y 5°W) de las tres regiones A, B y C, los hipocentros y sus barras de error para los 3 modelos de tierra (1D-Iberia (Fig. 4.8a), 3D-1 (Fig. 4.8b) y 3D-2 (Fig. 4.8c)), junto con las profundidades calculadas por el IGN y sus barras de error (Fig. 4.8d).

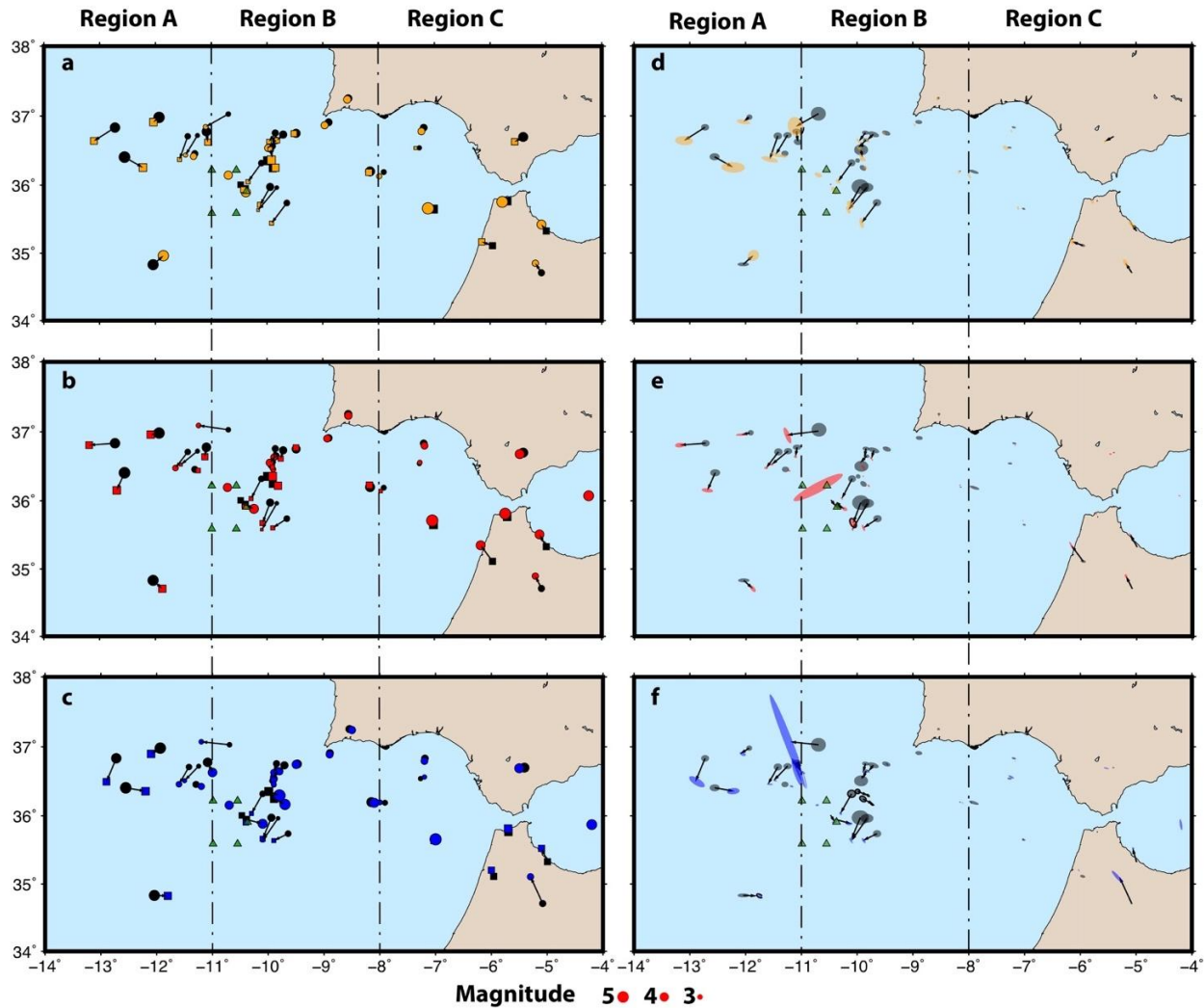


Fig. 4.7. A la izquierda distribución de epicentros a) en naranja con modelo ID-Iberia, b) en rojo modelo 3D-1 y c) en azul modelo 3D-2. Los símbolos negros corresponden a la localización IGN, círculos $h < 40\text{km}$ y cuadrados $h > 40\text{km}$. A la derecha las elipses de error para cada modelo de tierra (figuras d, e y f). Las elipses de error de la localización IGN se muestran en verde (Cabièces et al., 2020a).

Los mayores errores en profundidad corresponden a la región A en comparación con el resto de regiones, independientemente del modelo utilizado para la relocalización. Sin embargo, lo más reseñable es que en las localizaciones del IGN (Fig. 4.8d) han fijado las profundidades en hasta un 50 % de los casos, una condición necesaria al utilizar del algoritmo LocSAT (algoritmo de búsqueda hipocentral lineal Capítulo 2). Se observa que las profundidades del IGN son más superficiales (entre 10 km y 30 km) mientras que al utilizar modelos 3D aumenta la profundidad de los focos, sobre todo con el modelo 3D-1 con un predominio de soluciones entre 40 km y 50 km. En la región B, las soluciones 3D-1 (Fig. 4.8b) y 3D-2 (Fig. 4.8c) son similares y los errores en profundidad se reducen en comparación con las soluciones IGN. La profundidad media es de

41km y 39 km para 3D-1 y 3D-2 respectivamente, mientras que para el IGN es de 25 km. Teniendo en cuenta que los 19 terremotos de la región B, 6 tienen la profundidad fijada en IGN, el valor medio de sus errores en profundidad es un 50 % mayor que 3D1 y 3D2. Por último, en la región C no se aprecian diferencias significativas entre IGN y el resto de localizaciones. Como en el caso de la estimación del área de la elipse de error, la influencia del array de OBSs es mínima.

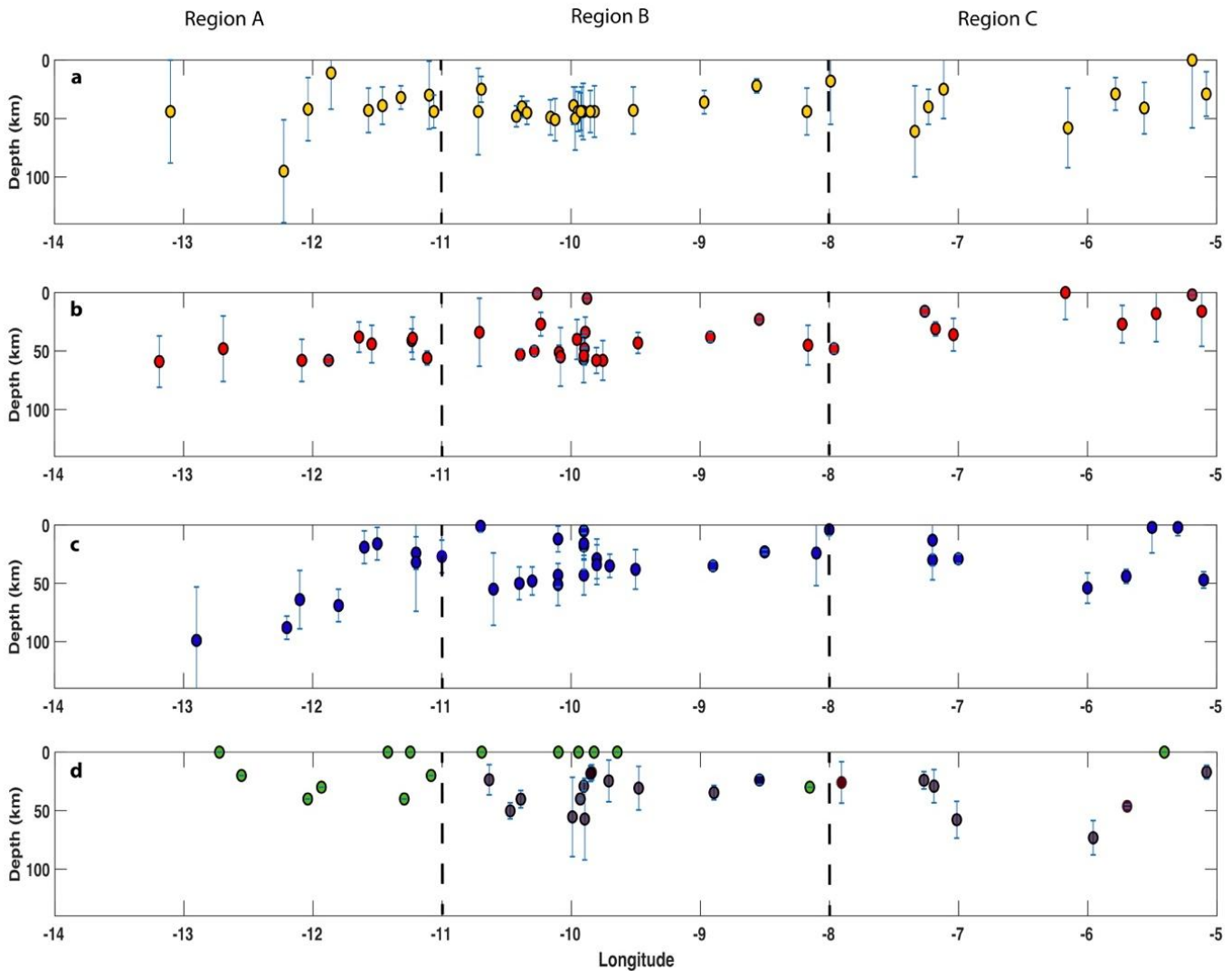


Fig. 4.8. Profundidad de los focos con sus barras de error (nivel de confianza 90%) en una sección vertical Oeste-Este. a) Modelo de Tierra1d-iberia, b) 3D-1, c) 3D-2, d) localización IGN (<https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>), círculos verdes profundidad fijada. (Cabieces et al., 2020a).

4.1.4 Comparación de resultados en función del modelo de Tierra

Por último, se estudia la influencia del modelo de Tierra al utilizar las observaciones OBSs. En la Fig. 4.9 se muestran los valores medios del RMS del tiempo origen, área de la elipse de error del epicentro y error en profundidad para las soluciones conOBS y para las tres regiones de estudio.

Para la **región A** (Fig. 4.9a, d y g) la localización con el modelo 3D-1 tiene los errores más pequeños en el tiempo origen ($\text{RMS} \approx 0.3 \text{ s}$) y epicentro (área de la elipse de error $\approx 200 \text{ km}^2$) y un error en la determinación de la profundidad $\approx 15 \text{ km}$. La localización IGN es la que tiene los errores más grandes. Los epicentros de esta región están poco constreñidos, con escasa cobertura acimutal ($\text{GAP} > 180^\circ$, Tablas A7.1-A7.6, Anexo VII), mostrando grandes errores en latitud, longitud y profundidad. Además, se añade la dificultad de que en esta región los modelos de Tierra muestran grandes contrastes de velocidad tanto laterales como en profundidad, dificultando la convergencia del algoritmo de localización hacia una solución óptima (v.g., solución con máximo absoluto y sin máximos relativos) al utilizar modelos de Tierra 1D.

La **región B** (Fig. 4.9b, e y h) es la que presenta mejores resultados, disminuyendo notablemente los errores en comparación con las regiones A y C. La elipse de error, en los dos modelos 3D (3D-1 y 3D-2) es hasta un 50% menor frente al resultado de 1D-Iberia e IGN. Los epicentros están bien constreñidos, con estaciones cercanas a los epicentros y con una amplia cobertura acimutal, lo cual permite la obtención de localizaciones con errores pequeños (3D1 $\approx 100 \text{ km}^2$ e IGN $\approx 500 \text{ km}^2$, Fig. 4.9). Un resultado destacable es que los epicentros cercanos al array de OBSs (v.g., terremotos T7 y T23, Tabla 4.1) se desplazan en dirección SW un promedio de 20 km mientras que las profundidades se incrementan hasta los 40 km. En esta región el modelo 3D-2 es el que tiene las elipses de error con menor área, aunque comparable al modelo 3D-1. Estos resultados se confirman en todos los tipos de localizaciones, independientemente del modelo de tierra utilizado lo cual corrobora que este cambio de localización hipocentral es debido únicamente a la influencia del array de OBSs. La solución IGN es la que presenta mayores errores en todos los parámetros.

En la **región C** (Fig. 4.9c, f y i), todas las soluciones muestran un claro descenso de las incertidumbres. El modelo 3D-1 es el que tiene los menores errores, aunque muy parecidos a los del modelo 3D-2 para el tiempo origen y profundidad, sin embargo, la elipse de error del epicentro

es prácticamente el doble en 3D-2 con respecto a 3D-1. La influencia del array de OBSs en la reducción de los errores en localización en esta región es mucho menor en comparación a las regiones A y B. Se observa que los errores en longitud son mayores que en latitud (Tabla A4.4 y A4.6), ya que no existen estaciones que cubran los acimuts desde el Sur, y además, se aprecia una ligera reducción de la incertidumbre en profundidad en los modelos 3D. Esto último podría explicarse por la mayor resolución de los modelos de Tierra 3D en comparación con 1D-Iberia en el Sur de Iberia, en especial en la corteza oceánica. Respecto al parámetro RMS, todas las localizaciones muestran valores muy similares, tomando valores en el rango de 0.3-0.6s, siendo todas menores que los determinados por el IGN.

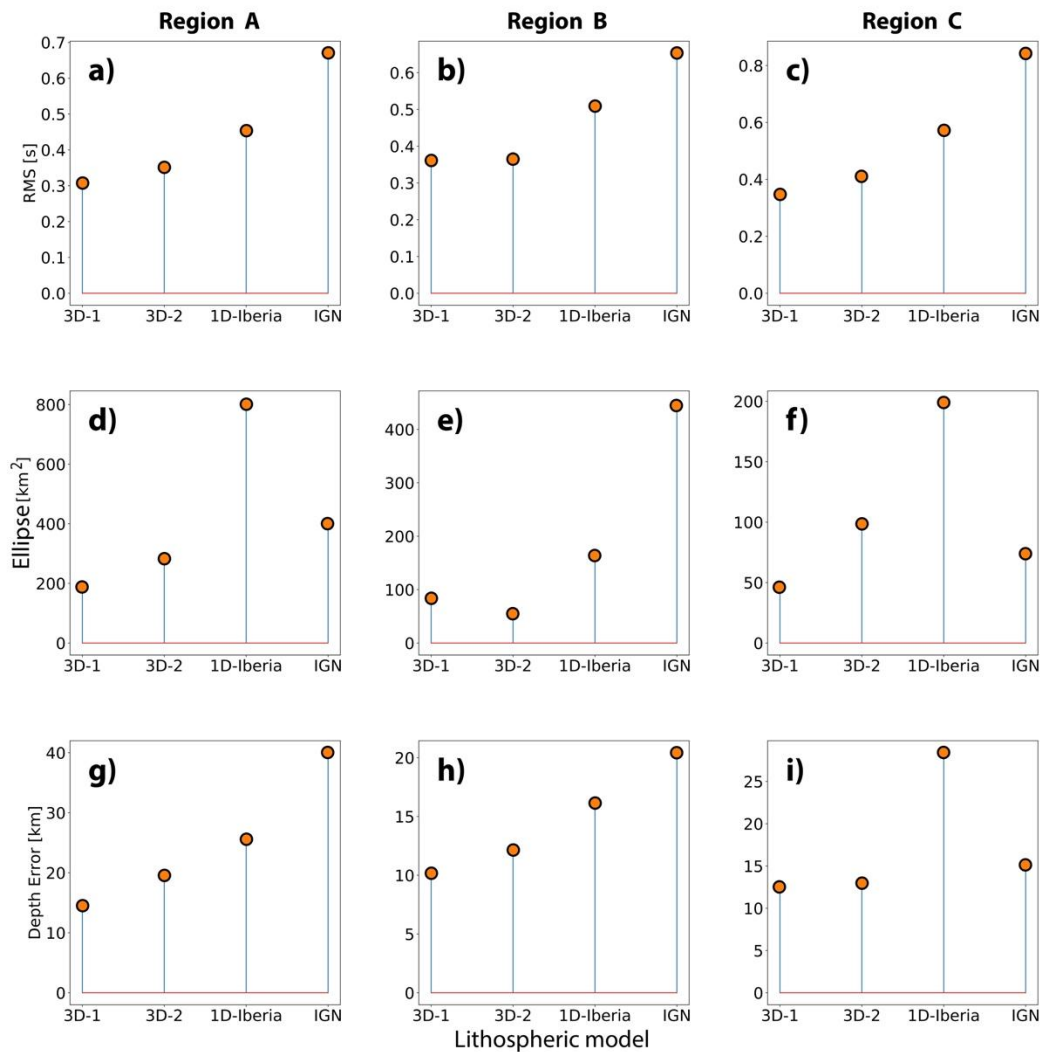


Fig. 4.9. Comparación de valores promedio de RMS de tiempo origen, área de la elipse de error del epicentro y error de la profundidad para 3D-1, 3D-2, 1D-Iberia e IGN y para las regiones A, B y C, (Cabieces et al., 2020a).

4.1.5 Casos especiales: terremotos localizados fuera de la red de OBSs

Aunque el uso del array de OBS ha permitido, en general, mejorar la localización de los terremotos, esta mejora es muy limitada cuando los terremotos ocurren fuera de la red formada por el array de OBSs y las estaciones en tierra. En esta sección se presentan dos ejemplos en los que pese a utilizar un modelo de Tierra 3D, es difícil obtener una localización hipocentral precisa utilizando un número limitado de estaciones y con poca cobertura acimutal (en este caso, solo se dispone de datos OBSs).

El primer ejemplo corresponde a la localización del terremoto T22B para el modelo de Tierra 3D-1, donde la PDF se muestra en la Fig. 4.10 (Tabla A7.4 del anexo VII). Se observa como la PDF tiene una forma elongada en longitud (≈ 50 km) y que contiene múltiples máximos locales (Figs. 4.10a y c). Es probable que las grandes dimensiones de la PDF se deban a la escasez de observaciones (sólo 11 fases observadas) y por la falta de tiempos de llegada de ondas S de buena calidad. En este caso, la diferencia entre los tiempos de llegada observados y los teóricos es grande (residuos ≥ 0.3 s). Además, un factor que contribuye a dificultar la convergencia del algoritmo de localización hipocentral es la escasa cobertura acimutal, siendo en el caso del terremoto T22 $\approx 125^\circ$. Las Figs. 4.10b y c destacan la dispersión de la PDF en profundidad, mostrando los múltiples máximos locales.

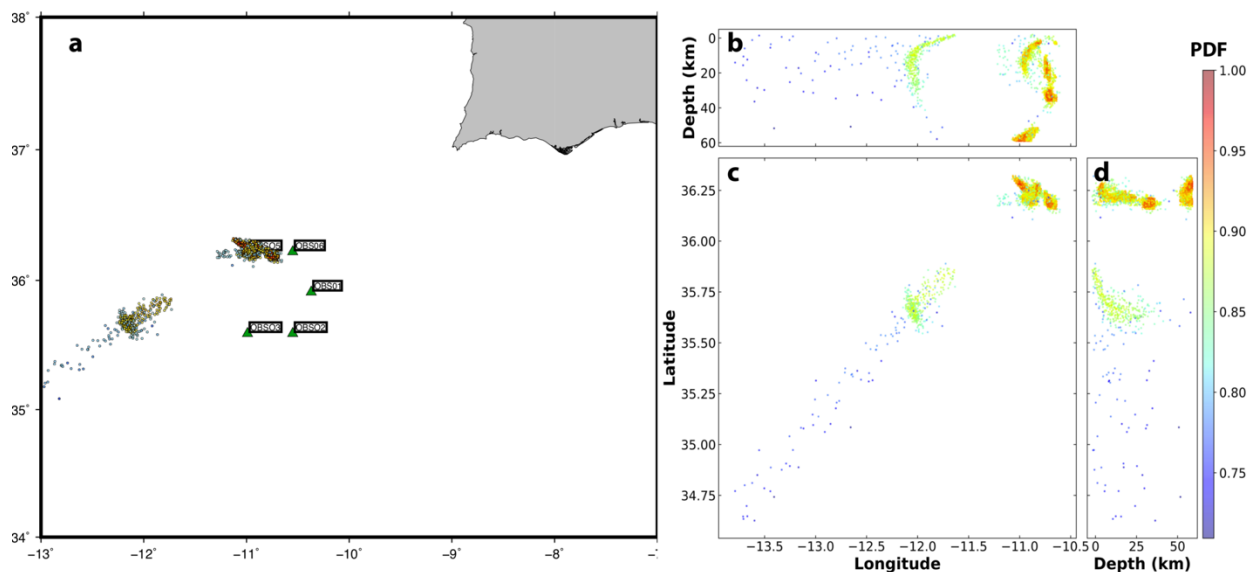


Fig. 4.10. PDF terremoto T22 utilizando modelo 3D-1. a) proyección en longitud-latitud, b) proyección longitud-profundidad, c) proyección longitud-latitud, d) proyección profundidad-latitud. (Cabieces et al., 2020a).

Comparando la localización de T22 en 3D-1 con la localización hallada con el modelo 3D-2, podría atribuirse la mejor localización de 3D-2, a la mejor resolución en profundidad del modelo 3D-2 frente a 3D-1 ($dz = 1.0$ km para 3D-1 frente a $dz = 0.5$ km para 3D-2). Si se compara el error en profundidad, el error en 3D-1 es de 29 km frente al error de 5km en 3D-2. El error tan grande en profundidad se relaciona directamente con la dispersión de la PDF en profundidad (Fig. 4.10d).

Otro caso de estudio interesante es el del terremoto T30 de 3D-2 (Figs. 4.11a y c, Tabla A7.6 del Anexo VII). Para este terremoto la PDF tiene grandes dimensiones en latitud (≈ 50 km), pero la profundidad está relativamente bien restringida (Figs. 4.11b y d), incertidumbres en profundidad de 22 km). En los perfiles de profundidad (Fig. 4.11b y d) se observa un máximo absoluto de la PDF entorno a 50km. La PDF correspondiente al terremoto T30, donde se observa como la búsqueda del algoritmo se ha realizado en dirección N-S encontrando dos máximos relativos y uno absoluto, formados por nubes de muestras de la PDF muy dispersas.

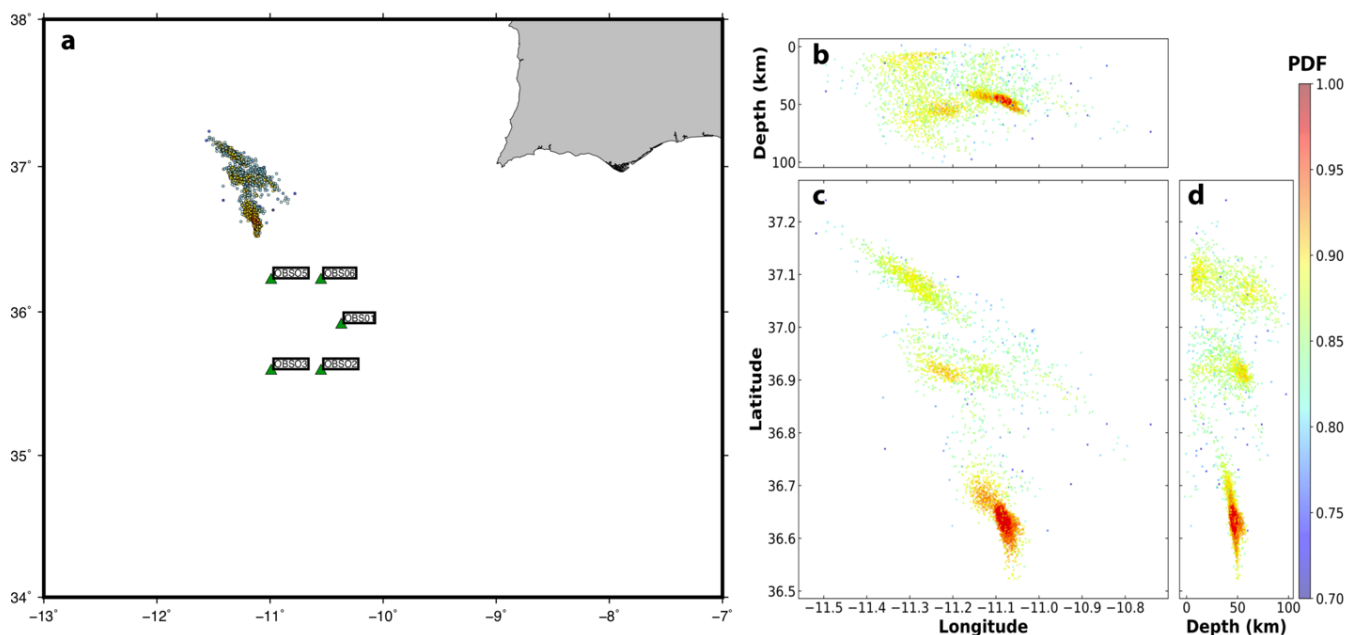


Fig. 4.11. PDF terremoto T30 utilizando modelo 3D-2. a) proyección en longitud-latitud, b) proyección longitud-profundidad, c) proyección longitud-latitud, d) proyección profundidad-latitud. (Cabieces et al., 2020a).

Teniendo en cuenta que este terremoto también se localizó con el modelo 3D-1 y con incertidumbres mucho menores (≈ 27 km de latitud, ≈ 18 km de profundidad) utilizando los mismos tiempos de llegada, se puede inferir que el gran tamaño del elipsoide de confianza obtenido utilizando el modelo 3D-2 no se puede atribuir a la geometría de la red, sino al modelo de velocidad. Nuestra interpretación es que dado que este terremoto ocurrió cerca del Gorrington Bank (Fig. 1.1) una región con altos contrastes de velocidades sísmicas (se puede encontrar un ejemplo de discontinuidades de velocidad lateral entre el Gorrington Bank y el Horseshoe Abyssal Plain), Anexo II), la función de probabilidad EDT es muy inestable cuando se utiliza el modelo 3D-2

4.1.6 Comparación de resultados con trabajos previos

En la zona de estudio y en especial en la región B, se localizan los terremotos de 1969 ($M_s = 8.1$), 2007 ($M_w = 5.9$) y 2009 ($M_w = 5.5$), estudiados en detalle por diferentes autores utilizando diferentes métodos y datos (López Arroyo y Udías, 1972; McKenzie, 1972; Udías *et al.*, 1976; Grimison y Wang-Ping Chen, 1986; Stich *et al.*, 2005; Grandin *et al.*, 2007; Custódio *et al.*, 2012; Buforn *et al.*, 2020; Pro *et al.*, 2020) Estos autores han obtenido profundidades focales entre 30 y 50 km. Por otra parte, (Geissler *et al.*, 2010; Grevemeyer *et al.*, 2016; Silva *et al.*, 2017) utilizando observaciones de una campaña de OBS realizada en esta zona, han obtenido resultados diferentes. Geissler *et al.*, (2010) sugirieron que en la región B la sismicidad se extiende entre la corteza y el manto superior hasta 60 km de profundidad, aunque la mayor parte de la sismicidad se limita al manto superior entre 40 y 55 km de profundidad, que está en el límite de deformación frágil. Por el contrario, los resultados de (Grevemeyer *et al.*, 2016) han desplazado la sismicidad a profundidades menores (20 a 40 km). Silva *et al.*, (2017), relocalizó los terremotos del trabajo de (Geissler *et al.*, 2010) y aumentó el catálogo de sismos detectados, añadiendo sismos de menor magnitud que (Geissler *et al.*, 2010), con la profundidad media de los focos a 42 km.

Los terremotos de la región B, localizados en esta tesis utilizando metodologías y modelos de Tierra diferentes a los de los autores previamente citados (método no lineal y modelos 3D) confirman que la mayor parte de la actividad sísmica se produce entre 40 y 60 km de profundidad. En la Figura 4.12 se muestra la distribución de hipocentros calculados en esta tesis (cuadrados) con el modelo 3D-1 (ya que hemos considerado en el apartado anterior que el modelo 3D-1 es el

que proporciona los mejores resultados), junto con las distribuciones de hipocentros estimados en Geissler *et al.*, (2010), y Silva *et al.*, (2017), círculos, y que concuerdan con las dos agrupaciones de terremotos observadas por Custódio *et al.*, (2016), uno al suroeste del Cabo San Vicente y la otra al este del Horseshoe Abyssal Plain (Fig 1.1).

Se observa la mayor parte de los terremotos que ocurren en la región B, tanto los localizados en esta tesis, como los de estudios anteriores que presentan focos en un rango de profundidades entre 40 y 50 km, lo que confirma que la actividad sísmica en esta zona ocurre a esta profundidad. Estos resultados son coherentes con los obtenidos en el estudio de terremotos del 1969, 2007 y 2009, en los cuales todos los hipocentros se encuentran entre 35 y 45 km.

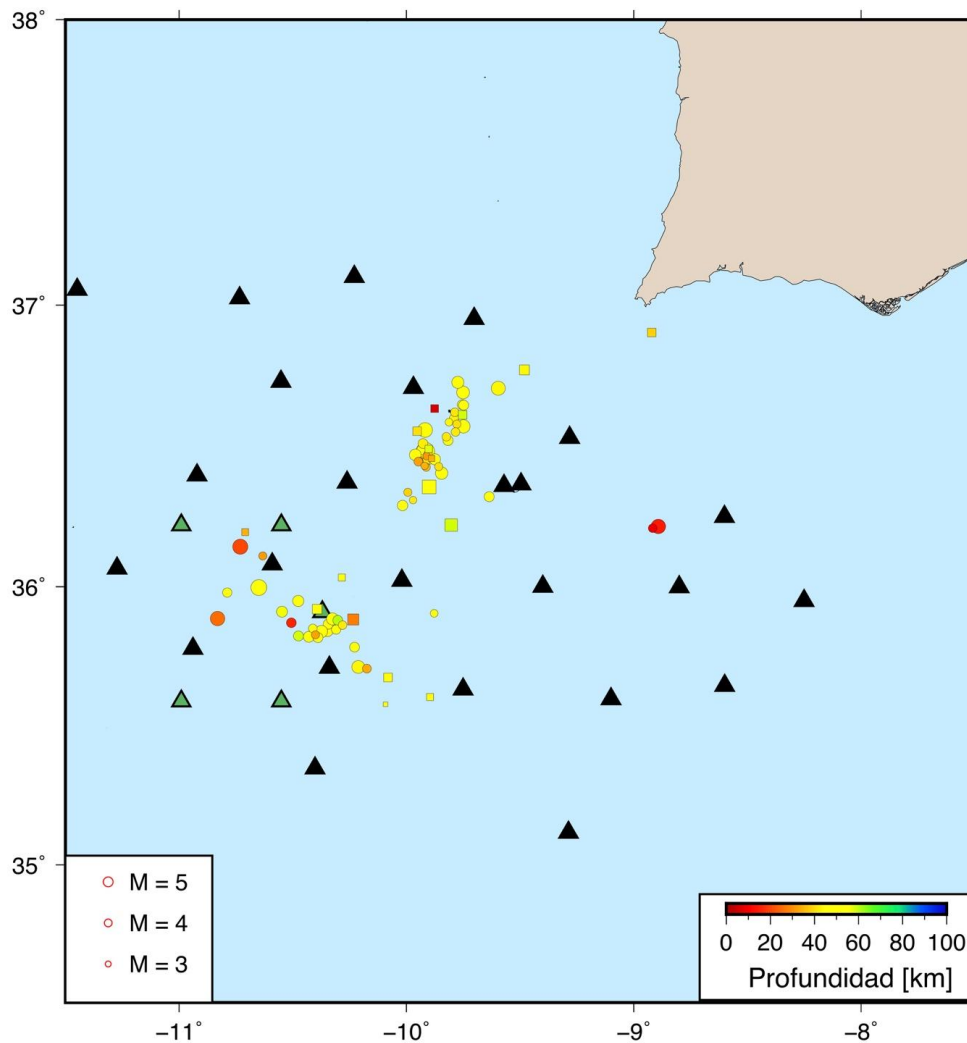


Fig. 4.12. Terremotos localizados en la región B en esta tesis con el modelo 3D-1 (cuadrados) y con Geissler *et al.*, (2010) y Silva *et al.*, (2017) (círculos). Triángulos verdes son los OBSs empleados en esta tesis y negros en Geissler *et al.*, (2010).

4.2 Mecanismo focal: orientación del plano de falla

Por último, se ha calculado la orientación del plano de falla para una selección de los terremotos localizados en esta tesis. El criterio fijado es, que en al menos 10 estaciones (tanto en tierra como en los OBS, en la componente vertical) se pudiera observar claramente la polaridad de la llegada de la onda P. Del total de 38 terremotos, solo 7 cumplían este criterio. En la Fig. 4.13 se muestra un ejemplo de registro en el OBS1 para el terremoto T1 (Tabla 4.1).

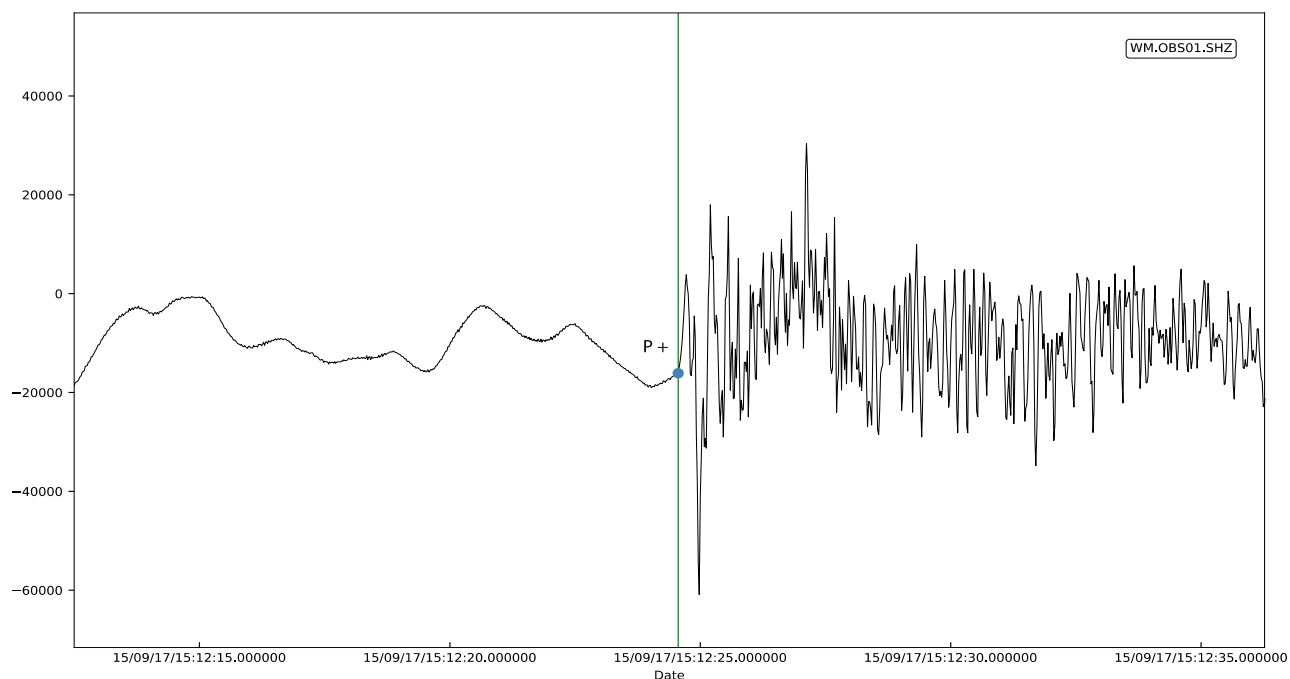


Fig. 4.13 Registro del OBS01, componente vertical para el terremoto T1

El método utilizado es el de la polaridad de la onda P (sección 2.2.1), que permite calcular la orientación de los planos de falla y ejes principales de esfuerzo. Para el cálculo del ángulo de incidencia en el foco, se han utilizado las localizaciones 3D-1 (Tabla A7.4) y un modelo de gradiente lineal de velocidad (sección 3.8). Un modelo de gradiente de velocidad tienen la ventaja, frente a los modelos de velocidad constante como el 1D-Iberia, en que proporciona una distribución más continua de los ángulos de incidencia. En las tablas de A8.1 a A8.7 del Anexo VIII se muestran los valores de acimut, ángulo de incidencia en el foco y polaridad de los 7 terremotos seleccionados.

En la Tabla 4.4 y Fig. 4.14 se muestra la orientación de los planos de falla (φ, δ, λ) y ejes principales de esfuerzos ($\theta_p, \theta_T, \phi_p, \phi_T$) junto con la estimación de sus errores. También se incluye el número de polaridades utilizadas y el parámetro de calidad “score” (proporción de aciertos = definido como el número de polaridades correctas / número total de polaridades). La referencia (Ref) es la misma que la de la Tabla 4.1.

Tabla 4.4. Orientación de los planos de falla. φ = azimut, δ = buzamiento, λ = ángulo de deslizamiento, Φ, θ = azimut y ángulo con la vertical de los ejes P y T , N = número de observaciones, **Score** = proporción de aciertos

| Ref | Planos de falla | | | Ejes de esfuerzos | | | | N | Score |
|-----|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|----------------------|--------------------|----------------------|--------|--------|
| | $\varphi(^{\circ})$ | $\delta(^{\circ})$ | $\lambda(^{\circ})$ | $\phi_p(^{\circ})$ | $\theta_p(^{\circ})$ | $\phi_T(^{\circ})$ | $\theta_T(^{\circ})$ | | |
| T1 | A | 294±25 | 82±60 | 7±119 | | | | | |
| | B | 25±202 | 82±2 | 171±178 | 160±31 | 89±52 | 250±38 | 79±50 | 20 1 |
| T11 | A | 292±20 | 58±68 | -160±52 | | | | | |
| | B | 191±20 | 74±37 | -33±75 | 147±27 | 55±46 | 148±32 | 80±57 | 12 1 |
| T17 | A | 91±18 | 78±88 | -128±132 | | | | | |
| | B | 346±207 | 40±49 | -161±90 | 324±20 | 46±83 | 209±20 | 66±134 | 16 1 |
| T18 | A | 18±183 | 41±127 | 126±44 | | | | | |
| | B | 243±56 | 58±21 | 62±211 | 313±83 | 81±209 | 203±2 | 25±46 | 12 0.8 |
| T28 | A | 198±37 | 88±43 | -27±77 | | | | | |
| | B | 289±43 | 62±43 | -178±77 | 150±24 | 71±136 | 246±77 | 73±58 | 11 1 |
| T33 | A | 178±23 | 50±35 | -4±45 | | | | | |
| | B | 271±23 | 86±35 | -140±67 | 140±30 | 60±59 | 37±35 | 66±40 | 19 1 |
| T34 | A | 316±212 | 54±75 | 20±26 | | | | | |
| | B | 58±7 | 73±30 | 143±107 | 183±45 | 77±162 | 283±38 | 52±52 | 11 1 |

Resultados Mecanismos Focales

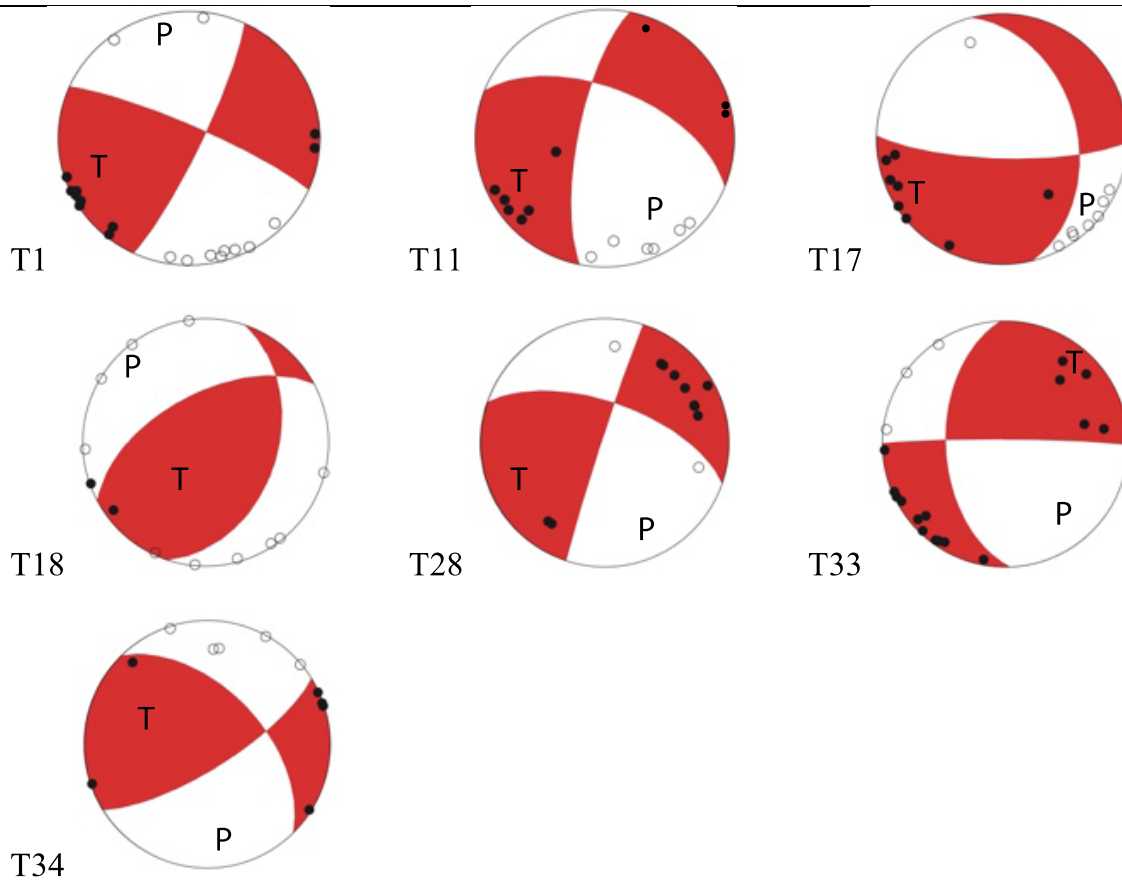


Fig. 4.14. Proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal. Los círculos negros corresponden a compresiones y los blancos a dilataciones. T=eje de tensión, P= eje de compresión. Las referencias de los terremotos corresponden a la Tabla 4.1

Las soluciones obtenidas indican terremotos con mecanismo de falla de desgarre puro (T1), fallas normales con cierta componente de desgarre (T11 y T17), fallas inversas (T18 y T34, esta última con cierta componente de desgarre) y fallas verticales (T28 y T34). En general, el acimut de los planos de falla está bien determinado con errores pequeños salvo para los terremotos T18 (plano B error 56°) y el T28 (con errores entre 37° y 43°). El buzamiento y ángulo de deslizamiento son los parámetros que presentan mayores errores (hasta 178° en el slip para T1). Estos valores son consecuencia de un escaso número de observaciones (varía entre 11 y 20) y mala distribución acimutal de las mismas, ya que prácticamente todos los terremotos presentan un gap de

observaciones de más de 90°. La estimación de los errores de los planos de falla es el parámetro más importante para asignar un factor de calidad a las soluciones frente al score. En estos terremotos el score es elevado (todos los terremotos tienen score 1, salvo el T18) pero no es indicativo de una buena calidad de la solución, debido al escaso número de observaciones y la mala cobertura acimutal. Si analizamos la orientación de los ejes de tensión y presión, se observa que todos los terremotos presentan un eje de presión prácticamente horizontal y orientado en dirección NW-SE (T11, T17, T18, T28 y T33) a N-S (T1 y T34)

En la Fig. 4.15, se muestran los mecanismos calculados en esta tesis (en rojo), junto con las soluciones obtenidas por inversión del tensor momento sísmico (TMS en azul) (Tabla 4.5, Cabieces *et al.*, 2020a) y los mecanismos de otros terremotos de mayor tamaño ocurridos en la zona (en negro, Pro *et al.*, 2013).

Tabla 4.5. Mecanismo focal obtenido a partir de inversión del TMS (Cabieces *et al.*, 2020a)

| Ref | Strike (°) | Dip (°) | Slip Angle (°) |
|-----|------------|---------|----------------|
| T1 | 130 | 87 | -170 |
| T11 | 221 | 67 | 30 |
| T17 | 20 | 80 | -36 |
| T18 | 250 | 61 | 150 |
| T28 | 133 | 71 | -110 |
| T33 | 210 | 87 | 52 |
| T34 | 188 | 39 | 14 |

De las Tabla 4.4 y 4.5 y de la Fig. 4.15 se deduce que las soluciones obtenidas a partir de las polaridades y por inversión del TMS son similares para todos los terremotos excepto para el T28. Para este terremoto a partir de polaridades se ha obtenido un mecanismo de falla vertical con un plano orientado en dirección NNE-SSW (azimut 198°) y una componente grande de desgarre, mientras que la solución de TMS corresponde a un mecanismo de falla normal con planos

orientados en dirección NNW-SSE. Sin embargo, en las dos soluciones se ha obtenido un eje de tensión casi horizontal y orientado en dirección NE-SW. Esta discrepancia puede explicarse ya que el terremoto T28 es uno de los que tiene menor número de observaciones (solo 11), mayor gap (148°) y presenta los errores más elevados en la orientación de los planos de falla (Tabla 4.4). Sin embargo, la solución obtenida a partir de polaridades es similar a la del terremoto de 2009 ($M_w=5.5$ con epicentro próximo a T28), obtenida en Pro *et al.*, (2013) por inversión del slip sobre el plano de falla, utilizando observaciones de telesismos. Las soluciones de polaridad y del TMS para T33 ocurrido en la misma zona, también presentan un mecanismo de falla vertical (en este caso coinciden las soluciones de polaridad y TMS). Estos terremotos se localizan en la zona donde algunos autores proponen que ocurrió el terremoto de Lisboa de 1755 (Martínez-Solares y López Arroyo, 2004) y los terremotos de 1969 ($M_w=7.8$), 2003 ($M_w=5.3$), 2007 ($M_w=5.9$) y 2009 ($M_w=5.5$). Para T18 las soluciones de polaridad y TMS corresponden a mecanismo de falla inversa, similares a los del terremoto de 1964 ($M=6.4$, (Buforn *et al.*, 1988)). El T1 tiene mecanismo de falla de desgarre en las dos soluciones y corresponde al tipo de mecanismo del terremoto de 1960 ($M=6.0$, (Buforn *et al.*, 1988)). El terremoto T11, con epicentros en tierra (Marruecos), presenta una solución de polaridad de falla normal mientras que la solución del TMS corresponde a una

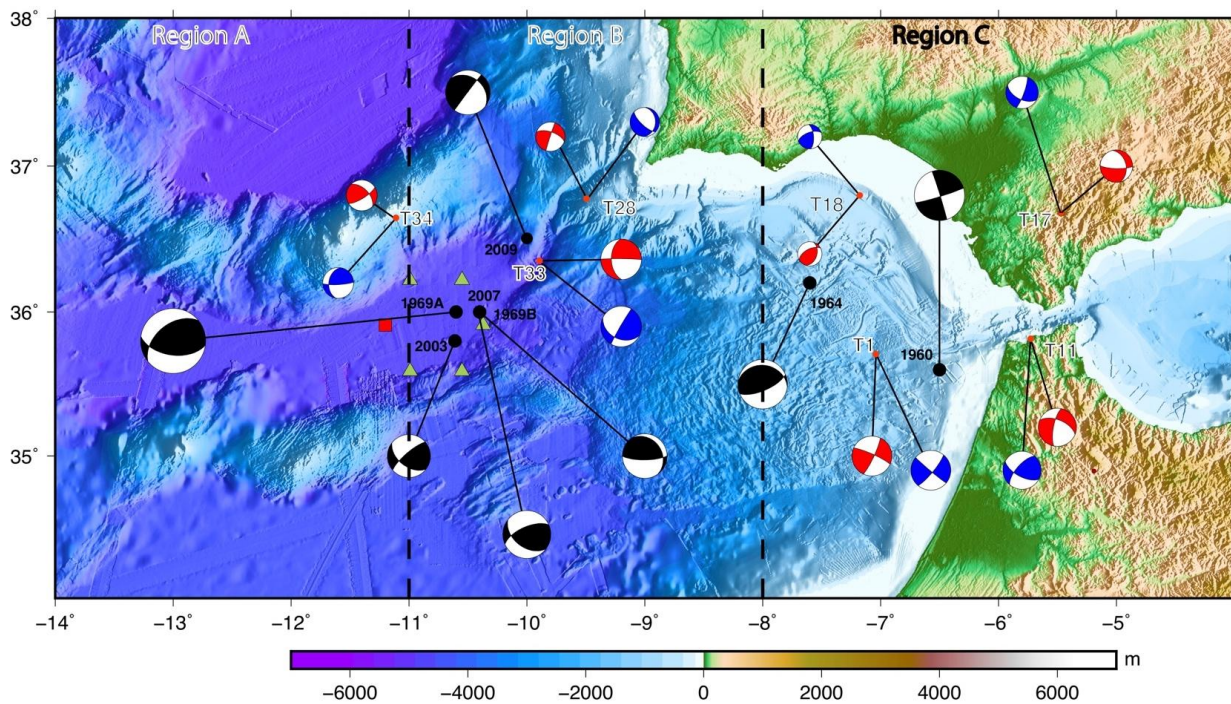


Fig. 4.15. Mecanismos focales calculados en esta tesis (rojo), en azul obtenidos por inversión del TMS (Cabieces *et al.*, 2020a) y en negro los mecanismos de los terremotos de magnitud superior a 5 (Pro *et al.*, 2013). Los triángulos verdes muestran la localización del array de OBS.

falla inversa, aunque en los dos casos hay una componente importante de desgarre y el eje de presión es horizontal y con orientación N-S. Por último, para el terremoto T17 las soluciones de polaridad y TMS corresponden a falla normal, con una variación en la orientación de los planos de falla.

4.3 Resultados vector lentitud

4.3.1 Estimación del vector lentitud mediante la técnica CWT.

En esta última sección se mostrarán los resultados de la aplicación de la metodología CWT desarrollada en esta tesis, a la localización epicentral de un conjunto de terremotos y su comparación con los resultados obtenidos al utilizar métodos convencionales (sección 2.1).

Para la selección de terremotos se impusieron dos criterios:

- 1.- Máximo rango posible de acimuts desde el centro de referencia del array (Fig. 4.16).
- 2.- Epicentros a una distancia de al menos dos veces la apertura del array ≈ 140 km (Almendros *et al.*, 1999) para poder suponer un frente de onda plano en comparación con las dimensiones del array.

En la Tabla 4.6 y Fig. 4.16 se muestran los resultados correspondientes a las relocalizaciones realizadas usando la técnica CWT (color rojo, E2) y su comparación con las relocalizaciones 3D-1 de la sección 4.1 (Tabla A7.4), (color negro, E1), usando el modelo de tierra 3D-1. Se han elegido estas soluciones, porque como se vio en el apartado 4.1.3 son las que tienen mayor precisión. También se muestra en la Tabla 4.6 la distancia desde centro del array hasta E2 $\text{Dist Array } |E_1-E_2|$, el back-azimuth del vector lentitud $BAZ_{p,s}$, la diferencia entre el acimut del arco de círculo máximo (desde la referencia del array a E1) y el acimut que se estima del vector lentitud. $|S_{p,s}|$, es el valor absoluto de la lentitud $BAZ_{p,s}$ *Difference* y los errores asociados con el acimut y la lentitud cuando la potencia máxima disminuye en 5 dB ΔBAZ y ΔS . $S_{p \text{ Difference}}$, es la diferencia entre el modulo del vector lentitud estimado y el observado mediante la diferencia de tiempos de llegada de la onda P entre las dos estaciones más alejadas del array.

Tabla 4.6 Resultados de la estimación del epicentro y vector lentitud con la técnica CWT.

| Terremoto | E1 | E2 | Dist Array | Dist E1-E2 | $BAZ_{P,S}$ | $BAZ_{P,S}$ | $ S_{P,S} $ | S_P |
|-----------|---------|---------|---------------|----------------|-----------------|-------------|----------------|------------|
| | Lat Lon | Lat Lon | | | $\pm\Delta BAZ$ | Difference | $\pm\Delta S$ | Difference |
| T1 C | 35.71 | 35.59 | 332 | 13.1 | 97 ± 1 | 4 | 0.11 ± 0.01 | -0.012 |
| | -7.03 | -7.05 | | | 100 ± 1 | 7 | 0.22 ± 0.02 | |
| T5 A | 34.70 | 34.65 | 172 | 9.5 | 215 ± 2 | -4 | 0.13 ± 0.01 | 0.011 |
| | -11.87 | -11.79 | | | 218 ± 3 | 0 | 0.21 ± 0.01 | |
| T6 C | 36.14 | 36.02 | 248 | 13.3 | 86 ± 4 | 3 | 0.12 ± 0.03 | 0.016 |
| | -7.96 | -7.97 | | | 92 ± 4 | 8 | 0.21 ± 0.04 | |
| T11 C | 35.81 | 35.81 | 449 | 21.0 | 91 ± 2 | 0 | 0.12 ± 0.02 | -0.003 |
| | -5.73 | -5.96 | | | 100 ± 2 | 10 | 0.19 ± 0.02 | |
| T12 B | 37.23 | 37.23 | 243 | 2.0 | 51 ± 2 | -1 | 0.12 ± 0.02 | 0.002 |
| | -8.54 | -8.56 | | | 49 ± 2 | -4 | 0.20 ± 0.02 | |
| T13 A | 36.53 | 36.59 | 103 | 10.0 | 314 ± 3 | 2 | 0.12 ± 0.02 | 0.005 |
| | -11.54 | -11.61 | | | 309 ± 2 | -3 | 0.21 ± 0.02 | |
| T17 C | 36.68 | 36.44 | 472 | 14.5 | 84 ± 2 | 6 | 0.12 ± 0.01 | 0.032 |
| | -5.47 | -5.62 | | | 81 ± 2 | 3 | 0.19 ± 0.02 | |
| T18 C | 36.80 | 36.87 | 332 | 13.7 | 69 ± 2 | -3 | 0.11 ± 0.02 | 0.014 |
| | -7.17 | -7.29 | | | 77 ± 2 | 5 | 0.19 ± 0.02 | |
| T20 B | 36.90 | 36.96 | 187 | 11.4 | 53 ± 2 | -2 | 0.12 ± 0.01 | 0.024 |
| | -8.92 | -8.92 | | | 60 ± 1 | 4 | 0.19 ± 0.01 | |
| T21 A | 36.95 | 36.94 | 171 | 2.7 | 312 ± 2 | 0 | 0.11 ± 0.01 | -0.028 |
| | -12.08 | -12.06 | | | 310 ± 2 | -3 | 0.22 ± 0.02 | |
| T24 C | 35.34 | 35.28 | 414 | 7.9 | 98 ± 3 | 1 | 0.12 ± 0.01 | -0.009 |
| | -6.17 | -6.14 | | | 106 ± 3 | 8 | 0.18 ± 0.02 | |
| T25 A | 36.80 | 36.89 | 244 | 28.0 | 301 ± 2 | 7 | 0.10 ± 0.01 | -0.017 |
| | -13.18 | -12.89 | | | 285 ± 2 | -9 | 0.21 ± 0.01 | |
| T27 C | 36.55 | 36.61 | 317 | 14.4 | 80 ± 2 | 4 | 0.12 ± 0.02 | 0.034 |
| | -7.26 | -7.40 | | | 82 ± 2 | 6 | 0.20 ± 0.02 | |
| T29 A | 36.15 | 36.19 | 182 | 12.6 | 284 ± 2 | 5 | 0.10 ± 0.02 | -0.019 |
| | -12.69 | -12.67 | | | 279 ± 2 | 1 | 0.20 ± 0.02 | |
| T36 C | 34.89 | 34.80 | 513 | 10.5 | 98 ± 2 | -3 | 0.13 ± 0.02 | -0.018 |
| | -5.18 | -5.15 | | | 108 ± 2 | 7 | 0.21 ± 0.02 | |
| T37 B | 36.22 | 36.23 | 231 | 10.3 | 83 ± 2 | 2 | 0.12 ± 0.02 | 0.007 |
| | -8.16 | -8.05 | | | 87 ± 2 | 6 | 0.20 ± 0.02 | |
| T38 C | 35.50 | 35.36 | 507 | 15.8 | 97 ± 4 | 4 | 0.11 ± 0.03 | -0.018 |
| | -5.11 | -5.10 | | | 99 ± 5 | 5 | 0.20 ± 0.04 | |

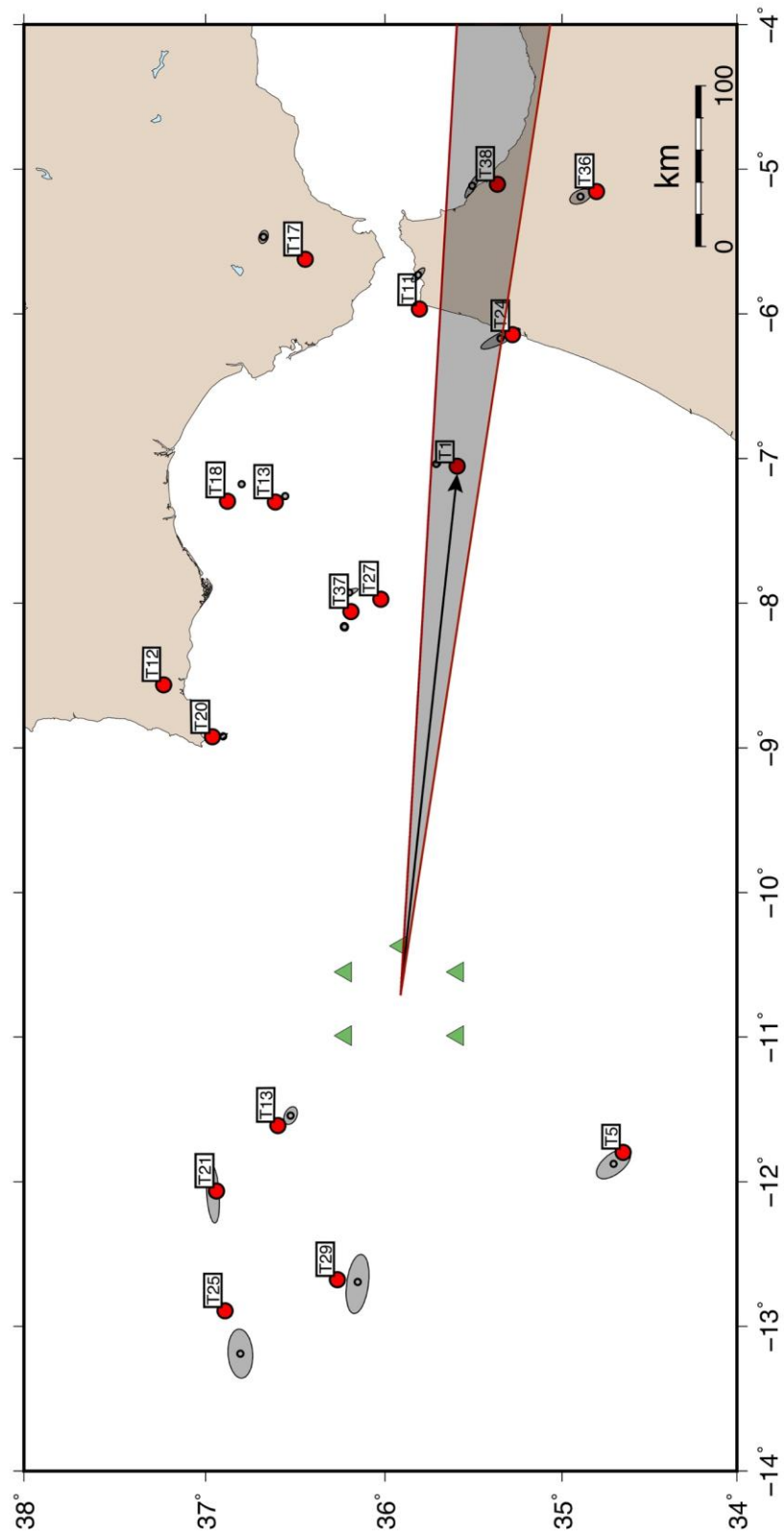


Fig. 4.16. Epicentros localizados mediante la metodología CWT (círculos rojos), con NLL y modelo 3D-1, (círculos negros) junto con las elipses de incertidumbre (elipses grises). Los triángulos verdes: array de OBSs.

De la Tabla 4.6 se destaca, que la distancia media entre los dos tipos de localizaciones epicentrales (E1 y E2) es de 12 km, la mínima es de 1 km (T20) y la máxima de 21 km (T17). Todos los epicentros están dentro de los límites de incertidumbre tolerables. Este límite se ha definido por el área centrada en el haz que une el centro del array (Fig. 4.16, flecha negra) y los valores extremos de BAZ (BAZ medio de la onda P y S), estimados a un 90% de caída de potencia del stack (Fig. 4.16 líneas en rojo). En la Fig. 4.16 se muestra como ejemplo el terremoto T1, donde el BAZ es $102^\circ \pm 3^\circ$.

Para analizar de forma más detallada los resultados, se ha realizado (Fig. 4.17) una comparación entre las diferencias entre back-azimuth (BAZ) teórico (desde la referencia del array a E1) y el back-azimuth del vector lentitud obtenido con la técnica CWT para la onda P y S respectivamente (escala de colores). Los valores del módulo del vector lentitud vienen dados por los tamaños de los círculos. La distancia desde el centro del array de OBSs hasta el epicentro viene dada por el radio. Panel superior onda P, panel inferior onda S.

De esta figura lo más destacable es la simetría que hay para las ondas P respecto al centro del array y respecto al meridiano que pasa por el centro del array, para las ondas S. En valor absoluto existe mayor diferencia en back-azimuth para las ondas S (10°) que para las ondas P (7°), en parte debido a la mayor dificultad en determinar con exactitud la llegada de las ondas S. Un resultado destacable es que los desvíos en BAZ son más acusados en el sector $[60^\circ - 120^\circ]$, tanto para la onda P como la onda S. Sin embargo, es difícil distinguir si existe alguna dirección preferente que haga desviar las ondas sísmicas del círculo de arco máximo (centro array-epicentro). Una conclusión es que, sería necesario calcular el vector lentitud para un número mayor de terremotos para tener una estadística más robusta.

Respecto al análisis de la lentitud, los valores para la onda P están en el rango $[0.11-0.13]$ s/km y para la onda S $[0.18-0.22]$ s/km, que son ligeramente menores (0.01 s/km) (y por tanto indican una mayor velocidad) que lo esperado para terremotos a la misma distancia regional si tomamos como referencia un modelo de Tierra global (ak-135F) (Kennett *et al.*, 1995). Estos valores pueden ser debidos a la existencia de una estructura compleja (capa de sedimentos de hasta 8 km de espesor (Sallarès *et al.*, 2011)) bajo el array de OBSs.

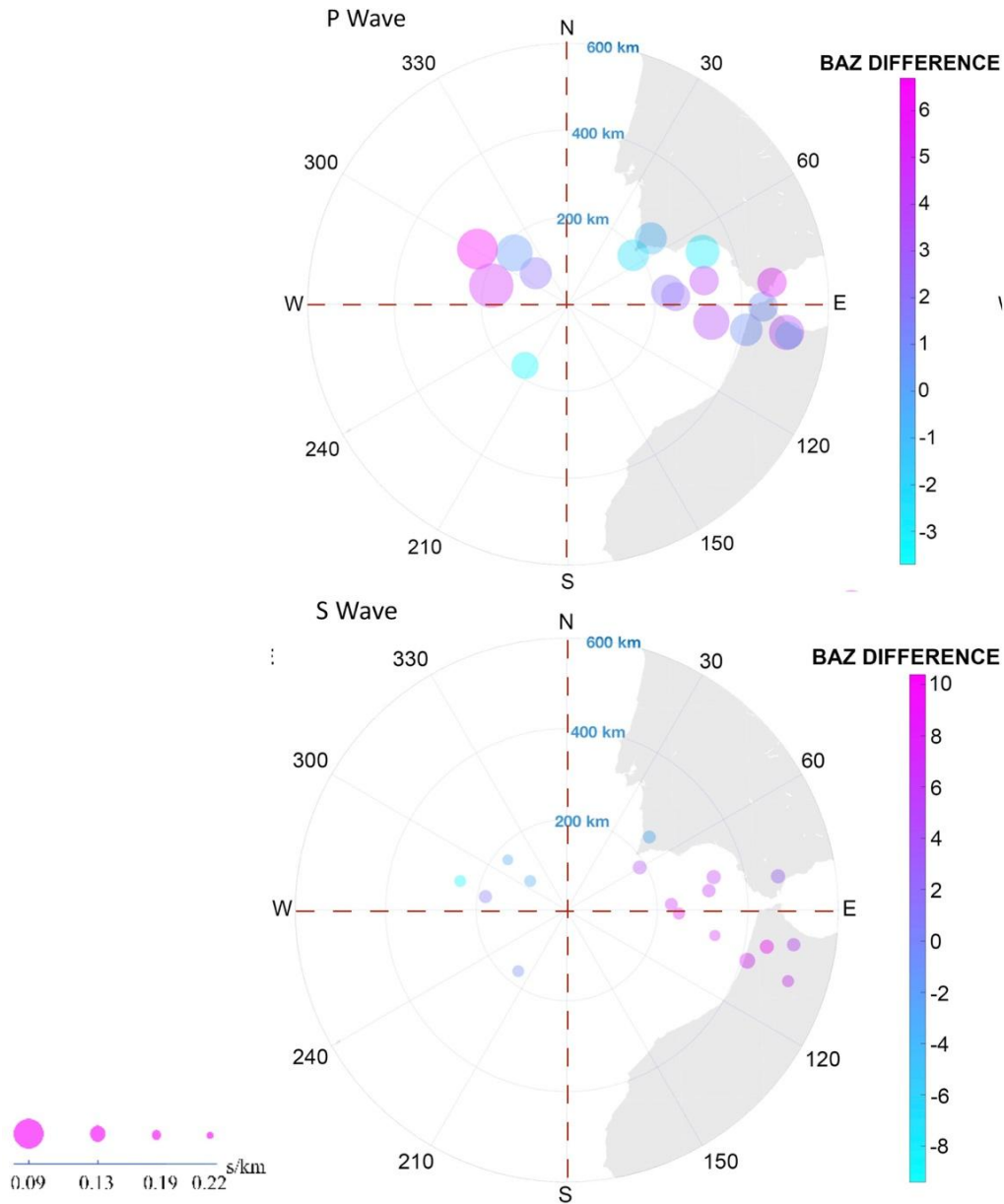


Fig. 4.17. Comparación de resultados de back-azimut y lentitud para los dos métodos (CWT/3D-1). El gradiente de color simboliza la diferencia entre el acimut obtenido con el método CWT y el back-azimuth desde centro del array a los epicentros 3D-1. El tamaño de los círculos es proporcional a la lentitud [0.09-0.22) s/km

Por último, se realiza un análisis de la desviación de la lentitud, entre la lentitud observada (calculada tomando la distancia máxima entre dos OBSs del array y el tiempo de recorrido de la onda P) y la lentitud calculada con CWT. Este análisis permite observar si existe de forma sistemática alguna diferencia en los valores de lentitud. La Fig. 4.18 muestra los resultados de este

análisis, el color y la longitud de los vectores son proporcionales al valor de la desviación en la lentitud (S_p Difference en la Tabla 4.6) con valores extremos entre -0.03 km/s y 0.03 km/s. La orientación del vector indica el acimut del epicentro con origen en $E1$ y orientado hacia $E2$, que oscila entre 0° y 345° . Se puede observar como existe una desviación en el vector lentitud que refleja una simetría “impar” respecto al centro del array. Los terremotos T21, T25 y T29 al igual que para los T1, T11, T24, T36 y T38 la desviación en lentitud es negativa, mientras que para los T5, T6, T20, T37 la desviación es positiva. Además, los vectores $E1$ - $E2$ también siguen la misma simetría (Fig. 4.18). Esta desviación podría ser debida a la complejidad (capas no homogéneas) de la corteza justo bajo el array. En concreto, es posible, que los diferentes espesores en las capas de sedimentos bajo el array sea la causa de esta desviación del vector lentitud. Sin embargo, serían necesarias más observaciones para confirmar de forma precisa la causa de estas desviaciones.

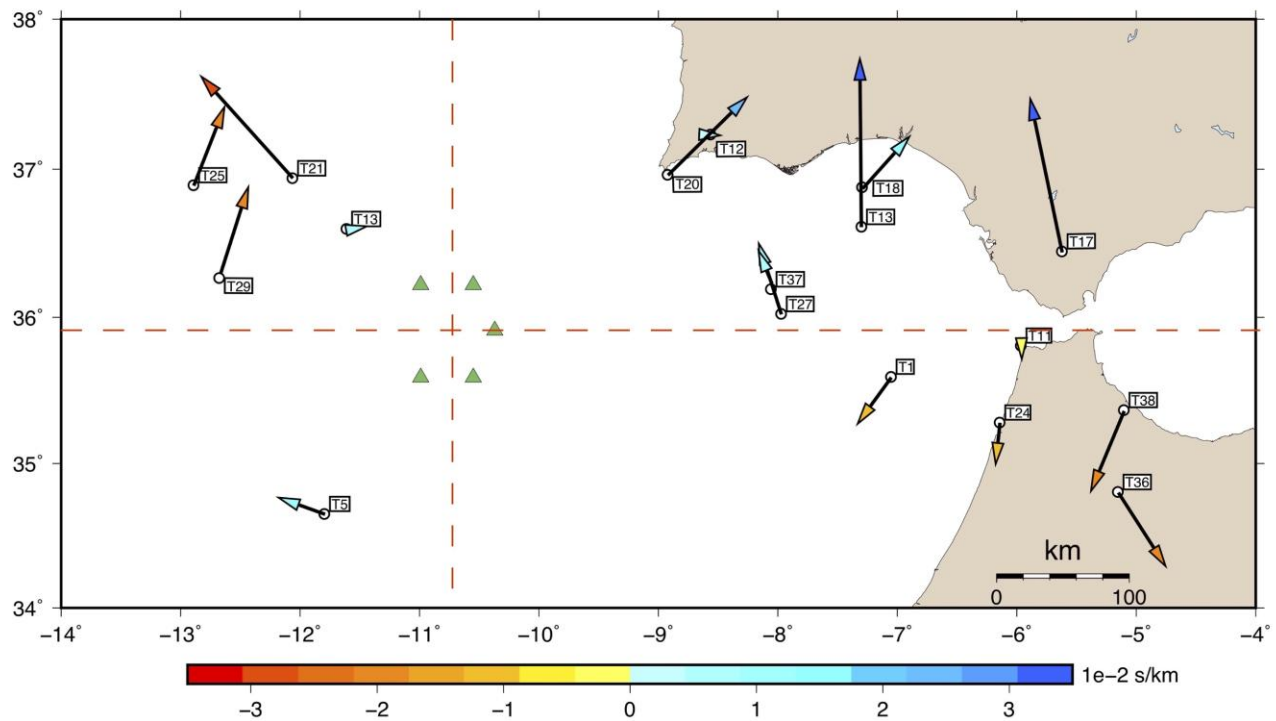


Fig. 4.18. Desviación del vector lentitud representada por la longitud y color de los vectores y diferencias entre los epicentros $E1$ y $E2$

Por tanto se puede concluir que las diferencias entre los epicentros calculados con la técnica CWT y mediante técnicas convencionales, no son significativas y tampoco existen grandes

diferencias entre el BAZ obtenido para la onda P y para la onda S, aunque si existen ligeras diferencias que se podrían atribuir a heterogeneidades o complejidades en las capas bajo el array. Todo esto corrobora que los epicentros determinados con el método CWT, tienen localizaciones comparables a las estimadas con métodos convencionales.

4.3.2 Eficacia y robustez del método CWT

Para poder confirmar los resultados obtenidos con el método CWT, se comparan los cálculos con: i) método CWT frente al método BB-FK, ii) método CWT frente al método AM. En esta comparación se analizará la eficacia y robustez de los métodos, tomando como ejemplo dos terremotos donde la onda P es claramente emergente y la onda S esta enmascarada por la coda de la onda S.

Para este análisis se toma como ejemplo el terremoto T20 (Tabla 4.1, localizado en la región B). En la Fig. 4.19a se muestra el stack de la componente vertical de los registros de este terremoto (T20) en los 5 OBSs, donde se estima el coeficiente de semejanza para una ventana de tiempo deslizante de 3s, en el ancho de banda 5.5-6.5 Hz. El método BB-FK no encuentra una solución estable del vector lentitud, es decir el back-azimuth y el módulo del vector lentitud (Fig. 4.19b y c) debido a que, en el tiempo en los que la semejanza es máxima, no tiene valores constantes y además el valor de la semejanza es bajo (semejanza < 0.6). Esto claramente es debido a que las formas de onda del terremoto en los diferentes OBSs del array son incoherente y, como se explicó en la metodología (sección 2.3.2), a que el contenido en frecuencia del sismo analizado, ($f > 0.5$ Hz), está por encima del umbral de efecto aliasing.

El resultado de no encontrar una solución estable con una semejanza alta, es que no se consigue el efecto buscado con el array de incrementar la SNR por medio de la suma coherente de las señales de los sensores del array. En resumen, el stack no refleja la suma de señales óptima para un back-azimuth y el módulo del vector lentitud de la onda analizada, por lo que no fue posible estimar el vector lentitud utilizando el método BB-FK para ningún sismo regional.

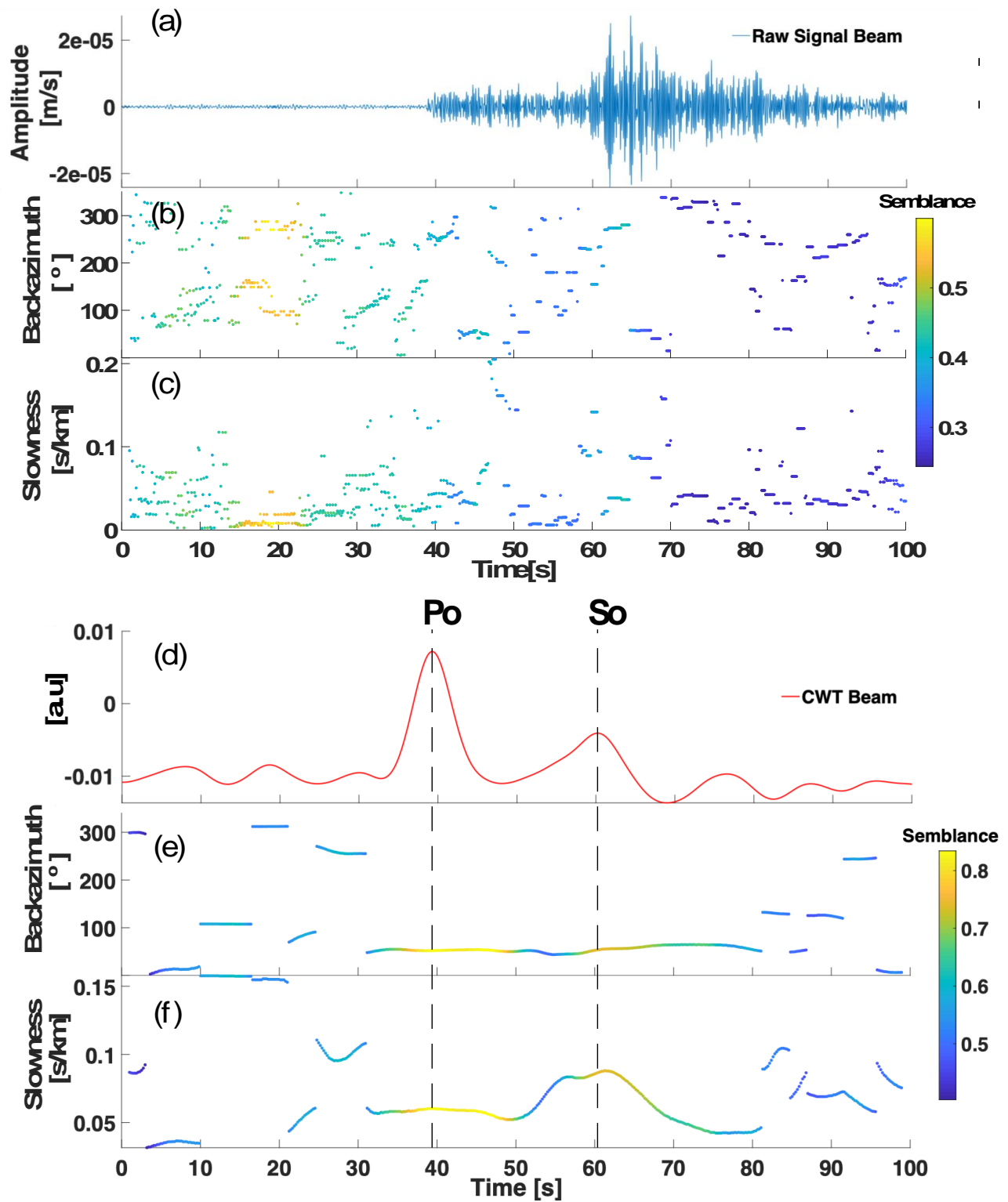


Fig. 4.19. Comparación de valores del vector lentitud obtenidos con BB-FK vs CWT. a) Stack de los registros del array de OBSs de un terremoto regional, b) y c) back-azimuth y lentitud utilizando el método BB-FK [5.5-6.5] Hz, d) CFs stack utilizando el método BBFK. E y f) back-azimuth y lentitud utilizando el método CWT [0.05-0.1] Hz.

Por el contrario, el método CWT obtiene un stack estable (Fig 4.19d, línea roja) al no utilizar las formas de onda originales y sustituirlas por CFs, que si son coherentes. La semejanza máxima encontrada en back-azimuth y el módulo del vector lentitud (Fig 4.19e y f) tiene valores altos (semejanza > 0.8) durante el tiempo que va desde 30 a 50 s, para la onda Po y desde 55 a 65s, para la onda So. Los parámetros utilizados para este ejemplo son, ventanas deslizantes de 24 s y un ancho de banda [0.05 - 0.1] Hz, que es donde tiene el máximo contenido de energía las CFs.

Por tanto, este es un buen ejemplo en el cual el método CWT puede obtener una estimación del vector lentitud por medio de la utilización de las CFs. Esto es posible ya que las CFs obtenidas por el método CWT son coherentes y con máximos que representen las fases sísmicas Po y So con mucha precisión.

Esta precisión se muestra con otro ejemplo, en el que se compara y analizan las diferencias en las capacidades de detección y de formación de CFs coherentes entre los métodos CWT y AM, para el terremoto T5 (Tabla 4.1) ocurrido en la región A.

Las diferencias entre CWT y AM pueden explicarse debido a que, el método AM fue diseñado para detectar de forma muy rápida la señal sísmica y realizar una estimación simple, a priori, del vector lentitud. Ocasionalmente, en algunas primeras llegadas de terremotos no pueden ser detectadas o su detección se retrasa en condiciones de SNR bajas. Sin embargo, gracias al efecto de filtro de convolución, el CWT puede extraer con mucha precisión las CFs de la energía sísmica aunque exista baja SNR y también permite la detección de señales transitorias con energía difusa en un amplio rango de frecuencias. Para ilustrar estas diferencias entre los métodos CWT y AM, se analiza un terremoto regional (T5) pre-procesado con un filtro paso alto de fase cero ($f_c=0.5$ Hz) para eliminar el ruido sísmico oceánico (Fig. 4.20). En la Fig. 4.20, se muestran los registros de los 5 OBSs filtrados (en negro), junto con las CFs obtenidas con el método CWT (en rojo) y los obtenidos con los métodos AM, STA/LTA (en verde) y con la envolvente.

El método CWT se aplica en el ancho de banda [0.5 - 25] Hz para poder comparar ambas metodologías y tener en cuenta el espectro de potencia del terremoto. Los parámetros del método CWT y AM no están optimizados para esta prueba, simplemente usamos los parámetros comunes $\omega_0 = 8$ en el CWT (Anexo VI, Parametrización del algoritmo CWT) y la relación de longitud de ventanas STA / LTA, 1 / 40. En la Fig. 4.20 se observa cómo mientras los máximos mostrados por

las CFs de CWT (máximos en líneas rojas) coinciden con las llegadas determinadas de forma manual (líneas discontinuas negras, P_0), los métodos AM (línea verde el STA / LTA y la línea azul envolvente) no son capaces de detectar en ninguno de los 5 registros la llegada emergente P_0 .

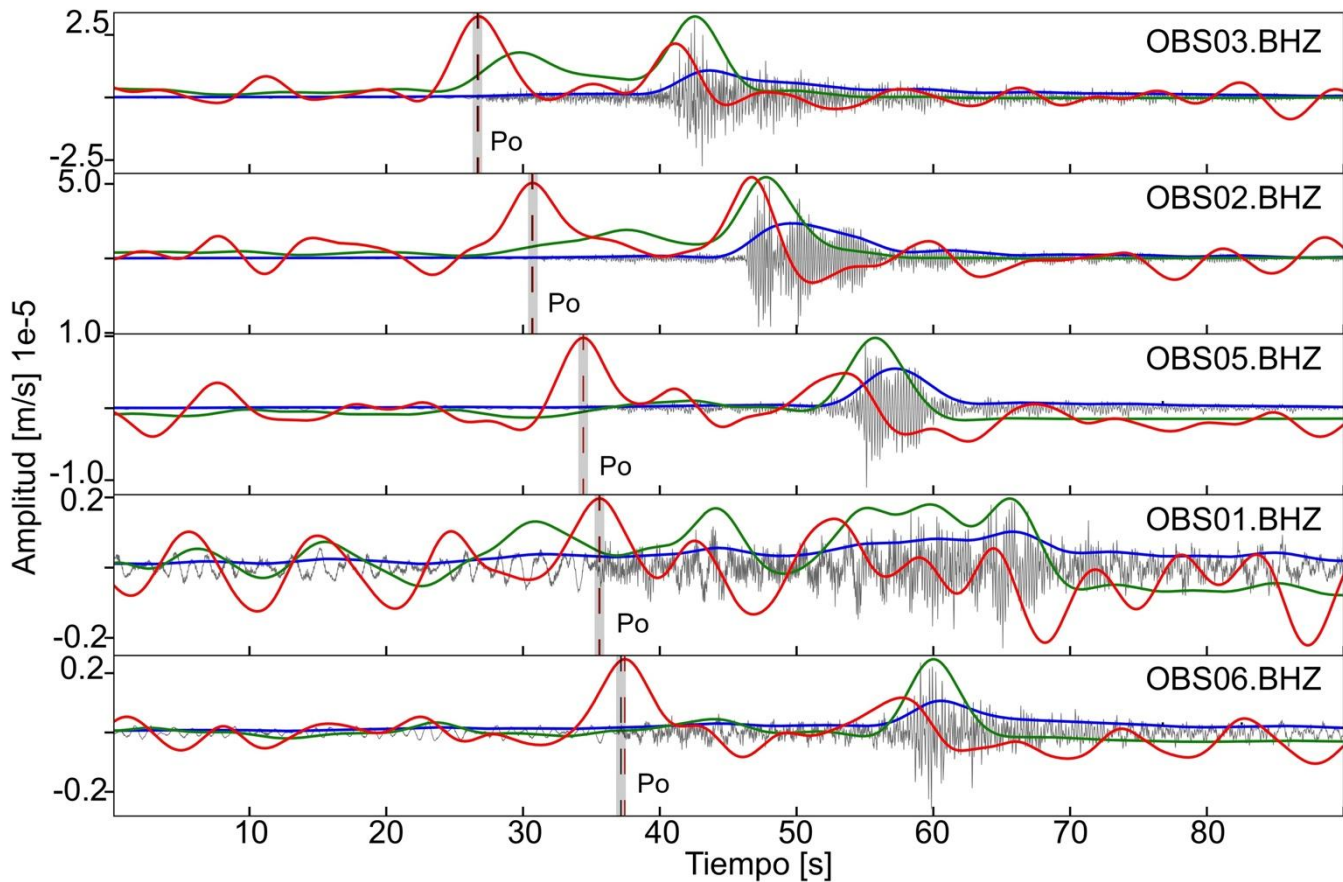


Fig. 4.20. Comparación del método CWT versus AM, para la componente vertical del terremoto T5 en los 5 OBS. La línea roja son las CFs del método CWT, la línea verde son las CFs del STA / LTA y la línea azul las CFs de la envolvente.

En la Fig. 4.21 se muestra el stack correspondiente para el vector lentitud con la máxima semejanza entre las formas de onda de los OBSs del array, calculado para este terremoto (T5), con ambos métodos CWT y AM. También se indica, como referencia, el stack de las llegadas P_0 y S_0 seleccionadas manualmente con los márgenes de error asociados (± 0.3 s) (línea discontinua verde). En la Tabla 4.7 se muestra los resultados de la comparación entre CWT y AM para todos los terremotos. Se incluyen los resultados de BAZref (BAZref, back-azimuth del círculo de arco máximo entre el centro del arraya y E1), Sep (lentitud empírica de la onda P), BAZ (p, s) es el back-azimuth obtenido del vector de lentitud y $|S_{(p,s)}|$ es el valor absoluto de la lentitud.

Se observa cómo, el stack de la onda Po (suma de CFs de la componente vertical, para el vector lentitud con la máxima semejanza) solamente es detectado en el CWT (Fig. 4.21a, línea azul), coincidiendo con el máximo del stack manual. Para la onda So (suma de CFs de la componente transversal, para el vector lentitud con la máxima semejanza), aunque se detecta en todos los métodos (Figs. 4.21 a, b, c, líneas rojas), únicamente CWT coincide con el stack manual (línea discontinua verde), mientras que los AMs (Fig. 4.21 b y c) se retrasan con respecto al stack manual. Es probable que este retraso sea causado por la contaminación de la onda So por la coda de la onda Po, principalmente como consecuencia del efecto de dispersión de la onda Po en la litosfera oceánica. La consecuencia de no determinar con precisión la llegada de la onda S se refleja en los mapas de lentitud para STA/LTA y envolvente (Fig. 4.21bis e y f), donde se aprecia un desvío del lóbulo principal de los AMs respecto a CWT. En este ejemplo el back-azimuth del vector lentitud es 218° , 214° y 212° para CWT, STA/LTA y Envelope respectivamente. Este resultado refleja cómo se desvía el vector lentitud hacia el SO como consecuencia de la imprecisión del método AM.

El resultado más destacable es que únicamente el 50 % de los terremotos fueron detectados por el método AM, sin embargo, el método CWT detecta todos los terremotos tanto de la fase P como la S. En algunos terremotos la onda P no ha sido detectada, pero la onda S sí que pudo ser detectada (v.g., T5, T6, T12, T13, T17, T21 y T25). Es importante destacar que para aquellos terremotos en los que no se puede detectar alguna fase, no es posible localizar su epicentro por medio del vector lentitud y la diferencia de tiempos S – P (ec. 2.27). Comparando, en los casos en que el terremoto es detectado por todos los métodos, la media de las diferencias entre BAZ_{ref} y BAZ_p , para el método CWT es de 2° , STA/LTA es de 10° y para la envolvente 11° . Respecto a las diferencias BAZ_t y BAZ_s , no existen desviaciones apreciables teniendo todas una diferencia $\approx 4^\circ$.

En resumen, estos resultados muestran como la desviación del vector lentitud en acimut es mucho mayor para la utilización de los AMs que para CWT. La desviación del módulo del vector lentitud, para la onda P, es similar para todos los métodos.

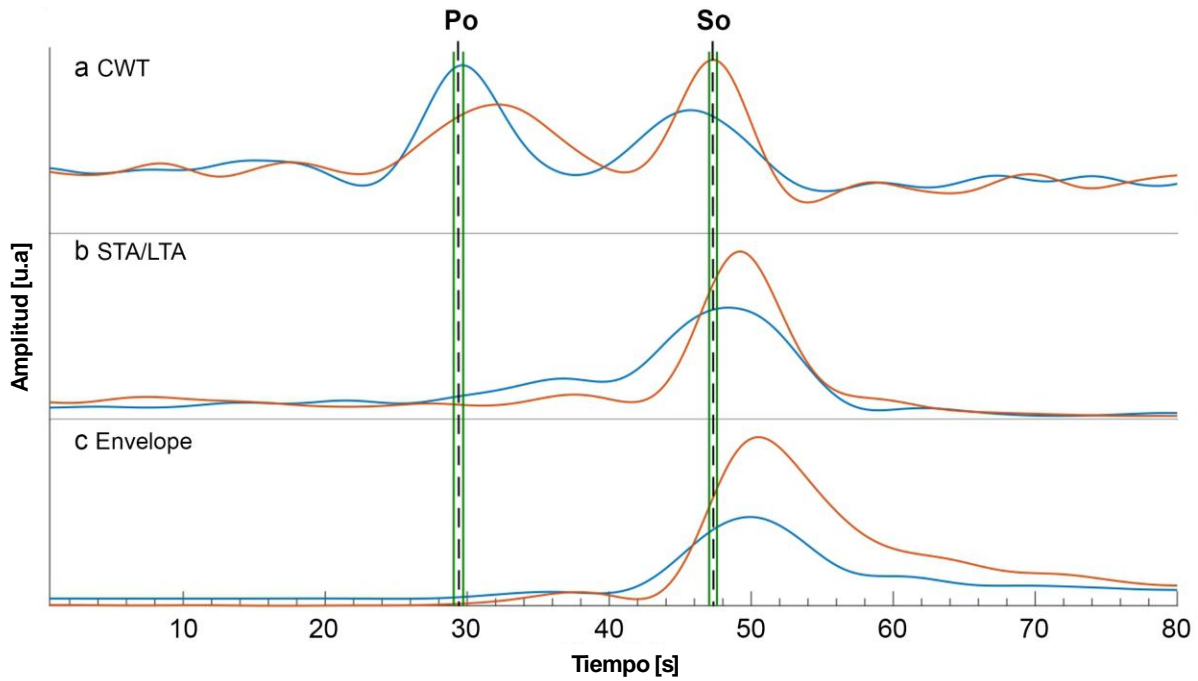


Fig. 4.21. a) Stack de CWT-CFs para la componente vertical (línea azul) y transversal (línea roja) las ondas Po y So ($\omega = 8$, banda de frecuencia 0.5 - 25 Hz). Po y So indican los tiempos de llegada de fase de la formación del stack manual. Las líneas verdes son las barras de error ($\pm 0,3$ s) asociadas con las llegadas Po y So seleccionadas manualmente. (b) Igual que el primer panel para el stack STA/LTA-CF. c) Lo mismo que a) y b) pero para el stack Envelope-CFs.

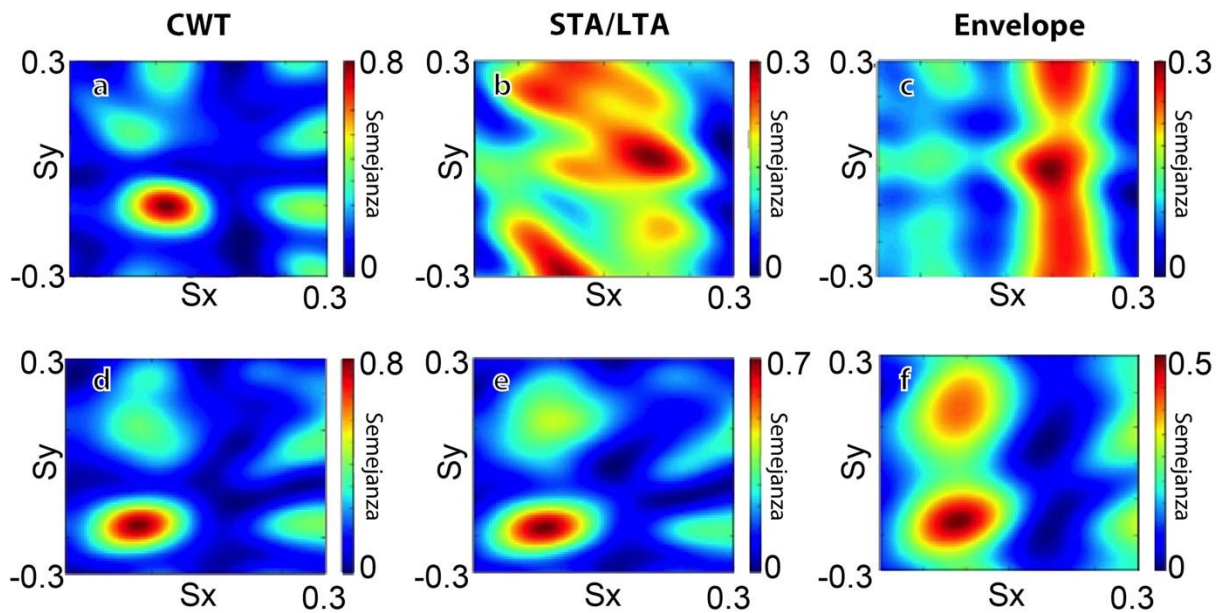


Fig. 4.21bis se muestra los mapas del vector lentitud calculado con CWT (4.21a y d), STA/LTA(4.19b y e) y Envelope (4.21c y f) para las ondas Po y So .

Estudio de la Fuente Sísmica con estaciones en tierra y mar

Tabla 4.7. Valores del back-azimuth y vector lentitud calculados con CWT, STA/LTA y Envelope. BAZ_{ref} , back-azimuth del círculo de arco máximo de entre el centro del array y los epicentros correspondientes a 3D-1 (Tabla A7.4). $BAZ_{P,S}$ back-azimuth estimado desde centro del array de la onda P y S. S_{ep} lentitud empírica de la onda P. $|S(p,s)|$, es el valor absoluto de la lentitud.

| Terremoto | BAZ_{ref} | $BAZ_{P,S}$ | | | S_{ep} | $ S_{P,S} $ | | |
|-----------|-------------|-------------|---------|----------|----------|-------------|---------|----------|
| | | CWT | STA/LTA | Envelope | | CWT | STA/LTA | Envelope |
| T1 C | 101 | 97 | 91 | 90 | 0.10 | 0.11 | 0.12 | 0.12 |
| | | 100 | 100 | 98 | | 0.22 | 0.19 | 0.17 |
| T5 A | 211 | 215 | - | - | 0.14 | 0.13 | - | - |
| | | 218 | 214 | 212 | | 0.21 | 0.23 | 0.19 |
| T6 C | 89 | 86 | - | - | 0.14 | 0.12 | - | - |
| | | 92 | - | 91 | | 0.21 | - | 0.24 |
| T11 C | 91 | 91 | 114 | 115 | 0.12 | 0.12 | 0.13 | 0.10 |
| | | 100 | 92 | 94 | | 0.20 | 0.19 | 0.17 |
| T12 B | 50 | 51 | - | - | 0.12 | 0.12 | - | - |
| | | 49 | 44 | 37 | | 0.20 | 0.17 | 0.18 |
| T13 A | 316 | 314 | - | - | 0.12 | 0.12 | - | - |
| | | 309 | 301 | 306 | | 0.21 | 0.20 | 0.19 |
| T17 C | 90 | 84 | - | - | 0.15 | 0.12 | - | - |
| | | 81 | 77 | 68 | | 0.19 | 0.18 | 0.17 |
| T18 C | 66 | 69 | - | - | 0.12 | 0.11 | - | - |
| | | 77 | - | - | | 0.19 | - | - |
| T20 B | 51 | 53 | 44 | 45 | 0.15 | 0.12 | 0.11 | 0.10 |
| | | 60 | 49 | 52 | | 0.19 | 0.17 | 0.16 |
| T21 A | 312 | 312 | - | - | 0.10 | 0.11 | - | - |
| | | 310 | 308 | 306 | | 0.22 | 0.20 | 0.19 |
| T24 C | 99 | 98 | 92 | 88 | 0.10 | 0.12 | 0.12 | 0.12 |
| | | 106 | 100 | 99 | | 0.18 | 0.19 | 0.17 |
| T25 A | 308 | 301 | 288 | - | 0.10 | 0.10 | 0.13 | - |
| | | 285 | 275 | 274 | | 0.21 | 0.23 | 0.19 |
| T27 C | 84 | 80 | 81 | 86 | 0.15 | 0.12 | 0.15 | 0.15 |
| | | 82 | 75 | 81 | | 0.20 | 0.20 | 0.19 |
| T29 A | 289 | 284 | - | - | 0.10 | 0.10 | - | - |
| | | 279 | - | - | | 0.20 | - | - |
| T36 C | 95 | 98 | 110 | 114 | 0.11 | 0.13 | 0.13 | 0.11 |
| | | 108 | - | - | | 0.21 | - | - |
| T37 B | 85 | 83 | 79 | 81 | 0.13 | 0.12 | 0.12 | 0.11 |
| | | 87 | 79 | 78 | | 0.20 | 0.18 | 0.17 |
| T38 C | 101 | 97 | 92 | 87 | 0.10 | 0.11 | 0.10 | 0.09 |
| | | 99 | 100 | 100 | | 0.20 | 0.17 | 0.17 |

Se ha realizado una prueba adicional para analizar las posibilidades de la metodología CWT como detector de señales con una relación señal ruido (SNR) baja. En la Fig.4.22a se muestra un ejemplo del registro de la componente vertical del OBS06 del mismo terremoto del ejemplo anterior (T5). El sismograma tiene una fase Po de carácter emergente y con una amplitud claramente menor que la fase So. También es destacable la prolongada coda de la fase Po, que enmascara parcialmente el inicio de la fase So.

La prueba comienza con una contaminación gradual de la señal, a la cual se va añadiendo ruido gaussiano blanco desde -85 hasta -5 dB con respecto a la potencia máxima de la señal, en pasos de 5 dB (Fig. 4.22b). La CWT se ha calculado con un número de ciclos que varía en el rango [5-10] para la banda de frecuencia [2-8] Hz. En la Fig. 4.22c se muestra el escalograma del sismograma contaminado con la máxima potencia de ruido blanco (5 dB por debajo del máximo de la señal). Se aprecia como el cambio de energía, en todas las frecuencias, entre el ruido y la señal, es muy suave debido a la contaminación. Para cada iteración (un total de 17 iteraciones), que implica una contaminación gradual de la señal con ruido, se estiman las CFs mediante la metodología CWT y se evalúa como se degradan, es decir como el máximo de la CFs disminuye y se desplaza en tiempo (Fig. 4.22d). Esto provoca que la detección de la señal se dificulte, en gran medida, y sirva para evaluar la robustez del método CWT.

La Fig. 4.22d muestra todas las CFs calculadas en las iteraciones, destacando la CF (línea roja) obtenida con el nivel de ruido máximo. Después de la contaminación total, la fase más oscurecida es la onda Po, que está casi completamente enmascarada en el ruido y el inicio de la fase So, no es distinguible. En cuanto a la forma de las CFs (Fig. 4.20d), el pico de las CFs que corresponde a la onda So aún conserva su forma pese a contener altos niveles de ruido, pero el máximo que corresponde al inicio de Po (Fig. 4.22 línea roja), se retrasa con respecto al pico máximo de la Po de la CF original. La energía de la señal completa todavía se detecta en el escalograma después de la adición de ruido, sin embargo, algunas oscilaciones en las frecuencias más altas están parcialmente ocultas. En conclusión, el test realizado permite comprobar el límite (-5 dB del máximo de la señal) donde los CF pierden su forma y, por lo tanto, su resolución temporal, lo que demuestra que la metodología CWT es lo suficientemente robusta como para detectar señales sísmicas altamente contaminadas en ruido ambiente.

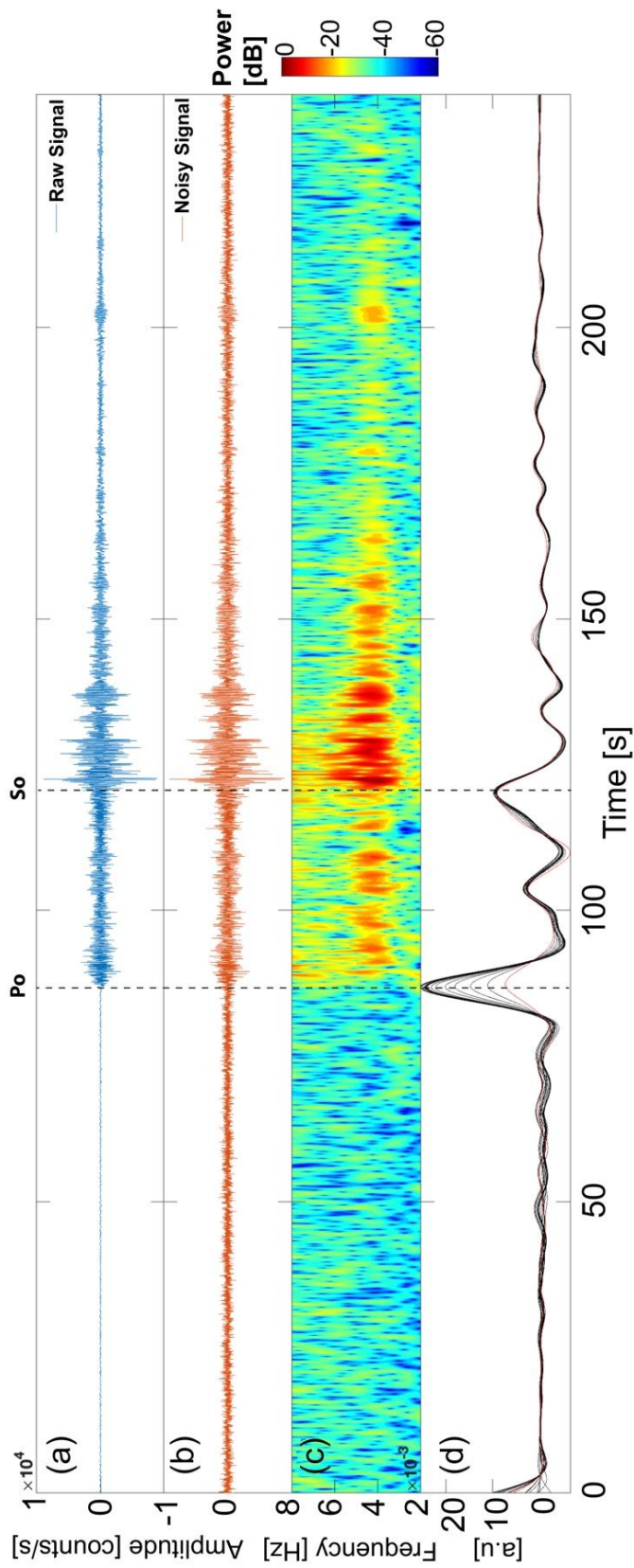


Fig. 4.22. a) Sismograma del terremoto T5, componente vertical. b) Sismograma con ruido blanco gaussiano adicional (-5dB de la potencia máxima de la señal). c) Escalograma del sismograma contaminado. d) CFs calculadas con la metodología CWT para sucesivas adiciones de ruido blanco. (Cabieces et al., 2020b)

En términos de costo de tiempo de cálculo, CWT tiene una ligera desventaja en comparación con el AM, aunque esa desventaja se puede aliviar calculando previamente un banco de filtros (en nuestro caso, bancos de filtros Morlet wavelets) antes de la implementación de CWT para la banda de frecuencia de interés. Por ejemplo, las relaciones de tiempo de cálculo entre los métodos CWT y AM para un sismograma de 24 h (frecuencia de muestreo 50 muestras / s) utilizando un banco de filtros pre-calculado son,

$$\frac{V_{cwt}}{V_{sta/lta}} \approx 18 \quad (4.1)$$

$$\frac{V_{cwt}}{V_{envelope}} \approx 1.4 \quad (4.2)$$

donde V_{cwt} , $V_{sta/lta}$, y $V_{envelope}$ son las velocidades de procesamiento de sismogramas de 24h (frecuencia de muestreo = 50 muestras/s) para los métodos CWT, STA / LTA y envolvente.

Lo más destacable de este último resultado es que pese a que la relación entre velocidades CWT/AMs es mayor que 1, en valor absoluto, V_{cwt} para este ejemplo es ≈ 1.6 s, lo que demuestra que la metodología CWT también es factible para el análisis de grandes cantidades de datos y por tanto para el análisis en tiempo cuasi-real.

5. Conclusiones / Conclusions

Conclusiones

Los resultados de esta tesis permiten obtener las siguientes conclusiones:

- Es uso de un array de OBSs para la localización de terremotos con foco en mar (aunque sea de solo unos pocos OBSs,) junto con estaciones en tierra, mejora la calidad de los hipocentros, disminuyendo la incertidumbre de la solución. La mejora más notable corresponde a la profundidad.
- Los modelos de Tierra 3D específicos para la región, son altamente recomendables frente a los modelos 1D, ya que reducen las incertidumbres de las localizaciones de terremotos hasta en un 50%.
- Los métodos de localización no lineal son preferibles frente a los métodos lineales, y en especial en terremotos con una mala cobertura azimutal de estaciones y ausencia de estaciones a distancias pequeñas. El parámetro que mejor refleja esto es la profundidad.
- El uso conjunto de estaciones en tierra y OBSs, junto con un método de localización no lineal y un modelo de Tierra 3D específico para la zona (Cabo S.Vicente - Estrecho de Gibraltar) ha facilitado la obtención de buenas localizaciones hipocentrales con los datos de la campaña 2015-2016 del Cabo S. Vicente.
- Los resultados de los datos de esta campaña han permitido confirmar la ocurrencia de focos activos entre 30-50 km de profundidad en la región B, zona entre en Cabo S. Vicente y el array de OBSs.
- Se ha propuesto y desarrollado una metodología, basada en la obtención de funciones características por medio de la Transformada Continua Wavelet (CWT), para poder estimar el vector lentitud y el epicentro de terremotos regionales con arrays de gran apertura y pocas estaciones.
- La aplicación del método CWT a los datos de la campaña marina 2015-2016 ha permitido comprobar la eficacia del método CWT para localizar epicentros de terremotos regionales.

Como trabajo futuro derivado de los resultados obtenidos en esta tesis, se proponen las siguientes líneas de investigación:

- Mejorar el algoritmo de búsqueda y localización de terremotos basados en la inversión de los tiempos de recorrido de las ondas sísmicas explorando nuevas posibilidades en las nuevas y emergentes técnicas de inversión de la forma de onda y stacking que han demostrado resultados muy prometedores en los últimos años (Li *et al.*, 2020).
- Estudiar la posible incorporación al Sistema de Alerta Temprana del sur de la Península Ibérica (Carranza *et al.*, 2017) una red de OBSs usando las nuevas tecnologías de telemetría en tiempo cuasi real de redes de fibra óptica y/o redes OBSs (Berger *et al.*, 2016; Williams *et al.*, 2019; Kohler *et al.*, 2020).
- Mejorar la capacidad de detección del algoritmo CWT de señales emergentes y con baja SNR a través de la optimización del compromiso entre la resolución en tiempo y frecuencia de la wavelet seleccionada, ya que actualmente únicamente se utiliza la Morlet Wavelet compleja.
- Explorar técnicas que permitan la reducción del ruido de las componentes horizontales de los OBSs (Negi *et al.*, 2020).
- Procesar de forma conjunta los datos procedentes de la campaña marina del proyecto NEAREST (Integrated observations from NEAR shore sourceS of Tsunamis: towards an early warning system ,2007-2008 (Geissler *et al.*, 2010)), junto con los de la campaña 2015-2016 de esta tesis para determinar el espesor de la corteza bajo la zona de despliegue de OBSs, con inversión de funciones receptoras y/o autocorrelaciones (Langston, 1979; Phạm y Tkalčić, 2018).
- Realización de nuevas campañas marinas con OBSs en otras zonas sísmicamente activas del sur de Iberia (v.g., Mar de Alborán).

Conclusions

- The use of an array of OBSs for locating earthquakes with a focus on the sea (even if it is only a few OBSs,) together with stations on land, improves the quality of hypocenters, reducing the uncertainty of the solution. The most notable improvement is in depth.
- Region-specific 3D Earth models are highly recommended over 1D models, as they reduce the uncertainties of earthquake locations by up to 50%.
- Non-linear location methods are preferable over linear methods, especially in earthquakes with poor azimuth coverage of stations and no stations at short distances. The parameter that best shows this is the depth.
- The joint use of ground stations and OBSs, together with a non-linear location method and a specific 3D Earth model for the area (Cape S. Vincent -Strait of Gibraltar) has facilitated the obtaining of good hypocentral locations with the data of the 2015-2016 campaign of Cape S. Vincent.
- The results of the data from this campaign have confirmed the occurrence of active foci between 30-50 km deep in region B, the area between Cape S. Vincent and the array of OBSs.
- A methodology has been proposed and developed, based on obtaining characteristic functions by means of the Continuous Wavelet Transform (CWT), to be able to estimate the slowness vector and the epicenter of regional earthquakes with large aperture arrays and few stations.
- The application of the CWT method to the data from the 2015-2016 marine campaign has made it possible to verify the effectiveness of the CWT method to locate epicenters of regional earthquakes.

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

- Improve the algorithm for searching and locating earthquakes based on the inversion of the travel times of seismic waves, exploring new possibilities in the new and emerging techniques of waveform inversion and stacking that have shown very promising results in the last years (Li *et al.*, 2020).
- Study the possible incorporation to the Early Warning System of the south of the Iberian Peninsula (Carranza *et al.*, 2017) a network of OBSs using the new telemetry technologies in quasi real time of fiber optic networks and / or OBSs networks (Berger *et al.*, 2016; Williams *et al.*, 2019; Kohler *et al.*, 2020).
- Improve the detection capacity of the CWT algorithm of emerging signals and low SNR through the optimization of the compromise between the resolution in time and frequency of the selected wavelet, since currently only the complex Morlet wavelet is used.
- Explore techniques that allow noise reduction of the horizontal components of OBSs (Negi *et al.*, 2020).
- Jointly process the data from the NEAREST project (Integrated observations from NEAR shore sourceS of Tsunamis: towards an early warning system, 2007-2008 (Geissler *et al.*, 2010)), together with those from the campaign 2015-2016 of this thesis to determine the thickness of the crust under the OBS deployment zone, with inversion of receiver functions and / or autocorrelations (Langston, 1979; Phạm and Tkalčić, 2018).
- Carrying out new marine campaigns with OBSs in other seismically active zones in southern Iberia (e.g., Mar de Alboran).

6. Referencias

- Aki, K., y Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*.
- Allen, R. (1982). Automatic phase pickers: Their present use and future prospects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6B), S225-S242.
- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Alguacil, G., y Del Pezzo, E. (1999). Array analysis using circular-wave-front geometry: an application to locate the nearby seismo-volcanic source. *Geophysical Journal International*, 136(1), 159-170.
- Baptista, M. A., y Miranda, J. M. (2009). Revision of the portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Science*. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-25-2009>
- Bayram, İ. (2013). An analytic wavelet transform with a flexible time-frequency covering. *IEEE Transactions on Signal Processing*, 61(5), 1131-1142.
- Bear, L. K., y Pavlis, G. L. (1997). Estimation of slowness vectors and their uncertainties using multi-wavelet seismic array processing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3), 755-769.
- Behr, Y., Townend, J., Bowen, M., Carter, L., Gorman, R., Brooks, L., y Bannister, S. (2013). Source directionality of ambient seismic noise inferred from three-component beamforming. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(1), 240-248.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., *et al.* (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>
- Berger, J., Laske, G., Babcock, J., y Orcutt, J. (2016). An ocean bottom seismic observatory with near real-time telemetry. *Earth and Space Science*, 3(2), 68-77. <https://doi.org/10.1002/2015EA000137>
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., y Wassermann, J. (2010). ObsPy: A Python toolbox for seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3), 530-533.
- Bezzeghoud, M., y Buforn, E. (1999). Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, MW = 4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, MW = 5.8), and 1994 Mascara (Algeria, MW = 5.7) earthquakes and seismotectonic implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Billings, S. D., Sambridge, M. S., y Kennett, B. L. N. (1994). Errors in hypocenter location: picking, model, and magnitude dependence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6), 1978-1990.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>

- Bratt, S. R., y Bache, T. C. (1988). Locating events with a sparse network of regional arrays. *Bulletin - Seismological Society of America*.
- Brillinger, D. R., Udías, A., y Bolt, B. A. (1980). A probability model for regional focal mechanism solutions. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Bruns, A. (2004). Fourier-, Hilbert- and wavelet-based signal analysis: are they really different approaches? *Journal of neuroscience methods*, 137(2), 321-332.
- Buform, E., Udías, A., y Mezcua, J. (1988). Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6), 2008-2024.
- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., y Pro, C. (2004). Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure and Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s00024-003-2466-1>
- Buform, E., López-Sánchez, C., Lozano, L., Martínez-Solares, J. M., Cesca, S., Oliveira, C. S., y Udías, A. (2020). Re-evaluation of Seismic Intensities and Relocation of 1969 Saint Vincent Cape Seismic Sequence: A Comparison with the 1755 Lisbon Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02336-8>
- Buland, R. (1976). The mechanics of locating earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(1), 173-187.
- Cabieces, R., Buform, E., Cesca, S., y Pazos, A. (2020). Focal Parameters of Earthquakes Offshore Cape St. Vincent Using an Amphibious Network. *Pure and Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02475-3>
- Cabieces, R., Krüger, F., Garcia-Yeguas, A., Villaseñor, A., Buform, E., Pazos, A., Olivares-Castaño, A y Barco, J. (2020). Slowness vector estimation over large-aperture sparse arrays with the Continuous Wavelet Transform (CWT): application to Ocean Bottom Seismometers. *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa427>
- Calvert, A., Gomez, F., Seber, D., Barazangi, M., Jabour, N., Ibenbrahim, A., y Demnati, A. (1997). An integrated geophysical investigation of recent seismicity in the Al-Hoceima region of North Morocco. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3), 637-651.
- Campillo, M., Roux, P., y Shapiro, N. M. (2011). Seismic, ambient noise correlation.
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57(8), 1408-1418.
- Carpenter, E. W. (1965). An historical review of seismometer array development. *Proceedings of the IEEE*, 53(12), 1816-1821.
- Carranza, M., Buform, E., y Zollo, A. (2017). Performance of a Network-Based Earthquake Early Warning System in the Ibero-Maghrebian Region. *Seismological Research Letters*, 88(6), 1499-1507. <https://doi.org/10.1785/0220170081>
- Castle, J. C., y van der Hilst, R. D. (2000). The core-mantle boundary under the Gulf of Alaska: No ULVZ for shear waves. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3-4), 311-321.
- Cesca, Simone, Heimann, S., Stammler, K., y Dahm, T. (2010). Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances. *Journal of Geophysical Research*,

- 115(B6), B06304. <https://doi.org/10.1029/2009JB006450>
- Cessaro, R. K. (1994). Sources of primary and secondary microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(1), 142-148.
- Civiero, C., Strak, V., Custódio, S., Silveira, G., Rawlinson, N., Arroucau, P., y Corela, C. (2018). A common deep source for upper-mantle upwellings below the Ibero-western Maghreb region from teleseismic P-wave travel-time tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 499, 157-172.
- Collins, J. A., Vernon, F. L., Orcutt, J. A., y Stephen, R. A. (2002). Upper mantle structure beneath the Hawaiian swell: Constraints from the ocean seismic network pilot experiment. *Geophysical research letters*, 29(11), 14-17.
- Crawford, W. C., y Webb, S. C. (2000). Identifying and removing tilt noise from low-frequency (<0.1 Hz) seafloor vertical seismic data. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/0119990121>
- Custódio, S., Cesca, S., y Heimann, S. (2012). Fast kinematic waveform inversion and robustness analysis: Application to the 2007 M w 5.9 horseshoe abyssal plain earthquake offshore Southwest Iberia. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/0120110125>
- Custódio, S., Lima, V., Vales, D., Cesca, S., y Carrilho, F. (2016). Imaging active faulting in a region of distributed deformation from the joint clustering of focal mechanisms and hypocentres: Application to the Azores–western Mediterranean region. *Tectonophysics*, 676, 70-89. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.013>
- Dahm, T., Tilmann, F., y Morgan, J. P. (2006). Seismic broadband ocean-bottom data and noise observed with free-fall stations: Experiences from long-term deployments in the North Atlantic and the Tyrrhenian Sea. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2), 647-664.
- Daubechies, I., y Bates, B. J. (1992). Ten lectures on wavelets. ASA.
- Dillinger, W. H., Harding, S. T., y Pope, A. J. (1972). Determining Maximum Likelihood Body Wave Focal Plane Solutions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb05817.x>
- Doornbos, D. J. (1974). Seismic wave scattering near caustics: Observations of PKKP precursors. *Nature*, 247(5440), 352-353.
- Dorf, R. C., y Bishop, R. H. (2011). *Modern control systems*. Pearson.
- Douglas, A., Bowers, D., Marshall, P. D., Young, J. B., Porter, D., y Wallis, N. J. (1999). Putting nuclear-test monitoring to the test. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/19000>
- Douglas, Alan. (2007). Forensic seismology revisited. *Surveys in Geophysics*, 28(1), 1-31. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9018-7>
- Dziewonski, A. M., Chou, T. A., y Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>

- Ekström, G., y Busby, R. W. (2008). Measurements of seismometer orientation at USArray transportable array and backbone stations. *Seismological Research Letters*, 79(4), 554-561.
- Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C.-S., y Chiao, L.-Y. (2004). Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the Maximum Intersection method. *Geophysical Journal International*, 158(2), 655-675.
- Frankel, A., Hough, S., Friberg, P., y Busby, R. (1991). Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(5), 1900-1922.
- Friedrich, A., Krueger, F., y Klinge, K. (1998). Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array. *Journal of Seismology*, 2(1), 47-64.
- Fukao, Y. (1973). Thrust faulting at a lithospheric plate boundary the Portugal earthquake of 1969. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90058-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90058-7)
- Gal, M, Reading, A. M., Ellingsen, S. P., Koper, K. D., Gibbons, S. J., y Nasholm, S. P. (2014). Improved implementation of the fk and Capon methods for array analysis of seismic noise. *Geophysical Journal International*, 198(2), 1045-1054. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu183>
- Gal, Martin, Reading, A. M., Ellingsen, S. P., Gualtieri, L., Koper, K. D., Burlacu, R., *et al.* (2015). The frequency dependence and locations of short-period microseisms generated in the Southern Ocean and West Pacific. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(8), 5764-5781.
- Gardner, A. T., y Collins, J. A. (2012). Advancements in high-performance timing for long term underwater experiments: A comparison of chip scale atomic clocks to traditional microprocessor-compensated crystal oscillators. En *2012 Oceans* (pp. 1-8). IEEE.
- Geissler, W H, Matias, L., Stich, D., Carrilho, F., Jokat, W., Monna, S., *et al.* (2010). Focal mechanisms for sub-crustal earthquakes in the Gulf of Cadiz from a dense OBS deployment. *Geophysical research letters*, 37(18).
- Geissler, Wolfram H, Sodoudi, F., y Kind, R. (2010). Thickness of the central and eastern European lithosphere as seen by Sreceiver functions. *Geophysical Journal International*, 181(2), 604-634. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04548.x>
- Gibbons, S. J. (2012). The applicability of incoherent array processing to IMS seismic arrays. *Pure and Applied Geophysics*, 171(3-5), 377-394.
- Gibbons, S. J., y Ringdal, F. (2006). The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation. *Geophysical Journal International*, 165(1), 149-166. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02865.x>
- Gibbons, S. J., y Ringdal, F. (2012). Seismic monitoring of the North Korea nuclear test site using a multichannel correlation detector. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 50(5), 1897-1909.
- Gibbons, S. J., Ringdal, F., y Kväerna, T. (2008). Detection and characterization of seismic phases using continuous spectral estimation on incoherent and partially coherent arrays. *Geophysical Journal International*, 172(1), 405-421.
- Goldstein, P., Walter, W. R., y Zandt, G. (1992). Upper mantle structure beneath central Eurasia

- using a source array of nuclear explosions and waveforms at regional distances. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B10), 14097-14113.
- Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, y Lee Minner (2003). SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, Invited contribution to the IASPEI International Handbook of Earth-quake and Engineering Seismology, W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger (Editors), Academic Press, London.
- Gouédard, P., Seher, T., McGuire, J. J., Collins, J. A., y van der Hilst, R. D. (2014). Correction of ocean-bottom seismometer instrumental clock errors using ambient seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/0120130157>
- Grandin, R., Borges, J. F., Bezzeghoud, M., Caldeira, B., y Carrilho, F. (2007). Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 (M_s = 8.0) and the 1755 November 1 (M_~ 8.5) earthquakes–I. Velocity model. *Geophysical Journal International*, 171(3), 1144-1161.
- Grevemeyer, I., Matias, L., y Silva, S. (2016). Mantle earthquakes beneath the South Iberia continental margin and Gulf of Cadiz – constraints from an onshore-offshore seismological network. *Journal of Geodynamics*. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.06.001>
- Grevemeyer, I., Lange, D., Villinger, H., Custódio, S., y Matias, L. (2017). Seismotectonics of the Horseshoe Abyssal Plain and Gorringe Bank, eastern Atlantic Ocean: Constraints from ocean bottom seismometer data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1), 63-78.
- Grigoli, F., Cesca, S., Amoroso, O., Emolo, A., Zollo, A., y Dahm, T. (2014). Automated seismic event location by waveform coherence analysis. *Geophysical Journal International*, 196(3), 1742-1753. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt477>
- Grigoli, Francesco, Cesca, S., Vassallo, M., y Dahm, T. (2013). Automated seismic event location by travel-time stacking: An application to mining induced seismicity. *Seismological Research Letters*, 84(4), 666-677.
- Grimison, N. L., y Wang-Ping Chen. (1986). The Azores- Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications (Atlantic). *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/JB091iB02p02029>
- Grossmann, A., Kronland-Martinet, R., y Morlet, J. (1989). Reading and understanding continuous wavelet transforms. En *Wavelets. Time-Frequency Methods and Phase Space* (pp. 2-20). Berlin, Heidelberg: Springer.
- Hammersley, J. (2013). *Monte carlo methods*. Springer Science & Business Media.
- Hanka, W., Saul, J., Weber, B., Becker, J., y Harjadi, P. (2010). Real-time earthquake monitoring for tsunami warning in the Indian Ocean and beyond. *Natural Hazards and Earth System Science*. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-2611-2010>
- Hannemann, K., Krüger, F., y Dahm, T. (2014). Measuring of clock drift rates and static time offsets of ocean bottom stations by means of ambient noise. *Geophysical Journal International*, 196(2), 1034-1042. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt434>
- Havskov, J., y Alguacil, G. (2004). *Instrumentation in earthquake seismology* (Vol. 358). Springer.
- Horiuchi, S., Negishi, H., Abe, K., Kamimura, A., y Fujinawa, Y. (2005). An automatic processing

- system for broadcasting earthquake alarms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2), 708-718.
- Husen, S., y Smith, R. B. (2004). Probabilistic earthquake relocation in three-dimensional velocity models for the Yellowstone National Park region, Wyoming. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(3), 880-896.
- Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H., y Vidale, J. E. (2005). Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array. *Nature*, 435(7044), 933.
- Johnson, C. E., Lindh, A., y Hirshorn, B. (1997). Robust regional phase association.
- Jordan, T. H., y Sverdrup, K. A. (1981). Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the South-Central Pacific. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Jost, M. L., y Herrmann, R. B. (1989). A Student's Guide to and Review of Moment Tensors. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/gssrl.60.2.37>
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R., y Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Kikuchi, M., Nakamura, M., y Yoshikawa, K. (2003). Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms. *Earth, Planets and Space*. <https://doi.org/10.1186/BF03351745>
- Kim, W., y Richards, P. G. (2007). North Korean nuclear test: Seismic discrimination low yield. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 88(14), 158-161.
- Kito, T., y Krüger, F. (2001). Heterogeneities in D'' beneath the southwestern Pacific inferred from scattered and reflected P-waves. *Geophysical research letters*, 28(13), 2545-2548.
- Kohler, M. D., Hafner, K., Park, J., Irving, J. C. E., Caplan-Auerbach, J., Collins, J., *et al.* (2020). A plan for a long-term, automated, broadband seismic monitoring network on the global seafloor. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/0220190123>
- Koper, K. D., Hutko, A. R., Lay, T., Ammon, C. J., y Kanamori, H. (2011). Frequency-dependent rupture process of the 2011 M w 9.0 Tohoku Earthquake: Comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture models. *Earth, planets and space*, 63(7), 16.
- Krischer, L., Megies, T., Barsch, R., Beyreuther, M., Lecocq, T., Caudron, C., y Wassermann, J. (2015). ObsPy: A bridge for seismology into the scientific Python ecosystem. *Computational Science and Discovery*. <https://doi.org/10.1088/1749-4699/8/1/014003>
- Krüger, F., y Ohrnberger, M. (2005). Tracking the rupture of the M w = 9.3 Sumatra earthquake over 1,150 km at teleseismic distance. *Nature*, 435(7044), 937.
- Krüger, F., Weber, M., Scherbaum, F., y Schlittenhardt, J. (1993). Double beam analysis of anomalies in the core-mantle boundary region. *Geophysical research letters*, 20(14), 1475-1478.
- Krüger, F., Dahm, T., y Hannemann, K. (2020). Mapping of Eastern North Atlantic Ocean

- seismicity from Po/So observations at a mid-aperture seismological broad-band deep sea array. *Geophysical Journal International*, 221(2), 1055-1080.
- Kumar, P., y Foufoula-Georgiou, E. (1997). Wavelet analysis for geophysical applications. *Reviews of geophysics*, 35(4), 385-412.
- Kværna, T., y Ringdahl, F. (1986). Stability of various fk estimation techniques. *NORSAR Semiannual technical summary*, 1, 1-86.
- Kværna, T., y Doornbos, D. J. (1986). An integrated approach to slowness analysis with arrays and three-component stations. *NORSAR Semiannual Technical Summary*, 1, 2-85.
- Kværna, Tormod, y Ringdal, F. (2013). Detection capability of the seismic network of the International Monitoring System for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2A), 759-772.
- Lahr, J. C. (1999). HYPOELLIPSE : A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters , Magnitude , and First-Motion Pattern. U.S. Geological Survey Professional Paper.
- Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.* 84, 4749–4762.
- Le, B. M., Yang, T., Chen, Y. J., y Yao, H. (2018). Correction of OBS clock errors using Scholte waves retrieved from cross-correlating hydrophone recordings. *Geophysical Journal International*, 212(2), 891-899.
- Li, L., Tan, J., Schwarz, B., Staněk, F., Poiata, N., Shi, P., *et al.* (2020). Recent Advances and Challenges of Waveform-Based Seismic Location Methods at Multiple Scales. *Reviews of Geophysics*, 58(1), e2019RG000667. <https://doi.org/10.1029/2019RG000667>
- Lienert, B. R., Berg, E., y Frazer, L. N. (1986). Hypocenter: an Earthquake Location Method Using Centered, Scaled, and Adaptively Damped Least Squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Lomax, A. (2005). A reanalysis of the hypocentral location and related observations for the great 1906 California earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3), 861-877.
- Lomax, A. (2008). Location of the Focus and Tectonics of the Focal Region of the California Earthquake of 18 April 1906. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(2), 846-860. <https://doi.org/10.1785/0120060405>
- Lomax, A., y Curtis, A. (2001). Fast, probabilistic earthquake location in 3D models using oct-tree importance sampling. En *Geophys. Res. Abstr* (Vol. 3, p. 955).
- Lomax, A., Michelini, A., y Curtis, A. (2009). Earthquake location, direct, global-search methods. *Encyclopedia of complexity and systems science*, 2449-2473.
- López Arroyo, A., y Udias, A. (1972). Aftershock sequence and focal parameters of the February 28, 1969 earthquake of the Azores-Gibraltar fracture zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(3), 699-719.
- Mallat, S. (2009). *A wavelet tour of signal processing* (Third). Elsevier.
- Martínez-Lorient, S., Sallarès, V., Gràcia, E., Bartolomé, R., Dañobeitia, J. J., y Zitellini, N.

- (2014). Seismic and gravity constraints on the nature of the basement in the Africa-Eurasia plate boundary: New insights for the geodynamic evolution of the SW Iberian margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1), 127-149. <https://doi.org/10.1002/2013JB010476>
- Martínez-Solares, J. M., y López Arroyo, A. (2004). The great historical 1755 earthquake. Effects and damage in Spain. *Journal of Seismology*, 8(2), 275-294.
- McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>
- McNamara, D. E., y Buland, R. P. (2004). Ambiente noise levels in the continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/012003001>
- Milne, J. (1886). *Earthquakes and other earth movements* (Vol. 56). K. Paul, Trench.
- Minson, S. E., y Dreger, D. S. (2008). Stable inversions for complete moment tensors. *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03797.x>
- Mosegaard, K., y Tarantola, A. (1995). Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12431-12447.
- Moser, T. J., Nolet, G., y Snieder, R. (1992). Ray bending revisited. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(1), 259-288.
- Nawab, S., Dowla, F., y Lacoss, R. (1985). Direction determination of wideband signals. *IEEE transactions on acoustics, speech, and signal processing*, 33(5), 1114-1122.
- Negi, S. S., Kumar, A., Ningthoujam, L. S., y Pandey, D. K. (2020). An Efficient Approach of Data Adaptive Polarization Filter to Extract Teleseismic Phases from the Ocean-Bottom Seismograms. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/0220200034>
- Neidell, N. S., y Taner, M. T. (1971). Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, 36(3), 482-497.
- Ogata, K. (1997). *Modern control systems*. Prentice Hall.
- Oppenheim, A. V, y Schaffer, R. W. (2010). *Discrete-time signal processing* (3rd ed.). Upper Saddle River: Pearson.
- Peterson, J. R. (1993). *Observations and modeling of seismic background noise*. US Geological Survey.
- Phạm, T. S., y Tkalčić, H. (2018). Antarctic ice properties revealed from teleseismic P wave coda autocorrelation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(9), 7896-7912.
- Podvin, P., y Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105(1), 271-284.
- Presti, D., Troise, C., y De Natale, G. (2004). Probabilistic location of seismic sequences in heterogeneous media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6), 2239-2253.
- Prieto, G. A., Parker, R. L., and Vernon, F. L. (2009). A Fortran 90 library for multitaper spectrum analysis. *Computers and Geosciences*. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.06.007>

- Pro, C., Buforn, E., Bezzeghoud, M., y Udías, A. (2013). The earthquakes of 29 July 2003, 12 February 2007, and 17 December 2009 in the region of Cape Saint Vincent (SW Iberia) and their relation with the 1755 Lisbon earthquake. *Tectonophysics*, 583, 16-27.
- Pro, C., Buforn, E., Udías, A., Borges, J., y Oliveira, C. S. (2020). Study of the PGV, Strong Motion and Intensity Distribution of the February 1969 (Ms 8.0) Offshore Cape St. Vincent (Portugal) Earthquake Using Synthetic Ground Velocities. *Pure and Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02401-2>
- Rabinowitz, N. (2000). Hypocenter location using a constrained nonlinear simplex minimization method. En *Advances in Seismic Event Location* (pp. 23-49). Springer.
- Reading, A. M., Koper, K. D., Gal, M., Graham, L. S., Tkalčić, H., y Hemer, M. A. (2014). Dominant seismic noise sources in the Southern Ocean and West Pacific, 2000–2012, recorded at the Warramunga Seismic Array, Australia. *Geophysical research letters*, 41(10), 3455-3463.
- Ringdal, F., Husebye, E. S., Dahle, A., y Beauchamp, K. G. (1975). P-wave envelope representation in event detection using array data. Nordhoff-Leiden, The Netherlands.
- Ringler, A. T., Hutt, C. R., Persefield, K., y Gee, L. S. (2013). Seismic station installation orientation errors at ANSS and IRIS/USGS stations. *Seismological Research Letters*, 84(6), 926-931.
- Rioul, O., y Flandrin, P. (1992). Time-scale energy distributions: A general class extending wavelet transforms. *IEEE Transactions on Signal Processing*, 40(7), 1746-1757.
- Ritter, J. R. R., Christensen, U. R. R., Achauer, U., Bahr, K., y Weber, M. H. (1998). Search for a mantle plume under central Europe. *Eos, Transactions American Geophysical Union*. <https://doi.org/10.1029/98eo00323>
- Romanowicz, B., Dreger, D., Pasyanos, M., y Uhrhammer, R. (1993). Monitoring of strain release in central and northern California using broadband data. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/93GL01540>
- Rost, S, y Revenaugh, J. (2001). Seismic detection of rigid zones at the top of the core. *Science*, 294(5548), 1911-1914. <https://doi.org/10.1126/science.1065617>
- Rost, Sebastian, y Thomas, C. (2002). Array seismology: Methods and applications. *Reviews of geophysics*, 40(3), 2-27.
- Rost, Sebastian, y Thomas, C. (2009). Improving seismic resolution through array processing techniques. *Surveys in Geophysics*, 30(4-5), 271-299.
- Ruigrok, E., Gibbons, S., y Wapenaar, K. (2017). Cross-correlation beamforming. *Journal of Seismology*, 21(3), 495-508.
- Sallarès, V., Gailler, A., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Bartolomé, R., Gràcia, E., et al. (2011). Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberian margin). *Earth and Planetary Science Letters*, 311(1–2), 112–123. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.003>
- Sambridge, M., y Mosegaard, K. (2002). Monte Carlo methods in geophysical inverse problems.

Reviews of geophysics, 40(3), 3-29.

- Satriano, C., Lomax, A., y Zollo, A. (2008). Real-time evolutionary earthquake location for seismic early warning. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(3), 1482-1494.
- Scherbaum, F. (2001). *Of poles and zeros: Fundamentals of digital seismology. Modern Approaches in Geophysics* (Vol. 15). Springer Science & Business Media.
- Scholz, J.-R., Barruol, G., Fontaine, F. R., Sigloch, K., Crawford, W. C., y Deen, M. (2017). Orienting ocean-bottom seismometers from P-wave and Rayleigh wave polarizations. *Geophysical Journal International*, 208(3), 1277-1289. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw426>
- Schweitzer, J., Fyen, J., Mykkeltveit, S., y Kvaerna, T. (2002). Seismic arrays: in new manual of seismological observatory practice—NMSOP. *IASPEI*, 481-532.
- Selby, N. D. (2010). Relative locations of the October 2006 and May 2009 DPRK announced nuclear tests using international monitoring system seismometer arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(4), 1779-1784.
- Sens-Schönfelder, C. (2008). Synchronizing seismic networks with ambient noise. *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03842.x>
- Shiobara, H., Nakanishi, A., Shimamura, H., Mjelde, R., Kanazawa, T., y Berg, E. W. (1997). Precise positioning of ocean bottom seismometer by using acoustic transponder and CTD. *Marine Geophysical Researches*, 19(3), 199-209.
- Silva, S., Terrinha, P., Matias, L., Duarte, J. C., Roque, C., Ranero, C. R., *et al.* (2017). Micro-seismicity in the Gulf of Cadiz: Is there a link between micro-seismicity, high magnitude earthquakes and active faults? *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.07.026>
- Stachnik, J. C., Sheehan, A. F., Zietlow, D. W., Yang, Z., Collins, J., y Ferris, A. (2012). Determination of New Zealand ocean bottom seismometer orientation via Rayleigh-wave polarization. *Seismological Research Letters*, 83(4), 704-713.
- Stähler, S. C., Sigloch, K., Hosseini, K., Crawford, W. C., Barruol, G., Schmidt-Aursch, M., *et al.* (2016). Preliminary performance report of the RHUM-RUM ocean bottom seismometer network around La Réunion, western Indian Ocean. *Advances in Geosciences*, 41, 43-63.
- Stehly, L., Campillo, M., y Shapiro, N. M. (2007). Traveltime measurements from noise correlation: Stability and detection of instrumental time-shifts. *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03492.x>
- Stich, D., Mancilla, F. de L., y Morales, J. (2005). Crust-mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW-Iberia). *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2005GL023098>
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation* (Vol. 89). *siam*.
- Tarantola, A., y Valette, B. (1982). Inverse problems= quest for information. *Journal of geophysics*, 50(1), 159-170.
- Tarback, E. J., Lutgens, F. K., Tasa, D., y Linneman, S. (2005). *Earth: an introduction to physical geology*. Upper Saddle River: Pearson/Prentice Hall.
- Thomson, D. J. (1982). Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE*,

- 70(9), 1055–1096.
- Tilmann, F. J., y Dahm, T. (2008). Constraints on crustal and mantle structure of the oceanic plate south of Iceland from ocean bottom recorded Rayleigh waves. *Tectonophysics*, 447(1-4), 66-79.
- Trnkoczy, A. (1999). Topic Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm. *New manual of seismological observatory practice*, 2.
- Trnkoczy, A., Havskov, J., y Ottemöller, L. (2009). Seismic networks. En *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)* (pp. 1-60). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Tsai, V. C., Nettles, M., Ekström, G., y Dziewonski, A. M. (2005). Multiple CMT source analysis of the 2004 Sumatra earthquake. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2005GL023813>
- Udias, A., y Buforn, E. (2018). *Principles of seismology*. Cambridge University Press.
- Udias, A., Madariaga, R., y Buforn, E. (2013). *Source mechanisms of earthquakes: Theory and practice*. *Source Mechanisms of Earthquakes: Theory and Practice*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139628792>
- Udías, A., Arroyo, A. L., y Mezcuá, J. (1976). Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(76\)90121-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(76)90121-9)
- Ventosa, S., Schimmel, M., y Stutzmann, E. (2017). Extracting surface waves, hum and normal modes: Time-scale phase-weighted stack and beyond. *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx284>
- Webb, S C, y Crawford, W. C. (2010). Shallow-Water Broadband OBS Seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(4), 1770-1778. <https://doi.org/10.1785/0120090203>
- Webb, Spahr C. (1998). Broadband seismology and noise under the ocean. *Reviews of Geophysics*. <https://doi.org/10.1029/97RG02287>
- Weber, M., Davis, J. P., Thomas, C., Krüger, F., Scherbaum, F., Schlittenhardt, J., y Körnig, M. (1996). The structure of the lowermost mantle as determined from using seismic arrays. *Seismic modeling of the Earth's structure*, 399-442.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved Version Released, EOS Trans. AGU, 94(45), p. 409–410, 2013. doi:10.1002/2013EO450001.
- Williams, E. F., Fernández-Ruiz, M. R., Magalhaes, R., Vanthillo, R., Zhan, Z., González-Herráez, M., y Martins, H. F. (2019). Distributed sensing of microseisms and teleseisms with submarine dark fibers. *Nature Communications*, 10(1), 5778. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13262-7>
- Wilson, D., Leon, J., Aster, R., Ni, J., Schlue, J., Grand, S., *et al.* (2002). Broadband seismic background noise at temporary seismic stations observed on a regional scale in the Southwestern United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/0120010234>

- Zha, Y., Webb, S. C., y Menke, W. (2013). Determining the orientations of ocean bottom seismometers using ambient noise correlation. *Geophysical research letters*, 40(14), 3585-3590.
- Zhou, H. (1994). Rapid three-dimensional hypocentral determination using a master station method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B8), 15439-15455.
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M. A., De Alteriis, G., *et al.* (2009). The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.005>

Anexo I. Coordenadas de los OBSs del array

Tabla con las coordenadas geográficas en las que se desplegaron los OBSs. También se muestran el tipo de sismómetro que disponía cada uno de los OBSs. El OBS04 no pudo ser recuperado.

Tabla A1. OBSs Coordenadas de instrumentos.

| Station | Latitude | Longitude | Depth (m) | Sensor |
|----------------|-----------------|------------------|------------------|---------------------|
| OBS01 | 35.9097 | -10.3736 | 4850 | CMG-40T |
| OBS02 | 35.5946 | -10.5546 | 4717 | CMG-40T |
| OBS03 | 35.5950 | -10.9882 | 4848 | CMG-40T |
| OBS04 | 35.9080 | -11.1863 | 4871 | Trillium Compact |
| OBS05 | 36.2202 | -10.9885 | 4667 | Trillium Compact |
| OBS06 | 36.2202 | -10.5552 | 4645 | Trillium Compact |

Las estaciones en tierra corresponden a las de la red Western Mediterranean (WM, DOI: 10.14470/JZ581150) la Red Digital Sísmica Nacional (ES, DOI: 10.7914/SN/ES) y de la red del Instituto Português do Mar e da Atmosfera (PM, DOI: 10.7914/SN/PM).

Anexo II. Curvas de sincronización de los relojes de los OBSs

En las Figs. A2.1, A2.2 y A2.3 se muestran los resultados de sincronización de los OBSs. En los paneles superiores se muestra el ajuste polinómico de los resultados diarios de inversión (Tabla 3.2) para los 250 días en los que estuvieron desplegados los OBSs. En negro los valores obtenidos de la inversión, polinomio de ajuste en azul e intervalo de confianza líneas discontinuas rojas. En los paneles inferiores se muestran los residuos (puntos negros).

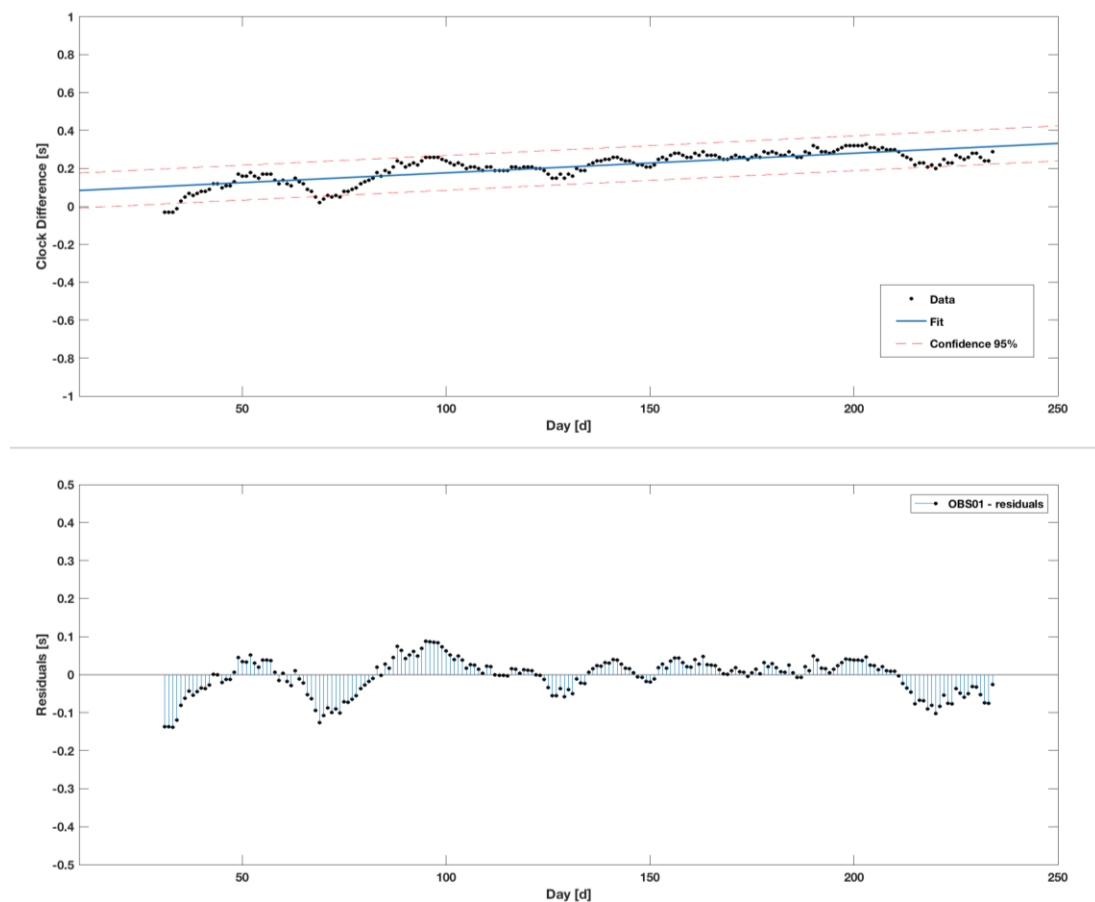


Fig. A2.1. Curva de sincronización del reloj del OBS01

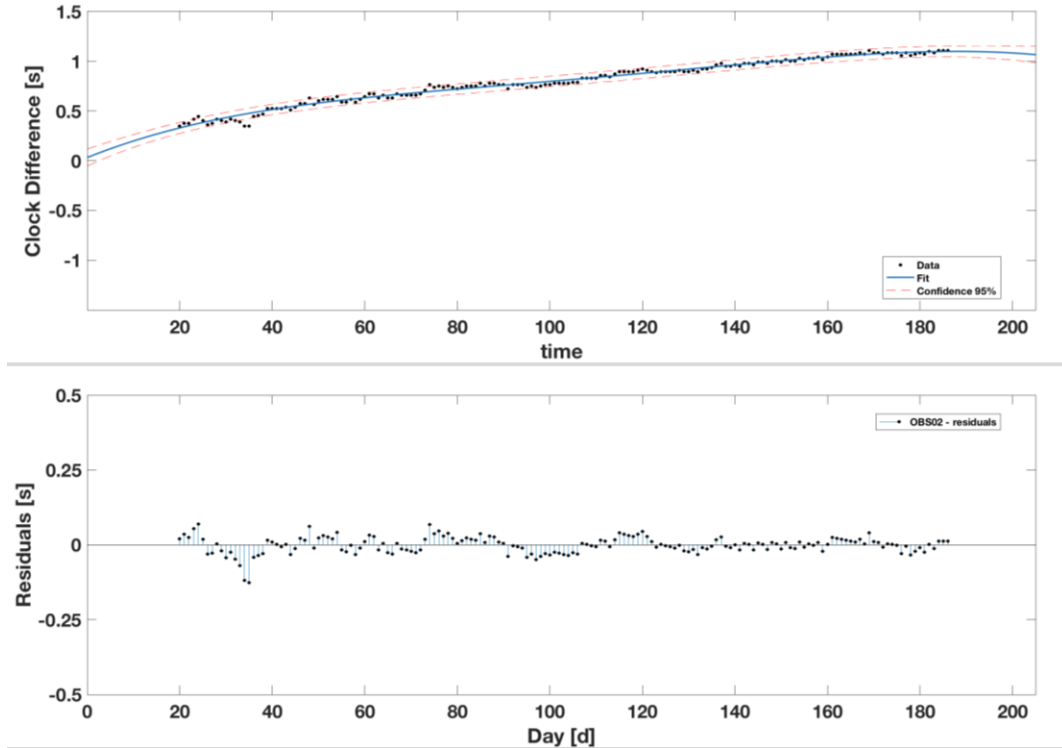


Fig. A2.2. Curva de sincronización del reloj del OBS02

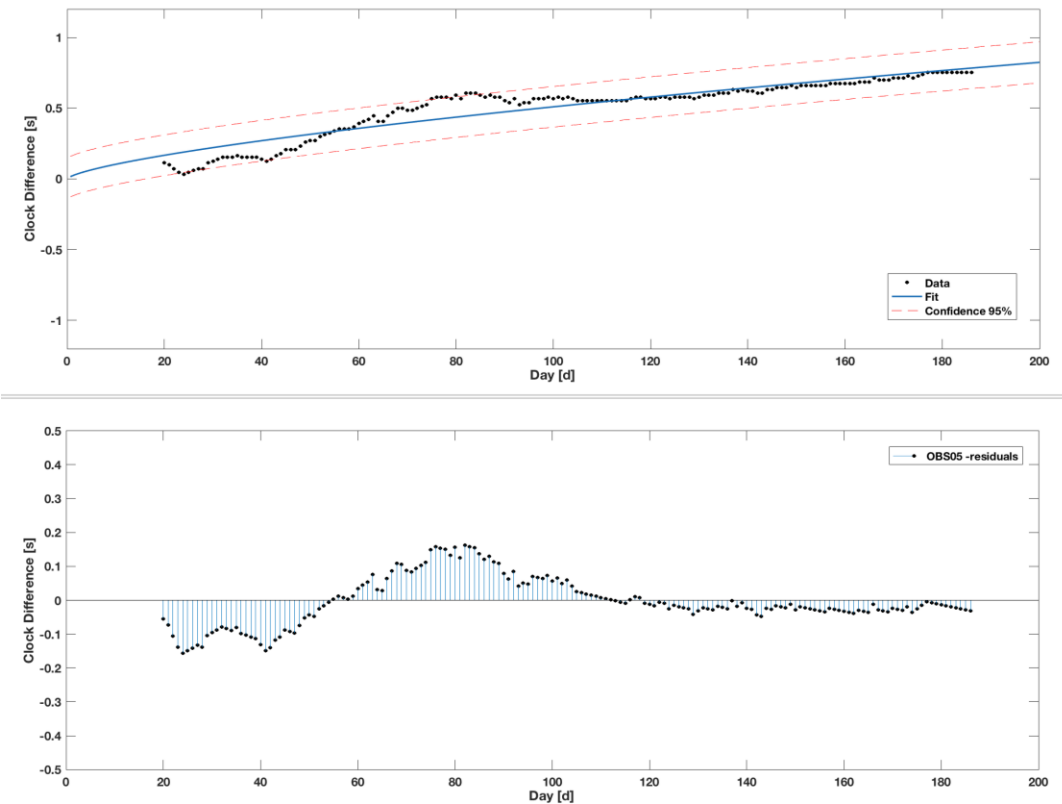


Fig. A2.3. Curva de sincronización del reloj del OBS05

Anexo III. Terremotos utilizados para la orientación de las componentes horizontales de los OBSs

La Tabla A3 muestra los parámetros focales de los terremotos utilizados para la orientación de los OBSs.

Tabla A3. Coordenadas de terremotos utilizados para orientar las componentes horizontales de los OBSs.

| Fecha | Hora origen | Latitud | Longitud | Profundidad (km) | Magnitud |
|------------|-------------|----------|-----------|------------------|----------|
| 13-9-2015 | 8:14 | 24.9130 | -109.6226 | 10.0 | 6.7 |
| 16-9-2015 | 23:18 | -31.5622 | -71.4262 | 28.4 | 7 |
| 16-9-2015 | 22:54 | -31.5729 | -71.6744 | 22.4 | 8.3 |
| 17-9-2015 | 4:10 | -31.5200 | -71.8100 | 23.0 | 6.8 |
| 17-9-2015 | 3:55 | -31.4244 | -71.6876 | 27.0 | 6.5 |
| 21-9-2015 | 17:40 | -31.7275 | -71.3792 | 35.0 | 6.6 |
| 24-9-2015 | 15:53 | -0.6200 | 131.2600 | 18.0 | 6.6 |
| 4-11-2015 | 3:44 | -8.3381 | 124.8754 | 20.0 | 6.5 |
| 7-11-2015 | 7:31 | -30.8796 | -71.4519 | 46.0 | 6.8 |
| 8-11-2015 | 16:47 | 6.8431 | 94.6480 | 10.0 | 6.6 |
| 9-11-2015 | 16:03 | 51.6394 | -173.0746 | 15.0 | 6.5 |
| 11-11-2015 | 2:46 | -29.5097 | -72.0585 | 10.0 | 6.9 |
| 11-11-2015 | 1:54 | -29.5067 | -72.0068 | 12.0 | 6.9 |
| 13-11-2015 | 20:51 | 31.0009 | 128.8729 | 12.0 | 6.7 |
| 17-11-2015 | 7:10 | 38.6700 | 20.6000 | 11.0 | 6.5 |
| 18-11-2015 | 18:31 | -8.8994 | 158.4217 | 12.6 | 6.8 |
| 4-12-2015 | 22:25 | -47.6165 | 85.0913 | 35.0 | 7.1 |
| 7-12-2015 | 7:50 | 38.2107 | 72.7797 | 22.0 | 7.2 |
| 9-12-2015 | 10:21 | -4.1064 | 129.5079 | 21.0 | 6.9 |
| 17-12-2015 | 19:49 | 15.8009 | -93.6294 | 85.0 | 6.6 |
| 3-1-2016 | 23:05 | 24.8036 | 93.6505 | 55.0 | 6.7 |
| 3-1-2016 | 23:05 | 24.8300 | 93.6600 | 55.0 | 6.7 |
| 11-1-2016 | 16:38 | 3.8966 | 126.8569 | 13.0 | 6.5 |
| 14-1-2016 | 3:25 | 41.9723 | 142.7810 | 46.0 | 6.7 |
| 21-1-2016 | 18:06 | 18.8288 | -106.9344 | 10.0 | 6.6 |
| 2-3-2016 | 12:49 | -4.9521 | 94.3299 | 24.0 | 7.8 |
| 3-4-2016 | 8:23 | -14.3235 | 166.8551 | 26.0 | 6.9 |
| 6-4-2016 | 6:58 | -14.0683 | 166.6245 | 24.0 | 6.7 |
| 7-4-2016 | 3:32 | -13.9805 | 166.5943 | 27.6 | 6.7 |
| 15-4-2016 | 16:25 | 32.7906 | 130.7543 | 10.0 | 7 |
| 16-4-2016 | 23:58 | 0.3819 | -79.9218 | 20.6 | 7.8 |

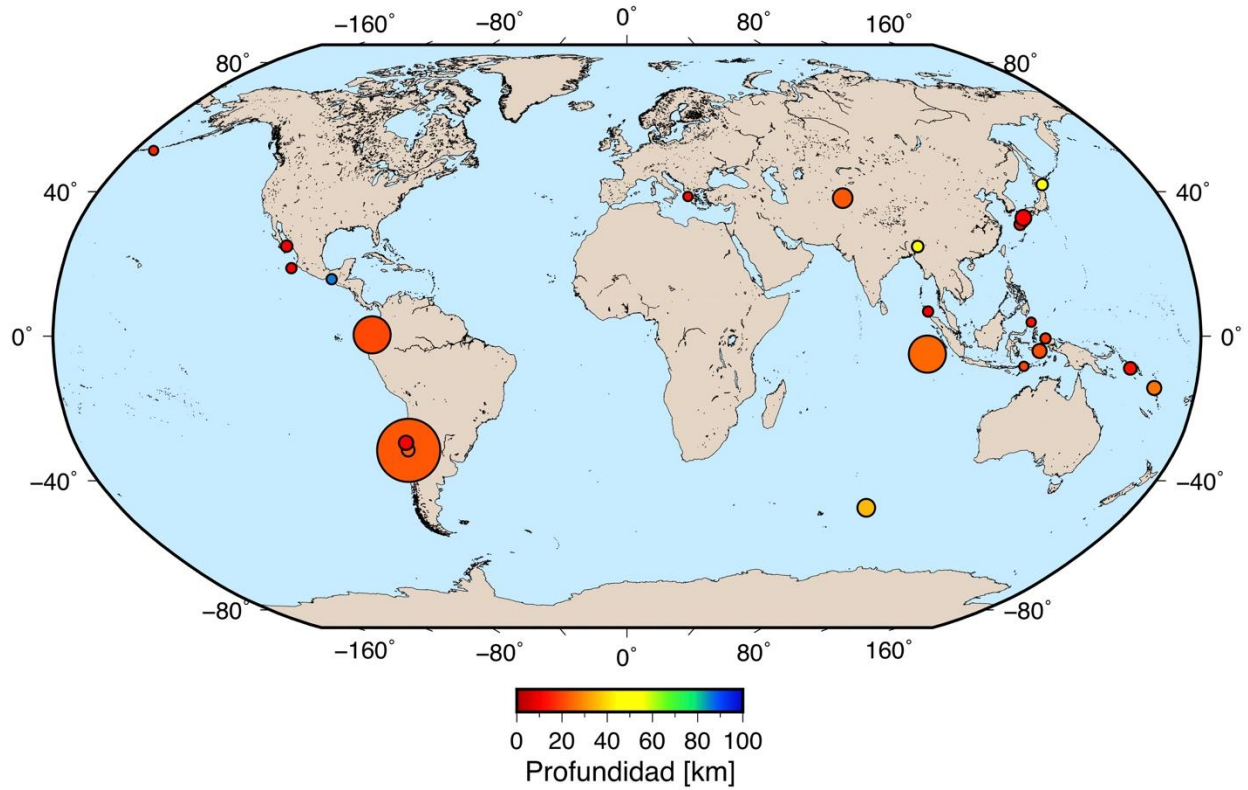


Fig. A3 Terremotos utilizados para orientar los OBSs. Tamaño de los círculos proporcionales con la magnitud ($6.5 < M < 8.3$).

Anexo IV. Probability Density Functions (PDFs) del array de OBSs

En la Fig. A4.1 se muestran las PDFs de las tres componentes de los OBS01, OBS02 y OBS03 que corresponden a los OBSs que tenían equipado un sensor CMG-40T. En la Fig. A4.2 se muestran las PDFs de las tres componentes del OBS05 OBS06 que corresponden con los OBSs equipados con un sensor Trillium Compact

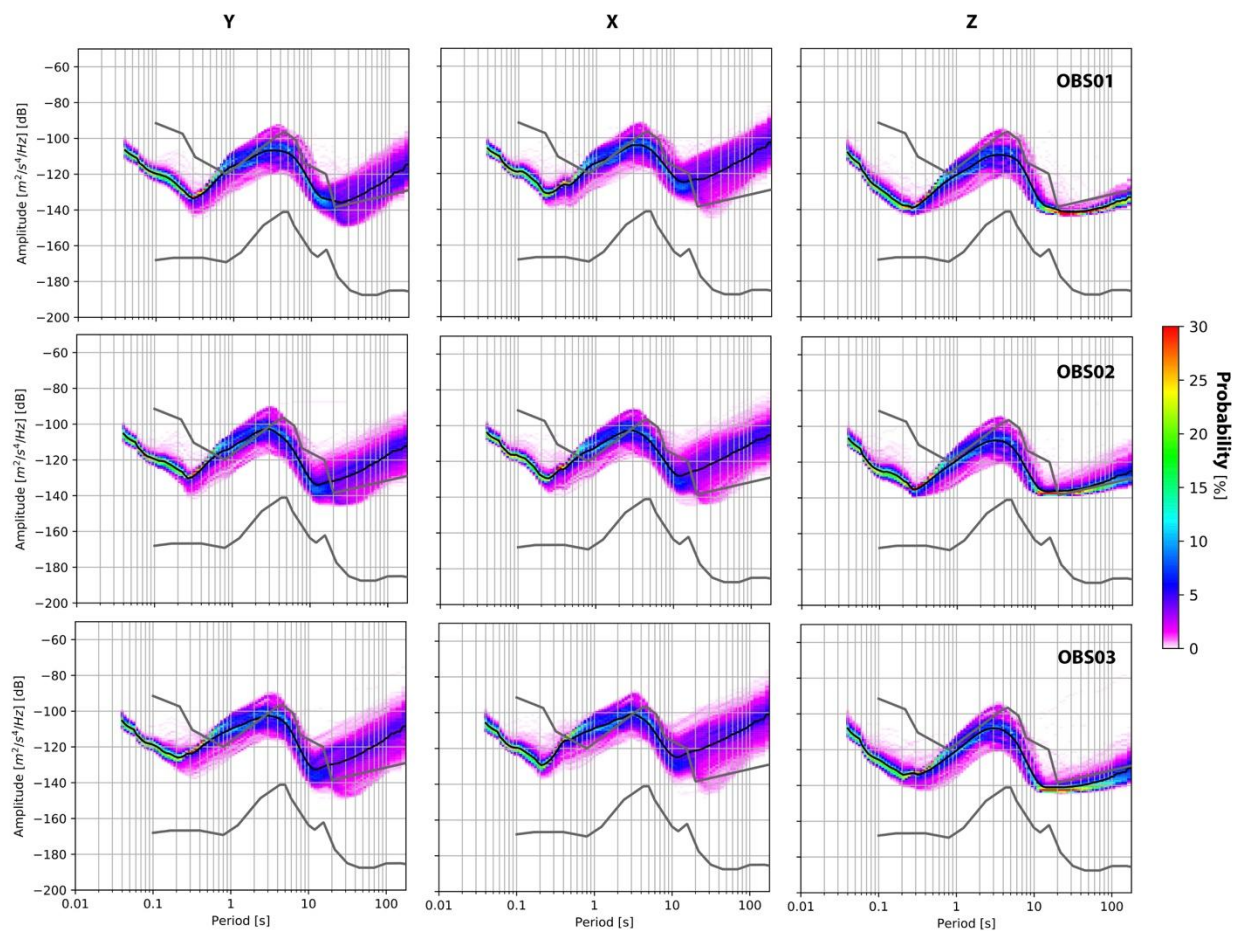


Fig. A4.1. PDFs de los OBSs (OBS01, OBS02 y OBS03) equipados con el sensor CMG-40T.

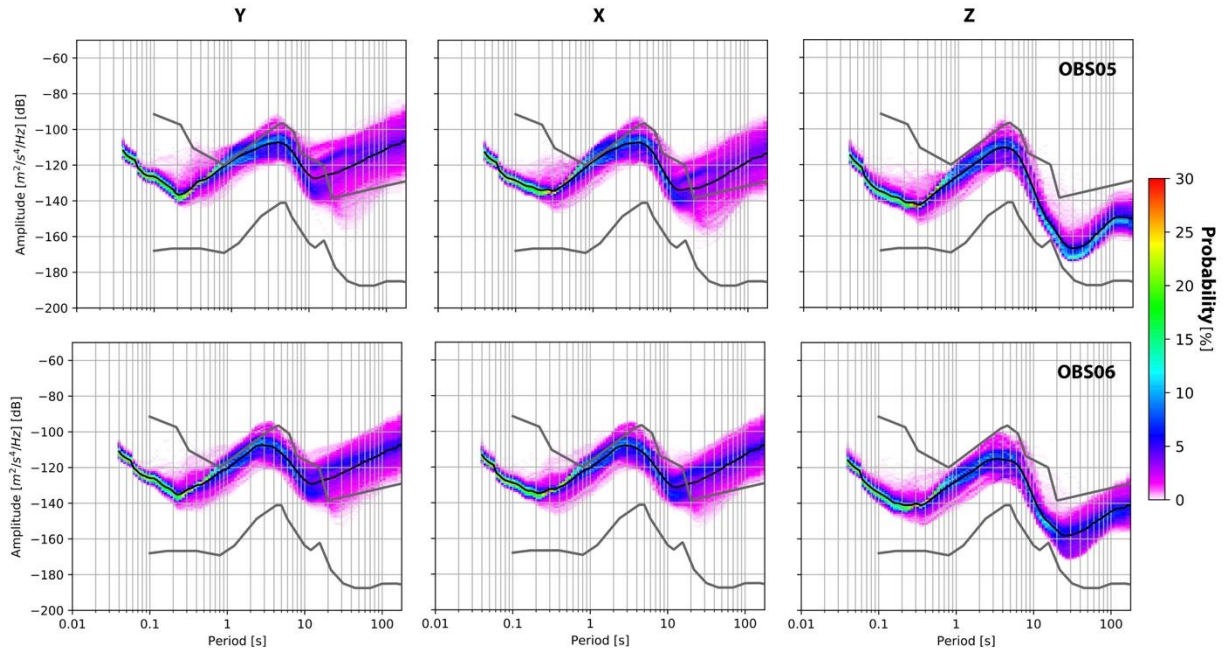
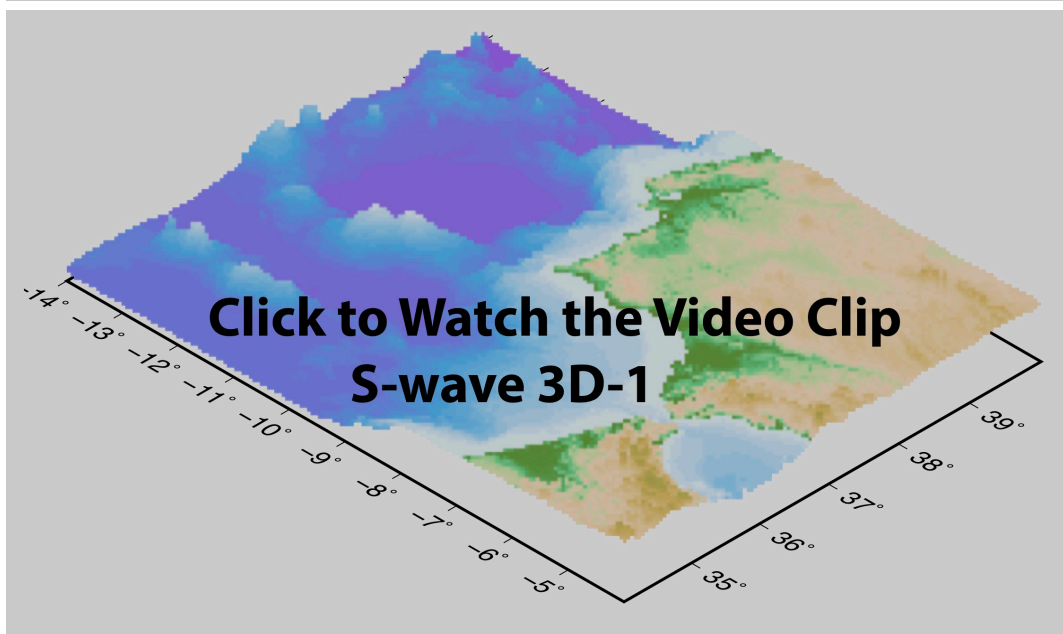
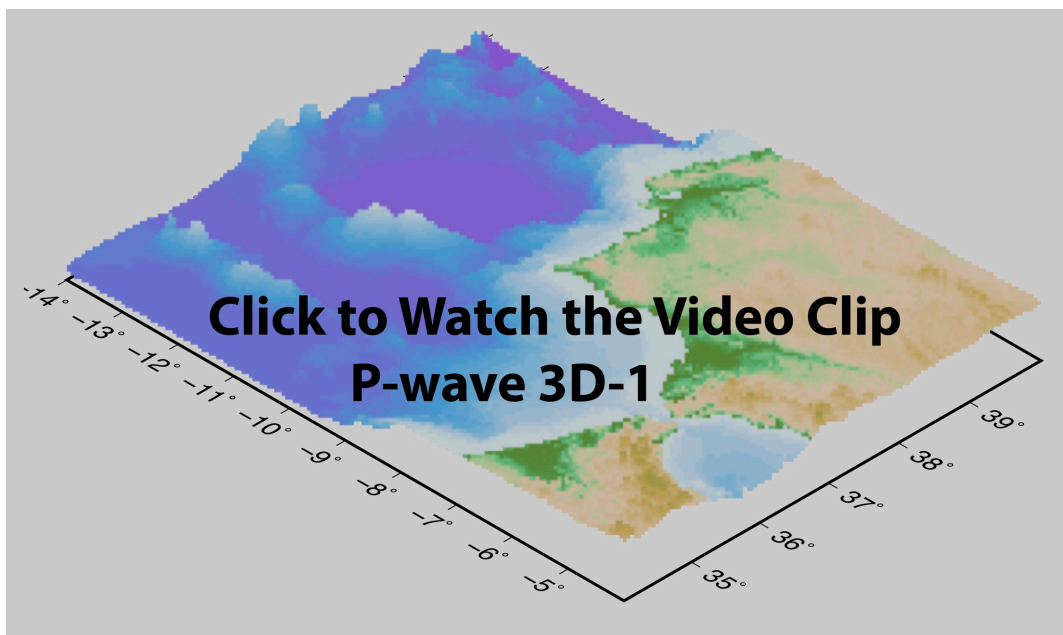


Fig. A4.2. PDFs de los OBSs (OBS05 y OBS 06) equipados con sensor Trillium Compact

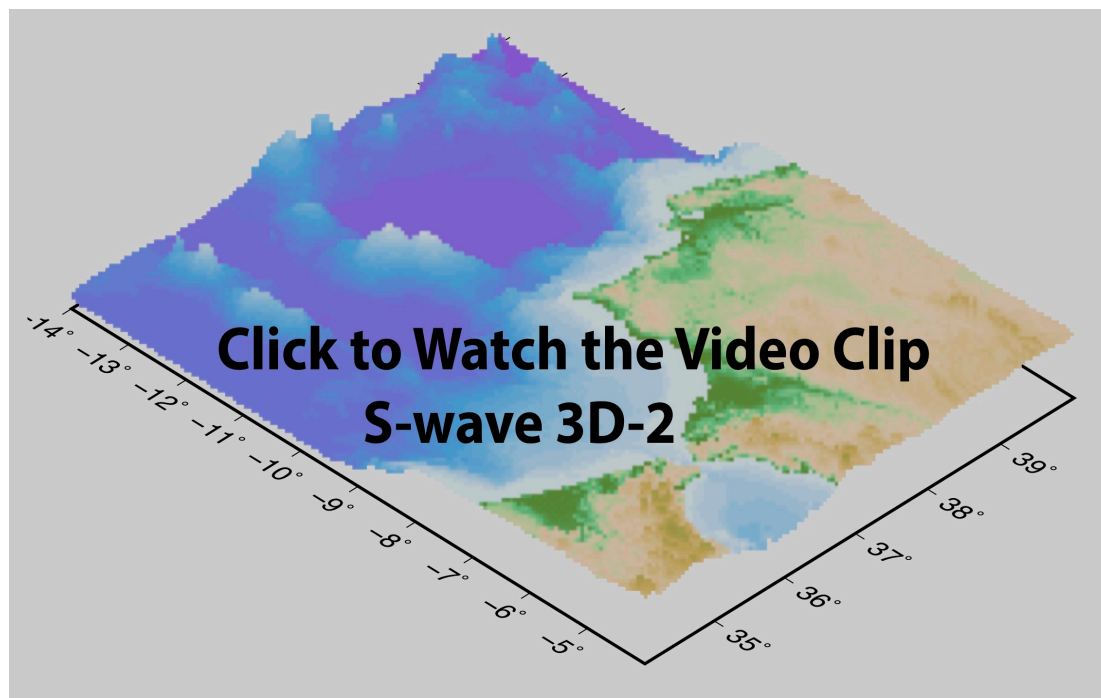
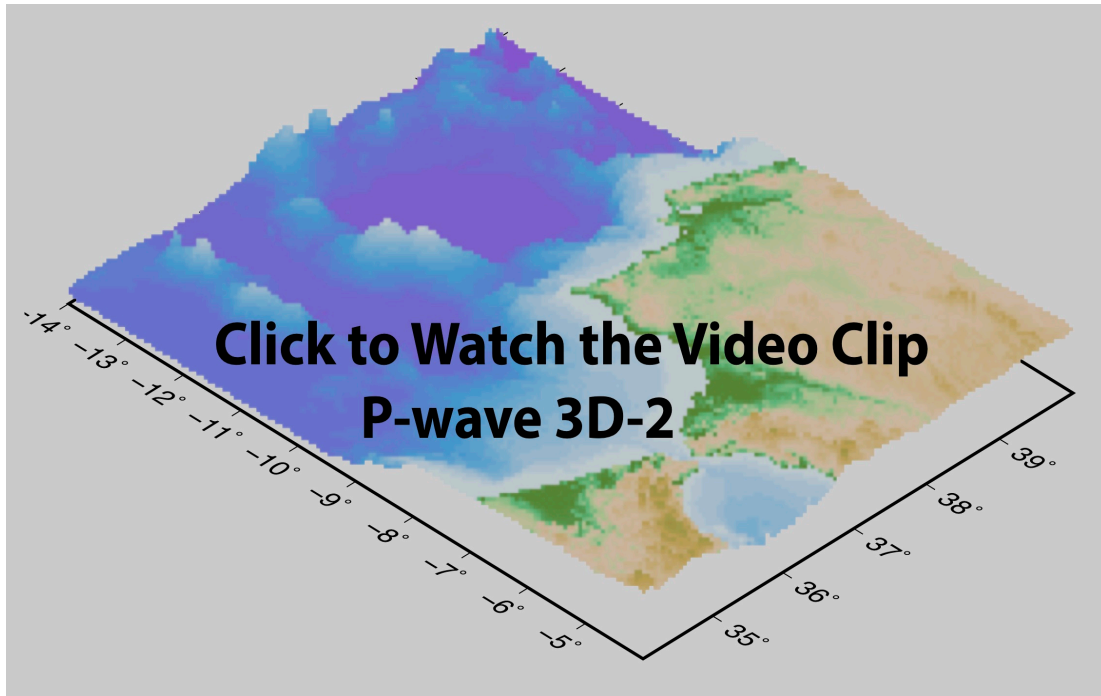
Anexo V. Modelos de Tierra 3D

Los modelos de Tierra 3D (<https://link.springer.com/article/10.1007/s00024-020-02475-3>), se muestran en los videos modelo 3D-1 (Grandin *et al.*, 2007) y modelo 3D-2 (Civiero *et al.*, 2018) junto con el valor medio de velocidad en cada capa de profundidad de los modelos con los percentiles 5% y 95%,

- Modelo de Tierra 3D-1 de onda P (video superior) y onda S (video inferior).



- Modelo de Tierra 3D-2, onda P (video superior) y onda S (video inferior).



Anexo VI. Parametrización del método CWT

A6.1 Algoritmo y pseudocódigo

Se han procesado las señales en el array de OBSs de los terremotos seleccionados siguiendo un algoritmo especialmente diseñado para optimizar el tiempo de computación del método CWT. El algoritmo se ha implementado de forma que primero se computa un banco de filtros formado por Morlet Wavelets, segundo se corta la señal en tramos de una hora y tercero se procesa independientemente y en paralelo cada una de las ventanas de tiempo en las que se divide el sismograma. Esto permite poder aprovechar la capacidad de multiprocesado del ordenador y reducir notablemente el tiempo de computación global del proceso CWT. El pseudocódigo del algoritmo para procesar la CWT

Algorithmo: `ccwt (data, srate, fmin, fmax, wmin, wmax, nf, tmin)`

begin

```
#Continuous Wavelet Transform (Morlet Wavelet)
#Wavelet parameters
dt <- 1/srate
npts <- len(data)
#Logarithmically space central frequencies
fref <- np.logspace(np.log10(fmin), np.log10(fmax), nf)
#Kernel of the Mother Morlet Wavelet
wtime <- np.arange(-tmin, tmin+dt, dt)
half_wave <- (len(wtime)-1)/2
nCycles <- np.linspace(wmin,wmax,nf)
###FFT parameters
nKern <- len(wtime)
nConv <- nKern+npts-1
tf <- np.zeros((len(fref), npts-1), dtype<-np.complex)
##FFT data
dataX<-np.fft.fft(data,nConv)
##loop over frequencies
for each fi in [0, len(fref)-1] do
s <- nCycles[fi]/(2*np.pi*fref[fi])
```



```
A <- 1/(np.pi*s**2)**0.25
cmw <- np.multiply(np.exp(np.multiply(1j*2*(np.pi)*frex
    [fi],wtime)),np.exp(-1*np.divide(np.power(wtime,2),2*s**2)))
cmw <-cmw.conjugate()
cmw <- A*cmw
cmwX <- np.fft.fft(cmw,nConv)
#Convolution
cwt <- np.fft.ifft(np.multiply(cmwX,dataX))
end <- len(cwt)
cwt <- cwt[int(half_wave+1):int(end-half_wave)]
tf[:,fi] <- cwt
end for
end
```

A6.2 Parametrización del algoritmo CWT

En este punto se muestran los parámetros seleccionados para la estimación de la CFs a partir del algoritmo CWT. Los parámetros principales que se estudian son el número de ciclos del CWT y el rango de frecuencias en el que se aplica el procesamiento. Estos parámetros se seleccionaron empíricamente para el array que se analiza en esta tesis, y deben considerarse como una simple guía, debido a que geometrías de diferentes arrays, necesitan una optimización diferente de parámetros.

El análisis wavelet de una señal se basa en la descomposición de la banda de frecuencia en octavas, por lo que el ancho de la wavelet se contrae a medida que aumenta la frecuencia en el plano de energía tiempo-frecuencia. Esta descomposición permite un suavizado de la resolución en frecuencia optimizado para señales en las que la energía de baja frecuencia es persistente, mientras que las componentes de alta frecuencia existen por un período corto y cambian rápidamente la frecuencia instantánea dentro de la señal. Esto es un enfoque válido para la mayoría de las señales sísmicas y, convencionalmente, el escalograma se calcula contrayendo la wavelet hacia frecuencias más altas mientras se establece un número constante de ciclos.

Ocho fue el valor que establecimos para el número de ciclos en la gran mayoría de los terremotos analizados en esta tesis. La selección se realizó empíricamente, pero también para obtener una resolución en tiempo y frecuencia razonable. La resolución de tiempo y frecuencia

de la Morlet wavelet se puede estimar a partir del ancho de la transformada de Fourier de la Morlet wavelet a -3 dB, es decir, a través del Full Width at Half Maximum (FWHM):

$$FWHM = 2\sqrt{2\ln 2}\sigma_f \quad (A6.1)$$

donde σ_f es el ancho de la Morlet wavelet en el dominio de frecuencia. La ec. A6.1 proporciona un valor cuantitativo para la estimación de la resolución en frecuencia. En el dominio del tiempo se puede obtener la resolución en tiempo, estimando el ancho de la envolvente de la Morlet Wavelet sobre la parte real y compleja.

Un inconveniente del análisis wavelet, es que las señales sísmicas pueden contener una gran variación del contenido en frecuencia en las frecuencias más altas, pero también contenido en bajas frecuencias de forma persistente. Para estas situaciones, es preferible usar un número bajo de ciclos para detectar y separar los componentes en las frecuencias bajas y un número alto de ciclos para evitar que la detección de la energía de la señal, se desvanezca a frecuencias más altas. Entonces, sería razonable adaptar el suavizado de frecuencia a los requisitos específicos de la señal aumentando el número de ciclos con la frecuencia de la wavelet. La Fig. A6 muestra el análisis wavelet para la componente vertical de un terremoto regional registrado en el OBS02. Una característica importante de esta señal es su baja relación señal / ruido y que la onda P es una señal emergente (Fig. A6a). Se han realizado varias pruebas con diferentes números de ciclos y con una variación gradual del número de ciclos con la frecuencia. En la Fig. A6b, el número de ciclos es relativamente bajo ($w = 5$), para resaltar las variaciones en frecuencia. En la Fig. A6c, el número de ciclos es alto ($w = 16$) para resaltar el contenido energético en altas frecuencias. Pero, dado que esta es una señal con alto contenido de energía en el rango de frecuencia más alto y de forma persistente, sería más conveniente en este caso específico aumentar ligeramente el número de ciclos con la frecuencia de la wavelet (Fig. A6d). Con estas características en la señal, el análisis wavelet con $w = 5$ puede detectar mejor el inicio de la onda P y la onda S (Fig. A6b), pero la información espectral se desvanece. Por el contrario, el inicio de la onda P y S es ligeramente difuso si el análisis se realiza con $w = 16$, pero tenemos una mejor estimación del contenido en frecuencia. La Fig. A6d muestra una compensación de resolución en frecuencia y tiempo, diseñada para permitir una resolución temporal alta para frecuencias bajas, pero también para separar pequeñas oscilaciones en altas frecuencias.

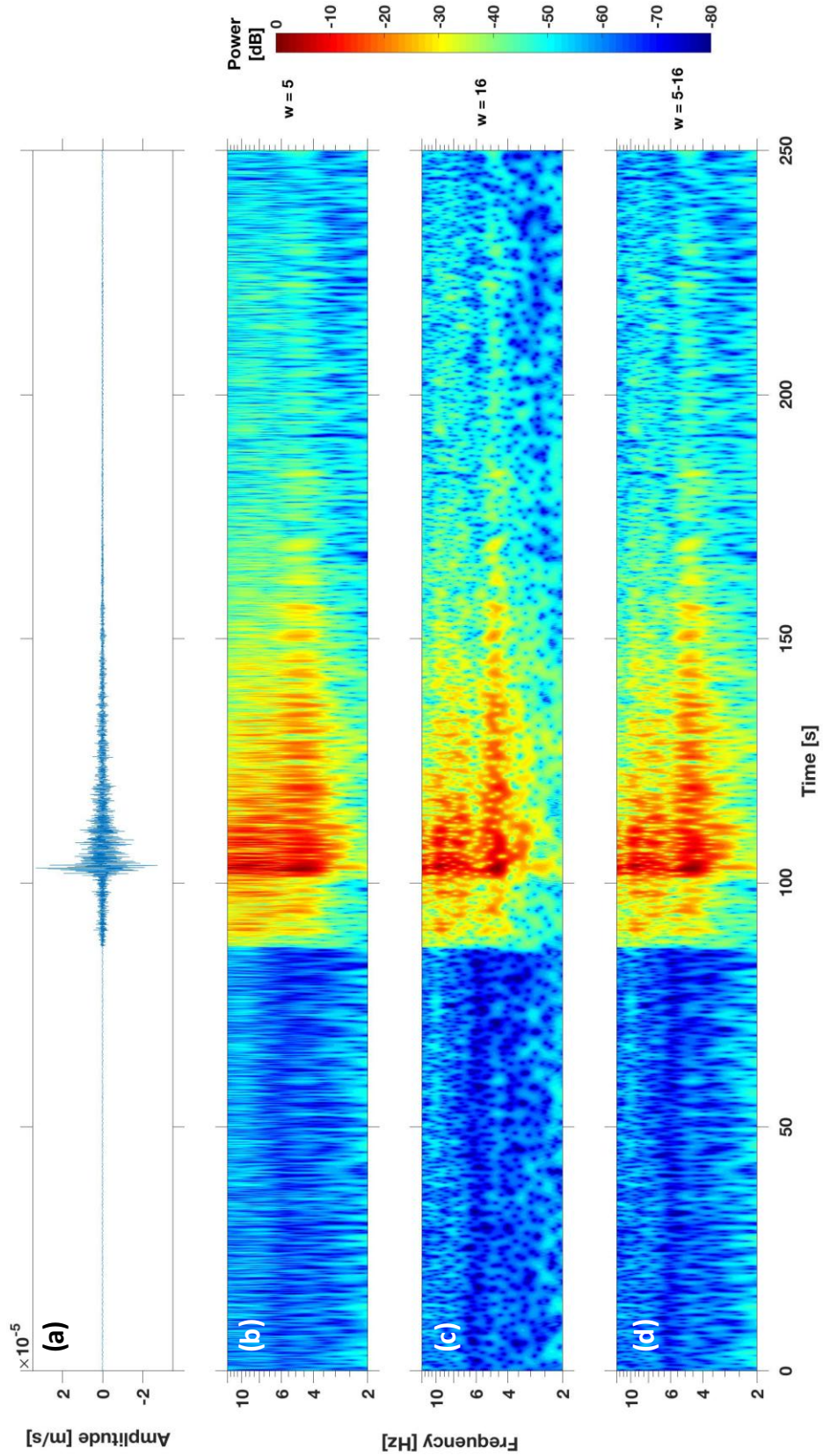


Fig. A6 a) Sismograma de un terremoto regional registrado en la componente vertical del OBS06, b) escalograma estimado con un número de ciclos de 5, c) escalograma con un número de ciclos de 16, d) escalograma con un número de ciclos de incremental entre 5 – 16 en la banda de frecuencia [2 – 12] Hz (Cabieces et al., 2020b).

Anexo VII. Resultados de las localizaciones hipocentrales

A7.1 Parametrización

La parametrización del algoritmo NonLinLoc está dividida en tres subprogramas Vel2Grid, Grid2Time y NLLoc que se han aplicado con la siguiente parametrización:

Vel2Grid:

```
TRANS SIMPLE 37.0 -9.0 0.0
VGGRID 881 661 61 -440.5 -330.5 -2.0 1.00 1.00 1.00
VGOUT ./model/layer
VGTYPE P
VGTYPE S
```

Grid2Time:

```
GTFILES ./model/layer ./time/layer P
GTFILES ./model/layer ./time/layer S
GTMODE GRID2D ANGLES_YES
GT_PLFD 1.0e-3 1
GTSRCE OBS01 LATLON 35.908078 -10.373257 0.000 -4.8499
GTSRCE OBS02 LATLON 35.5946 -10.55335 0.000 -4.7174
GTSRCE OBS03 LATLON 35.59585 -10.9891 0.000 -4.842
GTSRCE OBS05 LATLON 36.2224 -10.98875 0.000 -4.6836
GTSRCE OBS06 LATLON 36.22425 -10.55565 0.000 -4.843
```

NLLoc:

```
LOCSIG Integrated Seismic Program
LOCHYPOUT SAVE_NLLOC_ALL
LOCSEARCH OCT 10 10 1 0.01 25000 5000 0 1
LOCGRID 1000 1000 200 0.0 0.0 -1.0 1.0 1.0 1.0 PROB_DENSITY SAVE
LOGGAU 0.2 0.0
LOCMETH EDT_OT_WT 9999.0 4 -1 -1 -1.73 6 -1.0 1
LOCQUAL2ERR 1.5 2.0 2.5 3.0 99999.9
LOCANGLES ANGLES_YES 5
```

A7.2 Tablas de relocalizaciones hipocentrales

Tabla A7.1. Resultados ID model Iberia, sin OBSs. Referencia = referencia para cada terremoto y región donde se localizó, RMS = raíz cuadrática media, Lat = latitud, Long = longitud, Depth = Profundidad, Err = Error en profundidad, GAP = Complementario del ángulo de cobertura acimutal, Nphs = número de fases, AZ = acimut desde el norte del eje de elipse de error máximo, E1 = longitud del eje menor de elipse de error, E2 = longitud del eje mayor de la elipse de error.

| Reference | Date | Origin time | RMS | Magnitud | Lat | Lon | Depth (km) | Err (km) | Gap | Nphs | AZ | E1 (km) | E2 (km) |
|-----------|------------|-------------|-----|----------|--------|---------|------------|----------|-----|------|-----|---------|---------|
| T1 C | 17-9-2015 | 15:11:45.3 | 0.6 | mb 4.9 | 35.688 | -7.102 | 29 | 23 | 211 | 39 | 22 | 4 | 12 |
| T2 A | 21-9-2015 | 8:54:35.3 | 0.3 | mblg 2.5 | 35.602 | -9.879 | 44 | 52 | 339 | 11 | 160 | 26 | 51 |
| T3 B | 22-9-2015 | 16:42:34.0 | 0.5 | mblg 2.6 | 36.389 | -11.415 | 44 | 50 | 346 | 10 | 155 | 41 | 62 |
| T4 B | 25-9-2015 | 18:14:25.0 | 0.3 | mblg 3.1 | 36.604 | -9.908 | 50 | 34 | 271 | 26 | 56 | 8 | 17 |
| T5 A | 28-9-2015 | 7:25:10.6 | 0.4 | mb 4.5 | 34.990 | -12.017 | 29 | 46 | 301 | 24 | 48 | 17 | 24 |
| T6 A | 28-9-2015 | 17:03:39.1 | 0.4 | mblg 2.3 | 36.231 | -7.886 | 9 | 40 | 251 | 19 | 33 | 9 | 25 |
| T7 B | 2-10-2015 | 16:59:23.9 | 0.5 | mblg 2.7 | 36.554 | -9.908 | 43 | 25 | 264 | 17 | 54 | 9 | 16 |
| T8 A | 3-10-2015 | 12:32:45.8 | 0.3 | mblg 1.7 | 35.714 | -10.225 | 44 | 49 | 348 | 11 | 141 | 32 | 59 |
| T9 A | 6-10-2015 | 5:07:14.9 | 0.3 | mblg 2.8 | 36.512 | -11.203 | 43 | 41 | 307 | 25 | 59 | 12 | 22 |
| T10 B | 12-10-2015 | 1:58:57.2 | 0.3 | mblg 2.5 | 40.197 | -10.493 | 43 | 49 | 306 | 25 | 119 | 11 | 18 |
| T11 C | 20-10-2015 | 20:15:25.6 | 1.0 | mb 4.7 | 35.765 | -5.782 | 29 | 15 | 178 | 35 | 2 | 6 | 15 |
| T12 B | 21-10-2015 | 8:39:59.3 | 0.6 | mblg 3.2 | 37.239 | -8.562 | 22 | 6 | 102 | 46 | 153 | 3 | 5 |
| T13 A | 24-10-2015 | 20:31:19.0 | 0.3 | mblg 1.9 | 36.452 | -11.355 | 41 | 47 | 339 | 13 | 87 | 27 | 31 |
| T14 B | 24-10-2015 | 23:36:55.7 | 0.2 | mb 3.5 | 36.157 | -10.270 | 70 | 45 | 319 | 17 | 57 | 17 | 27 |
| T15 A | 28-10-2015 | 18:39:57.8 | 0.9 | mblg 3.1 | 35.514 | -3.716 | 29 | 25 | 179 | 27 | 141 | 9 | 20 |
| T16 B | 30-10-2015 | 8:34:16.4 | 0.5 | mb 4.0 | 36.006 | -10.256 | 43 | 40 | 274 | 22 | 73 | 13 | 26 |
| T17 C | 7-11-2015 | 18:12:00.1 | 0.6 | mblg 4.0 | 36.640 | -5.551 | 34 | 25 | 114 | 33 | 22 | 4 | 8 |
| T18 C | 18-11-2015 | 13:13:15.8 | 0.3 | mblg 3.0 | 36.802 | -7.214 | 37 | 14 | 158 | 26 | 32 | 3 | 7 |
| T19 B | 19-11-2015 | 11:11:00.2 | 0.5 | mblg 3.2 | 36.651 | -9.818 | 44 | 22 | 125 | 28 | 140 | 4 | 10 |
| T20 B | 19-11-2015 | 21:57:03.7 | 0.5 | mblg 3.1 | 36.918 | -8.885 | 34 | 11 | 234 | 33 | 52 | 6 | 11 |
| T21 A | 1-12-2015 | 11:10:05.1 | 0.3 | mb 4.6 | 37.120 | -11.675 | 69 | 48 | 297 | 15 | 63 | 21 | 40 |
| T22 B | 4-12-2015 | 7:42:16.7 | 0.4 | mblg 2.6 | 36.340 | -10.218 | 75 | 47 | 271 | 14 | 42 | 15 | 27 |
| T23 C | 6-12-2015 | 22:17:44.6 | 0.5 | mb 3.9 | 35.173 | -6.155 | 56 | 35 | 221 | 21 | 2 | 10 | 24 |
| T25 A | 21-12-2015 | 2:17:02.3 | 0.3 | mb 4.2 | 36.642 | -13.348 | 112 | 52 | 313 | 12 | 68 | 20 | 119 |
| T26 B | 23-12-2015 | 13:18:29.2 | 0.2 | mblg 2.8 | 36.744 | -9.917 | 13 | 36 | 303 | 9 | 40 | 15 | 32 |
| T27 C | 31-12-2015 | 20:04:40.9 | 0.2 | mblg 2.9 | 36.568 | -7.290 | 18 | 35 | 217 | 10 | 48 | 8 | 34 |
| T28 B | 3-1-2016 | 6:05:11.2 | 0.4 | mblg 3.6 | 36.800 | -9.442 | 47 | 21 | 251 | 22 | 56 | 8 | 22 |
| T29 A | 15-1-2016 | 1:35:55.9 | 1.2 | mblg 2.1 | 36.846 | -11.098 | 30 | 29 | 264 | 11 | 164 | 25 | 31 |
| T30 B | 18-1-2016 | 8:27:31.5 | 0.1 | mblg 2.3 | 36.466 | -9.694 | 12 | 34 | 347 | 7 | 158 | 34 | 59 |
| T32 B | 22-1-2016 | 23:32:27.4 | 0.6 | mb 4.5 | 36.336 | -9.751 | 61 | 34 | 262 | 33 | 55 | 9 | 17 |
| T33 B | 23-1-2016 | 15:35:12.9 | 0.5 | mb 5.0 | 36.393 | -9.891 | 44 | 27 | 265 | 38 | 60 | 7 | 16 |
| T34 A | 7-2-2016 | 14:57:59.8 | 0.4 | mblg 3.8 | 36.674 | -10.995 | 44 | 40 | 305 | 23 | 77 | 13 | 25 |
| T35 B | 15-2-2016 | 7:29:54.2 | 0.3 | mblg 3.2 | 35.890 | -10.096 | 66 | 51 | 306 | 11 | 49 | 16 | 34 |
| T36 C | 25-2-2016 | 1:03:24.8 | 0.4 | mblg 2.8 | 34.642 | -5.642 | 43 | 39 | 283 | 24 | 172 | 8 | 21 |
| T37 B | 2-3-2016 | 13:41:11.7 | 0.6 | mblg 4.0 | 36.192 | -8.170 | 44 | 24 | 233 | 32 | 30 | 5 | 15 |
| T38 C | 7-3-2016 | 12:33:19.6 | 0.6 | Mmb 3.9 | 35.500 | -5.073 | 39 | 30 | 258 | 26 | 164 | 10 | 22 |

Tabla A7.2. Resultados ID-Iberia, conOBSs, misma notación que la Tabla A7.1

| Reference | Date | Origin time | RMS (s) | Magnitud | Lat | Lon | Depth (km) | Err (km) | Gap | Nphis | Az | E1 (km) | E2 (km) |
|-----------|------------|-------------|---------|----------|--------|---------|------------|----------|-----|-------|-----|---------|---------|
| T1 C | 17-9-2015 | 15:11:44.6 | 0.6 | mb 4.9 | 35.661 | -7.114 | 25 | 25 | 165 | 48 | 176 | 3 | 6 |
| T2 A | 22-9-2015 | 16:42:32.3 | 0.4 | mblg 2.5 | 36.372 | -11.568 | 43 | 19 | 276 | 17 | 104 | 8 | 28 |
| T3 B | 24-9-2015 | 8:54:33.3 | 0.5 | mblg 2.6 | 35.443 | -9.918 | 44 | 21 | 232 | 19 | 169 | 7 | 17 |
| T4 B | 25-9-2015 | 18:14:24.0 | 0.4 | mblg 3.1 | 36.539 | -9.980 | 39 | 16 | 124 | 36 | 138 | 3 | 8 |
| T5 A | 28-9-2015 | 7:25:10.3 | 0.5 | mb 4.5 | 34.965 | -11.858 | 11 | 31 | 299 | 34 | 52 | 17 | 19 |
| T6 A | 28-9-2015 | 17:03:38.2 | 0.4 | mblg 2.3 | 36.129 | -7.989 | 18 | 37 | 189 | 27 | 148 | 3 | 10 |
| T7 B | 2-10-2015 | 16:59:23.3 | 0.5 | mblg 2.7 | 36.524 | -9.945 | 44 | 17 | 122 | 37 | 138 | 4 | 8 |
| T8 B | 3-10-2015 | 12:32:45.5 | 0.3 | mblg 1.7 | 35.635 | -10.158 | 49 | 15 | 215 | 21 | 159 | 6 | 13 |
| T9 A | 6-10-2015 | 5:07:13.2 | 0.4 | mblg 2.8 | 36.419 | -11.317 | 32 | 10 | 230 | 35 | 98 | 5 | 12 |
| T10 B | 12-10-2015 | 1:58:55.5 | 0.6 | mblg 2.5 | 40.158 | -10.718 | 44 | 37 | 278 | 33 | 143 | 9 | 17 |
| T11 C | 20-10-2015 | 20:15:25.5 | 0.9 | mb 4.7 | 35.755 | -5.783 | 29 | 14 | 147 | 43 | 155 | 5 | 8 |
| T12 B | 21-10-2015 | 8:39:59.3 | 0.6 | mblg 3.2 | 37.239 | -8.562 | 22 | 6 | 102 | 46 | 153 | 3 | 5 |
| T13 A | 24-10-2015 | 20:31:17.9 | 0.3 | mblg 1.9 | 36.438 | -11.460 | 39 | 16 | 255 | 21 | 105 | 6 | 20 |
| T14 B | 24-10-2015 | 23:36:52.8 | 0.5 | mb 3.5 | 35.934 | -10.423 | 48 | 9 | 75 | 27 | 146 | 7 | 9 |
| T15 A | 28-10-2015 | 18:40:00.0 | 0.8 | mblg 3.1 | 35.776 | -3.927 | -1 | 21 | 104 | 36 | 151 | 8 | 25 |
| T16 B | 30-10-2015 | 8:34:14.5 | 0.7 | mb 4.0 | 35.895 | -10.380 | 40 | 9 | 107 | 32 | 174 | 7 | 8 |
| T17 C | 7-11-2015 | 18:12:00.0 | 0.6 | mblg 4.0 | 36.630 | -5.560 | 41 | 22 | 89 | 40 | 9 | 4 | 5 |
| T18 C | 18-11-2015 | 13:13:15.5 | 0.4 | mblg 3.0 | 36.781 | -7.232 | 40 | 15 | 120 | 31 | 11 | 3 | 5 |
| T19 B | 19-11-2015 | 11:11:00.2 | 0.5 | mblg 3.2 | 36.651 | -9.818 | 44 | 22 | 125 | 28 | 140 | 4 | 10 |
| T20 B | 19-11-2015 | 21:57:02.7 | 0.6 | mblg 3.1 | 36.868 | -8.968 | 36 | 10 | 110 | 43 | 147 | 3 | 6 |
| T21 A | 1-12-2015 | 11:10:00.7 | 0.5 | mb 4.6 | 36.913 | -12.036 | 42 | 27 | 259 | 24 | 100 | 7 | 22 |
| T22 B | 4-12-2015 | 0:56:42.2 | 0.4 | mb 3.0 | 36.145 | -10.694 | 25 | 11 | 120 | 10 | 113 | 7 | 12 |
| T23 B | 4-12-2015 | 7:42:13.7 | 0.5 | mblg 2.6 | 36.050 | -10.341 | 45 | 10 | 90 | 24 | 133 | 6 | 9 |
| T24 C | 6-12-2015 | 22:17:44.6 | 0.5 | mb 3.9 | 35.169 | -6.151 | 58 | 34 | 186 | 30 | 146 | 6 | 12 |
| T25 A | 21-12-2015 | 2:17:05.6 | 0.5 | mb 4.2 | 36.642 | -13.102 | 44 | 44 | 291 | 20 | 94 | 15 | 29 |
| T26 B | 23-12-2015 | 13:18:28.9 | 0.4 | mblg 2.8 | 36.633 | -9.967 | 50 | 27 | 138 | 19 | 135 | 4 | 12 |
| T27 C | 31-12-2015 | 20:04:41.0 | 0.4 | mblg 2.9 | 36.539 | -7.337 | 61 | 39 | 138 | 19 | 126 | 6 | 10 |
| T28 B | 3-1-2016 | 6:05:10.2 | 0.4 | mblg 3.6 | 36.748 | -9.517 | 43 | 20 | 118 | 30 | 142 | 3 | 8 |
| T29 A | 9-1-2016 | 6:25:32.4 | 0.5 | mb 4.7 | 36.256 | -12.224 | 95 | 44 | 292 | 13 | 92 | 17 | 38 |
| T30 B | 15-1-2016 | 1:35:55.9 | 1.2 | mblg 2.1 | 36.846 | -11.098 | 30 | 29 | 264 | 11 | 164 | 25 | 31 |
| T31 B | 18-1-2016 | 8:27:30.3 | 0.4 | mblg 2.3 | 36.398 | -9.906 | 44 | 24 | 153 | 15 | 140 | 5 | 16 |
| T32 B | 22-1-2016 | 23:32:26.2 | 0.6 | mb 4.5 | 36.254 | -9.850 | 44 | 18 | 117 | 43 | 142 | 5 | 7 |
| T33 B | 23-1-2016 | 15:35:12.4 | 0.6 | mb 5.0 | 36.366 | -9.924 | 44 | 16 | 110 | 47 | 141 | 4 | 7 |
| T34 A | 7-2-2016 | 14:57:58.8 | 0.5 | mblg 3.8 | 36.623 | -11.062 | 44 | 14 | 233 | 33 | 112 | 6 | 15 |
| T35 B | 15-2-2016 | 7:29:52.3 | 0.6 | mblg 3.2 | 35.712 | -10.123 | 51 | 18 | 189 | 20 | 146 | 9 | 15 |
| T36 C | 25-2-2016 | 1:03:24.9 | 0.5 | mblg 2.8 | 34.853 | -5.189 | 0 | 58 | 249 | 34 | 152 | 6 | 14 |
| T37 B | 2-3-2016 | 13:41:11.7 | 0.6 | mblg 4.0 | 36.187 | -8.173 | 44 | 20 | 156 | 40 | 158 | 3 | 6 |
| T38 C | 7-3-2016 | 12:33:18.8 | 0.6 | Mmb 3.9 | 35.424 | -5.080 | 29 | 19 | 233 | 36 | 140 | 6 | 15 |

Tabla A7.3. Resultados 3D-1 sinOBSS, misma notación que la Tabla A7.1

| Reference | Date | Origin time | RMS | Magnitude | Lat | Lon | Depth (km) | Err (km) | GAP | Npns | AZ | E1 (km) | E2 (km) |
|-----------|------------|-------------|-----|-----------|--------|---------|------------|----------|-----|------|-----|---------|---------|
| T1 C | 17-9-2015 | 15:11:44.6 | 0.2 | mb 4.9 | 35.716 | -7.032 | 40 | 14 | 232 | 24 | 16 | 1 | 3 |
| T2 A | 22-9-2015 | 16:42:32.3 | 0.2 | mbLg 2.5 | 35.620 | -9.936 | 59 | 24 | 334 | 12 | 130 | 2 | 3 |
| T3 B | 24-9-2015 | 8:54:33.3 | 0.3 | mbLg 2.6 | 36.520 | -11.648 | 59 | 30 | 336 | 12 | 158 | 2 | 4 |
| T4 B | 25-9-2015 | 18:14:24.0 | 0.3 | mbLg 3.1 | 36.572 | -9.953 | 49 | 15 | 298 | 20 | 69 | 1 | 4 |
| T5 A | 28-9-2015 | 7:25:10.3 | 0.3 | mb 4.5 | 34.817 | -11.947 | 52 | 28 | 333 | 20 | 70 | 3 | 7 |
| T6 A | 28-9-2015 | 17:03:38.2 | 0.2 | mbLg 2.3 | 36.152 | -7.922 | 5 | 26 | 257 | 18 | 24 | 1 | 3 |
| T7 B | 2-10-2015 | 16:59:23.3 | 0.3 | mbLg 2.7 | 36.576 | -9.809 | 17 | 20 | 311 | 22 | 170 | 1 | 4 |
| T8 B | 3-10-2015 | 12:32:45.5 | 0.2 | mbLg 1.7 | 35.764 | -10.220 | 59 | 27 | 339 | 13 | 138 | 2 | 3 |
| T9 A | 6-10-2015 | 5:07:13.2 | 0.2 | mbLg 2.8 | 36.445 | -11.198 | 58 | 16 | 326 | 23 | 161 | 2 | 5 |
| T10 B | 12-10-2015 | 1:58:55.5 | 0.3 | mbLg 2.5 | 39.961 | -10.196 | 0 | 1 | 313 | 23 | 98 | 2 | 6 |
| T11 C | 20-10-2015 | 20:15:25.5 | 0.2 | mb 4.7 | 35.809 | -5.732 | 27 | 18 | 225 | 21 | 147 | 0 | 3 |
| T12 B | 21-10-2015 | 8:39:59.3 | 0.4 | mbLg 3.2 | 37.227 | -8.547 | 23 | 2 | 130 | 33 | 168 | 0 | 4 |
| T13 A | 24-10-2015 | 20:31:17.9 | 0.2 | mbLg 1.9 | 36.692 | -11.315 | -2 | 27 | 341 | 11 | 5 | 2 | 5 |
| T14 B | 24-10-2015 | 23:36:52.8 | 0.3 | mb 3.5 | 35.978 | -10.347 | 58 | 11 | 318 | 17 | 151 | 2 | 4 |
| T15 C | 28-10-2015 | 18:40:00.0 | 0.4 | mbLg 3.1 | 35.749 | -4.133 | -2 | 23 | 193 | 19 | 166 | 1 | 4 |
| T16 B | 30-10-2015 | 8:34:14.5 | 0.2 | mb 4.0 | 36.027 | -9.885 | 2 | 32 | 306 | 19 | 60 | 1 | 5 |
| T17 C | 7-11-2015 | 18:12:00.0 | 0.4 | mbLg 4.0 | 36.644 | -5.453 | 53 | 22 | 107 | 21 | 69 | 0 | 3 |
| T18 C | 18-11-2015 | 13:13:15.5 | 0.2 | mbLg 3.0 | 36.802 | -7.174 | 31 | 6 | 162 | 21 | 48 | 0 | 2 |
| T19 B | 19-11-2015 | 11:11:00.2 | 0.2 | mbLg 3.2 | 36.622 | -9.593 | 4 | 25 | 302 | 15 | 148 | 1 | 4 |
| T20 B | 19-11-2015 | 21:57:02.7 | 0.2 | mbLg 3.1 | 36.912 | -8.888 | 36 | 4 | 263 | 26 | 86 | 0 | 4 |
| T21 A | 1-12-2015 | 11:10:00.7 | 0.2 | mb 4.6 | 37.119 | -11.894 | 59 | 30 | 337 | 12 | 16 | 2 | 6 |
| T22 B | 4-12-2015 | 7:42:13.7 | 0.2 | mbLg 2.6 | 36.127 | -10.304 | 58 | 17 | 317 | 14 | 140 | 2 | 5 |
| T23 C | 6-12-2015 | 22:17:44.6 | 0.2 | mb 3.9 | 35.210 | -6.144 | 13 | 25 | 220 | 16 | 160 | 1 | 4 |
| T25 A | 21-12-2015 | 2:17:05.6 | 0.2 | mb 4.2 | 37.636 | -9.816 | 59 | 29 | 295 | 11 | 76 | 1 | 5 |
| T26 B | 23-12-2015 | 13:18:28.9 | 0.1 | mbLg 2.8 | 36.850 | -9.765 | 1 | 22 | 327 | 8 | 18 | 1 | 2 |
| T27 C | 31-12-2015 | 20:04:41.0 | 0.1 | mbLg 2.9 | 36.549 | -7.276 | 16 | 17 | 217 | 8 | 45 | 1 | 2 |
| T28 B | 3-1-2016 | 6:05:10.2 | 0.2 | mbLg 3.6 | 36.807 | -9.450 | 47 | 14 | 288 | 14 | 68 | 1 | 4 |
| T29 A | 15-1-2016 | 1:35:55.9 | 0.0 | mbLg 2.1 | 37.089 | -11.284 | 6 | 28 | 336 | 4 | 104 | 2 | 2 |
| T30 B | 18-1-2016 | 8:27:30.3 | 0.2 | mbLg 2.3 | 36.492 | -9.877 | 43 | 19 | 331 | 9 | 152 | 1 | 2 |
| T32 B | 22-1-2016 | 23:32:26.2 | 0.3 | mb 4.5 | 36.247 | -9.750 | 58 | 15 | 295 | 23 | 95 | 1 | 5 |
| T33 B | 23-1-2016 | 15:35:12.4 | 0.4 | mb 5.0 | 36.380 | -9.866 | 58 | 7 | 297 | 26 | 104 | 1 | 5 |
| T34 A | 7-2-2016 | 14:37:58.8 | 0.3 | mbLg 3.8 | 36.766 | -11.124 | 59 | 12 | 314 | 18 | 134 | 2 | 5 |
| T35 B | 15-2-2016 | 7:29:52.3 | 0.3 | mbLg 3.2 | 35.738 | -10.246 | 58 | 28 | 326 | 8 | 46 | 2 | 3 |
| T36 C | 25-2-2016 | 1:03:24.9 | 0.3 | mbLg 2.8 | 34.769 | -5.168 | 4 | 29 | 294 | 18 | 159 | 2 | 4 |
| T37 B | 2-3-2016 | 13:41:11.7 | 0.2 | mbLg 4.0 | 36.229 | -8.169 | 50 | 21 | 221 | 20 | 50 | 1 | 3 |
| T38 C | 7-3-2016 | 12:33:18.8 | 0.2 | Mmb 3.9 | 35.458 | -5.055 | 46 | 22 | 184 | 20 | 148 | 1 | 4 |

Tabla A7.4. Resultados 3D-I con OBSs, misma notación que la Tabla A7.1

| Reference | Date | Origin time | RMS (s) | Lat | Lon | Depth (km) | Err (km) | Gap | Npchs | AZ | E1 (km) | E2 (km) |
|-----------|------------|-------------|---------|--------|---------|------------|----------|-----|-------|-----|---------|---------|
| T1 C | 17-9-2015 | 15:11:45.0 | 0.4 | 35.712 | -7.038 | 36 | 14 | 186 | 33 | 176 | 2 | 3 |
| T2 A | 22-9-2015 | 16:42:32.0 | 0.3 | 36.477 | -11.641 | 38 | 13 | 267 | 19 | 97 | 4 | 6 |
| T3 B | 24-9-2015 | 8:54:34.7 | 0.3 | 35.605 | -9.896 | 48 | 14 | 219 | 20 | 158 | 4 | 11 |
| T4 B | 25-9-2015 | 18:14:23.9 | 0.3 | 36.554 | -9.953 | 40 | 17 | 149 | 30 | 128 | 2 | 4 |
| T5 A | 28-9-2015 | 7:25:09.1 | 0.5 | 34.707 | -11.877 | 58 | 3 | 321 | 30 | 142 | 6 | 13 |
| T6 A | 28-9-2015 | 17:03:40.2 | 0.3 | 36.143 | -7.963 | 48 | 4 | 189 | 11 | 158 | 2 | 6 |
| T7 B | 2-10-2015 | 16:59:23.1 | 0.4 | 36.491 | -9.902 | 20 | 143 | 32 | 141 | 3 | 8 | 8 |
| T8 B | 3-10-2015 | 12:32:45.0 | 0.2 | 35.579 | -10.092 | 51 | 6 | 224 | 23 | 146 | 2 | 6 |
| T9 A | 6-10-2015 | 5:07:13.5 | 0.3 | 36.441 | -11.233 | 41 | 10 | 243 | 33 | 120 | 3 | 6 |
| T10 B | 12-10-2015 | 1:58:56.0 | 0.6 | 39.961 | -10.262 | 1 | 1 | 282 | 31 | 91 | 3 | 13 |
| T11 C | 20-10-2015 | 20:15:25.4 | 0.3 | 35.814 | -5.731 | 27 | 16 | 193 | 29 | 133 | 2 | 6 |
| T12 B | 21-10-2015 | 8:39:58.8 | 0.6 | 37.231 | -8.542 | 23 | 2 | 114 | 43 | 179 | 2 | 3 |
| T13 A | 24-10-2015 | 20:31:17.0 | 0.3 | 36.528 | -11.543 | 44 | 16 | 263 | 19 | 116 | 4 | 6 |
| T14 B | 24-10-2015 | 23:36:52.1 | 0.3 | 35.920 | -10.393 | 53 | 5 | 76 | 27 | 109 | 3 | 4 |
| T15 A | 28-10-2015 | 18:40:03.6 | 0.4 | 36.074 | -4.233 | 0 | 2 | 257 | 28 | 117 | 2 | 5 |
| T16 B | 30-10-2015 | 8:34:15.0 | 0.4 | 35.883 | -10.234 | 27 | 10 | 133 | 29 | 118 | 6 | 9 |
| T17 C | 7-11-2015 | 18:11:58.3 | 0.4 | 36.679 | -5.468 | 18 | 24 | 88 | 28 | 109 | 3 | 4 |
| T18 C | 18-11-2015 | 13:13:15.3 | 0.2 | 36.800 | -7.177 | 31 | 6 | 125 | 26 | 69 | 2 | 2 |
| T19 B | 19-11-2015 | 11:11:00.1 | 0.3 | 36.612 | -9.753 | 58 | 17 | 156 | 24 | 141 | 2 | 9 |
| T20 B | 19-11-2015 | 21:57:02.7 | 0.3 | 36.903 | -8.921 | 38 | 4 | 130 | 36 | 147 | 1 | 3 |
| T21 A | 1-12-2015 | 11:09:59.9 | 0.3 | 36.960 | -12.084 | 58 | 18 | 278 | 21 | 86 | 4 | 18 |
| T22 B | 4-12-2015 | 0:56:42.0 | 0.2 | 36.195 | -10.709 | 34 | 29 | 125 | 11 | 62 | 16 | 89 |
| T23 B | 4-12-2015 | 7:42:13.6 | 0.4 | 36.033 | -10.284 | 50 | 4 | 130 | 24 | 134 | 2 | 6 |
| T24 C | 6-12-2015 | 22:17:42.1 | 0.3 | 35.349 | -6.171 | 0 | 23 | 177 | 25 | 154 | 3 | 14 |
| T25 A | 21-12-2015 | 2:17:04.8 | 0.3 | 36.808 | -13.188 | 59 | 22 | 302 | 19 | 86 | 8 | 15 |
| T26 B | 23-12-2015 | 13:18:28.3 | 0.3 | 36.634 | -9.876 | 5 | 2 | 151 | 18 | 143 | 1 | 6 |
| T27 C | 31-12-2015 | 20:04:39.8 | 0.2 | 36.559 | -7.260 | 16 | 3 | 137 | 17 | 64 | 2 | 2 |
| T28 B | 3-1-2016 | 6:05:10.2 | 0.3 | 36.771 | -9.481 | 43 | 9 | 148 | 22 | 143 | 2 | 5 |
| T29 A | 9-1-2016 | 6:25:30.1 | 0.2 | 36.153 | -12.693 | 48 | 28 | 305 | 11 | 97 | 7 | 18 |
| T30 B | 15-1-2016 | 1:35:52.8 | 0.1 | 37.091 | -11.226 | 39 | 18 | 251 | 7 | 158 | 8 | 28 |
| T31 B | 18-1-2016 | 8:27:30.4 | 0.2 | 36.457 | -9.889 | 34 | 13 | 151 | 17 | 136 | 2 | 4 |
| T32 B | 22-1-2016 | 23:32:25.8 | 0.4 | 36.220 | -9.803 | 58 | 11 | 129 | 33 | 139 | 3 | 6 |
| T33 B | 23-1-2016 | 15:35:12.0 | 0.3 | 36.356 | -9.900 | 54 | 6 | 133 | 35 | 133 | 2 | 4 |
| T34 A | 7-2-2016 | 14:57:57.8 | 0.3 | 36.640 | -11.114 | 56 | 6 | 237 | 28 | 110 | 4 | 5 |
| T35 B | 15-2-2016 | 7:29:51.9 | 0.5 | 35.675 | -10.081 | 55 | 25 | 196 | 17 | 153 | 9 | 16 |
| T36 C | 25-2-2016 | 1:03:24.0 | 0.7 | 34.895 | -5.189 | -2 | 2 | 262 | 28 | 156 | 4 | 7 |
| T37 B | 2-3-2016 | 13:41:11.7 | 0.3 | 36.228 | -8.164 | 45 | 17 | 143 | 28 | 61 | 3 | 3 |
| T38 C | 7-3-2016 | 12:33:19.0 | 0.3 | 35.509 | -5.115 | 16 | 30 | 155 | 30 | 120 | 2 | 9 |

Tabla A7.5. Resultados 3D-2 sinOBSs, misma notación que la Tabla A7.1

| Reference | Date | Origin time | RMS | Magnitude | Lat | Lon | Depth (km) | Err (km) | GAP | Nphts | AZ | E1 (km) | E2 (km) |
|-----------|------------|-------------|-----|-----------|--------|---------|------------|----------|-----|-------|-----|---------|---------|
| T1 C | 17-9-2015 | 15:11:44.6 | 0.2 | mb 4.9 | 35.666 | -7.028 | 35 | 15 | 128 | 27 | 83 | 1 | 3 |
| T2 A | 22-9-2015 | 16:42:32.3 | 0.1 | mblg 2.5 | 35.543 | -9.906 | 69 | 40 | 251 | 10 | 146 | 2 | 3 |
| T3 B | 24-9-2015 | 8:54:33.3 | 0.2 | mblg 2.6 | 36.764 | -11.778 | 7 | 35 | 353 | 8 | 150 | 2 | 4 |
| T4 B | 25-9-2015 | 18:14:24.0 | 0.3 | mblg 3.1 | 36.536 | -9.886 | 7 | 47 | 249 | 22 | 77 | 1 | 5 |
| T5 A | 28-9-2015 | 7:25:10.3 | 0.3 | mb 4.5 | 34.912 | -11.599 | 7 | 53 | 289 | 19 | 73 | 3 | 6 |
| T6 A | 28-9-2015 | 17:03:38.2 | 0.1 | mblg 2.3 | 36.239 | -7.960 | 7 | 27 | 253 | 17 | 14 | 1 | 3 |
| T7 B | 2-10-2015 | 16:59:23.3 | 0.4 | mblg 2.7 | 36.558 | -10.005 | 7 | 31 | 314 | 20 | 122 | 1 | 5 |
| T8 B | 3-10-2015 | 12:32:45.5 | 0.2 | mblg 1.7 | 35.514 | -10.085 | 7 | 44 | 346 | 7 | 146 | 2 | 3 |
| T9 A | 6-10-2015 | 5:07:13.2 | 0.2 | mblg 2.8 | 36.407 | -11.250 | 7 | 35 | 327 | 18 | 74 | 2 | 5 |
| T10 B | 12-10-2015 | 15:8:55.5 | 0.2 | mblg 2.5 | 40.127 | -10.355 | 7 | 47 | 315 | 21 | 131 | 2 | 6 |
| T11 C | 20-10-2015 | 20:15:25.5 | 0.2 | mb 4.7 | 35.794 | -5.713 | 7 | 6 | 97 | 23 | 163 | 0 | 3 |
| T12 B | 21-10-2015 | 8:39:59.3 | 0.3 | mblg 3.2 | 37.244 | -8.563 | 7 | 3 | 136 | 29 | 129 | 0 | 5 |
| T13 A | 24-10-2015 | 20:31:17.9 | 0.2 | mblg 1.9 | 36.475 | -11.568 | 7 | 39 | 344 | 9 | 152 | 2 | 5 |
| T14 B | 24-10-2015 | 23:36:52.8 | 0.1 | mb 3.5 | 35.924 | -10.371 | 7 | 36 | 328 | 13 | 60 | 2 | 4 |
| T15 A | 28-10-2015 | 18:40:00.0 | 0.5 | mblg 3.1 | 35.624 | -4.145 | 7 | 12 | 201 | 18 | 172 | 1 | 4 |
| T16 B | 30-10-2015 | 8:34:14.5 | 0.2 | mb 4.0 | 35.860 | -10.225 | 7 | 26 | 312 | 17 | 67 | 2 | 5 |
| T17 C | 7-11-2015 | 18:12:00.0 | 0.3 | mblg 4.0 | 36.495 | -5.485 | 7 | 7 | 111 | 20 | 160 | 0 | 3 |
| T18 C | 18-11-2015 | 13:13:15.5 | 0.2 | mblg 3.0 | 36.772 | -7.178 | 7 | 9 | 134 | 20 | 30 | 1 | 4 |
| T19 B | 19-11-2015 | 11:11:00.2 | 0.3 | mblg 3.2 | 36.622 | -9.813 | 7 | 26 | 305 | 15 | 87 | 1 | 4 |
| T20 B | 19-11-2015 | 21:57:02.7 | 0.2 | mblg 3.1 | 36.867 | -8.913 | 7 | 4 | 266 | 24 | 77 | 0 | 4 |
| T21 A | 1-12-2015 | 11:10:00.7 | 0.2 | mb 4.6 | 37.190 | -11.530 | 7 | 46 | 335 | 12 | 70 | 2 | 6 |
| T22 B | 4-12-2015 | 7:42:13.7 | 0.2 | mblg 2.6 | 36.054 | -10.310 | 51 | 32 | 327 | 12 | 151 | 2 | 5 |
| T23 C | 6-12-2015 | 22:17:44.6 | 0.2 | mb 3.9 | 35.091 | -6.047 | 63 | 17 | 116 | 18 | 109 | 1 | 4 |
| T24 C | 21-12-2015 | 2:17:05.6 | 0.2 | mb 4.2 | 36.981 | -12.750 | 19 | 48 | 340 | 9 | 76 | 3 | 7 |
| T25 A | 23-12-2015 | 13:18:28.9 | 0.2 | mblg 2.8 | 36.849 | -9.701 | 0 | 23 | 349 | 6 | 138 | 1 | 2 |
| T26 B | 31-12-2015 | 20:04:41.0 | 0.1 | mblg 2.9 | 36.444 | -7.372 | 16 | 22 | 188 | 10 | 44 | 1 | 3 |
| T27 C | 3-1-2016 | 6:05:10.2 | 0.2 | mblg 3.6 | 36.747 | -9.476 | 41 | 21 | 289 | 14 | 89 | 1 | 4 |
| T28 B | 15-1-2016 | 1:35:55.9 | 0.5 | mblg 2.1 | 36.639 | -11.085 | 46 | 22 | 237 | 13 | 162 | 0 | 3 |
| T29 A | 18-1-2016 | 8:27:30.3 | 0.1 | mblg 2.3 | 36.432 | -9.867 | 13 | 27 | 350 | 7 | 159 | 1 | 2 |
| T30 B | 22-1-2016 | 23:32:26.2 | 0.3 | mb 4.5 | 36.167 | -9.785 | 56 | 30 | 245 | 26 | 100 | 1 | 5 |
| T31 B | 23-1-2016 | 15:35:12.4 | 0.3 | mb 5.0 | 36.265 | -9.912 | 33 | 19 | 248 | 30 | 95 | 1 | 5 |
| T32 B | 7-2-2016 | 14:57:58.8 | 0.3 | mblg 3.8 | 36.569 | -10.962 | 88 | 31 | 272 | 22 | 131 | 2 | 6 |
| T33 B | 15-2-2016 | 7:29:52.3 | 0.1 | mblg 3.2 | 35.628 | -10.303 | 43 | 39 | 276 | 7 | 40 | 2 | 5 |
| T34 A | 25-2-2016 | 10:3:24.9 | 0.4 | mblg 2.8 | 34.759 | -5.174 | 1 | 5 | 162 | 20 | 137 | 1 | 4 |
| T35 B | 2-3-2016 | 13:41:11.7 | 0.2 | mblg 4.0 | 36.193 | -8.146 | 53 | 22 | 162 | 18 | 86 | 1 | 3 |
| T36 C | 7-3-2016 | 12:33:18.8 | 0.3 | Mmb 3.9 | 35.347 | -5.012 | 44 | 18 | 165 | 19 | 164 | 1 | 4 |

Tabla A7.6. Resultados 3D-2 con OBSs, misma notación que la Tabla A7.1.

| Reference | Date | Origin time | RMS(s) | Lat | Lon | Depth (km) | Err (km) | Gap | Nphts | AZ | E1 (km) | E2 (km) | |
|-----------|------------|-------------|--------|--------|-------|------------|----------|-----|-------|-----|---------|---------|---|
| T1 C | 17-9-2015 | 15:11:45 | 0.4 | 35.657 | -7.0 | 29 | 4 | 82 | 36 | 15 | 2 | 5 | |
| T2 A | 22-9-2015 | 16:42:33 | 0.4 | 36.460 | -11.6 | 19 | 14 | 263 | 19 | 92 | 3 | 10 | |
| T3 B | 24-9-2015 | 8:54:36 | 0.3 | 35.639 | -9.9 | 43 | 17 | 215 | 20 | 145 | 4 | 10 | |
| T4 B | 25-9-2015 | 18:14:25 | 0.3 | 36.540 | -9.9 | 18 | 11 | 147 | 34 | 135 | 2 | 4 | |
| T5 A | 28-9-2015 | 7:25:12 | 0.3 | 34.825 | -11.8 | 69 | 14 | 272 | 33 | 117 | 5 | 10 | |
| T6 A | 28-9-2015 | 17:03:38 | 0.2 | 36.197 | -8.0 | 4 | 5 | 186 | 26 | 152 | 2 | 6 | |
| T7 B | 2-10-2015 | 16:59:24 | 0.4 | 36.523 | -9.9 | 16 | 14 | 145 | 32 | 140 | 2 | 12 | |
| T8 B | 3-10-2015 | 12:32:46 | 0.3 | 35.638 | -10.1 | 43 | 10 | 215 | 23 | 146 | 2 | 11 | |
| T9 A | 6-10-2015 | 5:07:15 | 0.4 | 36.429 | -11.2 | 24 | 14 | 239 | 33 | 109 | 3 | 6 | |
| T10 B | 12-10-2015 | 1:58:57 | 0.3 | 40.235 | -10.6 | 55 | 31 | 288 | 31 | 155 | 4 | 7 | |
| T11 C | 20-10-2015 | 20:15:26 | 0.3 | 35.813 | -5.7 | 44 | 6 | 92 | 33 | 114 | 2 | 3 | |
| T12 B | 21-10-2015 | 8:39:59 | 0.5 | 37.241 | -8.5 | 23 | 2 | 113 | 45 | 4 | 1 | 2 | |
| T13 A | 24-10-2015 | 20:31:19 | 0.2 | 36.512 | -11.5 | 16 | 14 | 259 | 19 | 107 | 2 | 6 | |
| T14 B | 24-10-2015 | 23:36:53 | 0.4 | 35.907 | -10.4 | 50 | 14 | 113 | 27 | 81 | 4 | 8 | |
| T15 A | 28-10-2015 | 18:40:01 | 1.2 | 35.872 | -4.2 | -2 | 4 | 184 | 30 | 171 | 4 | 18 | |
| T16 B | 30-10-2015 | 8:34:17 | 0.5 | 35.885 | -10.1 | 12 | 11 | 140 | 29 | 86 | 5 | 10 | |
| T17 C | 7-11-2015 | 18:11:57 | 0.4 | 36.691 | -5.5 | -2 | 36.691 | 22 | 83 | 29 | 106 | 2 | 9 |
| T18 C | 18-11-2015 | 13:13:16 | 0.2 | 36.796 | -7.2 | 30 | 5 | 94 | 27 | 34 | 1 | 2 | |
| T19 B | 19-11-2015 | 11:11:01 | 0.3 | 36.648 | -9.8 | 29 | 17 | 159 | 24 | 139 | 2 | 7 | |
| T20 B | 19-11-2015 | 21:57:03 | 0.3 | 36.890 | -8.9 | 35 | 36.890 | 4 | 127 | 36 | 144 | 1 | 3 |
| T21 A | 1-12-2015 | 11:10:01 | 0.4 | 36.898 | -12.1 | 64 | 25 | 277 | 21 | 113 | 6 | 11 | |
| T22 B | 4-12-2015 | 0:56:40 | 0.2 | 36.156 | -10.7 | 1 | 5 | 115 | 11 | 78 | 3 | 5 | |
| T23 B | 4-12-2015 | 7:42:14 | 0.5 | 36.036 | -10.3 | 48 | 12 | 129 | 24 | 154 | 4 | 6 | |
| T24 C | 6-12-2015 | 22:17:45 | 0.3 | 35.204 | -6.0 | 54 | 13 | 65 | 28 | 146 | 2 | 5 | |
| T25 A | 21-12-2015 | 2:17:07 | 0.3 | 36.496 | -12.9 | 99 | 46 | 301 | 19 | 122 | 11 | 29 | |
| T26 B | 23-12-2015 | 13:18:29 | 0.3 | 36.629 | -9.9 | 5 | 17 | 150 | 18 | 128 | 2 | 6 | |
| T27 C | 31-12-2015 | 20:04:40 | 0.3 | 36.565 | -7.2 | 13 | 34 | 132 | 19 | 117 | 3 | 10 | |
| T28 B | 3-1-2016 | 6:05:11 | 0.3 | 36.746 | -9.5 | 38 | 17 | 146 | 22 | 137 | 2 | 6 | |
| T29 A | 9-1-2016 | 6:25:33 | 0.3 | 36.359 | -12.2 | 88 | 10 | 289 | 15 | 84 | 10 | 20 | |
| T30 B | 15-1-2016 | 1:35:53 | 0.1 | 36.639 | -11.1 | 46 | 22 | 251 | 7 | 162 | 9 | 46 | |
| T31 B | 18-1-2016 | 8:27:31 | 0.2 | 36.455 | -9.9 | 16 | 10 | 152 | 17 | 136 | 1 | 4 | |
| T32 B | 22-1-2016 | 23:32:27 | 0.5 | 36.167 | -9.7 | 35 | 17 | 115 | 36 | 114 | 2 | 5 | |
| T33 B | 23-1-2016 | 15:35:13 | 0.5 | 36.297 | -9.8 | 34 | 14 | 127 | 39 | 129 | 2 | 5 | |
| T34 A | 7-2-2016 | 14:58:00 | 0.5 | 36.631 | -11.0 | 27 | 18 | 229 | 32 | 121 | 4 | 9 | |
| T35 B | 15-2-2016 | 7:29:52 | 0.2 | 35.666 | -10.1 | 51 | 7 | 142 | 18 | 136 | 3 | 5 | |
| T36 C | 25-2-2016 | 1:03:28 | 0.5 | 35.107 | -5.3 | -2 | 28 | 254 | 28 | 139 | 5 | 27 | |
| T37 B | 2-3-2016 | 13:41:12 | 0.4 | 36.190 | -8.1 | 24 | 7 | 85 | 30 | 150 | 2 | 3 | |
| T38 C | 7-3-2016 | 12:33:20 | 0.3 | 35.525 | -5.1 | 47 | 9 | 99 | 32 | 118 | 3 | 4 | |

Anexo VIII. Mecanismos Focales

En las Tablas A8.1-A8.5 se muestran el acimut, ángulo de incidencia y polaridades de las estaciones utilizadas para el cálculo del mecanismo focal de los terremotos seleccionados (Tabla 4.4).

Tabla A8.1. Estación, acimut, ángulo de incidencia en el foco y polaridad para el terremoto T1

| Nombre | Acimut | Ang. Inc | Polaridad |
|--------|--------|----------|-----------|
| ESPR | 219.8 | 80 | 1 |
| PVAQ | 163.19 | 82 | -1 |
| EGRO | 169.87 | 83 | -1 |
| PFVI | 135.61 | 83 | -1 |
| ENIJ | 251.91 | 88 | 1 |
| PCVE | 158.25 | 84 | -1 |
| EMIN | 188.79 | 84 | -1 |
| EMAL | 244.25 | 85 | 1 |
| AVE | 6.69 | 85 | -1 |
| OB01 | 94.64 | 86 | 1 |
| IFR | 323.63 | 86 | -1 |
| EGOR | 239.25 | 86 | 1 |
| OB02 | 88.05 | 86 | 1 |
| EVO | 165.22 | 86 | -1 |
| EBAD | 180.89 | 86 | -1 |
| EADA | 218.86 | 87 | 1 |
| EQTA | 242.61 | 87 | 1 |
| PMAF | 151.7 | 87 | -1 |
| EMUR | 245.28 | 89 | 1 |
| ETOB | 237.69 | 89 | 1 |

Tabla A8.2. T11 como A5.1

| Nombre | Acimut | Ang. Inc | Polaridad |
|--------|--------|----------|-----------|
| ESPR | 140.17 | 48 | 1 |
| CEU | 341.85 | 70 | -1 |
| EMAL | 261.61 | 75 | 1 |
| EGOR | 245.73 | 80 | 1 |
| EMIN | 143.17 | 82 | -1 |
| ELGU | 259.7 | 83 | 1 |
| EADA | 206.33 | 84 | 1 |
| EGRO | 121.74 | 84 | -1 |
| EQTA | 249.96 | 84 | 1 |
| PVAQ | 115.41 | 84 | -1 |
| PBAR | 143.54 | 85 | -1 |
| EBAD | 152.1 | 86 | -1 |
| EVO | 135.04 | 87 | -1 |
| PMAF | 128.85 | 88 | -1 |
| ETOB | 237.08 | 88 | 1 |
| ECHE | 230.29 | 89 | 1 |

Tabla A8.3. T17 como A5.1

| Nombre | Acimut | Ang. Inc | Polaridad |
|--------|--------|----------|-----------|
| ARNO | 233.96 | 82 | 1 |
| PVAQ | 146.99 | 87 | -1 |
| EGRO | 164.6 | 87 | -1 |
| PCVE | 142.08 | 88 | -1 |
| EMIN | 204.89 | 88 | -1 |
| ESPR | 266.85 | 88 | -1 |
| PFVI | 104.3 | 89 | -1 |
| ECEU | 301.35 | 89 | -1 |
| EBAD | 185.07 | 89 | -1 |
| PEST | 352.18 | 89 | -1 |
| OB01 | 250.42 | 89 | 1 |
| PMAF | 322.99 | 89 | -1 |

Tabla A8.4. T18 como A5.1

| Nombre | Acimut | Ang. Inc | Polaridad |
|--------|--------|----------|-----------|
| ARNO | 233.96 | 82 | 1 |
| PVAQ | 146.99 | 87 | -1 |
| EGRO | 164.6 | 87 | -1 |
| PCVE | 142.08 | 88 | -1 |
| EMIN | 204.89 | 88 | -1 |
| ESPR | 266.85 | 88 | -1 |
| PFVI | 104.3 | 89 | -1 |
| ECEU | 301.35 | 89 | -1 |
| EBAD | 185.07 | 89 | -1 |
| PEST | 352.18 | 89 | -1 |
| OB01 | 250.42 | 89 | 1 |
| PMAF | 322.99 | 89 | -1 |

Tabla A8.5. T28 como A5.1

| Nombre | Acimut | Ang. Inc | Polaridad |
|--------|--------|----------|-----------|
| PFVI | 60.93 | 84 | 1 |
| OB01 | 215.97 | 67 | 1 |
| OB02 | 213.38 | 67 | 1 |
| PCVE | 55.74 | 67 | 1 |
| PVAQ | 67.89 | 67 | 1 |
| PCVE | 55.74 | 67 | 1 |
| EVO | 35.43 | 67 | 1 |
| PMAF | 5.91 | 67 | -1 |
| EMIN | 67.3 | 67 | 1 |
| PEST | 37.1 | 67 | 1 |
| EBAD | 45.96 | 67 | 1 |
| CEU | 104.77 | 67 | -1 |
| ETOB | 73.82 | 67 | 1 |