

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA,
ASTRONOMÍA Y ASTROFÍSICA I



TESIS DOCTORAL

**Sistema de alerta sísmica temprana para el sur
de la Península Ibérica: determinación de los
parámetros de la alerta**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA

PRESENTADA POR

Marta Carranza Gómez

DIRECTORES

Elisa Buforn Peiró
Aldo Zollo

Madrid, 2017

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
(Geofísica y Meteorología)



**SISTEMA DE ALERTA SÍSMICA TEMPRANA
PARA EL SUR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA:
DETERMINACIÓN DE LOS
PÁRAMETROS DE LA ALERTA**

Memoria para optar al grado de Doctor presentada por

Marta Carranza Gómez

Bajo la dirección de los doctores:

Elisa Buforn Peiró

Aldo Zollo

Madrid, 2016

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos “ALERT-ES: Sistema de Alerta Sísmica Temprana: aplicación al sur de España” (CGL2010-19803-C03) del Ministerio de Ciencia e Innovación, y “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.

Se han realizado dos estancias, de 4 meses de duración en total, en el RISSC-Lab de la Università degli Studi Federico II de Nápoles (Italia) financiadas por la U.E. con una Beca EU-FP7 del proyecto NERA (EC Project number 262330) concedida por AMRA (Analysis and Monitoring of Environmental Risk), y por la Beca Erasmus Prácticas (Universidad Complutense de Madrid).

Se ha realizado otra estancia de 2 meses en el Department of Geoscience de la National Taiwan University (NTU) de Taiwán, que ha sido financiada por una Beca del Summer Institute Programme (2014) of the Ministry of Science and Technology of Taiwan.

Índice general

Resumen / Summary	1
Resumen	1
Summary	3
1 Introducción	7
1.1 Objetivos y Estructura de la tesis	8
1.2 Conceptos generales de los sistemas de alerta sísmica temprana	10
1.2.1 Definición de la terminología específica empleada	10
1.2.2 Fundamentos de un sistema de alerta sísmica temprana	11
1.2.3 Configuraciones de los sistemas de alerta sísmica temprana	14
1.2.4 Estado de desarrollo de los sistemas de alerta sísmica temprana a nivel mundial	18
1.2.5 Sistema de alerta sísmica temprana para la región Ibero-Mogrebí	20
2 Metodología	23
2.1 Definición de los parámetros de los sistemas de alerta sísmica temprana	23
2.1.1 Magnitud e intensidad	24
2.1.2 Periodo promedio τ_c	26
2.1.3 Parámetros P_d , P_v y P_a	28
2.1.4 Zona de Daño Potencial (PDZ)	33
2.2 Correlaciones empíricas de τ_c y P_d con la magnitud y la intensidad	34
2.2.1 Tratamiento de la señal sísmica	35
2.2.2 Determinación de las correlaciones empíricas	39
2.2.3 Ajuste y errores	41

2.3	Longitud de ventana temporal τ_0	42
2.4	Variación de P_d y τ_c con el azimut	45
3	Procesado y análisis de las observaciones	49
3.1	Región Ibero-Mogrebí	49
3.1.1	Sismicidad de la región	49
3.1.2	Redes sísmicas en la región Ibero-Mogrebí	51
3.1.3	Base de datos de la región Ibero-Mogrebí	54
3.2	Taiwán	56
3.2.1	Base de datos	56
3.2.2	Red de instrumentos de Taiwán	56
3.3	Software y observaciones	60
3.3.1	Software utilizado	60
3.3.2	Procesado de datos	62
3.4	Homogeneización de la magnitud. Criterio de calidad de los registros	71
4	Resultados: correlaciones EEWS para la región Ibero-Mogrebí	75
4.1	Ventana de tiempo de 3s	75
4.1.1	Correlaciones de τ_c y P_d	75
4.1.2	Comparación con correlaciones de otras regiones	78
4.1.3	Estimación de errores	79
4.1.4	Estimación del radio de la PDZ	81
4.1.5	Correlaciones de P_v con M_w	82
4.2	Estudio de P_d y τ_c en cada estación	84
4.3	Validación de las correlaciones empíricas	95
4.4	Extensión de la ventana temporal	104
4.4.1	Terremoto de Boumerdes 2003	104

4.4.2	Análisis de P_d en ventanas de tiempo extendidas para la RIM	105
4.4.3	MRF compleja y parámetro P_d	110
4.5	Resultados para los terremotos de Taiwán	116
4.5.1	Análisis de P_d en ventanas de tiempo extendidas para Taiwán	116
4.5.2	Variación azimutal de τ_c y P_d	121
5	Test de un EEWS para la región Ibero-Mogrebí: aplicación de PRESTo.	129
5.1	Funcionamiento de PRESTo en la región Ibero-Mogrebí	129
5.1.1	Análisis en tiempo real	131
5.1.2	Modo Simulación	140
6	Conclusiones/Conclusions	153
6.1	Conclusiones	153
6.2	Conclusions	158
7	Referencias	163
Anexo I	Base de datos de la RIM	176
Anexo II	Base de datos de Taiwán	184
Anexo III	Programas utilizados	202
Anexo IV	Procesado de los datos y macros utilizados	216
Anexo V	Respuesta instrumental	224
Anexo VI	Base de datos para homogeneizar las magnitudes	228
Anexo VII	Valor de P_d y τ_c en cada estación	234
Anexo VIII	Configuración de PRESTo	240
Anexo IX	Contribuciones científicas	246

Resumen / Summary

Resumen

Los Sistemas de Alerta Sísmica Temprana (EEWS, por las siglas en inglés) son unas de las herramientas más eficaces desarrolladas en los últimos años para prevenir y minimizar los daños ocasionados por los terremotos. La región Ibero-Mogrebí (RIM), es una zona de gran complejidad sismotectónica capaz de generar grandes terremotos destructivos, por lo que disponer de un sistema de este tipo suscita un gran interés.

El objetivo de esta tesis doctoral es determinar los parámetros característicos de un sistema de alerta sísmica temprana para la RIM y establecer leyes empíricas que permitan el cálculo rápido de la magnitud M_w y del daño potencial para terremotos ocurridos en esta región. Para ello se han determinado, a partir de una base de datos de terremotos de la región y registros de banda ancha de estaciones de la zona, los parámetros de alerta pico de desplazamiento P_d y periodo promedio τ_c en una ventana de tiempo de 3s.

Debido a la inhomogeneidad de las magnitudes del catálogo de la RIM, ha sido necesaria su conversión a una magnitud homogénea M_w . A causa de la baja relación señal-ruido de los registros se ha establecido un criterio basado en ella para determinar la calidad de los mismos y cuáles pueden ser utilizados en un SAST.

Los parámetros P_d y τ_c se han relacionado de forma empírica con la magnitud M_w y el pico de velocidad máxima del suelo PGV. De esta forma se han obtenido las tres primeras correlaciones para SAST en la región Ibero-Mogrebí.

Se ha realizado un estudio detallado de los parámetros P_d y τ_c en cada estación. Como resultado de este estudio se observa que el parámetro τ_c presenta valores diferentes en función de si el terremoto ocurre al este o al oeste del Estrecho de

Gibraltar. En consecuencia, se han determinado las correlaciones de un SAST para el este del Estrecho, y el oeste del Estrecho, y se propone una posible subdivisión de la zona.

A partir del parámetro P_d pueden obtenerse mapas de intensidad esperada previa estimación de PGV. Se han generado mapas de intensidad esperada para el terremoto del cabo de San Vicente 2009 ($M_w=5.5$) y el terremoto de Lorca 2011 ($M_w=5.1$) obteniendo que la intensidad estimada a partir de P_d no reproduce bien la intensidad observada para estos terremotos, ya que es necesario el desarrollo de una relación específica para la RIM entre PGV y la intensidad.

Debido a que en la región Ibero-Mogrebí pueden ocurrir terremotos de magnitud mayor a 6.5, se ha extendido el estudio de los parámetros de alerta a ventanas de tiempo mayores a 3s, a fin de poder observar el proceso de ruptura completo. Se ha analizado la variación del P_d en ventanas progresivamente aumentadas, desde la primera llegada de la onda P hasta los 20s para los terremotos de la región. Los resultados obtenidos han sido comparados con los de otros autores que proponen que la evolución inicial de P_d puede utilizarse para proporcionar la magnitud del terremoto, y caracterizar la derivada de la función momento (MRF, de sus siglas en inglés “Moment Rate Function”). En los tres terremotos de mayor magnitud de la base de datos de la región Ibero-Mogrebí se ha hallado un doble incremento en la evolución de P_d no previsto en los modelos propuestos por otros autores. Ese doble incremento se ha explicado en base a la complejidad de la ruptura en estos tres terremotos, lo que permitiría reforzar la hipótesis de que la evolución temporal de P_d puede reflejar la forma de la MRF. Sin embargo, los resultados de la región Ibero-Mogrebí no permiten confirmar que la evolución inicial de P_d esté relacionada con la magnitud.

Se ha analizado la variación azimutal los parámetros P_d y τ_c , para comprobar si una cobertura azimutal insuficiente puede afectar a la estimación de la magnitud, ya que P_d varía con el patrón de radiación del terremoto o en caso de existir un efecto de directividad. Para ello se han utilizado tres terremotos de una base de datos de Taiwán, con una gran cobertura azimutal, número elevado de estaciones y en los que se ha observado efectos de directividad. A partir de este análisis se ha podido confirmar la dependencia de P_d con el azimut siguiendo la distribución teórica de amplitudes de la onda P, pero no se ha encontrado dependencia del parámetro τ_c con el azimut.

Por último, se ha querido comprobar el funcionamiento de un sistema de alerta sísmica temprana para la región Ibero-Mogrebí, utilizando las correlaciones desarrolladas en esta tesis. Para ello se ha configurado el software PRESTo para trabajar en la región, y se ha probado su funcionamiento en tiempo real durante 5 meses. Adicionalmente se han realizado varias simulaciones de terremotos ocurridos en el pasado. Los resultados obtenidos con el estudio en tiempo real y simulaciones, permiten concluir que es viable un sistema de alerta sísmica temprana para la región Ibero-Mogrebí con las correlaciones desarrolladas en esta tesis. Sin embargo se han observado problemas como la necesidad de incrementar la rapidez en la determinación de los parámetros y la precisión en los cálculos. Estos problemas pueden solucionarse con el aumento del número de estaciones transmitiendo en tiempo real en la región y mejor distribución azimutal, el análisis de ventanas de tiempo progresivamente aumentas y por último la subdivisión de la región Ibero-Mogrebí en dos subsistemas de SAST para los terremotos al este del Estrecho de Gibraltar y al oeste.

Summary

Earthquake Early Warning Systems (EEWS) are one of the most effective tools developed in latest years to prevent and reduce the damage caused by earthquakes. The Ibero-Maghrebian region (RIM) is an area of great complexity able to generate large and destructive earthquakes, which make it of a great interest for developing an EEWS for the region.

The objective of this PhD is to determine the characteristic parameters of an EEWS and develop the empirical correlations that allow a rapid estimation of magnitude M_w and the potential damage for earthquakes occurring in this region. To this end, we have estimated the peak displacement P_d and predominant period τ_c parameters in a 3-second time window with a database formed by earthquakes occurred at region and broadband records from velocity stations in the area.

Due to the inhomogeneity of the magnitudes of the catalogue at the RIM it has been necessary a previous conversion to a homogenous magnitude M_w . Since there are several records with a low signal to noise ratio, we have established a quality criteria based on it to set the quality of the records and which of them could be used for an EEWS.

The P_d and τ_c parameters have been empirically correlated with the magnitude M_w and peak ground velocity PGV. As a result, we have obtained the first three correlations for an EEWS at the Ibero-Maghrebian region.

A detailed analysis of P_d and τ_c at each station separately has been carried out. It has been found that the τ_c parameter has different values depending on whether the earthquake occurs at the east or the west of the Strait of Gibraltar. Consequently, we have determined specific correlations for an EEWS at the east of the Strait and the west of the Strait, establishing a proposal for a subdivision of the region

Intensity maps can be generated from P_d parameter through a previous estimation of an expected PGV value. We have generated expected intensity maps for the San Vicente Cape 2009 ($M_w=5.5$) and Lorca 2011 ($M_w=5.1$) earthquakes and compared them to the observed intensity, founding out that the estimated intensity does not reproduce well the observed one for these earthquakes, because it is necessary to develop a specific relation between PGV and intensity for the RIM.

Since at the Ibero-Maghrebian region earthquakes with a magnitude larger than 6.5 may occur, the study of the EEWS parameters has been extended to time windows larger than 3 seconds, in order to observe the entire rupture process of the earthquake. We analyzed the variation of P_d at progressively increased time windows, from the first P-wave arrival up to 20 seconds for earthquakes in the region. The results have been compared with the results obtained by other authors who suggest that the initial evolution of P_d could be related to the magnitude of the earthquake, and is connected to the moment rate function (MRF). It has been found a double increase in the evolution of P_d at the three largest earthquakes of the database of the RIM which was not expected other authors' model. This double increase is explained by the complexity of the rupture in these three earthquakes, which could validate the hypothesis that the temporal evolution of P_d might reproduce the shape of the MRF. However, the Ibero-Maghrebian region results do not allow to support that the initial evolution of P_d is related to the magnitude.

We have analyzed the azimuthal variation P_d and parameters τ_c to verify that an insufficient azimuthal coverage could affect the magnitude estimation, since P_d varies with the radiation pattern of the earthquake or in case of a directivity effect. We have

analyzed three earthquakes from a database of Taiwan, with wide azimuthal coverage, great number of stations and in which directivity effect has been observed. From this analysis the dependence of P_d with azimuth following the theoretical distribution of amplitudes of the P wave has been confirmed, but did not for τ_c parameter.

Finally, we wanted to check the performance of an EEWS for the Ibero-Maghrebian region, using the correlations developed in this thesis. In order to do it, we have configured the software PRESTO to work in this region, and test its performance in real time during 5 months. In addition, we have done several simulations of earthquakes occurred in the past. The results obtained with the study of the real time and simulation performance, allow concluding that an EEWS is feasible for the region with the correlations developed in this thesis. However, we have observed several problems as the need of faster parameter estimation and a better accuracy of the estimations. These problems can be solved with an increase of the number of stations with a real-time transmission at the region with and wider azimuthal distribution, the use of gradually increased time windows to estimate the parameters and finally, the subdivision of the Ibero-Maghrebian region into two EEWS subsystems running for the East and west of the Gibraltar Strait.

1 Introducción

Los terremotos son una sacudida brusca del suelo producida por una súbita liberación de energía en el interior de la Tierra. Es uno de los fenómenos naturales que conlleva mayor potencial destructor, pudiendo implicar un gran coste de vidas y pérdidas materiales, lo que hace que sea uno de los riesgos que genera más alarma social. Como en la actualidad no es posible predecir el tiempo, tamaño y el lugar de ocurrencia de un terremoto, ni tampoco evitarlos, la prevención es la mejor arma para mitigar los daños que causan. Una de las medidas eficientes a la hora de prevenir los daños es el diseño sismorresistente de las estructuras. Por otro lado, los Sistemas de Alerta Sísmica Temprana (de ahora en adelante EEWS, por las siglas en inglés de “Earthquake Early Warning System”) son unas de las herramientas más eficaces desarrolladas en los últimos años para prevenir y minimizar los daños ocasionados por los terremotos.

La alerta temprana es la identificación y evaluación de amenazas que en un cierto plazo pueden afectar negativamente a personas, ecosistemas y servicios, siendo su objetivo final proteger la vida y los bienes (EIRD/ONU, 2004). Se trata de un concepto común a muchos ámbitos del conocimiento: militar, sanitario (v.g. epidemia gripe A), social y finalmente en riesgos naturales y medioambientales. En el caso de estos últimos, la alerta temprana se da ante la ocurrencia de una serie de fenómenos que pueden desencadenar una catástrofe, por ejemplo la alerta de inundaciones ante lluvias torrenciales. La aplicación de la alerta temprana al caso de terremotos es similar, ya que tras detectarse en una red sísmica un terremoto con posibles efectos destructores, se alerta a los objetivos amenazados antes de que éstos se produzcan (EIRD/ONU, 2004).

La región Ibero-Mogrebí (de ahora en adelante RIM) está situada en la convergencia de las placas Euro-Asiática y Africana, y se caracteriza por ser un área de ocurrencia de grandes terremotos con una larga separación en el tiempo (Buforn *et al.*, 1988b, 2004). Cabe destacar terremotos como el conocido como gran terremoto de Lisboa de 1755 ($I_{\max}=X$), el de 1790 en Orán ($I_{\max}=X$), 1829 en Torrevieja ($I_{\max}=X$), 1884 Arenas del Rey ($I_{\max}=X$), o el de 1969 en el cabo de San Vicente ($M_s=8.1$). Aunque en el siglo XX

y XXI la actividad sísmica ha sido menor, han ocurrido terremotos como el de Orleansville en 1954 ($M_w=6.7$), El Asnam en 1980 ($M_w=7.1$), Boumerdes (Argelia) en 2003 ($M_w=6.8$), Alhucemas (Marruecos) en 2004 ($M_w=6.3$) o el terremoto de Lorca en 2011($M_w=5.1$) que han provocado daños importantes, tanto económicos como a nivel de pérdida de vidas humanas.

Pero incluso, terremotos de magnitud más pequeña en esta región pueden causar considerable pánico entre la población, ya que se sienten sobre una extensa área. Por ejemplo el terremoto de diciembre de 2009 ($M_w=5.5$) ocurrido al suroeste del cabo de San Vicente se sintió en una parte importante del suroeste de la Península Ibérica e incluso en Madrid.

Por todos estos motivos, es razonable considerar la posibilidad de establecer un sistema de alerta sísmica temprana para la región Ibero-Mogrebí, ya que puede ser útil para mitigar los daños producidos por terremotos de similares características a los mencionados (Buforn *et al.*, 2015).

1.1 Objetivos y Estructura de la tesis

Esta tesis es la primera que se realiza sobre un sistema de alerta sísmica temprana en España. Su objetivo es determinar los parámetros característicos de los EEWS, y establecer leyes empíricas que permitan el cálculo rápido de la magnitud M_w y del daño potencial de los terremotos ocurridos en la región Ibero-Mogrebí. Estas correlaciones son la base de un sistema de alerta sísmica temprana para la RIM. Además, se analizará la variación los parámetros de la alerta con la longitud de ventana de registro empleada y con el azimut. Por último, se estudiará el comportamiento de las correlaciones determinadas en un EEWS funcionando en tiempo real en la región Ibero-Mogrebí.

La memoria se encuentra dividida en siete capítulos y nueve anexos.

El primer capítulo se expone los fundamentos de los sistemas de alerta sísmica temprana, sus diferentes tipologías y estado del arte. En el segundo capítulo dedicado a metodología, se definirán todos los parámetros utilizados para el sistema de alerta sísmica temprana.

El tercer capítulo está dedicado a presentar las principales características de la región Ibero-Mogrebí, la base de datos de terremotos y estaciones utilizadas. También se describe la base de datos de Taiwán que se utilizará para validar hipótesis. En este capítulo se incluye la descripción del procesado realizado a las observaciones tanto de velocidad como de aceleración. Este tercer capítulo finaliza con el estudio del problema de la inhomogeneidad de las magnitudes del catálogo de la región Ibero-Mogrebí, la solución que se ha adoptado para resolver el problema, y con el análisis del criterio de selección para los registros utilizados en las correlaciones.

En el cuarto capítulo comienza la sección de resultados de la tesis. En él se presenta en primer lugar las correlaciones obtenidas para los diferentes parámetros en una ventana temporal fija en tres segundos para terremotos de la región Ibero-Mogrebí. Posteriormente se analizan los parámetros de alerta en cada estación, y se propone en función de los resultados obtenidos, que es necesario utilizar diferentes correlaciones para el parámetro τ_c en función de que el terremoto ocurra al este u oeste del Estrecho de Gibraltar. Seguidamente, se analiza la posibilidad de generar mapas de intensidad instrumental a partir de los parámetros de alerta comparándolos con la intensidad observada. Se realiza un estudio de la evolución temporal de los parámetros EEWS para ventanas de tiempo progresivamente aumentadas desde la primera llegada de la onda P hasta 20s, en terremotos de la RIM y Taiwán, con la intención de verificar los resultados obtenidos en un estudio similar realizado por Colombelli *et al.*, (2014) y Colombelli y Zollo (2015) con terremotos de Japón. Por último se muestran los resultados de la variación azimutal de los parámetros de la alerta, para terremotos de Taiwán, y el estudio de su posible relación con el mecanismo focal del terremoto. En él se relaciona las anomalías de la variación azimutal de los parámetros del EEWS con posibles efectos de directividad de estos terremotos.

En el quinto capítulo se presenta un test de las correlaciones obtenidas para un EEWS en la región Ibero-Mogrebí. En primer lugar se analiza el funcionamiento durante un periodo de 5 meses del sistema PRESTo, configurado para trabajar en tiempo real en la región Ibero-Mogrebí utilizando las correlaciones específicas obtenidas en esta tesis. Para finalizar, se realiza la simulación con PRESTo de varios terremotos ocurridos en la RIM, a fin de estudiar el comportamiento de un EEWS si hubiera estado operativo.

El sexto capítulo está dedicado a exponer las principales conclusiones de esta tesis doctoral, indicando posibles pasos a seguir y trabajos a realizar para continuar con este estudio en el futuro.

El séptimo capítulo corresponde a las referencias utilizadas en esta tesis doctoral.

Además, para cumplir con los requisitos para optar a la mención internacional, se incluyen un resumen de la tesis y un capítulo de conclusiones en inglés.

Por último, se incluye un conjunto de anexos con la información detallada de las bases de datos de la región Ibero-Mogrebí y Taiwán, la descripción de los programas utilizados y del procesado, características de los instrumentos de banda ancha de la RIM utilizados para cada estación y fecha, el listado de terremotos utilizados para el análisis de la homogeneidad de las magnitudes, la información completa de configuración del PRESTo y por último, las contribuciones científicas que ha dado lugar esta tesis hasta el momento.

1.2 Conceptos generales de los sistemas de alerta sísmica temprana

1.2.1 Definición de la terminología específica empleada

Se comenzará definiendo términos y conceptos que se emplean en esta memoria.

- *Alerta (sísmica)*: aviso que se genera para prevenir del riesgo de daños por un suceso (terremoto).
- *Alerta satisfactoria*: situación en la que un EEWS emite un aviso correcto de un terremoto que puede producir daños.
- *Alerta perdida*: situación en la que un EEWS no emite un aviso de un terremoto que puede producir daños.
- *Falsa alerta*: situación en la que un EEWS genera una aviso de un terremoto con daños que no se produce.

- *“lead time”*: Tiempo que se dispone en un determinado emplazamiento entre la recepción de la alerta y la llegada de las ondas destructivas.
- *Parámetros de la alerta*: variables determinadas a partir de los primeros segundos de registro y que se emplean para estimar a partir de relaciones empíricas el tamaño del terremoto.
- *PDZ*: Acrónimo de “Potential Damage Zone”. Es la región circular entorno al epicentro en la que se declara un nivel máximo de alerta.
- *Hora origen/Tiempo origen*: Tiempo de ocurrencia de un terremoto.
- *Tiempo de detección*: Tiempo que transcurre entre el tiempo origen, la recepción de la señal de la onda P en una estación y su transmisión al centro de datos.
- *Tiempo de procesado*: Tiempo necesario para analizar la señal de la onda P, calcular los parámetros de la alerta y determinar el tamaño del terremoto.
- *Tiempo de alerta*: Tiempo que transcurre desde el tiempo origen del terremoto hasta que la alerta es emitida, y que es la suma del tiempo de detección más el tiempo de procesado.
- *Zona ciega*: Región en la que debido a su proximidad al epicentro, no es posible proporcionar una alerta antes de la llegada de las ondas más destructivas.

1.2.2 Fundamentos de un sistema de alerta sísmica temprana

Un EEWS es un sistema de información en tiempo real, capaz de proporcionar una rápida notificación de los daños potenciales de un terremoto. La primera referencia escrita de un EEWS se remonta a 1868 cuando J. D. Cooper propuso un sistema simple de alerta en caso de terremoto (Cooper, 1868). Su idea consistía en una serie de detectores situados a una distancia entre 10 y 100 millas de San Francisco que enviarían una señal de telégrafo, en caso de detectar un terremoto, al ayuntamiento de la ciudad, donde se haría sonar automáticamente una campana de sonido peculiar y conocido por todo el mundo, para alertar a la población. Con las tecnologías de esa fecha era imposible llevar a cabo su idea, ya que un requisito indispensable era disponer de un número considerable de detectores que funcionaran de forma automática. Ha sido solo

en las últimas décadas, cuando se han desarrollado los instrumentos y metodologías necesarias para hacer posible la implementación de los EEWS, que en la actualidad, en su esencia no distan mucho de la idea propuesta por Cooper (Saita y Nakamura, 2003). Más de 100 años después de la idea original de Cooper, el primer EEWS se desarrolló en Japón en 1982, como un sistema de detección en la costa para la línea de tren Tohoku-Shinkansen. Después, en 1991, comenzó a funcionar un sistema similar para Ciudad de México. El primer sistema que puso en práctica la detección del terremoto a partir de la onda P fue UrEDAS (“Urgent Earthquake Detection and Alarm System”) en 1992, diseñado para proteger la línea ferroviaria japonesa Tokaido-Shinkansen, extendiéndose posteriormente a la línea Sanyo-Shinkansen en 1996 (Nakamura y Saita, 2007b).

El fundamento físico de un EEWS, se basa en que cuando ocurre un terremoto, la mayor parte de energía radiada en el foco está contenida en las fases de menor velocidad de propagación (ondas S y superficiales), las cuales llegan después de las ondas P (fase de mayor velocidad). Sin embargo, la parte inicial de la onda P, aunque su amplitud sea pequeña y mucho menos destructiva que las S o superficiales, contiene ya información suficiente permitiendo determinar el tamaño final del terremoto a partir de ella (Wu y Kanamori, 2005b). Cualquier señal electromagnética de alerta se transmite a mayor velocidad que las ondas S y por tanto si se obtiene la información del tamaño del terremoto a partir de la onda P, mediante una red de instrumentos dispuestos en el área de ocurrencia del terremoto, se puede proporcionar una alerta con anterioridad a la llegada de la onda S (Zollo *et al.*, 2009a). La diferencia de tiempo de llegada entre las ondas P y S (t_{S-P}) depende de la distancia hipocentral y del medio en el que se estén propagando.

En la figura 1.1a se muestra un esquema con el concepto básico del EEWS: al producirse un terremoto, un sismógrafo situado entre el epicentro y el emplazamiento que va a ser alertado, detecta la onda P (frente azul), transmitiendo la información al centro receptor que emite una alerta (JMA en la figura), siendo posible avisar al emplazamiento antes de la llegada de la onda S (frente rosa). En la figura 1.1b se muestra la componente vertical del terremoto de 2007 en el cabo de San Vicente ($M_w=5.9$) registrado en la estación PFVI. Sobre él se indica la diferencia de tiempo t_{S-P} , pudiendo observarse la diferencia de amplitudes entre la fase P y la fase S.

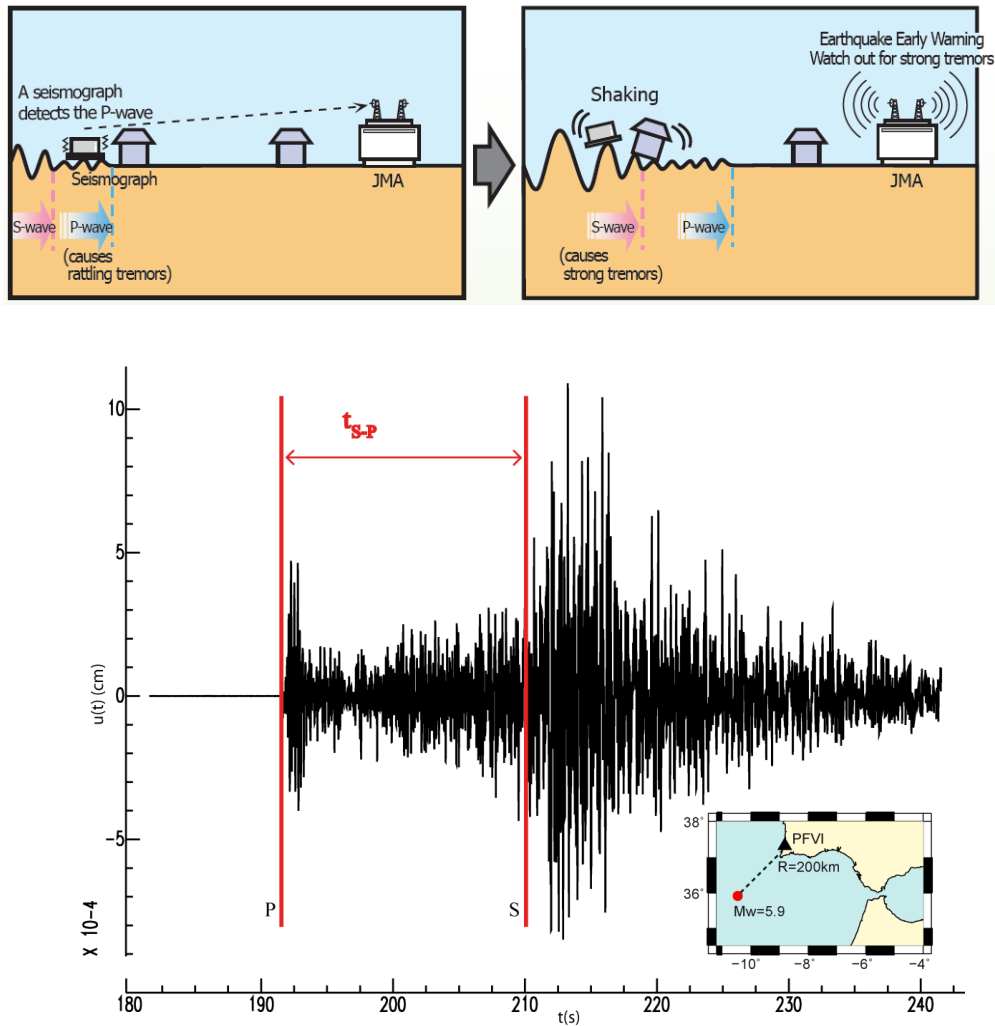


Figura 1.1: a) Esquema de los fundamentos básicos de un sistema de alerta sísmica temprana <http://www.jma.go.jp/jma/en/Activities/earthquake.html>. b) Registro sobre el que se muestra la diferencia de tiempo $t_{S-P} \approx 19s$.

En los EEWS es fundamental la gestión del tiempo. En la figura 1.2 se muestra un esquema temporal del funcionamiento de un EEWS. Desde *tiempo origen* (T_0), las ondas P se propagan hasta la estación y se transmite esta información hasta el centro de datos, *tiempo de detección* (T_d). Para determinar el tamaño del terremoto se necesita un *tiempo de procesado* (T_p). En caso necesario se emite la alerta, *tiempo de alerta* (T_a). Dependiendo de la posición del objetivo de la alerta, se dispone de un intervalo de tiempo (“*lead time*”) entre el *tiempo de alerta* y la llegada de la onda S (T_s). Para un mismo emplazamiento, cuanto menor sea el tiempo de detección (T_d) y de procesado (T_p), mayor será el “*lead time*” ($T_s - T_a$) (Satriano *et al.*, 2011a).

El “*lead time*” para un emplazamiento puede ser de segundos o decenas de segundos, dependiendo de la distancia al hipocentro, de la red de instrumentos y del

lugar objetivo de la alerta. Con solo unos pocos segundos de alerta, pueden llevarse a cabo acciones para mitigar daños, tales como disminución de la velocidad de trenes para evitar su descarrilamiento, proteger las centrales eléctricas y nucleares, corte del suministro de gas para evitar explosiones e incendios posteriores, detener líneas de producción, preparar y priorizar la respuesta de los equipos de emergencia, etc. Es más, si la población está educada para llevar a cabo acciones rápidas en caso de terremoto, un EEWS puede contribuir a que se ponga a salvo rápidamente (Lee y Espinosa-Aranda, 2003; Nakamura y Saita, 2007a).

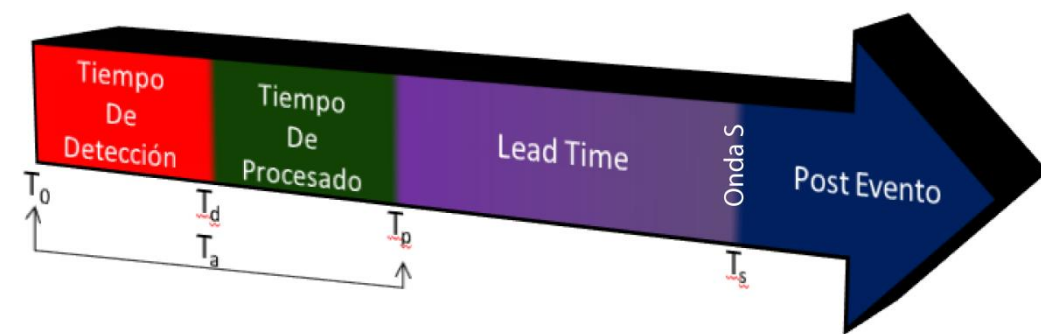


Figura 1.2: Esquema temporal del funcionamiento de un sistema de alerta sísmica temprana.

Es evidente que cuanto mayor sea el “*lead time*” más eficiente será el sistema, pero otro aspecto práctico que determina la eficiencia de un EEWS, es la relación entre el número de *falsas alertas* y de *alertas perdidas*, con el número de *alertas satisfactorias*. Tanto el hecho de no alertar cuando ocurre un sismo, como de alertar cuando no ocurre un terremoto, tienen consecuencias humanas, materiales y económicas graves. Por lo tanto, la relación precisión/rapidez es un aspecto clave en un EEWS (Oliveira *et al.*, 2015), si bien este aspecto no se abordará en esta tesis doctoral.

1.2.3 Configuraciones de los sistemas de alerta sísmica temprana

Dependiendo de la localización de las fuentes sísmicas, de la geometría de la red sísmica y la localización de los objetivos de la alerta, se proponen diferentes configuraciones posibles para un EEWS.

1.- El sistema regional. Se fundamenta en una red densa de sensores sísmicos dispuestos en el área de actividad sísmica (figura 1.3), mientras que las zonas objetivo

se encuentran en lugares alejados (Kanamori, 2005). Las ondas generadas por el terremoto (estrella roja) se registran en los sensores (cilindros de color naranja y verde en caso de detectar la onda P) y se transmiten a un centro de recepción de datos, dónde se analizan en tiempo cuasi-real los primeros segundos de la onda P (normalmente 3s) de cada una de las estaciones de la red, calculando los *parámetros de alerta*. A partir de ellos, se determina la localización y la magnitud del terremoto. Posteriormente, con estos datos, y mediante leyes de atenuación para la zona obtenidas a priori, el sistema estima la velocidad de movimiento del suelo que se espera en los objetivos a proteger, enviando a éstos una alerta si se supera un valor umbral prefijado.

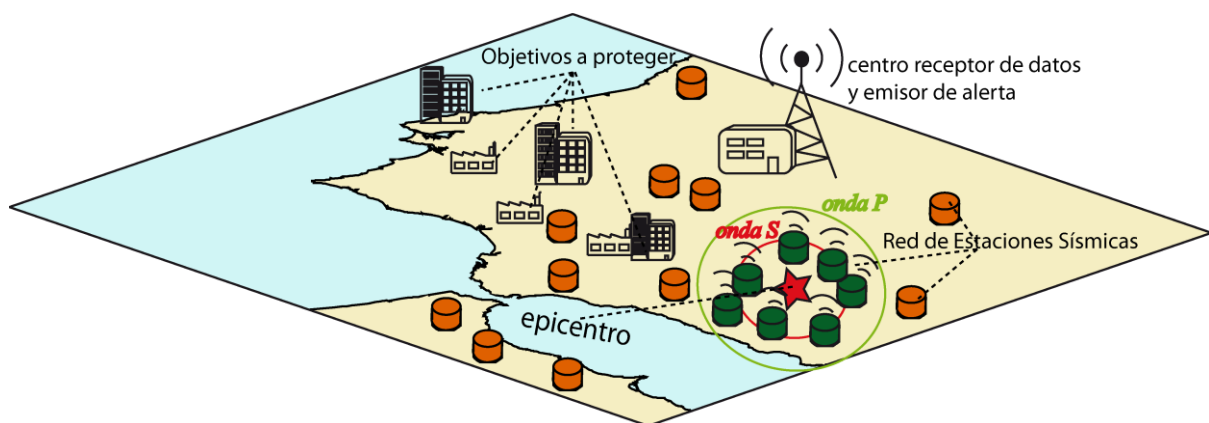


Figura 1.3: Esquema del funcionamiento básico de un EEWS de tipo regional.

En un sistema regional, la información de la localización del epicentro, la magnitud y el movimiento del suelo esperado en el objetivo se actualiza continuamente a medida que las ondas sísmicas alcanzan más estaciones y la señal se transmite al centro de recepción y procesamiento de datos (Zollo *et al.*, 2010). Cuanto mayor es el número de estaciones, más precisa será la información que proporciona el sistema de alerta, pero es necesario más tiempo para procesar esta información. En este tipo de configuración, siempre se establece un número mínimo de estaciones con las que realizar los cálculos del tamaño de terremoto con un mínimo de fiabilidad. Además, al tiempo necesario para hacer estos cálculos, hay que añadir el tiempo de transmisión de los mismos. El tamaño de la *zona ciega* depende de la localización del terremoto frente a la red de estaciones, así como de la configuración y densidad de esta última. Por lo tanto, un EEWS regional es más efectivo cuanto mayor es la densidad de la red de estaciones disponible (Allen, 2004; Allen *et al.*, 2009b).

2.- El sistema *in-situ*. Este tipo de EEWS dispone los sensores en la proximidad del emplazamiento a proteger (Wu y Kanamori, 2005a, b) (figura 1.4). Cuando llega la señal sísmica a una estación, a partir del análisis de los primeros segundos de las ondas P (unos 3s), se estima el movimiento del suelo que generarán en esa estación las ondas S. En los sistemas “*in-situ*” no hay comunicación entre las estaciones, y en cada una de ellas se define un nivel de alerta para ese emplazamiento. El “*lead time*” en este caso dependerá de la distancia epicentral, ya que a mayor distancia mayor será la diferencia de tiempo entre las ondas S y P, por tanto mayor el “*lead time*”. Para la configuración *in-situ* existe también una *zona ciega*, ya que si las ondas S llegan antes de que se procesen las ondas P, no es posible emitir a tiempo una alerta para ese lugar.

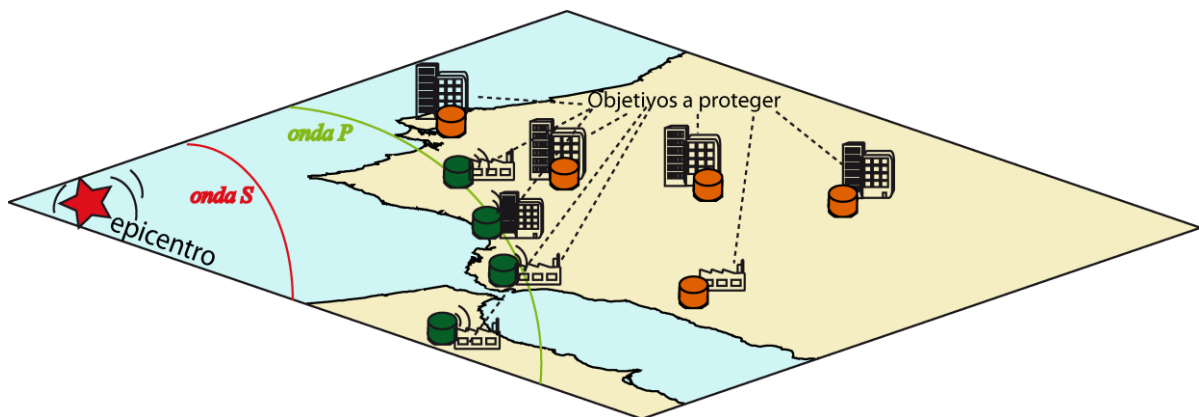


Figura 1.4: Esquema del funcionamiento básico de un EEWS de tipo *in-situ*.

Los tiempos de alerta y “*lead times*” son diferentes en un sistema tipo regional y en un sistema tipo *in-situ*. En un sistema *in-situ*, el tiempo de detección (T_d , figura 1.2) es el tiempo que tarda la onda P en llegar a la estación, y el “*lead time*” es la diferencia entre (T_d+T_p) y el tiempo de llegada de la onda S (T_s) a esa misma estación. Por el contrario, en un sistema regional, el T_d es el tiempo que tarda en llegar la onda P a un número mínimo de estaciones de la red, mientras que T_s es el del emplazamiento objetivo (figura 1.3). Por lo tanto, en el sistema regional, el “*lead time*” se obtiene como el T_s del emplazamiento menos el tiempo que tarda la red en emitir la alerta ($T_a=T_d+T_p$, figura 1.2).

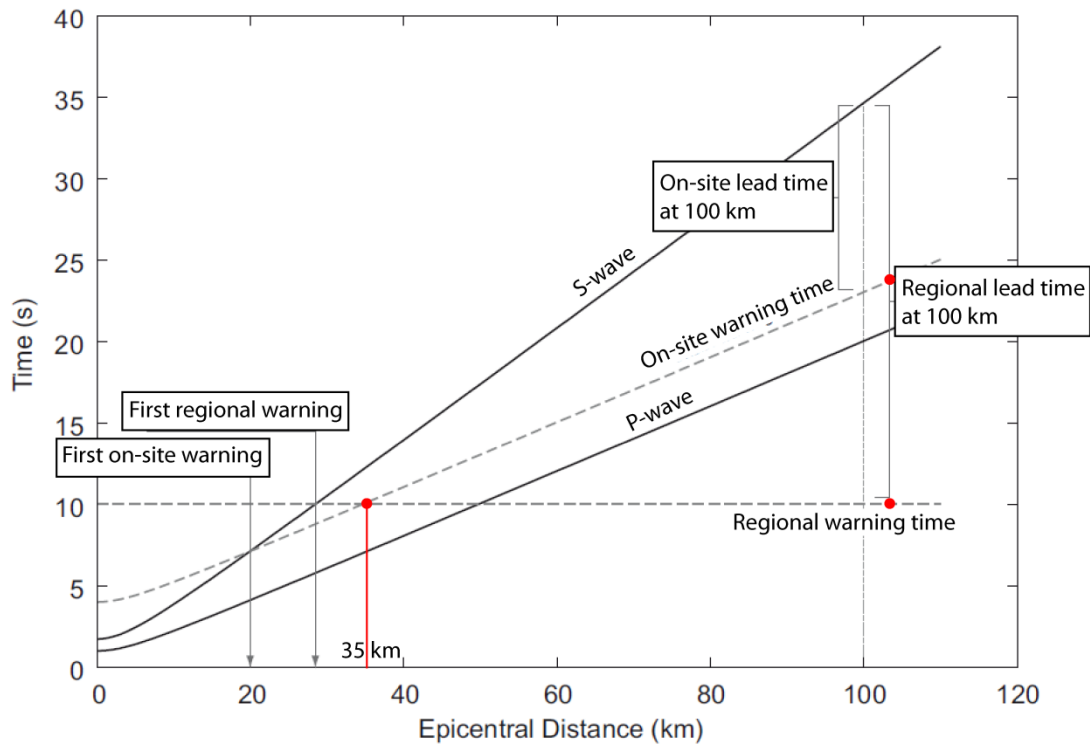


Figura 1.5: Comparación de los tiempos de alerta y “lead times” entre el sistema regional y el sistema *in-situ* (Satriano *et al.*, 2011a).

En la figura 1.5, se muestra la evolución con la distancia del tiempo de alerta y el “lead time” de ambos sistemas. Se observa como el tiempo de alerta del sistema regional (“regional warning time”) es independiente de la distancia epicentral del objetivo, mientras que para el sistema *in-situ* (“on-site warning time”) aumenta con la distancia epicentral de forma paralela al tiempo de llegada de la onda P. Es a partir de una distancia epicentral de aproximadamente 35km, cuando el tiempo de alerta del sistema regional es menor que en el sistema *in-situ*, y por tanto el “lead time” del sistema regional comienza a ser mayor. A una distancia epicentral de 100 km el “lead time” del sistema regional es aproximadamente el doble que el del sistema *in-situ* (figura 1.5). En un sistema *in-situ*, la zona ciega tiene un radio de aproximadamente 20km, mientras que en el sistema regional su radio es mayor y depende de la distribución de las estaciones con respecto al epicentro. Por lo tanto, dependiendo de las características de la región sísmica, de la red y de los emplazamientos a proteger, será más indicado un EEWS de tipo regional o de tipo *in-situ*.

Los sistemas tipo regional e *in-situ* pueden diseñarse para funcionar de manera conjunta (Kanamori, 2005). En esta configuración ambas aproximaciones se utilizan

para decretar unos niveles de alerta local y determinar a partir de ellos una *zona de daño potencial (PDZ)* del terremoto (Zollo *et al.*, 2010).

3.- Sistema de *detección frontal*. Este tipo de EEWS es un caso especial de sistema tipo regional, también denominado sistema “tipo barrera”. En la figura 1.6 se muestra el esquema de este tipo de configuración que consiste en la instalación de una red densa de sensores sísmicos entre la zona sismogénica y la posible región objetivo de la alerta (Espinosa-Aranda *et al.*, 1995). Este tipo de sistemas requiere un conocimiento previo de las posibles fuentes sísmicas y dependiendo de la distancia al objetivo, puede proporcionar grandes “*lead times*”. Su funcionamiento es exactamente igual al sistema regional, pero la densa distribución de estaciones permite obtener una estimación del tamaño del terremoto con mayor rapidez.

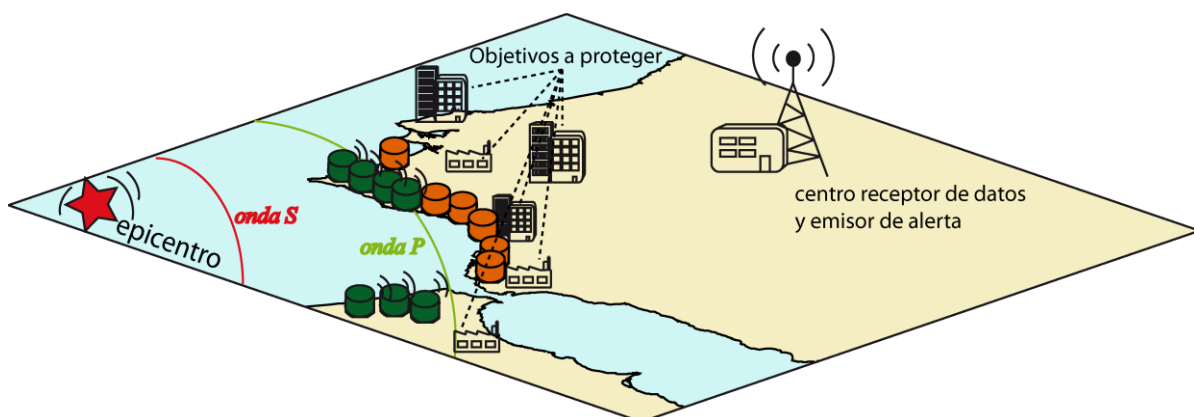


Figura 1.6: Esquema del funcionamiento básico de un EEWS de tipo detección frontal (o barrera).

1.2.4 Estado de desarrollo de los sistemas de alerta sísmica temprana a nivel mundial

Son varios los países que ya han desarrollado e implementado los sistemas de alerta sísmica temprana, o están en proceso de desarrollo. En la figura 1.7 se muestra el estado en que se encuentran en ellos.

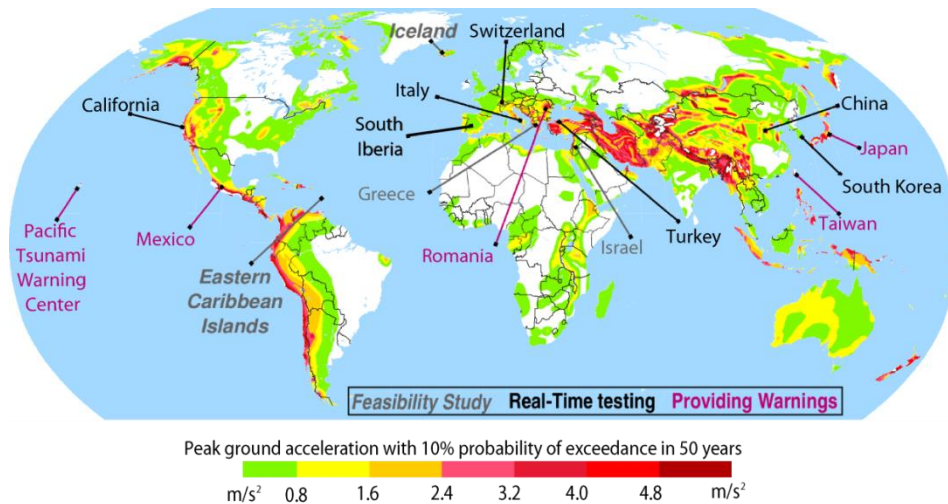


Figura 1.7: Distribución de EWS a nivel mundial. Los colores muestran la probabilidad de superar en un 10% la aceleración máxima en 50 años. En morado, los sistemas que están actualmente operativos y proporcionando alertas al público. En negro, en fase de pruebas. Por último en gris, aquellos países en los que se están realizando estudios de viabilidad. (modificado a partir de Colombelli, 2014)

En Japón, la “Japanese National Railway” (*JNR*) comenzó en 1985 el desarrollo de un sistema de alerta *in-situ* con el objetivo de detener el tren bala para evitar su descarrilamiento en caso de que la aceleración horizontal del suelo superara los 40 cm/s^2 (Nakamura, 1989). Desde octubre de 2007, la “Japan Meteorological Agency” (*JMA*) ha incrementado la densidad de la red sísmica, y ha comenzado a emitir alertas de cara al público (Allen *et al.*, 2009b). Durante el terremoto del 11 de Marzo de 2011 ($M_w=9.0$), la JMA emitió, con éxito, una alarma a la población a través de radio, televisión y mensajes a móviles, con más de 15s de antes de la llegada del movimiento más fuerte del suelo (Hoshiba *et al.*, 2011).

El Sistema de Alerta de Taiwán lleva operativo desde el 2002. Es un sistema de alerta temprana regional capaz de detectar, localizar y estimar la magnitud de un terremoto en unos 22s (Wu y Teng, 2002), con incertidumbres en la magnitud de ± 0.25 , y capaz de proporcionar alertas en áreas situadas a más de 70 km del epicentro. En la actualidad, para reducir la *zona ciega*, se ha completado este sistema con un sistema *in situ* funcionando en una densa red acelerómetros de bajo coste (Wu *et al.*, 2013).

El “Sistema de Alerta Sísmica” de Ciudad de México (SAS) es un ejemplo de sistema tipo barrera que se encuentra operativo desde 1991. Cuenta con una serie de sensores distribuidos a lo largo de la costa del Pacífico, y está diseñado para alertar de

los terremotos que ocurren en la zona de subducción de la placa de Cocos y transmitir la alerta a la ciudad de México (Espinosa-Aranda *et al.*, 1995). SAS junto con su homólogo “Sistema de Alerta Sísmica para Oaxaca” (SASO, operativo desde 2003) conforman en la actualidad el “Sistema de Alerta Sísmica de México” (SASMEX), el cual ha emitido más de 78 alertas desde el comienzo de su funcionamiento (Espinosa-Aranda *et al.*, 2011).

También son de tipo detección frontal los sistemas operativos de Turquía, que proporciona alertas a la ciudad de Estambul (Alcik *et al.*, 2009) y el de Rumanía (Böse *et al.*, 2007).

En el sur de la Península italiana se encuentra en fase de pruebas el sistema denominado PRESTo (“PRobabilistic and Evolutionary early warning SysTem”). Este sistema es capaz de estimar en tiempo real la localización del terremoto, su magnitud y el pico de desplazamiento máximo en 5-6s desde el tiempo de ocurrencia del sismo. Emplea para ello una densa red de estaciones sísmicas situadas dispuestas en la zona de ocurrencia de terremotos, y se actualiza continuamente a medida que se dispone de registros en las estaciones de la red (Satriano *et al.*, 2011b).

También en periodo de prueba está la metodología ElarmS (“Earthquake Alarms Systems”) desarrollada para un EEWS de tipo *in-situ* en el sur de California (Allen *et al.*, 2009a, b; Böse *et al.*, 2009), así como otros sistemas en China (Peng *et al.*, 2011), Suiza (Behr *et al.*, 2013) y Corea del Sur (Sheen *et al.*, 2014). Además en Israel (Pinsky, 2015), Islandia (Bird *et al.*, 2008) y Grecia (Sokos *et al.*, 2014) se están llevando a cabo estudios de viabilidad de EEWS.

1.2.5 Sistema de alerta sísmica temprana para la región Ibero-Mogrebí

En el año 2011 comienza a desarrollarse en España el proyecto ALERT-ES (“Sistema de Alerta Sísmica Temprana: Aplicación al Sur de España”; CGL 2010-19803-C03), coordinado por la Universidad Complutense de Madrid, cuyo objetivo principal es estudiar la viabilidad de un EEWS para el Sur-Oeste de la Península Ibérica. Esta zona es de especial interés para la implantación de un sistema de alerta debido a que en ella se localizan grandes terremotos, como 1964 en el Golfo de Cádiz

($M_s=6.5$), en 1969 en el Cabo de San Vicente ($M_s=8.1$) o el gran terremoto de Lisboa de 1755 ($I_{m\acute{a}x}=X$). Estos dos últimos además generaron un tsunami.

Sin embargo, ésta no es la única zona fuente de terremotos que puedan generar graves daños en territorio de la Península Ibérica, ya que en el Norte de Marruecos y Argelia existen ejemplos de terremotos que han causado daños importantes, tanto económicos como a nivel de pérdida de vidas humanas. Los más recientes son los terremotos de Boumerdes 2003 ($M_w=6.8$), Alhucemas 2004 ($M_w=6.3$) y además el terremoto de Lorca de 2011 ($M_w=5.1$). Por ello el estudio del sistema de alerta sísmica temprana, se ha extendido a toda la región Ibero-Mogrebí (proyecto ALERTES-RIM; CGL 2013-45724-C3-1-R).

La presente tesis doctoral forma parte de los resultados tanto del proyecto ALERTES (CGL2010-19803-C03) financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación, así como del proyecto ALERTES-RIM (CGL2013-45724-C03) financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad.

2 Metodología

En este capítulo se expone la metodología utilizada, para la obtención de los diferentes parámetros de la alerta sísmica temprana, y la forma de determinar sus correlaciones con el tamaño del terremoto (magnitud e intensidad). Además, se explica la metodología empleada para estudiar cómo afecta la longitud de ventana temporal a la estimación de los parámetros de la alerta, y el análisis de su variación azimutal y la posible determinación del efecto de directividad a partir de los parámetros de la alerta.

2.1 Definición de los parámetros de los sistemas de alerta sísmica temprana

Normalmente, la magnitud de un terremoto se calcula a partir del sismograma completo, cuando toda la energía liberada ha sido registrada en la estación. Los EEWS utilizan la porción inicial de los registros de los terremotos para caracterizar el tamaño final del mismo, ya que los primeros segundos de un terremoto contienen la información necesaria para estimar su tamaño y características (Umeda 1990; Ellsworth y Beroza, 1995; Iio 1995). En los sistemas regionales se estima el movimiento del suelo en el emplazamiento objetivo a partir de la magnitud y distancia epicentral, utilizando las ecuaciones de predicción del movimiento del suelo (GMPEs, “Ground Motion Prediction Equations”). Los sistemas tipo *in situ* utilizan relaciones directas entre la amplitud de la onda P y la amplitud de la onda S para proporcionar una estimación directa del máximo movimiento del suelo esperado en una estación.

La estimación del tamaño del terremoto en tiempo real es uno de los problemas más críticos de los EEWS. Se realiza a partir de una serie de parámetros medidos en la primera parte del tren de ondas P que llega a la estación y se basan en la medida del contenido de frecuencias de la onda P (Nakamura, 1988; Allen y Kanamori, 2003; Kanamori, 2005; Wu y Kanamori 2005b; Simons *et al.*, 2006), o en la medida de las

amplitudes del desplazamiento o de la velocidad de la onda P (Wu y Zhao, 2006; Zollo *et al.*, 2006).

Esta tesis doctoral está centrada en el estudio de dos de los parámetros de alerta sísmica, el pico de desplazamiento (P_d), basado en la amplitud, y el periodo promedio (τ_c), basado en el contenido de frecuencias. Estos dos parámetros se van a relacionar de forma empírica con el tamaño del terremoto para sismos ocurridos la región Ibero-Mogrebí. En los siguientes apartados se describe estos parámetros y como se calculan a partir de ellos la magnitud del terremoto.

2.1.1 Magnitud e intensidad

El tamaño de un terremoto puede definirse en función de dos parámetros: la energía liberada, es decir la magnitud, y/o mediante el grado de destrucción que causa, la intensidad.

Magnitud

La magnitud es una medida de la energía liberada por un terremoto y por tanto de su tamaño. Existen diferentes escalas de magnitud dependiendo de la forma en la que ésta se determina.

Para la región Ibero-Mogrebí, el Instituto Geográfico Nacional (IGN), cuyo catálogo es la base principal de este trabajo, utiliza en la actualidad tres escalas de magnitud diferentes (<http://www.ign.es/ign/head/sismoTipoMagnitud.do>).

- a) La primera de ellas es una escala de ondas internas llamada $m_{b(V-C)}$ (o tipo 3) por emplear la definición dada por Veith y Clawson (1972):

$$m_{b(V-C)} = \log(A/T) + P(\Delta, h) \quad (2.1)$$

donde A es la amplitud de las ondas internas (μm), y T su periodo (s), mientras que $P(\Delta, h)$ es el factor de corrección dependiente de la profundidad (h) y de la distancia epicentral en grados (Δ).

- b) La segunda escala es la $m_{bLg(L)}$ (o tipo 4) definida por López (2008) a partir de la amplitud (A) y periodo (T) de la fase Lg como:

$$m_{bLg(L)} = \log(A/T) + 1.17\log R + 0.00012R + 0.6 \quad (2.2)$$

donde A y T son medidos en μm y s respectivamente, y R es la distancia hipocentral en kilómetros.

- c) La tercera escala es la escala momento sísmico M_w (o tipo 5) definida por Kanamori (1977):

$$M_w = \frac{2}{3}\log M_0 - 10.7 \quad (2.3)$$

donde M_0 es el momento sísmico escalar medido en dyn-cm. La principal ventaja de la escala M_w es que no se satura, siendo actualmente la más adecuada para determinar el tamaño de terremotos grandes, y para compararlos entre sí.

Intensidad

La intensidad mide los efectos producidos por el terremoto en un lugar determinado. Por lo tanto, es una medida cualitativa determinada a partir de los daños causados sobre las personas, las estructuras y el entorno. La intensidad de un terremoto depende del lugar dónde es determinada, a diferencia de la magnitud cuyo valor es único para cada terremoto (<http://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=intensity>).

Las escalas de intensidad fueron desarrolladas por Rossi-Forel en 1883 utilizando diez grados para describirla, convirtiéndose en la primera escala ampliamente utilizada a nivel internacional (Musson, 2002). Actualmente se emplean diferentes escalas de intensidad, como la JMA de Japón (VII grados); la MSK-64 (XII grados) o la EMS-98 (XII grados).

En esta tesis doctoral se van a utilizar la escala Mercalli Modificada (I_{MM}), la cual se muestra en la tabla 2.1 con doce grados de intensidad (I-XII).

Tabla 2.1: escala de intensidad Mercalli Modificada.

Grado	Descripción
I. Muy débil	Imperceptible para la mayoría excepto en condiciones favorables. Aceleración menor a 0.5 Gal.
II. Débil	Perceptible sólo por algunas personas en reposo, particularmente aquellas que se encuentran ubicadas en los pisos superiores de los edificios. Los objetos colgantes suelen oscilar. Aceleración entre 0.5 y 2.5 Gal.
III. Leve	Perceptible por algunas personas dentro de los edificios, especialmente en pisos altos. Muchos no lo reconocen como terremoto. Los automóviles detenidos se mueven ligeramente. Sensación semejante al paso de un camión pequeño. Aceleración entre 2.5 y 6.0 Gal.
IV. Moderado	Perceptible por la mayoría de personas dentro de los edificios, por pocas personas en el exterior durante el día. Durante la noche algunas personas pueden despertarse. Perturbación en cerámica, puertas y ventanas. Las paredes suelen hacer ruido. Los automóviles detenidos se mueven con más energía. Sensación semejante al paso de un camión grande. Aceleración entre 6.0 y 10 Gal.
V. Poco Fuerte	Sacudida sentida casi por todo el mundo y algunas piezas de vajilla o vidrios de ventanas se rompen; pocos casos de agrietamiento de aplanados; caen objetos inestables. Se observan perturbaciones en los árboles, postes y otros objetos altos. Se detienen de relojes de péndulo. Aceleración entre 10 y 20 Gal.
VI. Fuerte	Sacudida sentida por todo mundo. Algunos muebles pesados cambian de sitio y provoca daños leves, en especial en viviendas de material ligero. Aceleración entre 20 y 35 Gal.
VII. Muy fuerte	Pararse es dificultoso. Muebles dañados. Daños insignificantes en estructuras de buen diseño y construcción. Daños leves a moderados en estructuras ordinarias bien construidas. Daños considerables estructuras pobremente construidas. Mampostería dañada. Perceptible por personas en vehículos en movimiento. Aceleración entre 35 y 60 Gal.
VIII. Destructivo	Daños leves en estructuras especializadas. Daños considerables en estructuras ordinarias bien construidas, posibles colapsos. Daño severo en estructuras pobremente construidas. Mampostería seriamente dañada o destruida. Muebles completamente sacados de lugar. Aceleración entre 60 y 100 Gal.
IX. Ruinoso	Pánico generalizado. Daños considerables en estructuras especializadas, paredes fuera de plomo. Grandes daños en importantes edificios, con colapsos parciales. Edificios desplazados fuera de las bases. Aceleración entre 100 y 250 Gal.
X. Desastroso	Algunas estructuras de madera bien construidas quedan destruidas. La mayoría de las estructuras de mampostería y el marco destruido con sus bases. Rieles doblados. Aceleración entre 250 y 500 Gal.
XI. Muy desastroso	Pocas estructuras de mampostería, si las hubiera, permanecen en pie. Puentes destruidos. Rieles curvados en gran medida. Aceleración mayor a 500 Gal.
XII. Catastrófico	Destrucción total con pocos sobrevivientes. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionadas, imposibilidad de mantenerse en pie.

2.1.2 Periodo promedio τ_c

Wu y Kanamori (2005a) demostraron que terremotos pequeños ($M_w < 5.5$) producen periodos iniciales pequeños, mientras que sismos grandes producen periodos iniciales largos en los primeros segundos de la onda P. Sin embargo, los terremotos grandes pueden comenzar a menudo con un pequeño movimiento de periodo corto seguido por un periodo largo. Además, para determinar el tamaño de un terremoto es importante conocer si la ruptura ya se ha detenido o aún está creciendo, lo cual está generalmente contenido en el periodo del movimiento inicial. Por ello, Kanamori (2005) y Wu y Kanamori (2005a) definen el parámetro periodo promedio característico, denominado τ_c , con el objetivo de relacionarlo con la magnitud.

A partir del desplazamiento del suelo $u(t)$ y de la velocidad $\dot{u}(t)$ de la componente vertical en una ventana de tiempo de longitud τ_0 , cuyo comienzo es la llegada de la onda P (figura 2.1), se define el cociente r :

$$r = \frac{\int_0^{\tau_0} \dot{u}^2(t) dt}{\int_0^{\tau_0} u^2(t) dt} \quad (2.4)$$

Aplicando el teorema de Parseval:

$$r = \frac{4\pi^2 \int_0^\infty f^2 |\hat{u}(f)|^2 df}{\int_0^\infty |\hat{u}(f)| df} = 4\pi^2 \langle f^2 \rangle \quad (2.5)$$

donde $\hat{u}(f)$ es el espectro de frecuencia de $u(t)$, y $\langle f^2 \rangle$ es la media de f^2 pesada por $|\hat{u}(f)|^2$.

Finalmente, a partir de la ecuación 2.5 se define el periodo promedio τ_c como:

$$\tau_c = \frac{1}{\sqrt{\langle f^2 \rangle}} = \frac{2\pi}{\sqrt{r}} = 2\pi \sqrt{\frac{\int_0^{\tau_0} u^2(t) dt}{\int_0^{\tau_0} \dot{u}^2(t) dt}} \quad (2.6)$$

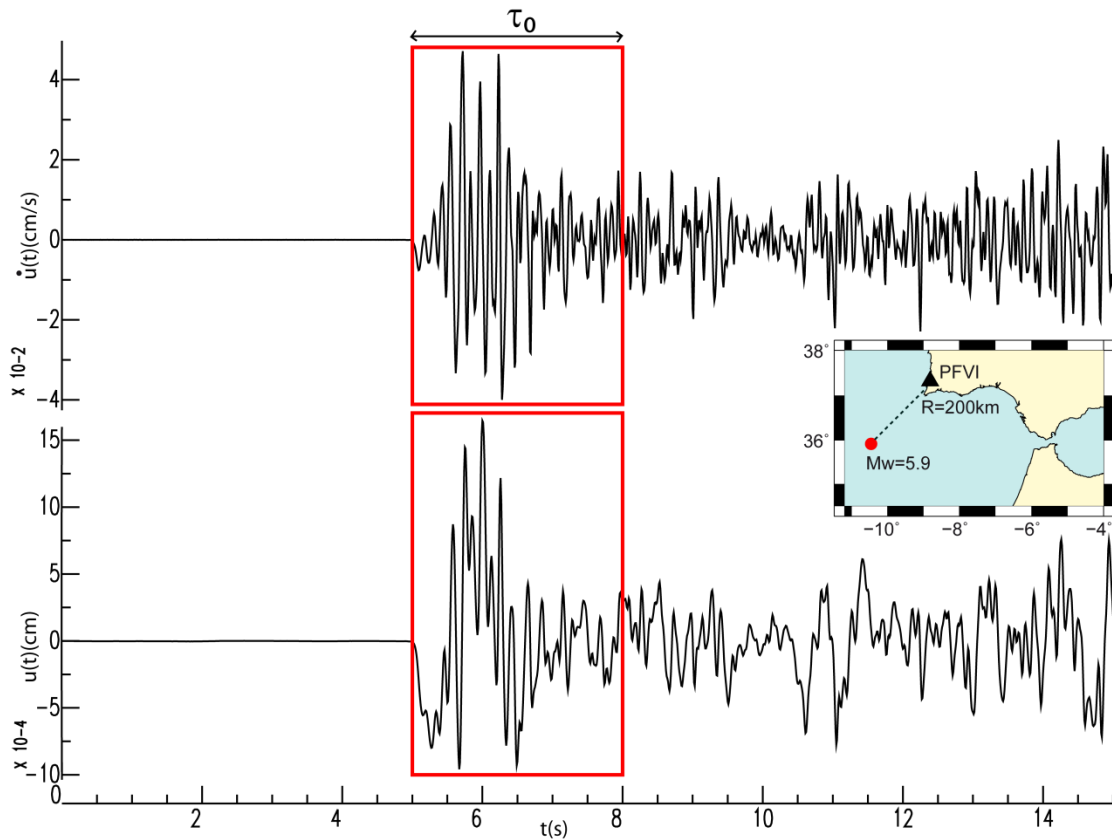


Figura 2.1: Ejemplo de definición de longitud de ventana τ_0 . Componente vertical del registro de velocidad (superior) y de desplazamiento (inferior) del terremoto del 2007 ($M_w=5.9$) registrado en la estación PFVI.

El parámetro τ_c es un indicador del inverso de la frecuencia de esquina (f_c) del terremoto, la cual está relacionada con la dimensión de la ruptura y la caída de esfuerzos

(Lior *et al.*, 2016). Este parámetro τ_c puede emplearse para representar el periodo del comienzo de la onda P (τ_0 segundos), de forma que cuanto mayor sea τ_c más grande será la magnitud del terremoto (Wu y Kanamori, 2005a), pudiendo establecerse una relación entre estos parámetros del tipo:

$$\log \tau_c = \alpha M + \beta \quad (2.7)$$

siendo α y β constantes determinadas empíricamente de forma específica para cada zona. De acuerdo con la ecuación 2.7, el parámetro τ_c es independiente de la distancia epicentral.

En la figura 2.1 se muestra la definición de la ventana temporal τ_0 (recuadro rojo) sobre la que se define el parámetro τ_c , en un registro de velocidad y de desplazamiento. La mayoría de estudios fijan el valor de τ_0 en 3s para determinar τ_c (Wu y Kanamori, 2005a, b; Wu y Zhao 2006; Wu *et al.*, 2007; Zollo *et al.*, 2010).

2.1.3 Parámetros P_d , P_v y P_a

La magnitud de un terremoto también puede ser estimada a partir de otros parámetros de EEWS que cuantifican la amplitud inicial de los registros. Es el caso de la amplitud máxima inicial del desplazamiento vertical de la onda P medido en una ventana τ_0 , parámetro denominado P_d (Wu y Kanamori 2005a; Wu y Zhao 2006; Zollo *et al.*, 2006, Wu *et al.*, 2007; Lancieri y Zollo, 2008; Wu y Kanamori, 2008a; Kuyuk y Allen, 2013).

Análogamente, se definen los parámetros P_v y P_a como la amplitud máxima de la onda P en la ventana τ_0 medido en registros verticales de velocidad y aceleración respectivamente (Wurman *et al.*, 2007).

En la figura 2.2 se muestra un ejemplo de los parámetros P_d , P_v y P_a (círculos rojos) en la ventana τ_0 , sobre los respectivos registros verticales de desplazamiento, velocidad y aceleración para el terremoto del cabo de San Vicente 2007 ($M_w=5.9$) en la estación PFVI. La ventana τ_0 comienza a medirse en el instante de la llegada de la onda P (línea negra continua) y se extiende 3s (línea gris discontinua).

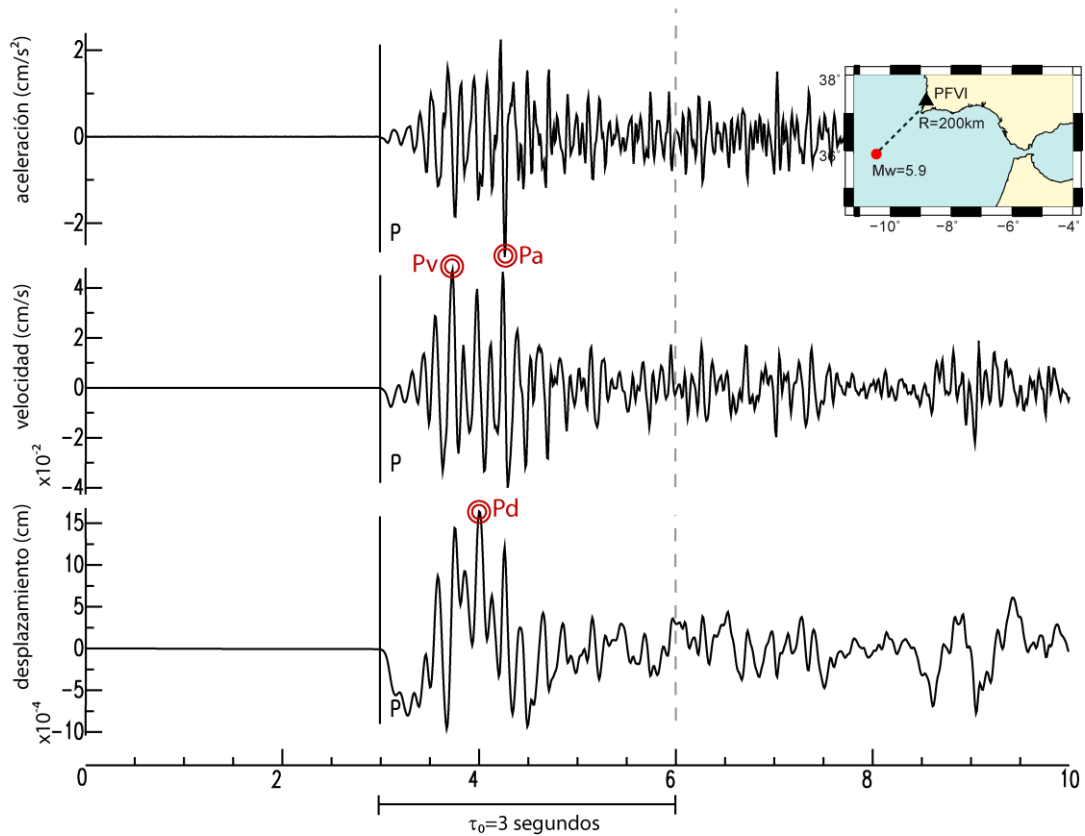


Figura 2.2: Definición de P_a (superior), P_v (centro) y P_d (inferior) sobre una ventana de tiempo τ_0 .

El parámetro P_d depende de la atenuación del movimiento del suelo con la distancia, siendo menor cuanto mayor sea la distancia al epicentro. En consecuencia, para poder relacionar P_d con la magnitud, es necesario corregir por el efecto de atenuación con la distancia a partir de leyes de atenuación específicas para cada zona. Adicionalmente, se puede efectuar una corrección de P_d por efecto de sitio en una estación, si existe este efecto.

Para realizar la corrección por la distancia epicentral, se considera una relación lineal entre el logaritmo del pico de desplazamiento de la onda P en una ventana de longitud τ_0 , la magnitud del terremoto (M) y el logaritmo de la distancia hipocentral (R) (Wu y Zhao, 2006):

$$\log(P_d) = A + BM + C \log(R) \quad (2.8)$$

dónde las constantes A , B y C son diferentes para cada región y deben ser determinadas de manera empírica.

Suponiendo que la distancia R es conocida, a partir de la ecuación 2.8 se puede corregir el efecto de la atenuación en P_d al reducirlo a una distancia estándar ρ (Wu y Zhao, 2006; Satriano *et al.*, 2008):

$$P_d^\rho = P_d 10^{C \log(\rho/R)} \quad (2.9)$$

permitiendo de esta forma definir el parámetro del *pico de desplazamiento reducido* (P_d^ρ) para determinar la magnitud del terremoto a partir de:

$$\log(P_d^\rho) = A + BM \quad (2.10)$$

De manera análoga se puede proceder para relacionar el pico de velocidad (P_v) y de aceleración (P_a) con la magnitud. Las ecuaciones para P_v son:

$$\log(P_v) = A' + B'M + C' \log(R) \quad (2.11)$$

$$P_v^\rho = P_v 10^{C' \log(\rho/R)} \quad (2.12)$$

$$\log(P_v^\rho) = A' + B'M \quad (2.13)$$

Las ecuaciones para relacionar P_a con la magnitud son las siguientes (Colombelli *et al.*, 2015):

$$\log(P_a) = A'' + B''M + C'' \log(R) \quad (2.14)$$

$$P_a^\rho = P_a 10^{C'' \log(\rho/R)} \quad (2.15)$$

$$\log(P_a^\rho) = A'' + B''M \quad (2.16)$$

Los parámetros P_a , P_v y P_d además de correlacionarse con la magnitud, se pueden relacionar con las amplitudes máximas finales del movimiento del suelo (Wu y Kanamori; 2005b; Wu *et al.*, 2007; Wu y Kanamori, 2008b; Zollo *et al.*, 2010). Éstas pueden determinarse en el registro completo en desplazamiento (PGD, “Peak Ground Displacement”), en el registro de velocidad (PGV, “Peak Ground Velocity”) o en el registro de aceleración (PGA, “Peak Ground Acceleration”).

Se definen como la amplitud máxima de todo el sismograma en las componentes horizontales:

$$PGD = \max(D_{N-S}, D_{E-W}) \quad (2.17)$$

$$PGV = \max(V_{N-S}, V_{E-W}) \quad (2.18)$$

$$PGA = \max(A_{N-S}, A_{E-W}) \quad (2.19)$$

dónde D indica la amplitud máxima del registro de desplazamiento, V la amplitud de velocidad y A la amplitud de aceleración, los subíndices N-S y E-W se refieren a la componente norte-sur y este-oeste respectivamente.

En la figura 2.3 se muestra un ejemplo de PGV (círculo rojo) sobre todo el sismograma del terremoto del 2007 en las tres componentes de la estación PFVI. Mediante las líneas verticales se representa el tiempo de llegada de las ondas P y S. En este ejemplo el máximo valor de la velocidad se alcanza en la componente Norte-Sur.

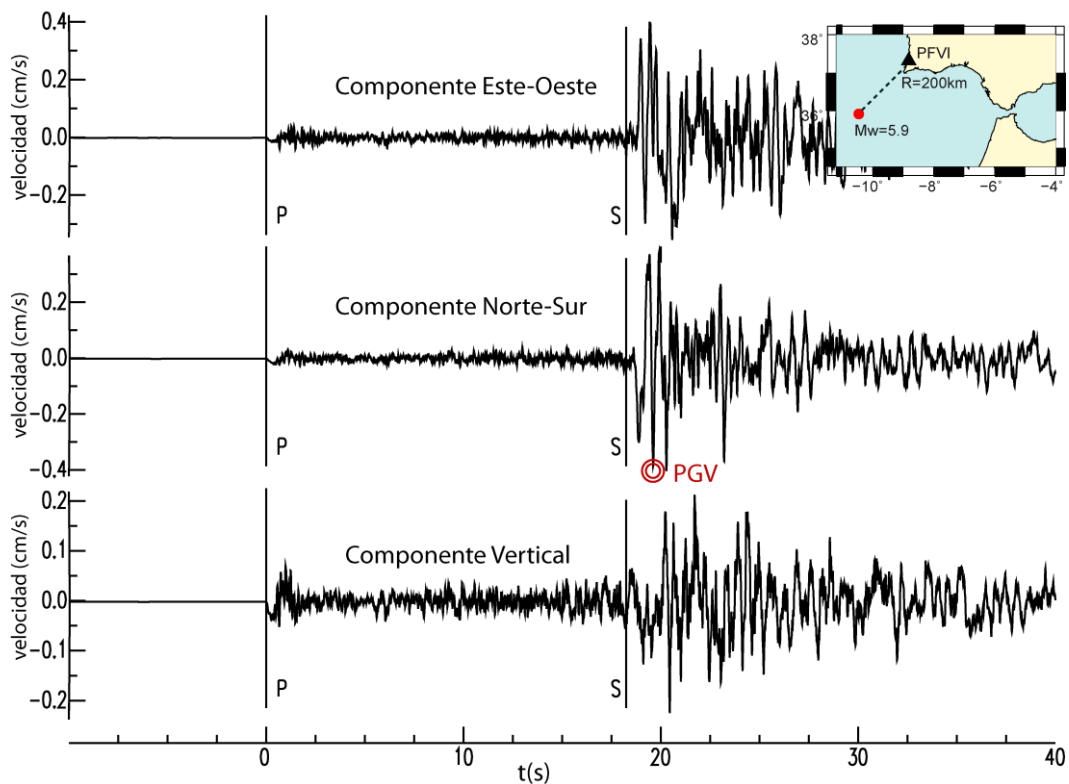


Figura 2.3: Componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical del sismograma en velocidad del terremoto del 12/02/2007 en la estación PFVI (mapa del recuadro).

Wu y Kanamori (2005b) relacionan los parámetros P_d , P_v o P_a con la PGV o PGA mediante las siguientes expresiones:

$$\log(PGV) = A_{v,d}\log(P_d) + B_{v,d} \quad (2.20)$$

$$\log(PGV) = A_{v,v}\log(P_v) + B_{v,v} \quad (2.21)$$

$$\log(PGA) = A_{a,d}\log(P_d) + B_{a,d} \quad (2.22)$$

$$\log(PGA) = A_{a,v}\log(P_v) + B_{a,v} \quad (2.23)$$

Los coeficientes $A_{i,j}$ y $B_{i,j}$ se determinan de forma empírica para cada región, dónde el subíndice i indica velocidad o aceleración y el subíndice j desplazamiento, velocidad o aceleración. La relación entre el pico de desplazamiento P_d con el pico de velocidad máxima del suelo PGV, es un indicador de la relación entre la amplitud de la onda P y el máximo de amplitud de la onda S, por lo tanto es de esperar que presente un escalamiento de acuerdo con la función de la fuente sísmica (Aki y Richards, 2002).

Aunque la intensidad es una medida cualitativa de los efectos de los terremotos en un lugar, varios autores (Murphy y O'Brien 1977; Wald *et al.*, 1999; Wu *et al.*, 2003; Atkinson y Kaka 2007; Worden *et al.*, 2012) la han relacionado con los valores medidos instrumentalmente, PGA y PGV en ese lugar.

En la tabla 2.2 se muestran las relaciones entre PGA- I_{MM} y PGV- I_{MM} propuestas por Wald *et al.*, (1999) y por Faenza y Michelini (2010). En ellas se correlaciona un intervalo de PGA (en %g) o PGV (en cm/s) con una intensidad instrumental (I_{MM}). En la parte superior de ambos cuadros indican el grado del temblor percibido y el daño potencial.

En resumen, a partir del parámetro P_d puede estimarse una intensidad instrumental (I_{MM}), aplicando la ecuación 2.20 y las correlaciones de la tabla 2.2.

El uso mayoritario que se hace de P_d en los EEWS operativos, en detrimento de P_v y P_a , se debe a que P_d parece ser el parámetro de amplitud más estable y el que refleja de forma más clara el potencial destructivo de un terremoto (Wu y Kanamori, 2005b; Allen *et al.*, 2009; Sheen 2011; Shieh *et al.*, 2011; Katsumata *et al.*, 2013), razón por la que en esta tesis doctoral se utilizará el parámetro P_d . Comúnmente se utilizan cm como unidad de medida del parámetro P_d , por lo tanto en esta tesis se convertirán los registros que se encuentren en cuentas a cm dividiendo por el valor de la sensibilidad del instrumento,

ya que en un EEWS operativo es más sencillo y rápido que quitar la respuesta instrumental.

Tabla 2.2: Relación entre PGA y PGV con la intensidad instrumental (I_{MM}) desarrolladas por Wald *et al.*, (1999), cuadro superior, y por Faenza y Michelini (2010), cuadro inferior.

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<.21	.21-0.52	0.52-1.3	1.3-3.1	3.1-7.5	7.5-18	18-45	45-109	>109
PEAK VEL.(cm/s)	<0.08	0.08-0.2	0.2-0.6	0.6-1.5	1.5-3.4	3.4-10	10-28	28-74	>74
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

2.1.4 Zona de Daño Potencial (PDZ)

Como ya se ha comentado, el objetivo de un EEWS es poder alertar a una región de los daños que puede generar un terremoto en la misma.

A partir de la ecuación 2.20 se puede determinar un valor umbral de P_d (P_d umbral), en el cuál PGV alcance una amplitud potencialmente peligrosa, para la cual sería aconsejable emitir una alerta. De igual forma, a partir de la ecuación 2.7 se puede determinar un valor umbral para el parámetro τ_c (τ_c umbral) a partir del cual el sismo tiene una magnitud potencialmente dañina.

Wu y Kanamori (2008b) sugieren emplear esos valores umbral en P_d y τ_c para definir el *nivel de alerta*. Desarrollando esa idea, Zollo *et al.*, (2010) establecen un cuadro de decisión con 4 niveles de alerta (figura 2.4a) en función de los parámetros P_d y τ_c observados en una estación (EEWS tipo *in-situ*), donde cada nivel indica:

Nivel 0: No se espera daño en el sitio de la estación

Nivel 1: Daño esperado en lugares alejados a la estación, pero no en la vecindad

Nivel 2: Daños esperados cerca de la estación, pero no en lugares alejados

Nivel 3: Daños esperados tanto cerca como lejos de la estación

Aquella región en la que se establece un nivel de alerta 3, se denomina como *zona de daño potencial (PDZ, por las siglas en ingles)*. Combinando las ecuaciones 2.7 y 2.8, en función del valor umbral establecido para P_d , el radio de la *PDZ* (R_{PDZ}) se puede obtener para un terremoto a partir de τ_c mediante la ecuación:

$$\log(R_{PDZ}) = 1/C \{ \log(P_d \text{ umbral}) - A - B[1/\alpha (\log \tau_c - \beta)] \} \quad (2.24)$$

dónde todas las constantes A , B , C , α y β se han determinado previamente de forma empírica para cada zona (ecuaciones 2.7 y 2.8). En la figura 2.4b se muestra la definición gráfica de la *PDZ* y de su radio (circulo gris).

Uno de los objetivos de esta tesis es establecer el valor umbral de P_d , el valor de τ_c y el correspondiente radio de la *PDZ*, para diferentes tamaños de los terremotos de la región Ibero-Mogrebí.

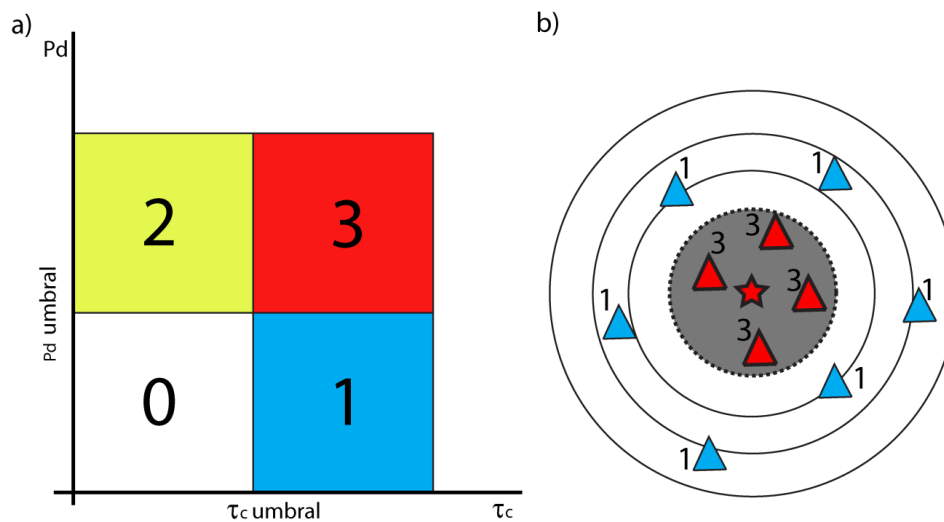


Figura 2.4: a) Niveles de alerta en función de los valores de τ_c y P_d b) *PDZ* definida por el nivel de alerta en las estaciones (triángulos) Modificada de Zollo *et al.*, (2010)

2.2 Correlaciones empíricas de τ_c y P_d con la magnitud y la intensidad

Para obtener las correlaciones empíricas entre los parámetros τ_c y P_d y el tamaño del terremoto es necesario determinar de forma empírica los coeficientes de esas correlaciones (ecuaciones 2.7 y 2.8). Como los parámetros τ_c y P_d se obtienen directamente a partir de los sismogramas, es necesario tener en cuenta una serie de

pasos previos que se describen a continuación y que se refieren al procesamiento y tratamiento de la señal.

2.2.1 Tratamiento de la señal sísmica

Filtrado

Para el cálculo tanto de P_d y de τ_c es necesario disponer de valores del desplazamiento del suelo $u(t)$. La mayoría de los sismógrafos proporcionan registros de velocidad, por lo tanto hay que integrarlos para obtener desplazamiento (dos veces si son registros de aceleración). Este proceso de integración suele introducir bajas frecuencias y para eliminarlas es conveniente aplicar un filtro.

Uno de los filtros más utilizados para este proceso es el filtro Butterworth, diseñado para producir una salida constante hasta la frecuencia esquina, o frecuencia de corte ω_c , siendo este corte menos brusco que en un filtro ideal (función escalón). La expresión matemática de la función de transferencia de un filtro tipo Butterworth paso alto es la siguiente (Havskov y Alguacil, 2004):

$$|H(\omega)|^2 = \frac{1}{1 + \left(\frac{\omega_c}{\omega}\right)^{2n}} \quad (2.25)$$

dónde ω es la frecuencia y n es el orden del filtro equivalente al número de polos. En la figura 2.5 se muestra un ejemplo de filtro Butterworth para una frecuencia esquina de 0.075Hz y para valores de $n=2, 3$ y 4 . En ella se aprecia como a frecuencias mayores a 0.075Hz, el filtro deja pasar la totalidad de la señal, y limita el paso de frecuencias menores de 0.075Hz. Además cuanto mayor es el número de polos n , el corte de frecuencias es más restrictivo.

En la figura 2.6 se muestra un ejemplo del efecto que tiene un filtro de este tipo tras la integración de un sismograma. En el registro de la componente vertical de velocidad de la estación PVLZ del terremoto del 12/02/2007 (en la parte superior de la figura), al realizar la integración se introduce una baja frecuencia en el registro de desplazamiento (en el centro de la figura). Para eliminarla, se ha aplicado un filtro Butterworth de dos polos con una frecuencia esquina de 0.075 Hz observándose como tras el filtrado se ha eliminado esa baja frecuencia (en la parte inferior de la figura).

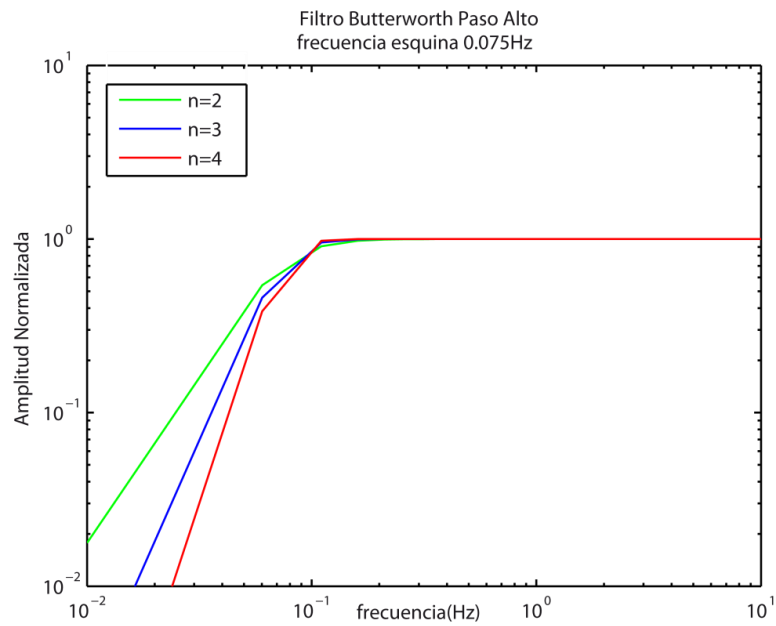


Figura 2.5: función de transferencia de un filtro Butterworth paso alto de orden 2, 3 y 4 con frecuencia esquina 0.075Hz

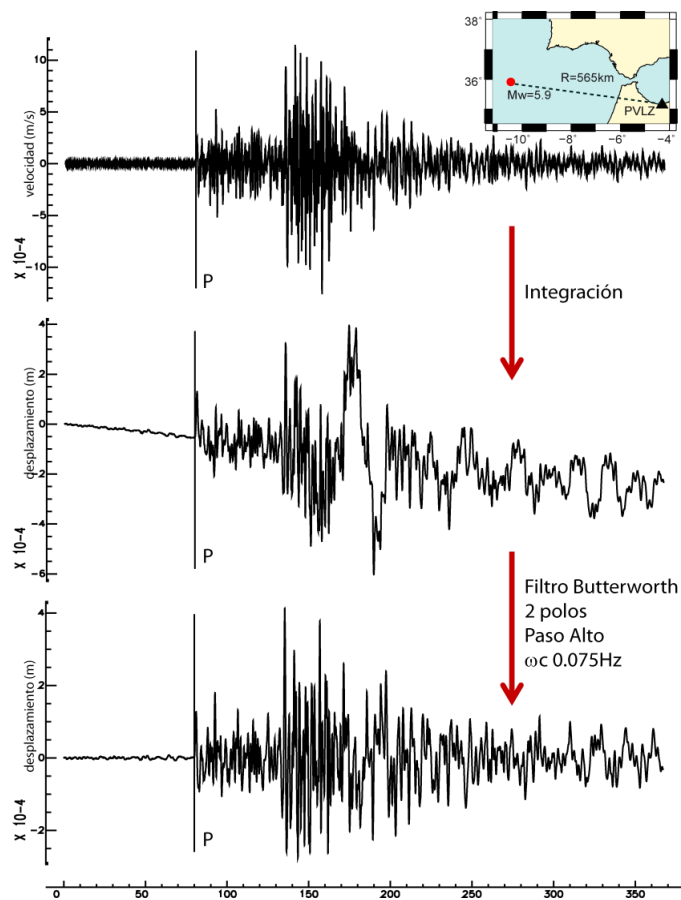


Figura 2.6: Efecto producido al integrar un sismograma y corrección mediante filtro paso alto Butterworth de 2 polos con frecuencia esquina 0.075Hz.

A la hora de aplicar un filtro, es esencial elegir la frecuencia de corte adecuada, ya que una mala elección puede suponer eliminar parte de la señal sísmica que interesa, o no eliminar el ruido de la señal.

En esta tesis se utiliza un filtro Butterworth paso alto de segundo orden (dos polos) y de frecuencia esquina 0.075Hz para eliminar las bajas frecuencias, ya que tiene una transición limpia desde la transferencia al corte. Este es el filtro comúnmente utilizado en los EEWS, ya que la frecuencia 0.075Hz es menor o comparable a la frecuencia esquina de terremotos en el rango de magnitud $3 < M < 7$, salvaguardando por tanto el escalamiento de P_d y τ_c con la magnitud en ese rango (Zollo *et al.*, 2010; Colombelli *et al.*, 2012b).

Calidad de los registros

En muchos casos el filtrado de la señal sísmica no es suficiente para eliminar el ruido existente en la misma, por lo tanto al calcular los valores de τ_c y P_d , éstos se están obteniendo para el conjunto señal + ruido. Por tanto, es necesario definir unos criterios de calidad mínimos que deben cumplir los registros a utilizar.

A modo de ejemplo, en la figura 2.7 se muestran dos registros (componente vertical del registro de velocidad) en la estación EADA para dos terremotos, uno de $M_w=5.9$ (parte superior de la figura) y otro $M_w=4.2$ (parte inferior de la figura), y con epicentros muy próximos. El primero presenta una señal muy clara sin apenas ruido de fondo, mientras que el segundo está altamente contaminado por éste.

Alguno de los criterios empleados en los EEWS para definir la calidad de la señal, y descartar aquellos registros excesivamente ruidosos, son:

Valor umbral en P_a : Wu *et al.*, (2007) propone que P_a medido en una ventana $\tau_0 = 3s$ debe ser mayor que 2.5 cm/s^2 para que un registro pueda utilizarse en un EEWS. Decidieron emplear este criterio, ya que generalmente los terremotos con P_a pequeña no son importantes para los propósitos de los EEWS.

Valor umbral en P_v : De manera similar, Zollo *et al.*, (2010) establece como criterio que la máxima amplitud en la componente vertical de los registros de velocidad sea mayor que 0.05 cm/s en la ventana de tiempo τ_0 .

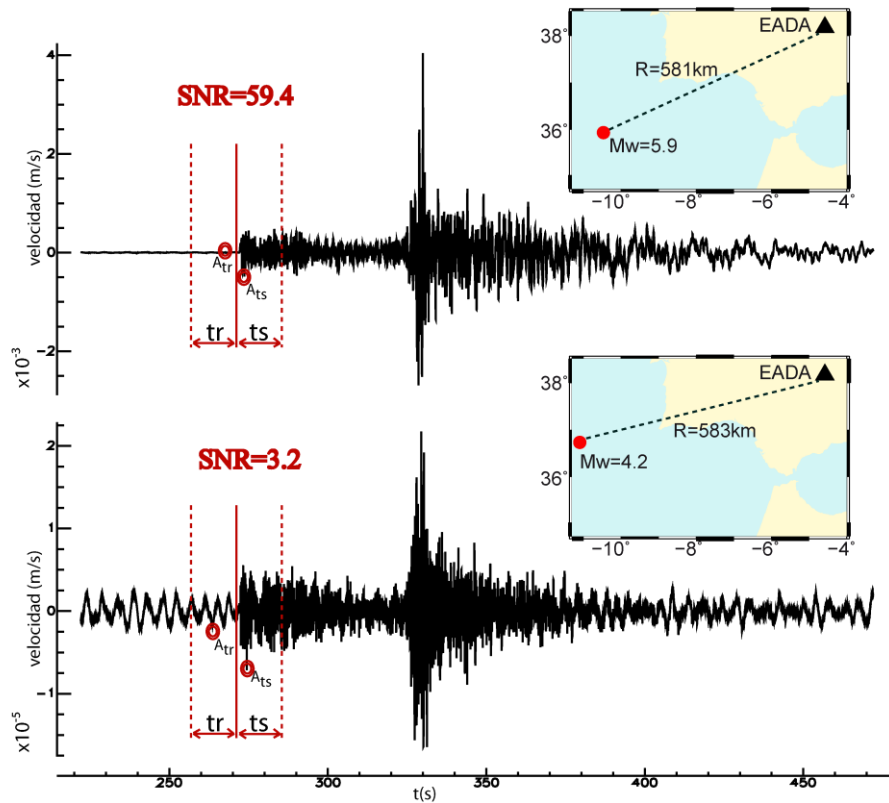


Figura 2.7: Componente vertical del registro de velocidad en la estación EADA para los terremotos: 12/02/2007 $M_w=5.9$ (superior) y 23/07/2010 $M_w=4.2$ (inferior).

Relación señal ruido: Otro criterio usado es el basado en el cociente entre las amplitudes de la señal sísmica y del ruido de fondo (figura 2.7). De aquí en adelante se denominará este criterio como SNR (acrónimo en inglés de “signal to noise ratio”). Hay varias formas de definir un SNR en un sismograma, por ejemplo dependiendo de si se toma el valor promedio del ruido o su máxima amplitud. La forma más sencilla es tomar la máxima amplitud de ruido (A_{tr}) sobre una ventana de t_r segundos antes de la primera llegada, y realizar el cociente con la máxima amplitud (A_{ts}) t_s segundos después de esa llegada, cuando ya se está registrando la señal sísmica:

$$\text{SNR} = \frac{A_{ts}}{A_{tr}} \quad (2.26)$$

Las longitudes de ventana t_r y t_s , sobre las que se determina la amplitud del ruido y señal respectivamente, pueden ser diferentes entre sí. En muchas ocasiones la relación señal ruido aparece expresada en decibelios, modificando ligeramente la ecuación 2.26

$$\text{SNR}_{\text{dB}} = 10 \log_{10} \left(\frac{A_{ts}}{A_{tr}} \right) \quad (2.27)$$

Este es el criterio adoptado por Wurman *et al.*, (2007) para eliminar las señales de baja relación señal-ruido que perturbaban las estimaciones, utilizando el promedio a largo plazo del ruido, y la señal promediada cada 0.05s.

En principio, cuanto mayor es el ratio requerido en SNR, mejor es la calidad de los resultados, sin embargo este requisito disminuye la cantidad de datos que se utiliza en el análisis. Por lo tanto, es necesario establecer un ratio adecuado que permita tener un número suficiente de datos que arrojen resultados aceptables.

2.2.2 Determinación de las correlaciones empíricas

La metodología que se expone a continuación fue propuesta por Zollo *et al.*, (2010) y ha sido utilizada en varias regiones.

Una vez que se han obtenido los valores de τ_c y P_d (y análogamente P_v y P_a) a partir de los registros, el siguiente paso es obtener a partir de ellos la magnitud del terremoto o PGV. La idea es obtener ajustes lineales entre los parámetros del EEWS y la magnitud y/o la intensidad a partir de las observaciones, de la forma:

$$y = ax + b \quad (2.28)$$

Donde a y b son la pendiente y la ordenada en el origen a determinar, x se refiere a la magnitud y/o intensidad, e y a los diferentes parámetros de un EEWS. En los sistemas de alerta sísmica temprana, las correlaciones empíricas están expresadas para los logaritmos de los parámetros, y puede corresponderse con el logaritmo del pico de desplazamiento ($y = \log P_d^p$), o con el logaritmo del periodo ($y = \log \tau_c$).

En la figura 2.8 se muestra un ejemplo de cómo se realiza este ajuste lineal por mínimos cuadrados (línea negra continua; ecuación 2.28) de los valores observados (x_i , y_i) (puntos rojos) con sus barras de error (rectas rojas verticales). También se muestra en la figura la desviación estándar (σ) (líneas negras discontinuas) que será definida con posterioridad en la sección de análisis de errores.

A continuación se expone la metodología utilizada para cada una de las diferentes correlaciones.

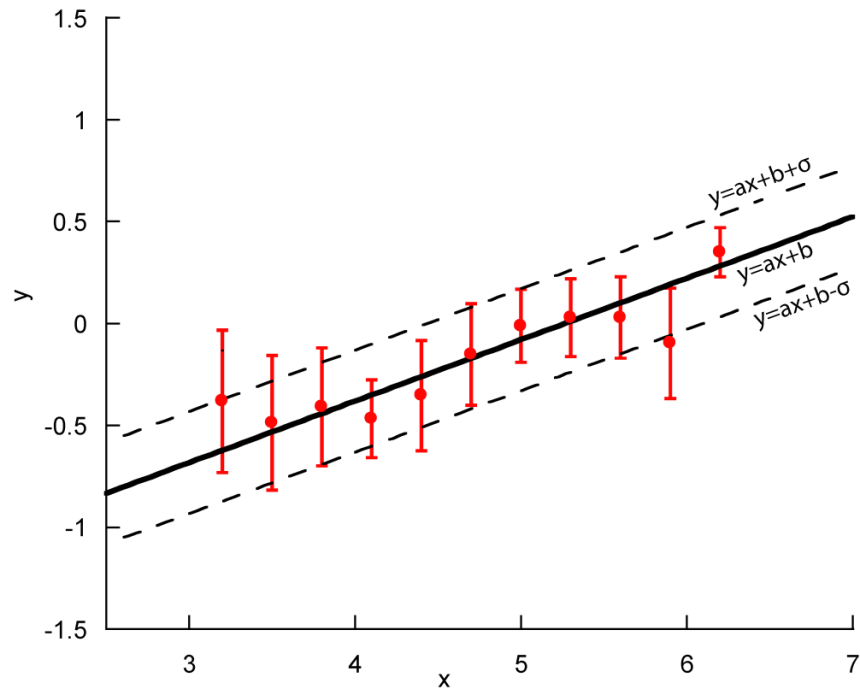


Figura 2.8: Ajuste lineal de las observaciones empíricas a una recta por el método de mínimos cuadrados. Las barras rojas en cada punto indican la desviación estándar del mismo.

τ_c versus Magnitud

Partiendo de una base de datos de terremotos cuya magnitud se conoce, se obtienen los valores de τ_c observados empleando la ecuación 2.6 para la componente vertical de cada registro que cumpla el criterio de calidad establecido. Estos valores se representa gráficamente en función de la magnitud del terremoto, y se calcula un valor promedio de τ_c para intervalos de magnitud $\Delta M = 0.3$ ($\bar{\tau}_c$). La correlación se obtiene ajustando los valores del logaritmo de $\bar{\tau}_c$ a una recta por el método de mínimos cuadrados (ecuación 2.28), pesando cada $\bar{\tau}_c$ por su desviación estándar.

De esta forma se obtienen los coeficientes α y β de la ecuación 2.7, relacionando el valor de τ_c con la magnitud del terremoto. Al obtener cada valor promedio en un intervalo $\Delta M = 0.3$ y pesar el ajuste por su desviación estándar se están tomando en cuenta los posibles errores en los valores tanto de M como de τ_c .

P_d^p versus Magnitud

Para obtener la correlación de P_d con la magnitud, se procede de forma similar (ecuación 2.8) pero en este caso es necesario obtener el factor de reducción con la distancia (coeficiente C) previamente.

En primer lugar se obtiene el valor de P_d en una venta de tiempo de τ_0 , para una base de datos (terremotos) de los que se conoce la magnitud M y la distancia R , que cumplan el criterio de calidad establecido. Con estos datos se realiza una regresión lineal que permite obtener los coeficientes A , B y C de la ecuación 2.8. El coeficiente C se utiliza para calcular los valores de P_d^ρ a la distancia estándar ρ (ecuación 2.9).

Para obtener la relación de P_d^ρ con la magnitud se procede de forma similar a lo descrito para τ_c . En intervalos de magnitud $\Delta M = 0.3$ se promedia P_d^ρ obteniendo los valores medios $\overline{P_d^\rho}$, los cuales se ajustan mediante el método mínimos cuadrados a una recta tipo la ecuación 2.28, pesando cada valor $\overline{P_d^\rho}$ por su desviación estándar. De esta forma se obtienen los coeficientes A y B de la ecuación 2.10.

El método para obtener el parámetro P_v es completamente análogo al descrito para P_d .

P_d versus PGV

Tras determinar los valores de PGV a partir de las componentes horizontales de los registros completos, se puede obtener de forma directa una relación como la expresada en la ecuación 2.20 al ajustar a una recta por el método de mínimos cuadrados los valores observados del logaritmo de P_d con sus respectivos valores observados del logaritmo de PGV. De esta forma es posible determinar los coeficientes $A_{v,d}$ y $B_{v,d}$ de la ecuación 2.20.

En este caso no es necesario agrupar los datos ni pesar por la desviación estándar, ya que se ajusta cada par de datos P_d -PGV del mismo registro y no se realizan promedios.

2.2.3 Ajuste y errores

Una vez obtenidas las diversas correlaciones (ecuaciones 2.7, 2.10 y 2.20), es conveniente realizar un estudio de la calidad del ajuste realizado, que se definirá con los siguientes parámetros:

- *Desviación estándar (σ)*, Teniendo en cuenta la ecuación 2.28 se define la desviación estándar como:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_i^N (ax_i + b - y_i)^2} \quad (2.29)$$

donde N indica el número total de valores utilizado. Este valor σ se puede emplear para representar gráficamente las dos rectas de error figura 2.8, las cuales tienen esta expresión general:

$$y = ax + b \pm \sigma \quad (2.30)$$

- *Coefficiente de correlación del ajuste* (R_c). Para un ajuste a una recta definida por la ecuación 2.28 se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$R_c = \frac{N \sum_i^N x_i y_i - \sum_i^N x_i \sum_i^N y_i}{\sqrt{N \sum_i^N x_i^2 - (\sum_i^N x_i)^2} \sqrt{N \sum_i^N y_i^2 - (\sum_i^N y_i)^2}} \quad (2.31)$$

Este coeficiente indica lo bien que una recta ajusta a los datos observados. Su valor varía entre cero y uno, siendo $R=1$ indicador de una correlación perfecta, y $R=0$ indica no existencia de relación lineal.

- *Error relativo* (E_r). Diferencia entre una cantidad observada (X_o) y su valor teórico determinado a partir de una ecuación (X_p)

$$E_r = \frac{X_p - X_o}{X_o} \quad (2.32)$$

Ésta expresión determina el error relativo cometido al aproximar la observación por la cantidad teórica.

2.3 Longitud de ventana temporal τ_0

La ventana de tiempo (τ_0) para la que habitualmente se determinan los parámetros P_d y τ_c en los EEWS tiene una longitud de 3s (Wu y Kanamori, 2005a, b; Wu y Zhao 2006; Wu *et al.*, 2007; Zollo *et al.*, 2010). En esta tesis, en un primer estudio se va a utilizar esta longitud τ_0 . Sin embargo, Colombelli *et al.*, (2012b) indican que una ventana temporal $\tau_0 \leq 4s$ es apropiada para estimar la magnitud de terremotos

pequeños y moderados (hasta $M \sim 6.5$), ya que el proceso de fractura concluye en unos pocos segundos y por lo tanto $\tau_0 = 4s$ se tiene en cuenta la señal de la fractura completa. En cambio, en caso de grandes terremotos ($M > 6.5$) las estimaciones de magnitud hechas a partir de P_d y τ_c medidos en $\tau_0 \leq 4s$, se están realizando mientras la ruptura está aún en curso, y por tanto se está subestimando el tamaño del terremoto al no tener en cuenta la fractura completa. Por lo tanto, para terremotos de gran magnitud es necesario emplear mayores longitudes de ventana τ_0 (que denominaremos PTW, “Peak Time Window”).

El hecho de extender PTW implica un tiempo mayor de procesado, lo que resulta contrario al propósito de un EEWS de tener un “*lead time*” lo mayor posible. Una posible solución es elevar la alerta a toda una región por extensa que sea cuando se detecta un terremoto de magnitud mayor a 6.5 (Allen *et al.*, 2009b). Otra posibilidad es tratar de determinar la longitud de la falla en tiempo real empleando datos de GPS (Yamada *et al.*, 2007; Zollo *et al.*, 2009b; Crowell *et al.*, 2009).

Recientemente, Colombelli *et al.*, (2014) y Colombelli y Zollo (2015) han mostrado que es posible distinguir desde los primeros segundos de señal, el tamaño final del terremoto a partir de la evolución temporal del promedio del P_d^p (ecuación 2.9) medido en longitudes de PTW (τ_0) progresivamente aumentadas.

Colombelli *et al.*, (2014) estudian esta evolución hasta un PTW máximo de 40s, utilizando 43 terremotos de Japón con magnitudes comprendidas entre $4 < M < 9$ y distancias epicentrales $0 < R < 500$ km. En dicho estudio, estos autores encuentran diferencia en las curvas de la evolución de P_d^p durante los primeros segundos de registro de la onda P, en función de la magnitud del terremoto (figura 2.9). Los autores proponen ajustar las curvas de evolución de P_d a un modelo de función lineal de tres tramos caracterizado por 5 parámetros (recuadro figura 2.9):

- **B1**-Pendiente de la primera recta
- **T1**-Tiempo final de la primera recta
- **B2**-Pendiente de la segunda recta
- **T2**-Tiempo final de la segunda recta
- **PL**-Amplitud en el tramo horizontal (tramo estable)

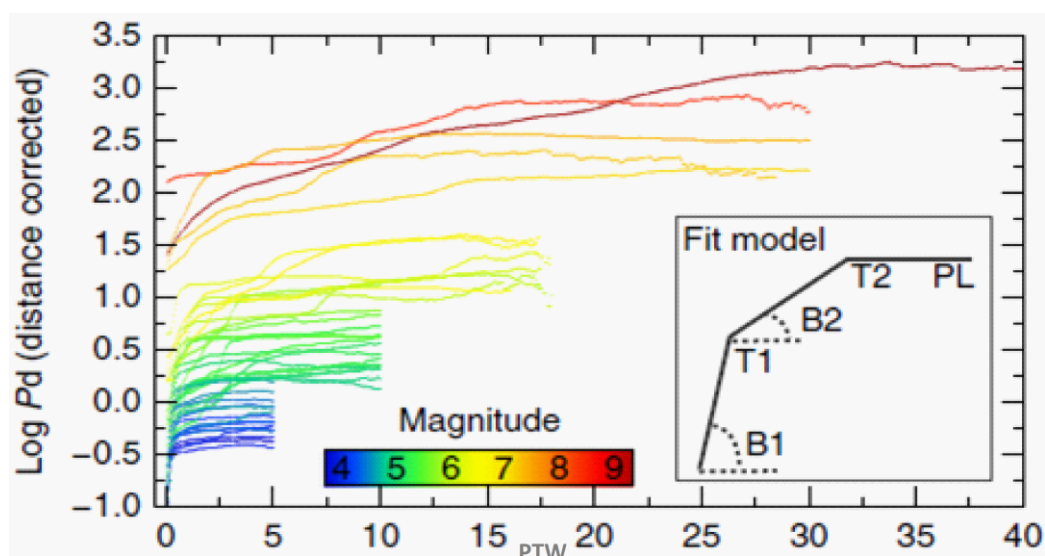


Figura 2.9: Evolución del P_d^p promediado entre todas las estaciones frente a la longitud de PTW para terremotos de Japón. El recuadro interior muestra el modelo de ajuste de las curvas (Colombelli *et al.*, 2014)

Tras ajustar los valores observados de P_d^p a este modelo, estos autores relacionan los parámetros del ajuste (B1, T1, B2, T2 y PL) con la magnitud final del terremoto. Encuentran que terremotos pequeños (en azul y verde oscuro en la figura 2.9) tienen un rápido incremento del P_d^p en los primeros segundos (mayor valor de B1) y un menor valor de T1, mientras que en los terremotos más grandes (naranjas y rojos en la figura 2.9) este incremento inicial es más lento (B1 menor) y T1 es mayor. Los autores concluyen que P_d^p alcanza un valor estable (PL) proporcional a la magnitud del sismo y además, la longitud de ventana de tiempo T2 que se tarda en alcanzar PL, es mayor cuanto mayor es la magnitud del terremoto. Para un EEWS, el parámetro de ajuste que tiene mayor importancia es B1 ya que permite distinguir con unos segundos de registro (1-2s) si se trata de un terremoto grande o pequeño y no se satura a grandes magnitudes (Colombelli *et al.*, 2014).

Por su parte, Colombelli y Zollo (2015) relacionan los valores de T2 y PL con la mitad de la duración en el tiempo y la máxima amplitud de la derivada de la función momento (en inglés MRF, "Moment Rate Function"), supuesta para la MRF una forma triangular.

Debido a que en la región Ibero-Mogrebí pueden ocurrir terremotos de magnitud mayor a 6.5, en la presente tesis doctoral se realiza un estudio similar al de Colombelli

et al., (2014), para determinar en primer lugar si una $\tau_0=3s$ es adecuada para terremotos moderados en la región Ibero-Mogrebí, y en segundo lugar para comprobar el modelo propuesto Colombelli *et al.*, (2014) y la posibilidad de emplear el parámetro B1 en un EEWS. Para ello, se estimará P_d en ventanas de tiempo PTW (τ_0) progresivamente extendidas. Posteriormente se ajustaran los resultados al modelo propuesto por Colombelli *et al.*, (2014), y por último se relacionaran los parámetros de ajuste de las curvas mencionados anteriormente con la magnitud, empleando un ajuste lineal a una recta (ecuación 2.28).

2.4 Variación de P_d y τ_c con el azimut

La amplitud de una onda P (o S) depende de la atenuación elástica y anelástica, de la amplificación del medio y efecto de superficie libre, pero también depende del patrón de radiación del terremoto, es decir, de su mecanismo focal y posición de la estación respecto al foco. Por lo tanto, es de esperar que los parámetros P_d y P_v , basados en la amplitud de la señal, varíen en función del patrón de radiación de la onda P.

Si consideramos el modelo más sencillo de mecanismo focal, un modelo cinemático de foco puntual, el patrón de radiación de una onda P depende de la posición del punto de observación (estación) en relación con el foco (ángulo de incidencia y azimut de la estación), de la orientación del plano de falla, del coeficiente de expansión geométrica y efecto de superficie libre (Udías, 1994). La componente vertical del desplazamiento de una onda P observado en una estación, para este modelo de fuente, viene dado por la expresión:

$$u^P = \frac{M_0}{4\pi\rho_h\alpha_h^3r} R^P(\phi, \delta, \lambda, i_h) g(\Delta) c_z(i_0) f(t - r/\alpha) \quad (2.33)$$

Siendo M_0 el momento sísmico escalar, ρ_h la densidad en el foco, α_h la velocidad de propagación de las ondas P en el foco, r la distancia medida a lo largo del rayo desde el foco a la estación, $R^P(\phi, \delta, \lambda, i_h)$ es el patrón de radiación de la onda P, $g(\Delta)$ es el efecto de la expansión del frente de onda, $c_z(i_0)$ es el efecto de la superficie libre y $f(t - r/\alpha)$ es la función temporal de la fuente sísmica (Udías, 1999).

Por lo tanto, los valores de P_d y P_v varían en función del patrón de radiación, y lo harán dependiendo del punto de observación (azimut y ángulo de incidencia). En caso de tener una buena cobertura azimutal, las variaciones de los valores de P_d con el azimut se verán compensadas (Wu y Zhao, 2006), en caso contrario su variación azimutal puede ser importante.

En el caso de terremotos grandes ($M_w > 6.5$) no se puede considerar un foco puntual y se debe tener en cuenta las dimensiones de la falla. Un modelo para representar estos terremotos es el de Haskell, el cual consiste en una falla rectangular de longitud (L) y anchura (W) en la que la dislocación (Δu) se propaga sólo en la dirección de L con velocidad de ruptura constante v_r (Udías, 1994). En el caso de fractura unilateral, Δu se propaga a velocidad constante v_r desde el origen ($\xi = 0$) hasta un punto final a distancia L (figura 2.10a), y la función temporal de la fuente sísmica puede representarse por un trapecio de forma que cada punto de la falla necesita un tiempo de subida (tr) para alcanzar su valor máximo y que el proceso de ruptura dura un tiempo finito (tf) (figura 2.10b).

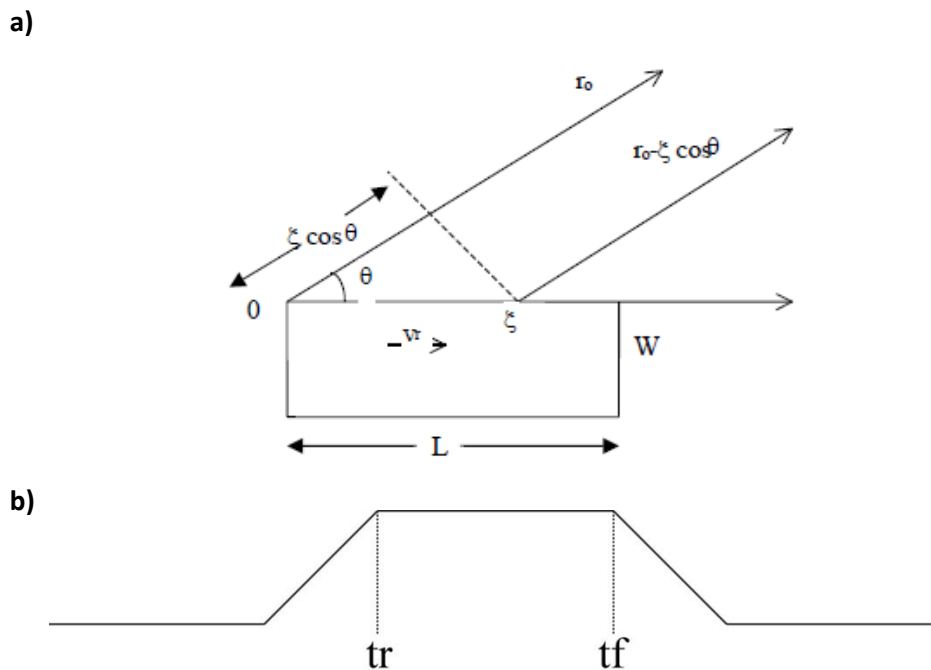


Figura 2.10: a) Modelo de falla rectangular de Haskell. Fractura unilateral (Udías, 1999). b) Función temporal para el modelo de falla rectangular de Haskell. Modificado de Pro (2002).

En el caso de considerar un foco extenso, el tiempo de recorrido de cada onda varía a lo largo de la ruptura y por tanto, el tiempo aparente que dura la ruptura no es el mismo para todas las estaciones, ya que depende de la orientación de cada una respecto a la dirección de propagación de la ruptura, efecto conocido como directividad (Pro, 2002).

En la figura 2.11 se muestra cómo cambia la función temporal aparente según si la estación es directiva (en la dirección de propagación), en la que la función temporal es más estrecha y amplia, o si la estación es antidirectiva (dirección opuesta de propagación), para la que la función temporal es más ancha y de menor amplitud. Estos cambios en la amplitud de la función temporal aparente producen una modulación en el patrón de radiación observado, que es mayor en la dirección de la ruptura y menor en la dirección opuesta.

Es decir, la directividad se manifiesta en un incremento de la frecuencia y de la amplitud de las ondas sísmicas en la dirección de la ruptura, y un decrecimiento de ambas en la dirección opuesta (Caldeira, 2010). Por tanto, se plantea la pregunta de si la directividad afecta a los parámetros de EEWS en grandes terremotos. Así, en estaciones directivas (S3; figura 2.11) se esperaría encontrar valores de P_d^0 más altos y valores de τ_c más pequeños al acortarse la duración temporal de la fuente. En cambio, en estaciones antidirectivas (S4; figura 2.11) los valores de τ_c serían más grandes y los valores de P_d^0 más pequeños al disminuir la amplitud de la MRF. Para las estaciones perpendiculares a la dirección de propagación (S1 y S2; figura 2.11) no se esperan cambios.

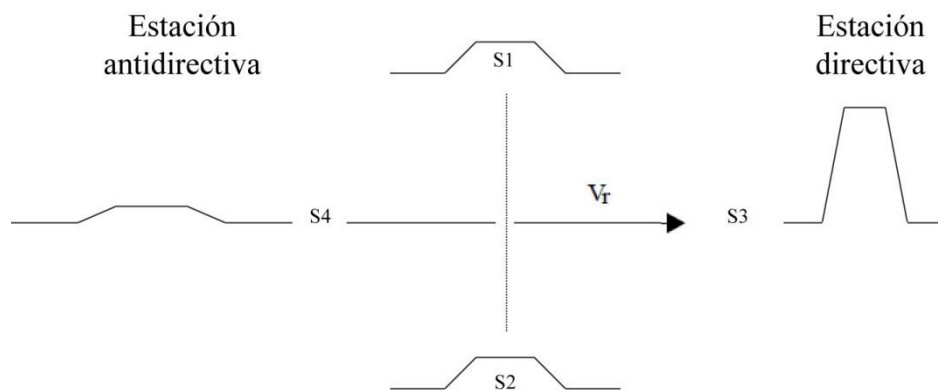


Figura 2.11: Variación en la duración y amplitud de la función temporal aparente en presencia de directividad. Modificado de Pro (2002).

Para estudiar este posible efecto de directividad se propone analizar la variación azimutal de P_d^0 y τ_c , y compararlo con la amplitud teórica de la onda P según el patrón de radiación de un foco puntual. En caso de observar aumento o disminución de estos valores podría deducirse un posible efecto de directividad en el terremoto.

3 Procesado y análisis de las observaciones

En este capítulo se describen las observaciones utilizadas en esta tesis, el procesado y análisis de las mismas. Se comenzará describiendo brevemente las características de la sismicidad de la zona, las redes sísmicas disponibles en la región Ibero-Mogrebí, y la base de datos empleada en esta tesis. Debido a la baja densidad de estaciones y a la distribución geográfica de las mismas, el estudio de la longitud de ventana de tiempo y la variación azimutal de los parámetros se completará con el estudio de terremotos ocurridos en Taiwán. Por tanto se describe también la red taiwanesa de instrumentos y la base de datos de terremotos de esta región.

En la segunda parte del capítulo 3 se describe el procesado de los datos para obtener los parámetros de la alerta, y los programas utilizados. También se detalla el proceso seguido para el estudio de la longitud de la ventana temporal, y el análisis de la variación azimutal de los parámetros.

En una tercera parte del capítulo se analiza la homogeneidad de las magnitudes de la base de datos, y se estudia un criterio de calidad para los registros.

3.1 Región Ibero-Mogrebí

3.1.1 Sismicidad de la región

La Península Ibérica se encuentra sometida a una compresión horizontal uniforme en dirección NNW-SSE, consecuencia de la convergencia entre las placas Euroasiática y Africana (Buforn *et al.*, 1988b; 2004). La actividad sísmica de la zona se caracteriza por ser moderada y se extiende a lo largo de todo el margen de placas, desde el Sur del Cabo de San Vicente hasta el norte de Argelia (Buforn *et al.*, 1988a). Presenta características muy diferentes a lo largo de la región, poniendo de manifiesto la complejidad de la misma (Buforn *et al.*, 1988b; Fernández-Ibáñez *et al.*, 2007).

En la figura 3.1 se muestra la distribución de epicentros de los terremotos de magnitud $M > 3$ ocurridos en la región Ibero-Mogrebí desde el 01/01/2000 hasta el 01/02/2016 ($h < 40$ km rojo; $40 < h < 150$ km verde; $h > 150$ km azul). En esta misma figura se muestran terremotos que han causado daños importantes, tanto en el periodo histórico (estrellas negras) como en periodo instrumental (círculos negros).

Se observa que en la zona del Cabo de San Vicente y Golfo de Cádiz, se han producido tres terremotos de magnitud mayor a 6: el 15/03/1964 ($M_s=6.4$; Udías y López Arroyo, 1969), 28/02/1969 ($M_s=8.0$; López Arroyo y Udías, 1972), y el más reciente el 12/02/2007 ($M_w=5.9$; Buform *et al.*, 2007; Pro *et al.*, 2013). La región del cabo de San Vicente suscita un gran interés para el estudio de un EEWS (Buform *et al.*, 2015), por ser el área dónde se localiza el epicentro del terremoto de 1755 ($I_{max}=X$; Martínez Solares y López Arroyo, 2004), que fue seguido de un gran tsunami.

En el Mar de Alborán, norte de Marruecos y sur-este peninsular, recientemente han tenido lugar varios terremotos de magnitud moderada (figura 3.1): el 26/05/1994 ($M_w=5.8$) (Bezzeghoud y Buform, 1999), el 24/02/2004 ($M_w=6.3$) en la región de Alhucemas (Cakir *et al.*, 2006), el 25/01/2016 ($M_w=6.3$) en el sur del mar de Alborán, y en el sur-este peninsular los terremotos del 02/02/1999 Mula ($M_w=5.1$; Buform *et al.*, 2005), 29/01/2005 Bullas ($M_w=4.5$; Buform *et al.*, 2006) y 11/05/2011 Lorca ($M_w=5.1$; Martínez Solares *et al.*, 2012; Pro *et al.*, 2014). Este último terremoto, pese a su menor magnitud, ha producido importantes daños y alarma social. En el sur de la Península Ibérica históricamente también han ocurrido terremotos de $I_{max}=X$ como el de 1829 en Torrevieja (Muñoz *et al.*, 1983; Rodríguez de la Torre, 1984), o el de 1884 en Arenas del Rey (Muñoz y Udías, 1981).

Asimismo, en el norte de Argelia ocurren terremotos que afectan a la Península Ibérica (figura 3.1), siendo el más reciente el terremoto de Boumerdes del 23/05/2003 ($M_w=6.8$; Delouis *et al.*, 2004; Yelles *et al.*, 2004), que generó un tsunami que afectó al SE de la Península e Islas Baleares. También son significativos los terremotos del 09/09/1954 en Orleansville ($M_s=6.5$; Dewey, 1991) o el del 10/10/1980 en El Asnam ($M_s=7.3$; Ambraseys, 1981). En esta zona históricamente han ocurrido terremotos de $I_{max}=X$, como el del 09/10/1790 Orán y el 15/01/1891 en El Asnam (figura 3.1).

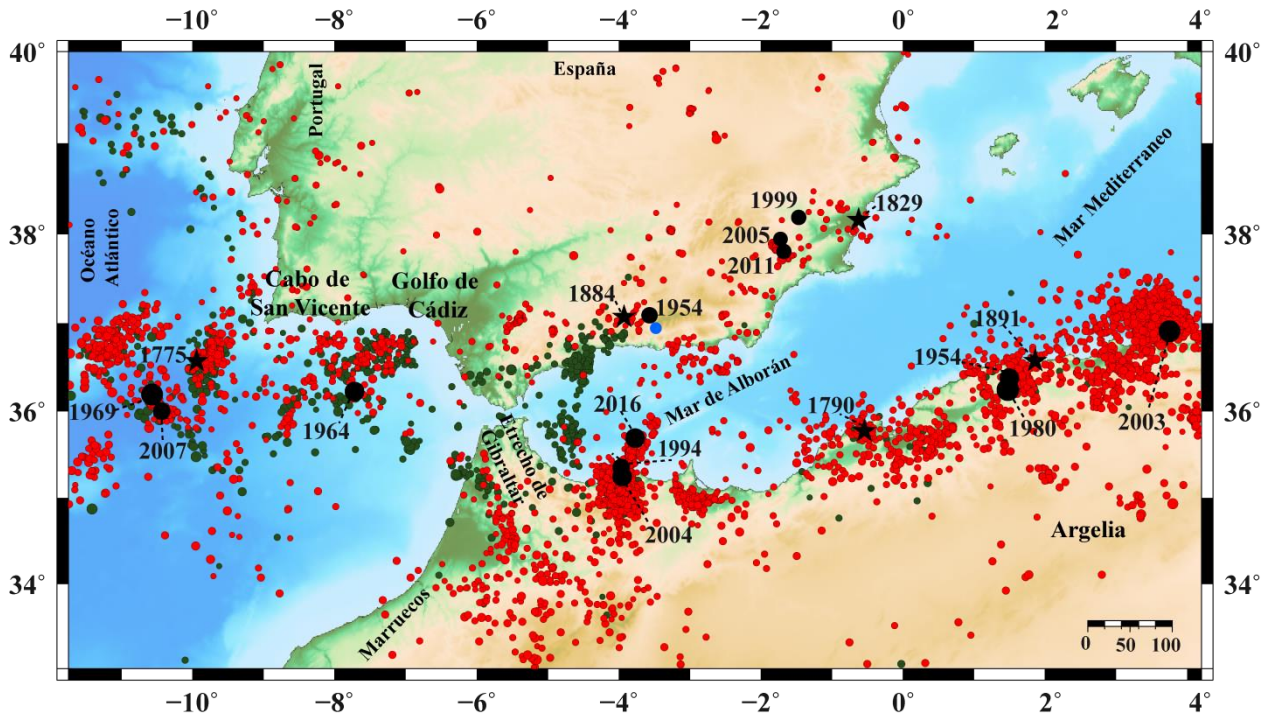


Figura 3.1: Epicentros de los terremotos con $M > 3$ ocurridos entre Enero de 2000 y Febrero de 2016. <http://www.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo.do>

La complejidad de la región Ibero-Mogrebí y su potencial de generar terremotos de gran magnitud es la que la hace de especial interés de cara al desarrollo de un sistema de alerta sísmica temprana que abarque por completo toda la región.

3.1.2 Redes sísmicas en la región Ibero-Mogrebí

Para la realización de esta tesis doctoral, se han empleado registros provenientes de tres redes de estaciones sísmicas localizadas en la Península Ibérica y Norte de África: la red de instrumentos de banda ancha (velocidad) y acelerógrafos del Instituto Geográfico Nacional (IGN/ES), la red de estaciones de banda ancha (velocidad) Western Mediterranean (WM, ROA/UCM) y la red de instrumentos de banda ancha del Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA, PM). También se han incluido registros la red temporal de banda ancha TEDESE (ROA/UCM) para algunos terremotos ocurridos en el periodo en el que estaba desplegada. A continuación se describe cada una de las redes. Las coordenadas de todas las estaciones utilizadas se muestran en el Anexo I.

Red del Instituto Geográfico Nacional

La red sísmica del Instituto Geográfico Nacional (IGN) cuenta actualmente con 73 estaciones permanentes (62 de ellas con transmisión digital). Las conexiones actuales son en tiempo real con el centro de recepción de datos, ubicado en la sede central del Instituto Geográfico Nacional situada en Madrid, con comunicación vía satélite VSAT (“Very Small Aperture Terminal”) y transmisión en tiempo real a través del protocolo SeisComp/SeedLink (<http://www.ign.es/ign/layoutIn/actividadesSismoRSN.do>).

En esta tesis, del total de las estaciones del IGN, se han utilizado 41 de ellas por encontrarse más próximas a la región Ibero-Mogrebí y tener transmisión de la señal en tiempo real (triángulos negros; figura 3.2 y tabla I.2 del Anexo I). La mayor parte de ellas son estaciones de banda ancha con sensor GURALP de tres componentes y sistema de adquisición de datos de 24 bits, y 100 muestras/segundo.

El Instituto Geográfico Nacional dispone también de una amplia red de acelerógrafos en todo el territorio nacional. Consta en la actualidad de 122 acelerómetros digitales de alta resolución, con GPS incorporado y conexión vía MODEM con el centro de datos en la sede del IGN en Madrid (<http://www.ign.es/ign/layoutIn/actividadesSismoRSN.do>). Los equipos digitales más recientes tienen una resolución de 18 bit. Su rango dinámico está comprendido entre 0.5 y 2g. En esta tesis doctoral, se han empleado registros de 26 de los acelerómetros de esta red (cuadrados negros; figura 3.2 y tabla I.3 del Anexo I).

Red Western Mediterranean

En el sur de España y el norte de África se encuentra desplegada, por el Real Observatorio de la Armada (ROA) junto con la Universidad Complutense de Madrid (UCM), la red Western Mediterranean (WM). Inicialmente esta red era conocida como ROA/UCM (Buforn *et al.*, 2002) pero fue renombrada como Western Mediterranean cuando se añadieron las estaciones fuera del territorio español.

Consta en la actualidad de 15 estaciones de banda ancha (Martín Dávila *et al.*, 2009). Las estaciones tienen sensores Streckeisen STS-2 o STS-2.5, frecuencias de 20 y 100 muestras/s y sistema de adquisición de datos de 24 bits (<http://geofon-open2.gfz->

potsdam.de/waveform/archive/network.php?ncode=WM). La transmisión en tiempo real se realiza con el protocolo SeisComp/SeedLink.

En esta tesis se han empleado datos provenientes de 11 estaciones (triángulos rojos, figura 3.2 y tabla I.4 del Anexo I) de las 15 totales de las que consta esta red.

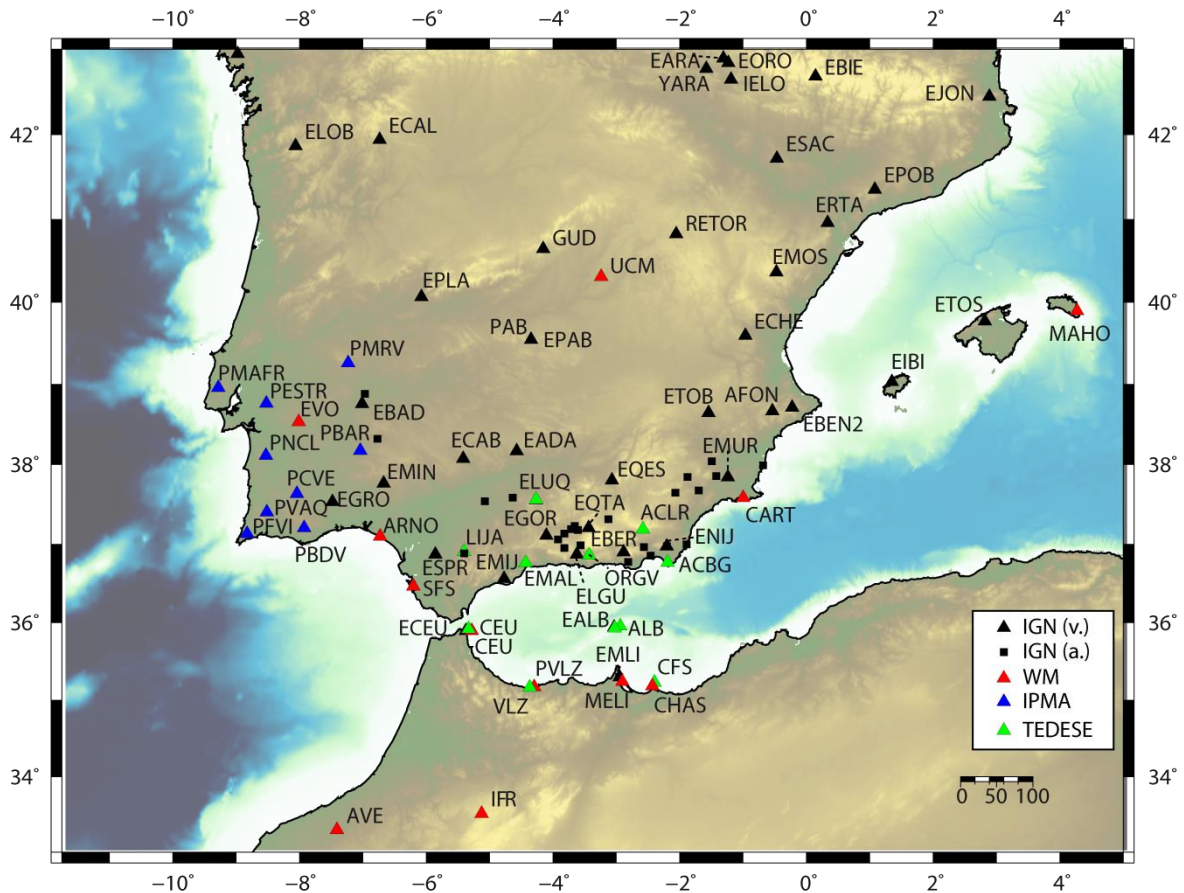


Figura 3.2: Redes de estaciones de la región Ibero-Mogrebí utilizadas en la tesis doctoral.

Red del Instituto Português do Mar e da Atmosfera

En Portugal, a partir del año 2006 y hasta la actualidad se ha desplegado una infraestructura de estaciones de alta calidad con mayor concentración en la zona sur del país. Están equipadas principalmente con sensores GURALP, realizando la transmisión en tiempo real a través del protocolo SeisComp/SeedLink con comunicación en las estaciones utilizando VSAT (Caldeira *et al.*, 2007; Custodio *et al.*, 2014).

En este trabajo se han utilizado datos de las componentes correspondientes a 100 muestras/s de 9 de las estaciones de esta red localizadas al sur de Portugal (triángulos azules, figura 3.2 y tabla I.5 del Anexo I).

Red temporal TEDESE

En el año 2001 la Universidad Complutense de Madrid (UCM), en colaboración con el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) y el GeoForschungsZentrum de Potsdam (GFZ), instaló en el sur de la Península Ibérica y en el norte de África, alrededor del mar de Alborán, la red temporal de banda ancha TEDESE (triángulos verdes, figura 3.2 y tabla I.6 del Anexo I). Esta red estuvo operativa hasta el año 2004, y constaba de 10 sismómetros de banda ancha con frecuencia de muestreo de 50 muestras/s (Rodríguez Abad, 2004).

3.1.3 Base de datos de la región Ibero-Mogrebí

Para realizar el estudio del EEWS en la región Ibero-Mogrebí, se han seleccionado una serie de terremotos ocurridos entre el año 2002 y el mes de febrero de 2016, en la región comprendida entre las coordenadas 33° y 40° N y 12° O y 4° E. En esta elección ha sido en base a la distribución de la sismicidad en la zona (figura 3.1) y la configuración de las redes sísmicas de la región (figura 3.2). La magnitud en el catálogo del IGN de estos terremotos es mayor a 3.8 (<http://www.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo.do>)

Con este criterio, el número total de terremotos seleccionados es 144, y se dispone de un total de 1793 registros de velocidad y 45 de aceleración, correspondientes a estaciones (figura 3.2) situadas a una distancia epicentral menor a los 700km.

En la figura 3.3 se muestra la localización de los epicentros de los terremotos que conforman la base de datos, y en el Anexo I se muestran las coordenadas hipocentrales y la magnitud de los mismos según el catálogo del IGN. En el Anexo I también se especifica en qué parte de la tesis ha sido utilizado cada terremoto, ya que no todos ellos han sido utilizados para desarrollar las correlaciones del EEWS en la región Ibero-Mogrebí (columna GRL de la tabla I.1), sino también para realizar el test de las correlaciones y simulaciones con PRESTo.

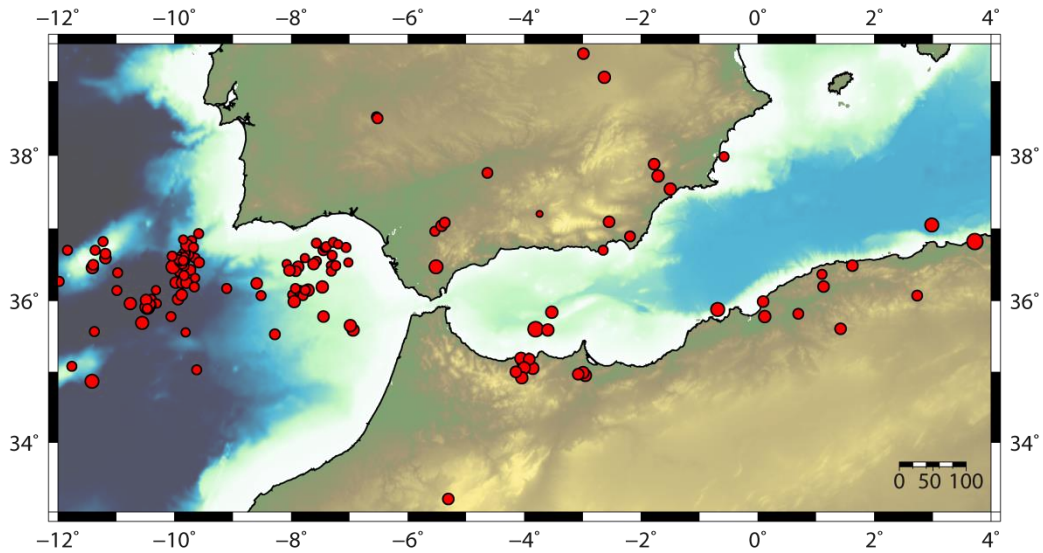


Figura 3.3: Epicentros de los terremotos que conforman la base de datos de la región Ibero-Mogrebí ($3.8 \leq M \leq 6.8$) ocurridos entre 2002 y febrero de 2016. El tamaño de los círculos es proporcional a la magnitud. (<http://www.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo.do>)

En la figura 3.4 se muestra el número de terremotos en función de la magnitud del catálogo IGN y de la distancia epicentral de la región Ibero-Mogrebí. Se aprecia que la mayor parte de los terremotos tiene una magnitud menor a 6. En cuanto a la distancia epicentral, el mayor número de datos está entre 200 y 400 km, siendo 62 el número de datos a distancia epicentral menor de 100 km.

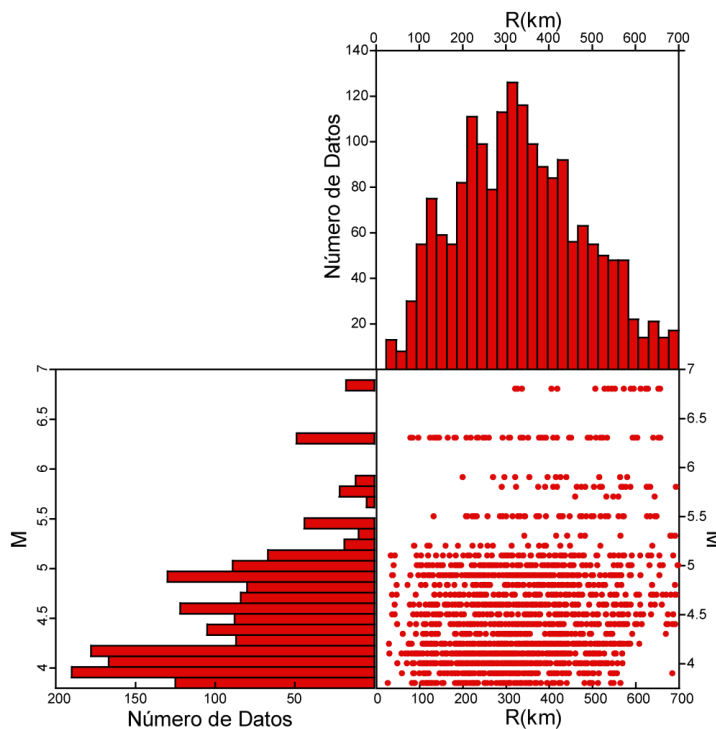


Figura 3.4: Distribución del número de terremotos de la región Ibero-Mogrebí en función de la magnitud y de la distancia epicentral.

3.2 Taiwán

Debido al pequeño número de terremotos de $M > 5$ en la base de datos de la región Ibero-Mogrebí, y a que la mayoría tiene su epicentro en el mar y en consecuencia su cobertura azimutal no es óptima, para completar el estudio del análisis de la longitud de la ventana de tiempo y la variación azimutal de los parámetros de la alerta, se han analizado también una serie de terremotos ocurridos en Taiwán. Esta elección es consecuencia de una estancia de 2 meses en el Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Taiwán (NTU) en el marco del programa de verano del Ministerio de Ciencia y Tecnología de Taiwán.

La isla de Taiwán se encuentra situada en el límite de placas Euroasiática y Filipina (Yu *et al.*, 1997; Vita-Finzi, 2000). La tasa de sismicidad es muy alta en la isla de Taiwán y alrededores, ocurriendo la mayor parte de los terremotos tienen foco en el mar, mientras que terremotos de mayor magnitud ($5 < M < 8$) tienen su foco en tierra bajo la isla (Wen *et al.*, 2014). Este es el caso de los terremotos de 1910 ($M_L = 7.8$), 1920 ($M_L = 8.0$), 1935 ($M_L = 7.1$), el terremoto de Chi-Chi en 1999 ($M_w = 7.6$) que causó más de 2000 muertos (Wu, Y-H. *et al.*, 2013) o el reciente terremoto del 06/02/2016 ($M_w = 6.4$). Como se ha indicado en la introducción de la memoria de esta tesis, Taiwán es uno de los países pioneros en el desarrollo de los EEWS.

3.2.1 Base de datos

Se han seleccionado los 20 terremotos de mayor magnitud ($M_L \geq 5$) ocurridos en la isla de Taiwán y alrededores entre el 01/06/2012 y el 01/06/2014 (figura 3.5a).

En el Anexo II (tabla II.1) se indican las coordenadas hipocentrales de los 20 terremotos y la magnitud M_L tomadas del catálogo del “Central Weather Bureau” (CWB) de Taiwán (<http://www.cwb.gov.tw/V7e/earthquake/seismic.htm>). Cada terremoto se indica con un código para su mejor identificación, empleando el prefijo TW y un número, ordenando los terremotos de mayor a menor magnitud.

3.2.2 Red de instrumentos de Taiwán

Para el estudio de los terremotos de Taiwán se han utilizado datos provenientes de acelerómetros de dos redes diferentes, la “Taiwan Strong Motion Instrumentation

Program” (TSMIP) y la red de dispositivos de bajo coste P-alert. En total se disponen de una totalidad de 2954 registros de la red TSMIP y de 2465 registros de aceleración de la red P-alert.

TSMIP

Esta red consta de más de 650 acelerógrafos y 58 redes densas en nueve áreas metropolitanas (Wen *et al.*, 2004) (figura 3.5b). Todas las estaciones tienen una resolución de 16 bits y pueden registrar movimientos del suelo de hasta 2g (Liu *et al.*, 1999; Wen *et al.*, 2004). En esta tesis se han empleado los datos de aceleración de todas las estaciones de esta red (triángulos negros; figura 3.5b) que hayan registrado los terremotos de la base de datos (tabla II.1) a una distancia epicentral inferior a 200km (tabla II.2 del Anexo II).

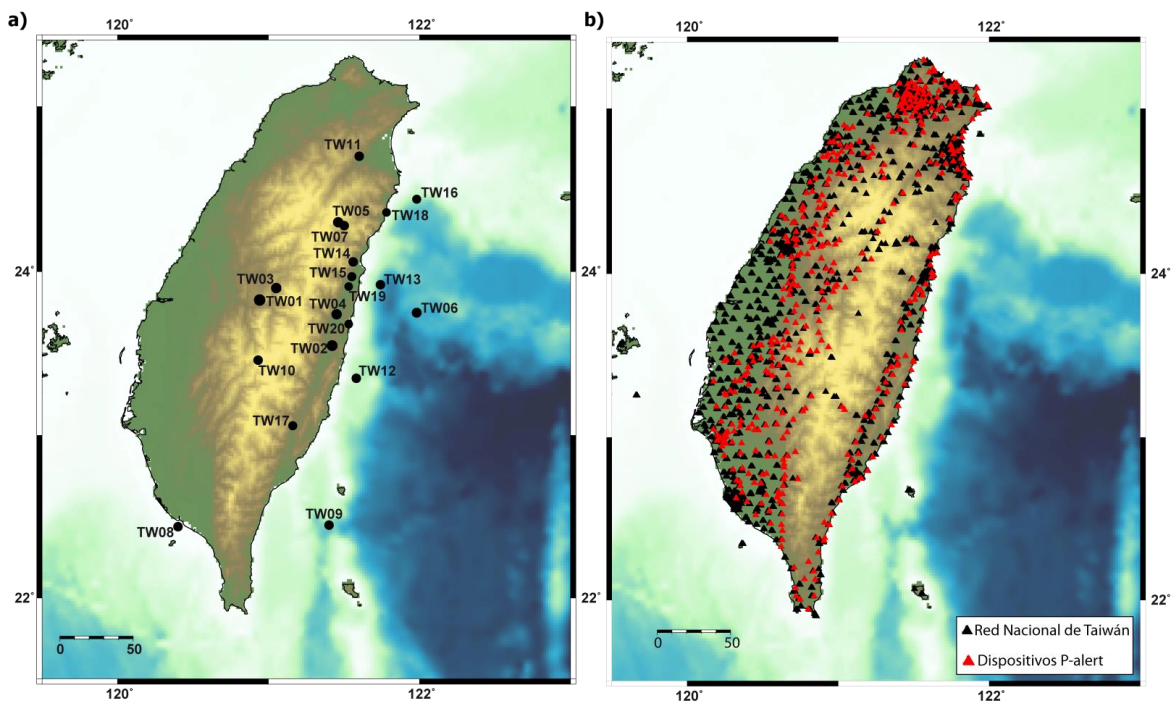


Figura 3.5: a) Epicentros de los terremotos de Taiwán (tamaño de los círculos proporcional a la magnitud) (tabla II.1 Anexo II) b) Estaciones de la red TSMIP (negro) y de la red de dispositivos P-alert (rojo).

P-alert

En los últimos años, orientado al sistema de alerta sísmica temprana taiwanés, se ha instalado por toda la isla una densa red con más de 400 acelerómetros de bajo coste

MEMS (“Micro Electro Mechanical Systems”), de 16 bits de rango dinámico y de muestreo 100Hz (Wu *et al.*, 2013; Hsieh *et al.*, 2014) (figura 3.5b).

Estos acelerógrafos forman parte de la red de dispositivos llamada P-alert, que además de registrar la aceleración del suelo, tienen integrados algoritmos para un EEWS tipo *in-situ* en Taiwán (Wu *et al.*, 2013).

Los registros de acelerógrafos de bajo coste ofrecen buenos resultados en terremotos que se producen a distancias epicentrales cercanas (<50 km). Para esta tesis se han empleado registros de estos dispositivos P-alert (triángulos rojos; figura 3.5b) que hayan registrado los terremotos de la base de datos (tabla II.1) a menos de 200km (tabla II.3 del Anexo II).

En la figura 3.6 se muestra el número de terremotos en función de la magnitud local del catálogo del CWB y de la distancia epicentral de la base de datos de Taiwán. El mayor número de datos se tiene para los terremotos de mayor magnitud ($M_L > 6.0$) y para distancias epicentrales menores de 50 km.

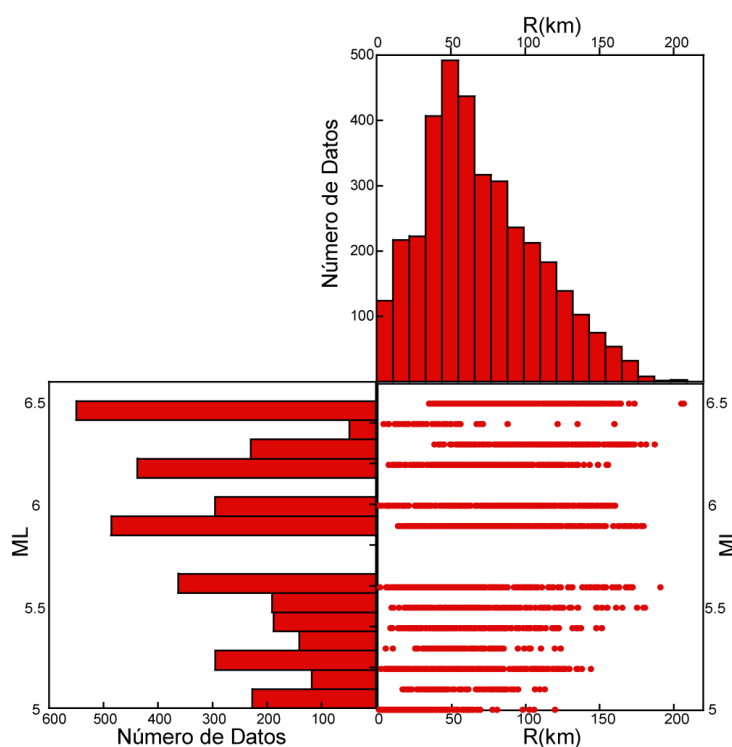


Figura 3.6: Distribución del número de terremotos de Taiwán en función de la magnitud y de la distancia epicentral.

En la figura 3.7 se muestra un ejemplo de tres registros, uno de velocidad y dos de aceleración para 3 estaciones de las redes IGN, TSMIP y P-alert a la misma distancia epicentral (138 km) y magnitud $M_w=6.3$ para el IGN y $M_L=6.5$ para Taiwán. En esta figura se aprecia la diferencia entre un registro de velocidad (IGN) y de aceleración (TSMIP y P-alert). En los registros de aceleración de las dos redes taiwanesas no se aprecia diferencia, pero al realizar la doble integración (y tras aplicar un filtro Butterworth de 2 polos y frecuencia esquina 0.075 Hz), sí que se manifiesta diferencia. En el registro de la red P-alert (estación W276) se ha introducido un ruido de baja frecuencia al efectuar la doble integración que no se puede eliminar con el filtro, y es debido al tipo de instrumento. Por esta razón, los registros de la red P-alert serán descartados al estimar el parámetro P_d .

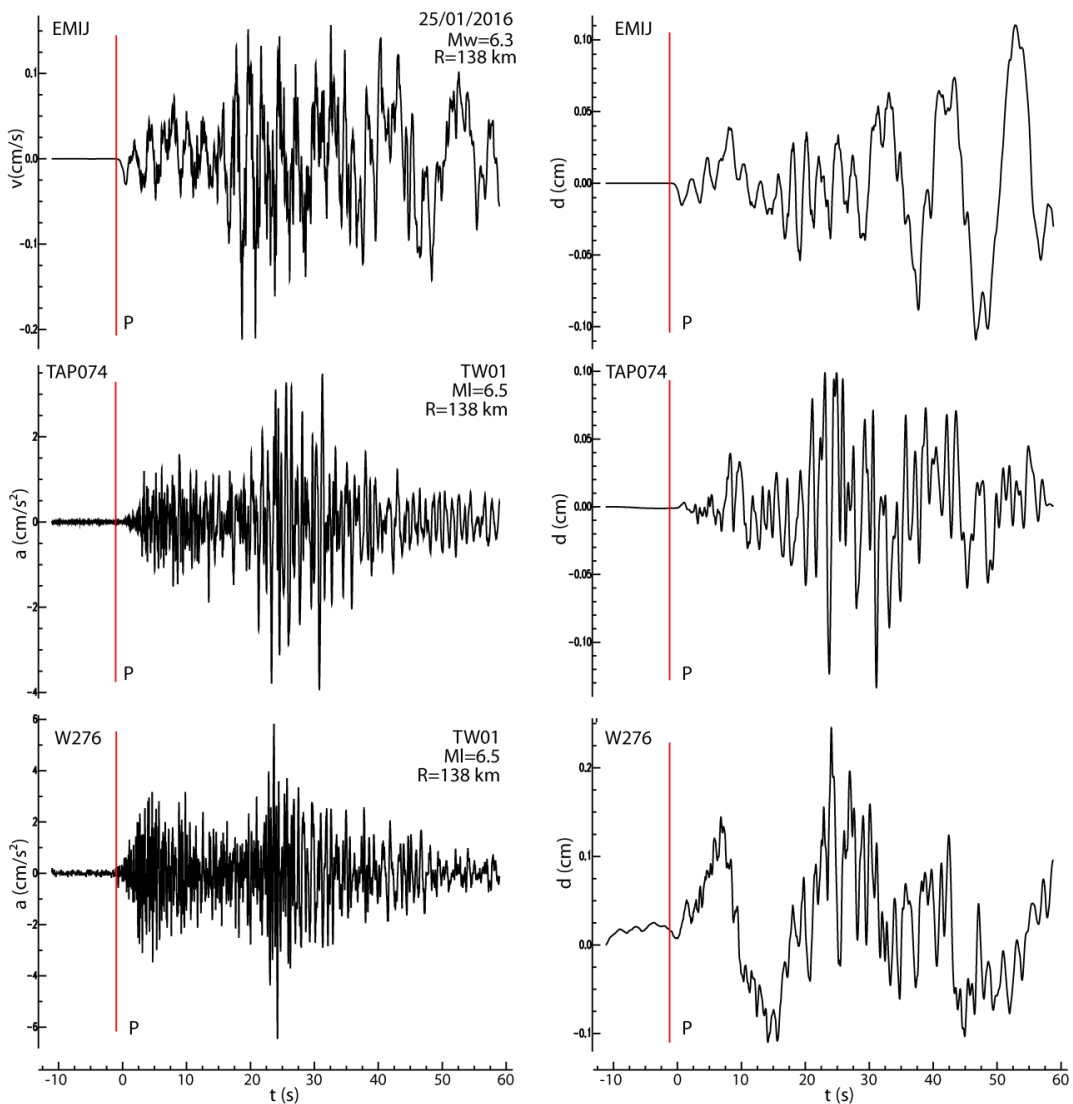


Figura 3.7: Ejemplo de registros (componente vertical) de las redes IGN, TSMIP y P-alert (izquierda). A la derecha se muestra el registro en desplazamiento.

3.3 Software y observaciones

En esta sección se describe el conjunto de programas utilizados y se detalla el procesamiento de datos seguido para la realización de esta tesis doctoral.

3.3.1 Software utilizado

En este apartado se incluye una breve descripción del software utilizado, tanto del ya existente, como del que se ha realizado alguna modificación o ha sido desarrollado específicamente para la tesis. En el Anexo III se describe más ampliamente el funcionamiento de estos programas, y se incluye el código de los programas desarrollados para la tesis.

Programas existentes

- **cassol**: se utiliza para obtener el azimut y el ángulo de incidencia de la estación.
- **fit_cornerPTW_3piecewise**: programa que se utiliza para realizar el ajuste de la evolución temporal del parámetro P_d (P_v) en función de la PTW.
- **GMT**: Se ha utilizado para generar las ilustraciones de mapas y algunos gráficos X-Y de esta tesis.
- **KaleidaGraph 4.0**: conjunto de herramientas con el que se han realizado el análisis de datos, representaciones gráficas de los resultados y ajuste de las distribuciones.
- **mecsta**: este programa se ha utilizado para calcular la amplitud teórica de la onda P en cada estación.
- **Microsoft Excel 2010**: se han utilizado las hojas de cálculo para el almacenamiento de datos, su análisis y resultados.
- **mseed2sac**: convierte los datos de registros en formato Mini-SEED a formato SAC.
- **NonLinLoc**: se ha utilizado para calcular los tiempos de llegada teóricos a las estaciones y ciudades objetivos de la región Ibero-Mogrebí.
- **PRESTo**: este programa se ha utilizado para comprobar las correlaciones en un EEWS operativo.
- **rdseed**: se ha utilizado para convertir registros en formato SEED a formato SAC.

- **rsac:** este programa se ha utilizado para leer archivos en formato SAC con MATLAB.
- **SAC:** Se ha utilizado para leer, procesar y analizar los registros en formato SAC, y obtener los parámetros P_d , P_v y P_a .
- **tsmip2sac:** se ha utilizado para convertir registros en formato *tsmip* a formato SAC.
- **wsac:** se ha utilizado para escribir ficheros en formato SAC en MATLAB.

Programas modificados

Las modificaciones realizadas se especifican en el Anexo III.

- **SM2SAC:** se ha utilizado para transformar los formatos *acc* y *v1* de registros de aceleración a formato SAC.
- **tauwu.:** programa que calcula el valor de τ_c para registros de velocidad de un terremoto en un número variable de estaciones.
- **tauwu_ace:** programa que calcula el valor de τ_c para registros de aceleración de un terremoto en un número variable de estaciones.

Programas desarrollados

- **chcoord:** este programa introduce las coordenadas de la latitud y longitud de una estación en la cabecera de los archivos SAC.
- **leeACEv1:** se utiliza para leer ficheros de aceleración con formato *v1* y reescribirlo en dos columnas tiempo y aceleración.
- **ptw:** permite calcular los parámetros P_v y P_d para registros de aceleración en ventanas de tiempo aumentadas progresivamente.
- **ptw_vel:** permite calcula los parámetros P_v y P_d para registros de velocidad en ventanas de tiempo aumentadas progresivamente.
- **ptwPD:** calcula los valores medios de P_d reducido a una distancia estándar a partir de la salida de los programas *ptw* y *ptw_vel*.
- **ptwPV:** calcula los valores medios de P_v reducido a una distancia estándar a partir de la salida de los programas *ptw* y *ptw_vel*.
- **separar:** programa que extrae la información del formato de registros de aceleración *acc* (ASCII) y la reescribe separándola por componentes.

3.3.2 Procesado de datos

En esta sección se detalla brevemente el proceso seguido para obtener los parámetros del EEWS, las correlaciones y los diferentes análisis a partir de los sismogramas. Una descripción más exhaustiva del procesado se muestra en el Anexo IV, junto a los scripts utilizados.

Formatos y conversión


Para poder analizar los registros se ha elegido el software SAC (“Seismic Analysis Code”, Goldstein *et al.*, 2003). Consecuentemente es necesario convertir los diferentes formatos de los registros a formato SAC. A continuación se describe este proceso para los diferentes formatos.

Los registros velocidad de la estaciones de banda ancha de la región Ibero-Mogrebí (figura 3.2) se encuentran en formato *Mini-SEED* o *SEED*. Se convierten a formato SAC utilizando los programas *mseed2sac* o *rdseed* respectivamente. Los registros de aceleración para esta región se encuentran en formato *acc* y *v1* (ASCII). Para convertir el formato *acc* se utilizan los programas *separar* y *SM2SAC*. Para el formato *v1* se utilizan los programas *leeACEv1* y *SM2SAC*.

El formato de los registros de aceleración de Taiwán es diferente para las dos redes utilizadas (figura 3.5b). Para convertir a formato SAC los registros de la red TSMIP se utiliza el software *tsmip2sac*. El formato de la red P-alert es directamente legible con SAC.

En la tabla 3.1 se resumen las diferentes conversiones que han sido necesarias.

Tabla 3.1.- Esquema de conversión de los diferentes formatos a SAC.

	Formato Inicial	Programa Conversor	Formato Final
Velocidad	Mini-SEED	mseed2sac	SAC
	SEED	Rdseed	
Aceleración	Acc	separar + SM2SAC	
	v1	leeACEv1 + SM2SAC	
	Tsmip p-alert	tsmip2sac 	

Pre-procesado

A los sismogramas, ya sean registros de velocidad o aceleración, se les ha aplicado un proceso común previo con el software SAC. Entre paréntesis y en cursiva se indica el comando SAC utilizado.

En primer lugar se introducen las coordenadas del epicentro y profundidad del terremoto y su magnitud (*chhdr*) para obtener la distancia epicentral y el azimut en la cabecera de los archivos *SAC*. Posteriormente se aplican una serie de correcciones sobre el sismograma:

1. Corrección por la media (*rmean*)
2. Eliminación la tendencia lineal (*rtrend*)
3. Disminución gradual de los extremos (*taper*)

En la figura 3.8 se muestra un ejemplo de la aplicación de este proceso con el registro original de la componente vertical de la estación PESTR del terremoto del 12/02/2007 ($M_w=5.9$).

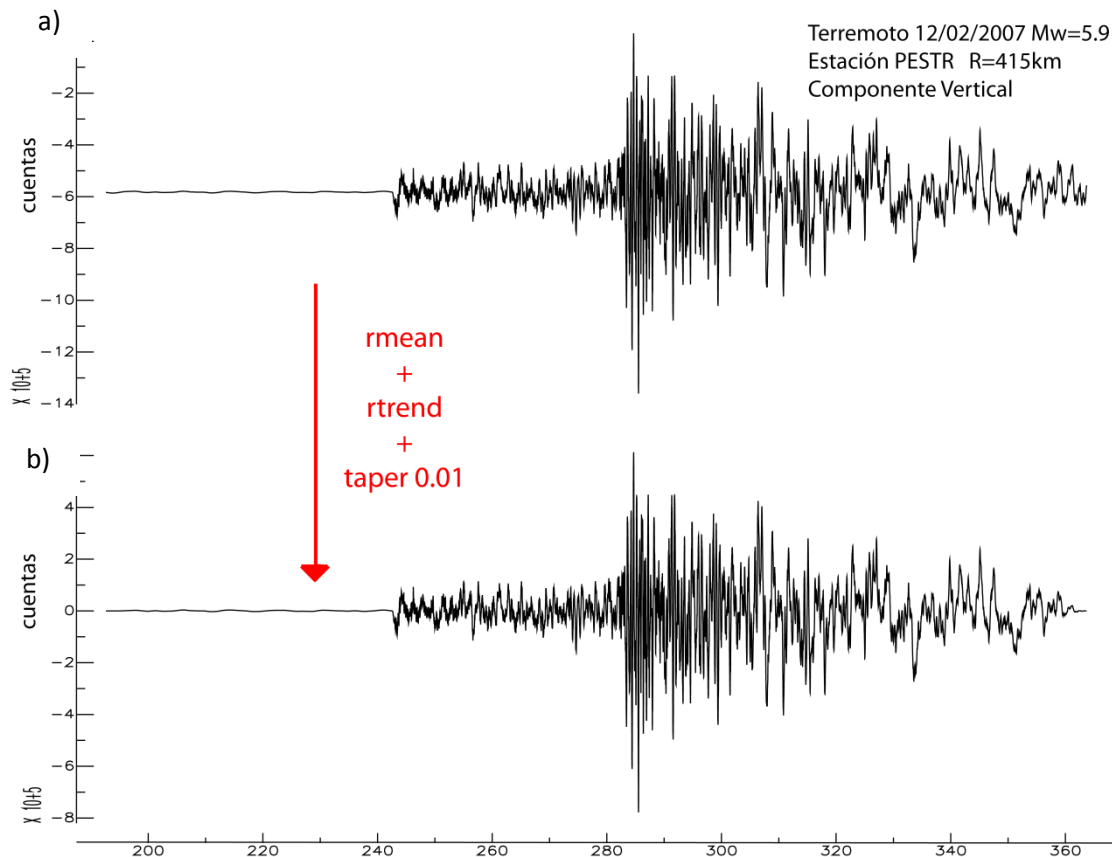


Figura 3.8: a) Registro original de la componente vertical de la estación PESTR del terremoto del 12/02/2007 b) Registro resultante tras aplicar las correcciones

El sismograma original (figura 3.8a) el cero se encuentra desplazado a -6×10^5 cuentas. Al aplicar la corrección por la media, por la pendiente y la disminución gradual de los extremos se consigue centrar el registro en 0 (figura 3.8b). Lograr que el registro este centrado lo mejor posible en la amplitud 0 es esencial para obtener valores correctos del parámetro P_d (P_v o P_a).

Tras realizar las correcciones sobre los sismogramas, se procede a marcar de nuevo de forma manual la primera llegada de la onda P en todos los registros (*ppk markall*). Este remarcado se realiza por la importancia de determinar la llegada de la onda P lo más exactamente posible ya que a partir de ella se define la ventana τ_0 utilizada la obtención de los parámetros del EEWS.

Obtención de los parámetros P_d , P_v , τ_c y PGV y ajuste de las correlaciones

Una vez se han corregido los registros y re-marcado las llegadas de la onda P, se procede a determinar los valores observados necesarios para el cálculo de los parámetros P_d y τ_c (ecuación 2.6).

Los parámetros basados en la amplitud como P_d , P_v o PGV se han obtenido con el software SAC, siguiendo las siguientes etapas para cada uno de ellos:

- **P_d .** En caso de obtenerse a partir de registros de velocidad, primero se integra el registro completo de velocidad para obtener desplazamiento, filtrando con un filtro tipo Butterworth paso alto de dos polos y frecuencia esquina 0.075 Hz. Posteriormente se corta a la longitud ventana deseada ($\tau_0=3s$ en el ejemplo del macro) y se guarda el valor máximo de amplitud en un archivo de texto.

Si se trata de registros de aceleración, es necesaria una doble integración y posteriormente se aplica el mismo tipo de filtro. Los pasos restantes para obtener P_d son análogos al caso anterior. Este procesado se realiza utilizando los macros que se muestran en el Anexo IV.

En la figura 3.9 se muestra el procesado completo para la componente vertical del registro de velocidad de la estación PFVI del terremoto del 12/02/2007 ($M_w=5.9$).

A continuación, se procesan los ficheros de salida con Excel, para convertir las unidades de cuentas a cm, dividiendo por la correspondiente sensibilidad del instrumento en el caso de registros de estaciones de la RIM, la cual puede variar en función fecha (Anexo V).

- **P_v**: en caso de obtenerse a partir de registros de velocidad, el registro se corta a la longitud τ_0 deseada (3s en la figura 3.10) y se guarda el valor máximo de amplitud en un archivo de texto.

Para obtener P_v a partir de registros de aceleración, previamente es necesario integrar para obtener el registro de velocidad y aplicar el filtro Butterworth paso alto de dos polos y frecuencia esquina 0.075 Hz. Posteriormente, los pasos para hallar P_v son los mismos que el caso anterior. Este procesado se realiza utilizando los macros que se muestran en el Anexo IV. En la figura 3.10 se muestra resultado de aplicar este procesado para en un registro de velocidad. Para determinar el máximo de P_v en valor absoluto y para convertir las unidades de cuentas a cm/s, se procesa el fichero de salida con Excel, dividiendo entre la sensibilidad en función del instrumento y fecha correspondiente (Anexo V).

- **PGV**: a partir de registros de velocidad se guarda en un archivo de texto la máxima amplitud de los registros completos componentes Norte-Sur y Este-Oeste.

Si se obtiene PGV a partir de registros de aceleración, en primer lugar se debe integrar el registro completo y aplicar el filtro. A continuación se procede de igual forma que en el caso anterior. Este procesado se realiza utilizando los macros que se muestran en el Anexo IV. En la figura 3.11 se muestra el resultado de aplicar este procesado a las componentes horizontales del registro de aceleración del terremoto del 11705/2011 ($M_w=5.1$) en la estación MUL (tabla I.3 del Anexo I).

El PGV se obtiene como el máximo del valor absoluto entre las dos componentes, previa transformación de las unidades digitales a cm/s (dividiendo por la sensibilidad en caso de registro de velocidad, Anexo V).

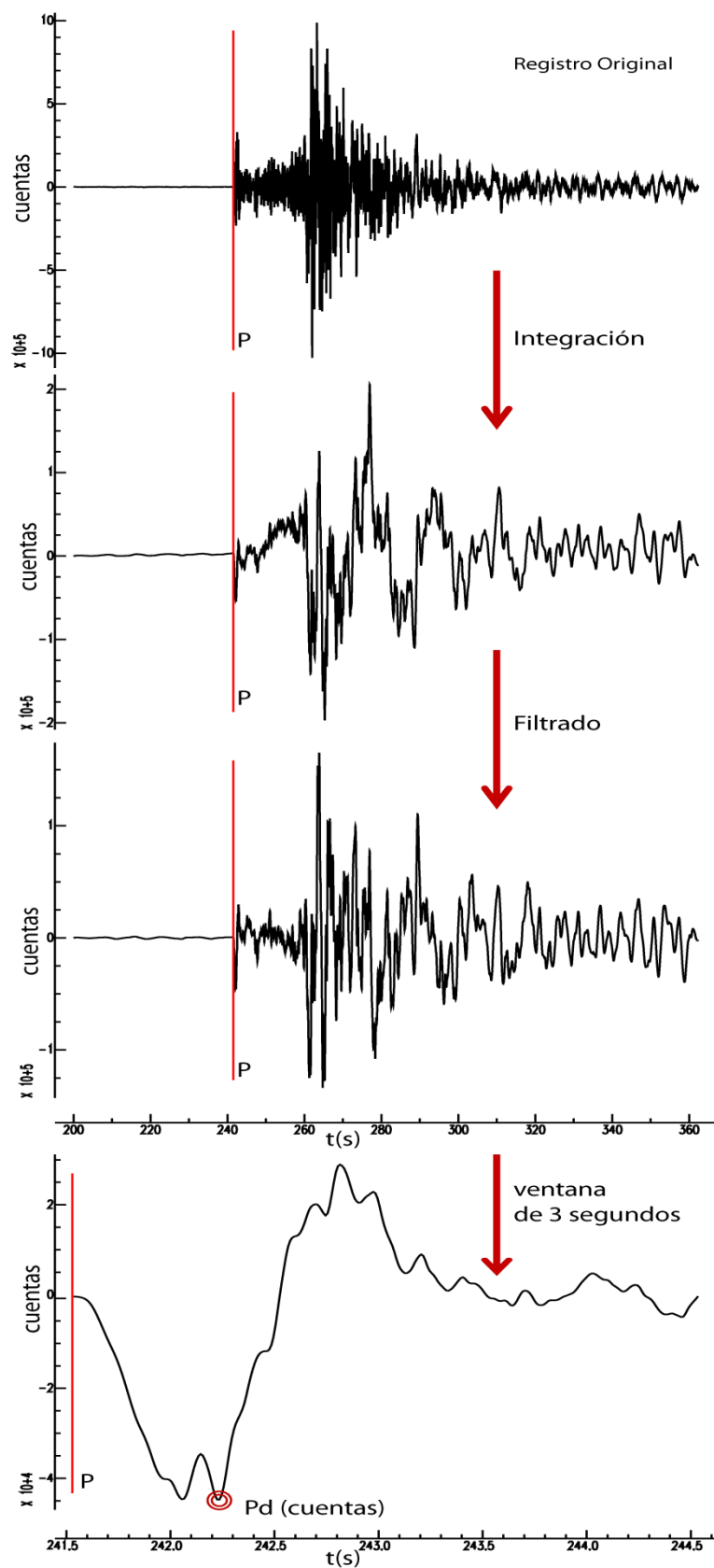


Figura 3.9: Procesado de un sismograma en velocidad **a)** registro original, componente vertical de la estación PFVI del terremoto de la figura 3.8 **b)** registro en desplazamiento **c)** filtrado **d)** ventana de tiempo τ_0 de 3 segundos. Valor P_d (círculo rojo).

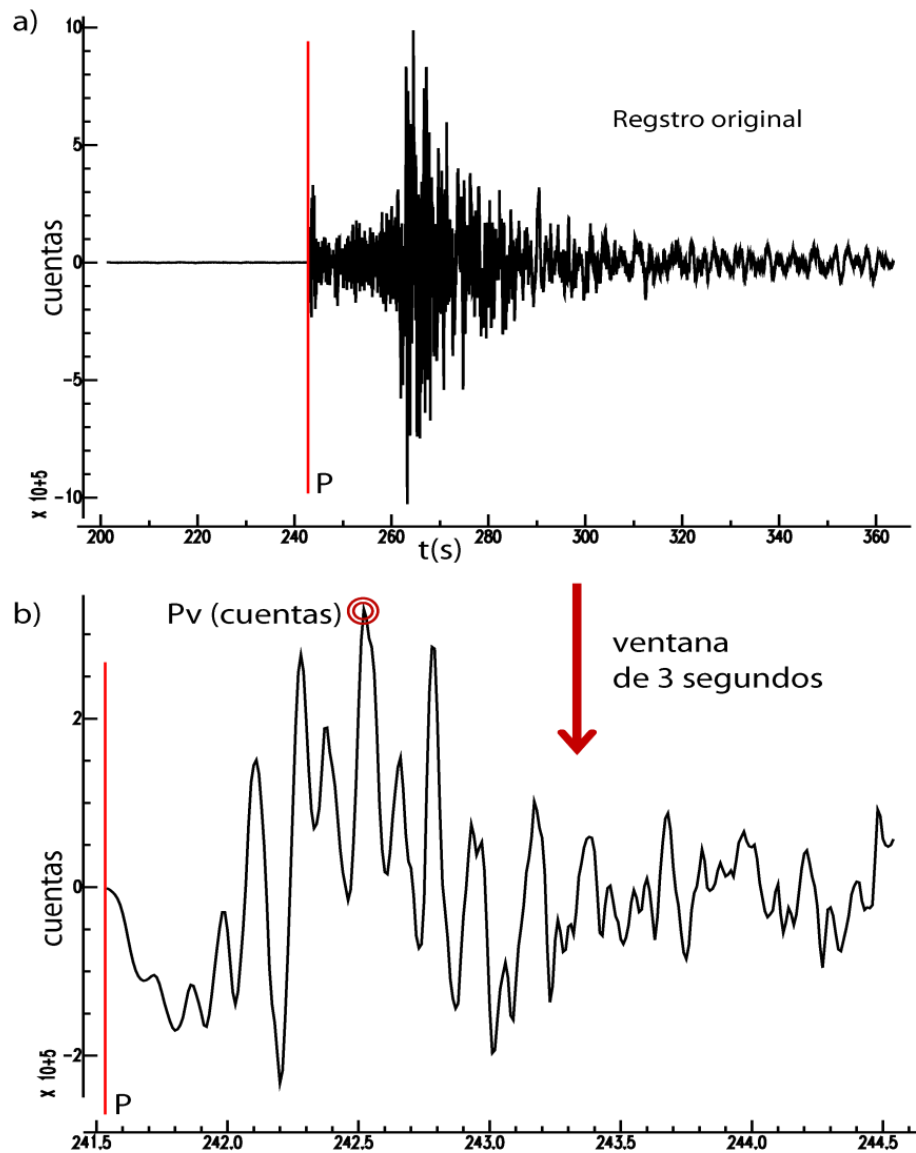


Figura 3.10: Procesado de un sismograma de velocidad **a)** registro original, componente vertical de la estación PFVI del terremoto de la figura 3.8 **b)** ventana de tiempo de 3s. Valor P_v (círculo rojo).

Para obtener el parámetro τ_c se utiliza la ecuación 2.6. Dado que en SAC es complejo aplicar dicha expresión, para calcular τ_c se han utilizado, en el caso de registros de velocidad, los programas rsac, wsac y tauwu con MATLAB para leer, escribir los ficheros SAC y calcular τ_c respectivamente. En el caso de registros de aceleración, tauwu se reemplaza por tauwu_ace. El fichero de texto de salida es posteriormente procesado con Excel para almacenar los valores obtenidos.

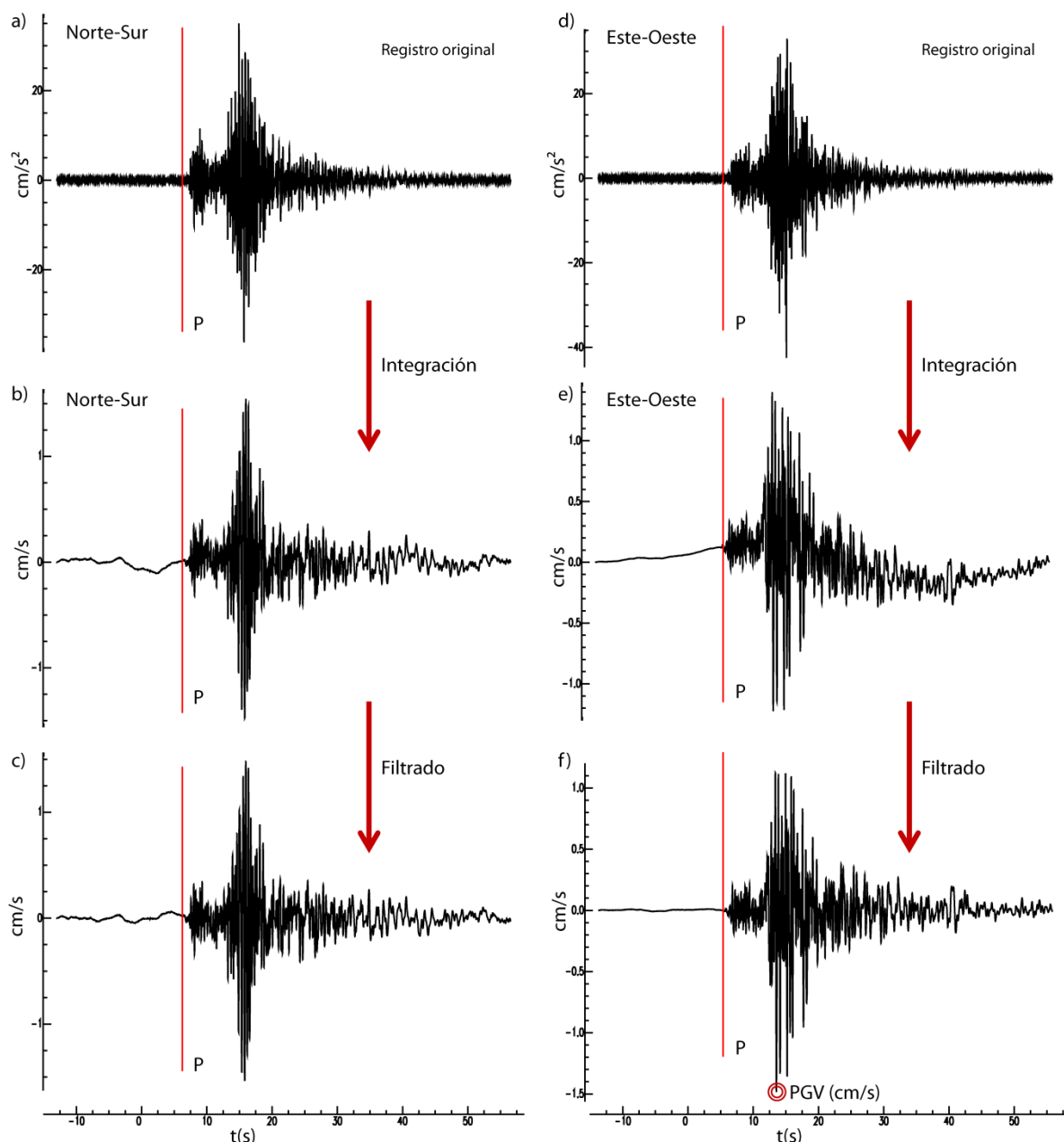


Figura 3.11: Procesado de un sismograma de aceleración. Terremoto del 11/05/2011, estación MUL
a) registro de aceleración, **b)** registro integrado y **c)** aplicación del filtro en la componente Norte-Sur.
d), e) y **f)** análogas para la componente Este-Oeste. Valor PGV círculo rojo.

Tras obtener todos los parámetros del EEWS se procede a obtener sus correlaciones con la magnitud y la intensidad. Para esta fase se emplean de manera simultánea dos programas Excel y KaleidaGraph. El proceso detallado se muestra en el Anexo IV.

- **P_d , P_v versus Magnitud:** Se calculan los coeficientes de las ecuaciones 2.8 y 2.11 y posteriormente se reduce P_d (P_v) a la distancia estándar ρ , aplicando las ecuaciones 2.9 y 2.12 (obteniendo P_d^ρ y P_v^ρ). A continuación se representan los

valores de $\log P_d^p$ ($\log P_v^p$) frente a la magnitud calculando un valor promedio en intervalos de magnitud 0.3M. Estos promedios se ajustan a una recta obteniendo los coeficientes de las ecuaciones 2.10 y 2.13.

- **P_d versus PGV:** Se calculan los coeficientes de la ecuación 2.20 tras ajustar a una recta los valores logarítmicos de PGV y P_d .
- **τ_c versus Magnitud:** Se obtienen los coeficientes de la ecuación 2.7 tras ajustar los valores promedio de $\log \tau_c$ en intervalos de magnitud 0.3M.

Mapas de intensidad

Para la generación de mapas de intensidad esperada o teórica a partir de los valores de PGV estimados empíricamente a partir del parámetro P_d (ecuación 2.20; tabla 2.2) se emplea el software GMT para generar un mapa que promedie en toda la malla las observaciones puntuales (estaciones). Los mapas de intensidad esperada serán comparados con mapas de intensidad observada obtenidos de igual forma con GMT promediando en toda la malla las observaciones puntuales en las localidades. En el Anexo IV se muestra un ejemplo de macro GMT utilizado para generar los mapas de intensidad.

Ventana temporal variable

Para llevar a cabo un estudio similar al realizado por Colombelli *et al.*, (2014) con terremotos de la región Ibero-Mogrebí y de Taiwán, se estima el parámetro P_d (P_v) en ventanas de tiempo τ_0 (denominadas PTW) progresivamente extendidas 0.02s desde la primera llegada de la onda P hasta una PTW máxima que dependerá del tiempo de llegada de la onda S. Se utiliza el programa ptw (ptw_vel), ya que este software permite agilizar el proceso de cálculo. Para ajustar los valores de P_d (P_v) frente a PTW al modelo propuesto por Colombelli *et al.*, (2014) se utiliza el programa fit_cornerPTW_3piecewise.

En el anexo IV se detalla el proceso para determinar la PTW máxima y para llevar a cabo el ajuste al modelo.

Variación azimutal de los parámetros P_d y τ_c y patrón de radiación de la onda P

Para realizar este estudio de la variación azimutal, en primer lugar se ha obtenido el patrón de radiación de la onda P. Para ello es necesario conocer el mecanismo focal del terremoto, el azimut y el ángulo de incidencia en todas las estaciones. Para calcular el azimut y ángulo de incidencia de cada estación se ha utilizado el programa *cassol*. Posteriormente, para obtener la amplitud teórica del patrón de radiación en cada estación se utiliza el programa *mecsta*.

Finalmente, para realizar la comparación, se representan gráficamente de forma simultánea la amplitud teórica de la onda P y los valores de P_v^0 y τ_c normalizados frente al azimut utilizando el software *KaleidaGraph*. Para realizar la normalización de P_v^0 y τ_c se divide entre el valor máximo correspondiente.

Test en un EEWS operativo

Se utiliza el software *PRESTo* para comprobar como funcionaria un EEWS operando en la región Ibero-Mogrebí con las correlaciones obtenidas. Se aplica de dos formas diferentes: en tiempo real de las señales de las estaciones de banda ancha de las redes de la región Ibero-Mogrebí, y realizando simulaciones de los mayores terremotos ocurridos en esta región.

El funcionamiento de *PRESTo* en tiempo real se ha estudiado en un periodo de 5 meses. Para recibir en tiempo real la señal de las estaciones, se ha conectado con ellas a través de *SeisComp3* y del protocolo de comunicación *SeedLink*. Para analizar el funcionamiento, se examina el número de terremotos detectados, el número de falsas detecciones y el número de terremotos que debería haber notificado el programa y no lo ha hecho. Además, se analizara de manera estadística el error cometido en la determinación del epicentro, hora origen y magnitud, con respecto a lo notificado por el IGN. Por último, se analizará de manera más específica el terremoto de mayor magnitud registrado durante el tiempo de funcionamiento.

Finalmente, se van a realizar simulaciones de los terremotos de mayor magnitud ya ocurridos, a partir de sus registros en formato *SAC*. Tras la simulación, se analizan los errores cometidos en la determinación del epicentro, hora origen y magnitud, en dos instantes: primera alerta de terremoto e instante final. Adicionalmente se analizan los “*lead times*” disponibles para las 10 ciudades más cercanas al epicentro.

3.4 Homogeneización de la magnitud. Criterio de calidad de los registros

Esta parte de la tesis ha sido publicada en el año 2015 en la revista “Pure and Applied Geophysics” del SCI cuya referencia completa es:

M. Carranza, E. Buforn, A. Zollo (2015). Testing the Earthquake Early-Warning Parameter Correlations in the Southern Iberian Peninsula. *Pure Appl. Geophys.*, 172, Issue 9, 2435-2448, doi: 10.1007/s00024-015-1061-6

La publicación completa puede descargarse de la página oficial a través de la revista: <http://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00024-015-1061-6#/page-1> Brevemente se resumen los resultados.

En ésta publicación se analiza la homogeneidad de la magnitud del catálogo del IGN que utiliza tres escalas diferentes de magnitud en función de la localización del epicentro del terremoto (ecuaciones 2.1, 2.2 y 2.3) y se estudia un criterio de calidad de los registros basado en la relación señal ruido.

La necesidad de estudiar la homogeneidad del catálogo de magnitud radica en que los parámetros P_d y τ_c se relacionan mediante una regresión lineal directa con la magnitud. Por lo tanto para obtener correlaciones coherentes, es necesario disponer de una única escala de magnitud.

Para estudiar el grado de equivalencia de las tres escalas de magnitud del catálogo del IGN (<http://www.ign.es/ign/head/sismoTipoMagnitud.do>), se compara para una serie de terremotos (listados en el Anexo VI), la magnitud del catálogo IGN que puede ser tipo: $m_{b(V-C)}$, $m_{bLg(L)}$ y M_w (capítulo 2), con la magnitud momento M_w obtenida por diferentes autores directamente a partir del momento sísmico escalar M_0 .

Como resultado se obtiene que la magnitud de las escalas $m_{b(V-C)}$ y $m_{bLg(L)}$ es mayor que la magnitud momento M_w y por tanto las tres escalas no son uniformes ni adecuadas para emplearlas simultáneamente para obtener las correlaciones del EEWS. La solución propuesta es aplicar las ecuaciones publicadas por Cabañas *et al.*, (2012) y el Instituto

Geográfico Nacional (2013), que transforman las diferentes magnitudes del catálogo en magnitud M_w según las ecuaciones:

$$M_w = 1.213m_{b(V-C)} - 1.528 \quad (3.1)$$

$$M_w = 0.836m_{bLg(L)} + 0.676 \quad (3.2)$$

Al aplicar las ecuaciones 3.1 y 3.2 sobre la base de datos de terremotos, se consigue homogenizar las diferentes magnitudes del catálogo. Se concluye que para obtener las correlaciones τ_c y P_d versus magnitud se utilizará la M_w bien calculada directamente o utilizando las ecuaciones 3.1 y 3.2.

En la segunda parte del estudio, se analiza un criterio de calidad de los registros, ya que el valor de los parámetros P_d y τ_c está afectado por el nivel de ruido, especialmente el último de ellos.

Zollo *et al.*, (2010) proponen que estos dos parámetros solo deben determinarse en aquellos registros que satisfagan que $P_v > 0.05$ cm/s en $\tau_0 = 3$ s, mientras que Wu *et al.*, (2007) tienen en cuenta solo aquellos registros cuyo valor de P_a medido en $\tau_0 = 3$ s sea mayor a 2.5 cm/s². Sin embargo, estos criterios no pueden utilizarse para la región Ibero-Mogrebí debido a que la mayoría de la base de datos corresponde a terremotos de magnitud menor a 4.5 y distancias epicentrales grandes, y muy pocos registros cumplen estos dos criterios.

En consecuencia, se propone utilizar un criterio basado en la relación señal-ruido (SNR), definido cómo el cociente entre las amplitudes absolutas de los registros 5s antes y 5s después de la primera llegada (ecuación 2.26). Tras analizar el efecto de diversos valores umbral para el SNR, se considera que el criterio óptimo es $SNR > 5$, de forma que se consigue utilizar registros de calidad sin restringir demasiado el número de datos.

En esta tesis doctoral, de ahora en adelante, todos los registros que se utilicen de la región Ibero-Mogrebí satisfacen el criterio de calidad en la relación señal ruido $SNR > 5$, y las magnitudes que se utilizan son en la escala M_w convertidas con las ecuaciones 3.1 y 3.2.

Taiwán

Puesto que en esta tesis se ha seguido la conversión de magnitudes a M_w para la RIM propuesta en el artículo, por consistencia, la magnitud en el catálogo de los terremotos de Taiwán (Ml; <http://www.cwb.gov.tw/V7e/earthquake/Factsheets.htm>; Shin, 1993), se convierte a M_w aplicando la correlación obtenida por Chen *et al.*, (2007):

$$M_w = 0.847M_L - 0.787 \quad (3.3)$$

4 Resultados: correlaciones EEWS

para la región Ibero-Mogrebí

En este capítulo se presenta la correlación entre los parámetros de la alerta τ_c y P_d , estimados según los procedimientos descritos en los capítulos 2 y 3, y la magnitud M_w para la RIM. En una primera etapa estas correlaciones se han obtenido para una ventana temporal de 3 segundos. Se analiza cada estación por separado, y en función de los resultados se propone dividir la región Ibero-Mogrebí en dos zonas diferentes. Además, se aplican las correlaciones a terremotos que no forman parte de la base de datos con la que se han obtenido las correlaciones (Anexo I), con el objetivo de validarlas, y se generan mapas de intensidad esperada. Posteriormente, se estudia la variación del parámetro P_d en función de una longitud variable de ventana de tiempo, y se relaciona ésta variación con la MRF. Por último, se estudia la variación azimutal de τ_c y P_d , relacionándola con la variación de la amplitud teórica de la onda P.

4.1 Ventana de tiempo de 3s

4.1.1 Correlaciones de τ_c y P_d

Esta parte de la tesis se publicó en 2013 en la revista “Geophysical Research Letters” de SCI y su referencia completa es:

M. Carranza, E. Buforn, S. Colombelli, A. Zollo (2013). Earthquake early warning for southern Iberia: A P wave threshold-based approach. *Geophys. Res. Lett.* 40, 4588–4593, doi: 10.1002/grl.50903.

La publicación completa puede descargarse de la página oficial a través de la revista: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/grl.50903/full>

En este artículo se describe la metodología utilizada para el cálculo de los parámetros τ_c , P_d y PGV según las ecuaciones 2.5 y 2.18, y el procesamiento de los datos: filtrado

e integración de los registros de velocidad para obtener el desplazamiento del suelo. El filtro utilizado es un Butterworth paso alto de dos polos y frecuencia esquina 0.075Hz, el mismo que se utiliza en toda la tesis. En este artículo, se plantea por primera vez, la necesidad de homogeneizar las diferentes escalas de magnitud de los terremotos convirtiéndolas a M_w , y fue el origen del artículo Carranza *et al.*, (2015) que se ha descrito en el capítulo 3. También se propone un criterio de calidad para la selección de los registros basado en la relación señal/ruido y que sería publicado en 2015.

Los parámetros τ_c y P_d se obtuvieron en una ventana de tiempo de $\tau_0=3s$ para los terremotos de la base de datos de la región Ibero-Mogrebí (Anexo I).

El parámetro τ_c se relaciona con la magnitud M_w mediante una regresión lineal de los valores promedio del logaritmo de τ_c en intervalos de magnitud 0.3M obteniendo la ecuación:

$$\log\tau_c = 0.30(\pm 0.07)M_w - 1.6(\pm 0.4) \quad (4.1)$$

La calidad del ajuste está definida por un valor de $\sigma = 0.25$ (ecuación 2.29) y un coeficiente de correlación $R_c = 0.93$ (ecuación 2.31).

El pico de desplazamiento P_d (en cm) se correlaciona con la magnitud M_w y con la distancia epicentral R (en km) mediante la expresión:

$$\log(P_d) = -4.6(\pm 0.2) + 1.02(\pm 0.03)M_w - 1.70(\pm 0.08)\log(R) \quad (4.2)$$

Esta ecuación se utiliza para reducir el P_d a una distancia estándar de referencia $\rho=200$ km, escogida por ser la distancia epicentral de la estación más cercana disponible para terremotos localizados en la zona del gran terremoto de Lisboa de 1755 al SO del Cabo de San Vicente. La ecuación de reducción:

$$P_d^{200} = P_d 10^{-1.7\log(200/R)} \quad (4.3)$$

El parámetro P_d^{200} se relaciona finalmente con la magnitud M_w ajustando a una recta los valores promedio de P_d^{200} en intervalos de magnitud 0.3M, resultando, obteniéndose la expresión:

$$\log(P_d^{200}) = -8.3(\pm 0.6) + 1.00(\pm 0.13)M_w \quad (4.4)$$

La calidad del ajuste viene definida por un coeficiente de correlación $R_c = 0.98$ (ecuación 2.31) y una desviación estándar $\sigma = 0.46$ (ecuación 2.29).

Finalmente, se correlaciona el logaritmo de PGV (en cm/s), con el logaritmo de P_d (en cm), obteniendo la correlación:

$$\log(PGV) = 0.87(\pm 0.02)\log(P_d) + 1.24(\pm 0.08) \quad (4.5)$$

La calidad del ajuste se indica por una desviación estándar $\sigma = 0.41$ y un coeficiente de correlación $R_c = 0.88$.

En la segunda parte del artículo de Carranza *et al.*, (2013), teniendo en cuenta la configuración actual de la redes IGN, WM e IMPA (figura 3.2), y que los terremotos ocurren principalmente en el mar, se propone como EEWS más adecuado para la región Ibero-Mogrebí un sistema tipo *in situ*, definiendo valores umbrales de P_d y τ_c en función de la magnitud del terremoto (tabla 4.1). El valor umbral de P_d se obtiene mediante la ecuación 4.5 y el valor umbral de PGV a partir de Akkar y Bommer (2010). La alerta se daría al superar esos valores umbrales.

Finalmente, se propone combinar las ecuaciones 4.1 y 4.2 para una estimación temprana de la distancia epicentral (aunque muy aproximada) empleando una única estación, y a partir de esa distancia epicentral hallar el “*lead time*” disponible para la estación.

Los resultados obtenidos en el artículo de GRL plantearon muchas preguntas que han tratado de responderse en el desarrollo de esta tesis y que se exponen a continuación.

Tabla 4.1.- Valor umbral de PGV, P_d , y τ_c en función de la magnitud.

Mw	PGV ^{umbral} (cm/s)	P_d^{umbral} (cm)	τ_c^{umbral} (s)
8.0	11.67	0.21	3.5
7.0	3.38	0.05	1.8
6.0	0.67	0.008	0.9
5.0	0.18	0.002	0.5

4.1.2 Comparación con correlaciones de otras regiones

Uno de los resultados más importantes del trabajo de Carranza *et al.*, (2013) es que la correlación obtenida entre P_d y PGV (ecuación 4.5) presenta una gran similitud con la obtenida por Zollo *et al.*, (2010) para Japón, Taiwán y sur de Italia, a pesar de que los terremotos RIM son de menor magnitud ($M_w < 6.3$) y la distancia epicentral es mayor ($34 < R < 699$ km). Por ello se ha considerado conveniente estudiar de forma detallada si la correlación obtenida entre el parámetro τ_c y la M_w es también similar a las obtenidas por otros autores para otras regiones.

En la figura 4.1 se han representado los valores del logaritmo de τ_c frente a la magnitud para la base de datos de Carranza *et al.*, (2013) (puntos grises). Los valores medios en cada intervalo de $0.3M$ son los puntos rojos y la línea recta roja es la ecuación 4.1 con sus márgenes de error delimitados por la desviación estándar σ (líneas rojas punteadas). Además, se representan en la figura 4.1 las correlaciones entre τ_c y la magnitud obtenidas por otros autores: Wu y Kanamori, (2005a); Wu *et al.*, (2007); Zollo *et al.*, (2010) cuyas expresiones son:

$$\text{Wu y Kanamori, (2005a)} \quad \log \tau_c = 0.221M_w - 1.113 \quad (4.6)$$

$$\text{Wu et al., (2007)} \quad \log \tau_c = 0.237M_w - 1.462 \quad (4.7)$$

$$\text{Zollo et al., (2010)} \quad \log \tau_c = 0.21M_w - 1.20 \quad (4.8)$$

La correlación obtenida en esta tesis entre el logaritmo de τ_c y M_w (línea roja sólida figura 4.1 y ecuación 4.1) muestra una mayor pendiente (0.30s) que las correlaciones obtenidas por el resto de autores (entre 0.21 y 0.24). Puede observarse que las rectas del resto de autores son aproximadamente paralelas (pendientes entre 0.21-0.237s), siendo la obtenida para la región Ibero-Mogrebí la de mayor diferencia (casi 0.1s)

Esta discrepancia entre la pendiente de RIM y otras regiones, puede explicarse en términos del rango de magnitud de las observaciones, ya que Wu y Kanamori, (2005a); Wu *et al.*, (2007) y Zollo *et al.*, (2010) obtienen las correlaciones con un gran número de terremotos de magnitud mayor a 5.5, mientras que de la región Ibero-Mogrebí sólo hay 4 terremotos de $M_w > 5.5$ e inferiores siempre a $M_w = 6.5$. Por ejemplo, si tenemos en cuenta solo el rango de magnitudes de la región Ibero-Magrebí ($3.1 \leq M_w \leq 6.3$), la

ecuación de Zollo *et al.*, (2010) aproxima bastante bien a los valores promedio de τ_c (círculos rojos). Además, las ecuaciones de estos autores pueden estar afectadas por un problema de saturación de τ_c al utilizar terremotos de mayor magnitud (Allen *et al.*, 2009).

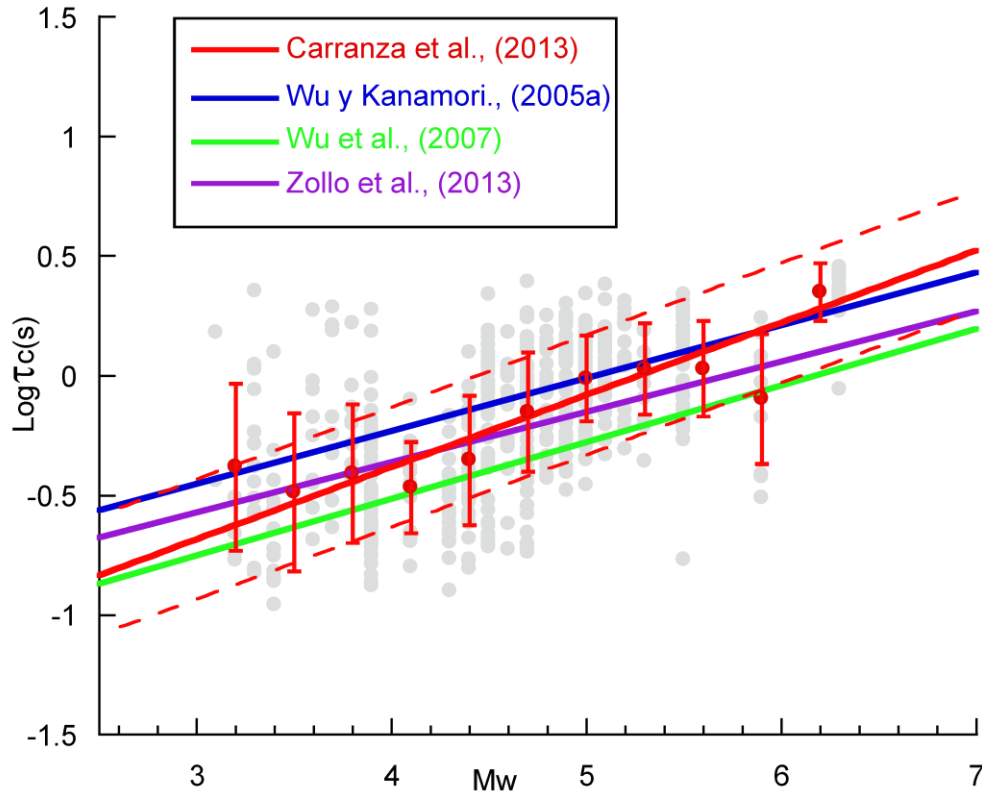


Figura 4.1: Logaritmo de τ_c frente a la M_w para terremotos de la región Ibero-Mogrebí. Los puntos rojos son los valores medios con su barra de error. Las líneas de colores corresponden a correlaciones obtenidas por otros autores.

Debido a que el parámetro P_d depende de la atenuación con la distancia R , y esta es diferente en cada región, no tiene caso realizar un estudio similar al anterior para el ajuste de P_d versus M_w (ecuación 4.4).

4.1.3 Estimación de errores

Se ha realizado un estudio del error relativo (ecuación 2.32) cometido al aplicar las ecuaciones 4.1 y 4.4 para obtener la magnitud M_w a partir de los valores de P_d y τ_c a los registros de la base de datos utilizada en Carranza *et al.*, (2013) (columna GRL, tabla I.1 del Anexo I).

En la figura 4.2a se muestra error relativo cometido al determinar la magnitud M_w a partir de τ_c y el calculado directamente, y en la figura 4.2b a partir de P_d^{200} . En ambos casos, se observa que el error relativo se encuentra distribuido en torno a 0.

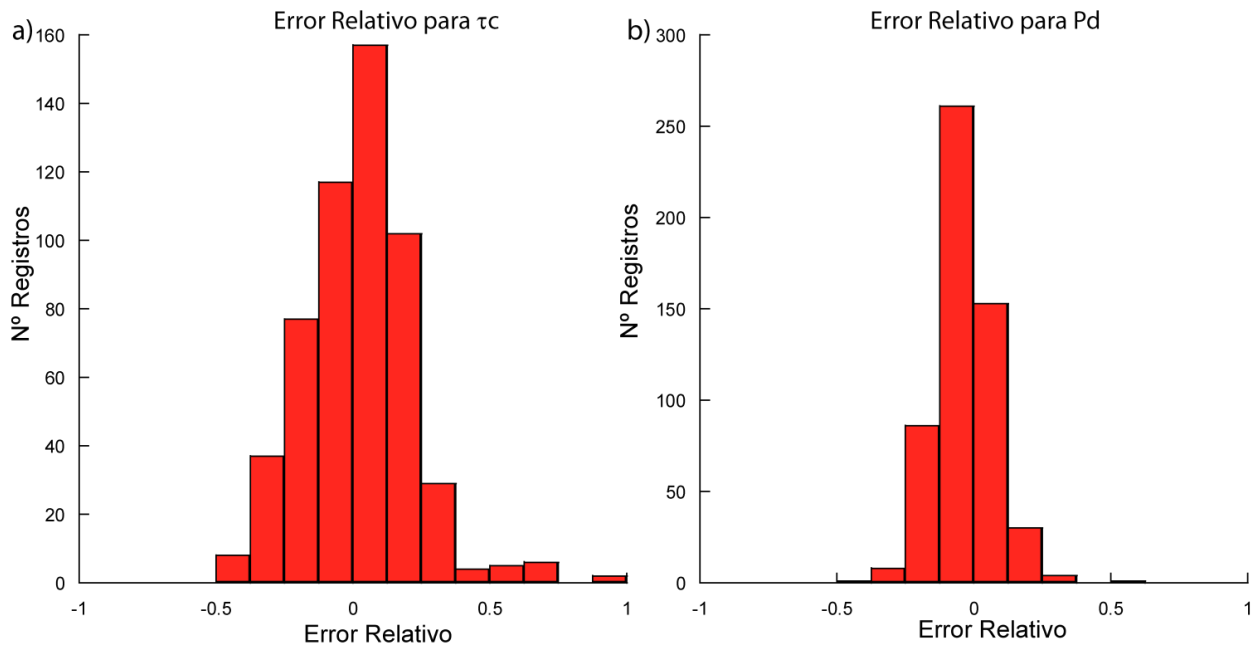


Figura 4.2: a) Error relativo cometidos al determinar M_w a partir de τ_c b) y Error relativo cometidos al determinar M_w a partir de P_d

Para la magnitud determinada a partir del parámetro τ_c (figura 4.2a), el error relativo (ecuación 2.32) se encuentra distribuida entre ± 0.5 , aunque se aprecian algunos valores en los que la magnitud estimada con la ecuación 4.1 sobrestima la magnitud del terremoto.

En el caso de P_d^{200} (figura 4.2b), el error de M_w es menor y se encuentra distribuido principalmente entre ± 0.25 , sin valores que sobrestimen la magnitud por encima de 0.5. Por lo tanto, se concluye que el parámetro P_d^{200} estima mejor la magnitud del terremoto (de manera más precisa y fiable) que el parámetro τ_c . Consiguientemente, se sugiere dar un mayor peso a la estimación de M_w hecha a partir de P_d^{200} y un peso menor a la obtenida a partir de τ_c .

En la figura 4.3 se muestra el error relativo (ecuación 2.32) cometido al determinar PGV a partir de P_d (ecuación 4.5) y el medido directamente en el sismograma para todos los registros de la base de datos utilizada en Carranza *et al.*, (2013) que satisfacen $SNR > 5$.

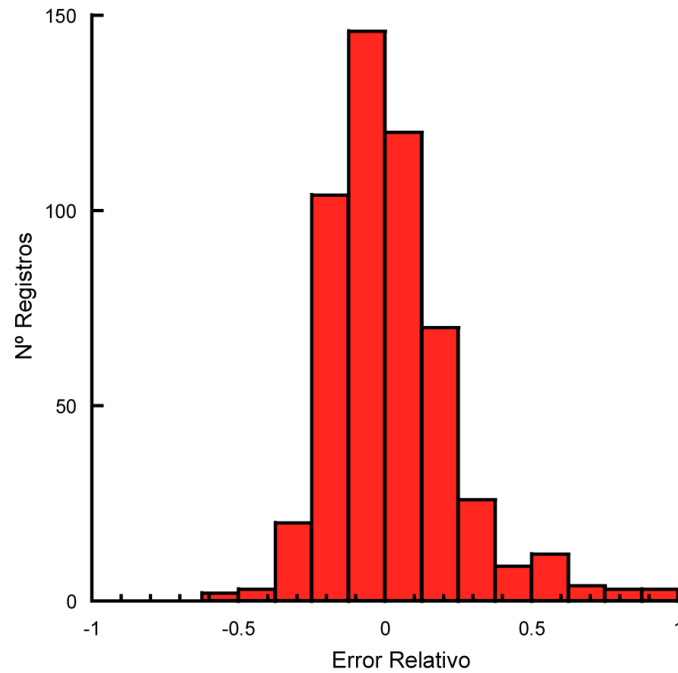


Figura 4.3: Error relativo de PGV a partir del parámetro P_d

El error relativo de PGV se encuentra distribuido entre ± 0.5 , con algunos valores por encima de este margen, en los que el PGV estimado con la ecuación 4.5 se encuentra por encima del PGV observado. Esto supone que posiblemente en un sistema tipo *in situ* algunas estaciones estarían sobrestimando el movimiento del suelo en el lugar, lo que podría generar una falsa alerta.

4.1.4 Estimación del radio de la PDZ

En un EEWS híbrido (*in situ* + *regional*), de acuerdo a la ecuación 2.24, pueden utilizarse los niveles umbral de alerta de la tabla 4.1 (τ_c^{umbral} y P_d^{umbral}) para determinar el radio de la PDZ (zona de daño potencial, ecuación 2.24). La expresión resultante de combinar las ecuaciones 4.1 y 4.2 (expresión 2.24) es la siguiente:

$$\log(R_{PDZ}) = 2.0(\pm 0.6)\log\tau_c^{umbral} - 0.59(\pm 0.03)\log P_d^{umbral} + 0.5(\pm 0.1) \quad (4.9)$$

Zollo *et al.*, (2010) proponen calcular el radio de la PDZ para una región en la que se espera una intensidad (I_{MM}) mayor o igual a VII, con el objetivo de delimitar la región de utilidad de un EEWS. Fijada la $I_{MM}=VII$, de acuerdo a la tabla 2, para dicha intensidad le corresponde un umbral inferior en PGV (PGV^{umbral}) de 16cm/s utilizando la relación de Wald *et al.*, (1999) y de $PGV^{umbral}=3.4$ cm/s en el caso de utilizar Faenza y Michelini (2010). Aplicando la ecuación 4.5, y teniendo en cuenta σ , se puede obtener

un valor umbral fijo para el parámetro P_d (P_d^{umbral}) correspondiente a la $I_{MM}=VII$. Este P_d^{umbral} es de 0.30 cm para Wald *et al.*, (1999) y 0.05cm para Faenza y Michelini (2010).

Utilizando estos valores fijos de P_d^{umbral} y los valores τ_c umbral (τ_c^{umbral}) variables en función de la magnitud de la tabla 4.1, a partir de la ecuación 4.9 se obtiene el valor del radio de la PDZ para diferentes magnitudes (tabla 4.2). El radio de la PDZ indica la región donde se espera que la $I_{MM} \geq VII$ para un terremoto de una cierta magnitud (tabla 4.2), y por tanto corresponde con la zona dónde es necesario dar una alerta efectiva en un EEWS operativo (Zollo *et al.*, 2010).

El radio de la PDZ es dependiente de la relación I_{MM} -PGV seleccionada, ya que el P_d^{umbral} fijo para $I_{MM}=VII$ será diferente. En la tabla 4.2, se observa que la diferencia entre utilizar la relación de Faenza y Michelini (2010) o la de Wald *et al.*, (1999) es importante, ya que para una misma magnitud, el radio de la PDZ es mayor utilizando Faenza y Michelini (2010). Por ejemplo, para un terremoto de $M_w=7.0$, un EEWS se considera útil en un radio de 60km desde el epicentro utilizando Faenza y Michelini (2010), pero utilizando Wald *et al.*, (1999) el radio de utilidad se reduce a 21km.

Tabla 4.2.- Radio de la PDZ en función de la magnitud, con P_d^{umbral} obtenido a partir Wald *et al.*, (1999) y Faenza y Michelini (2010).

Magnitud	$R_{PDZ}(km)$	$R_{PDZ}(km)$
	W	FM
8.0	79±5	227±8
7.0	21±4	60±5
6.0	6±2	15±3
5.0	2±1	7±2

4.1.5 Correlaciones de P_v con M_w

De manera complementaria a las correlaciones entre M_w y los parámetros τ_c y P_d obtenidas en Carranza *et al.*, (2013), se han determinado de forma similar las del parámetro P_v medido en una ventana de tiempo de 3s para la región Ibero-Mogrebí. Para ello se ha seguido el procedimiento mencionado en el capítulo 3.

En primer lugar, se correlaciona P_v con la magnitud M_w del terremoto y la distancia epicentral R para la RIM. Posteriormente se reduce el P_v a la distancia estándar de 200 km para hallar su correlación directa con la magnitud (procedimiento análogo al de P_d). Las expresiones que se han obtenido son:

$$\log(P_v) = -2.9(\pm 0.5) + 0.72(\pm 0.07)M_w - 1.50(\pm 0.16)\log(R) \quad (4.10)$$

$$P_v^{200} = P_v 10^{-1.50\log(200/R)} \quad (4.11)$$

$$\log(P_v^{200}) = -6.7(\pm 0.7) + 0.81(\pm 0.15)M_w \quad (4.12)$$

También se ha obtenido la relación entre P_v y PGV , mediante un proceso similar al realizado para el parámetro P_d . En la figura 4.4 se muestra el resultado del ajuste a una recta para los terremotos de la RIM. La ecuación es:

$$\log(PGV) = 0.90(\pm 0.02)\log(P_v) + 0.56(\pm 0.07) \quad (4.13)$$

La desviación estándar obtenida es $\sigma = 0.40$ (ecuación 2.32) y el coeficiente de correlación es $R_c = 0.89$.

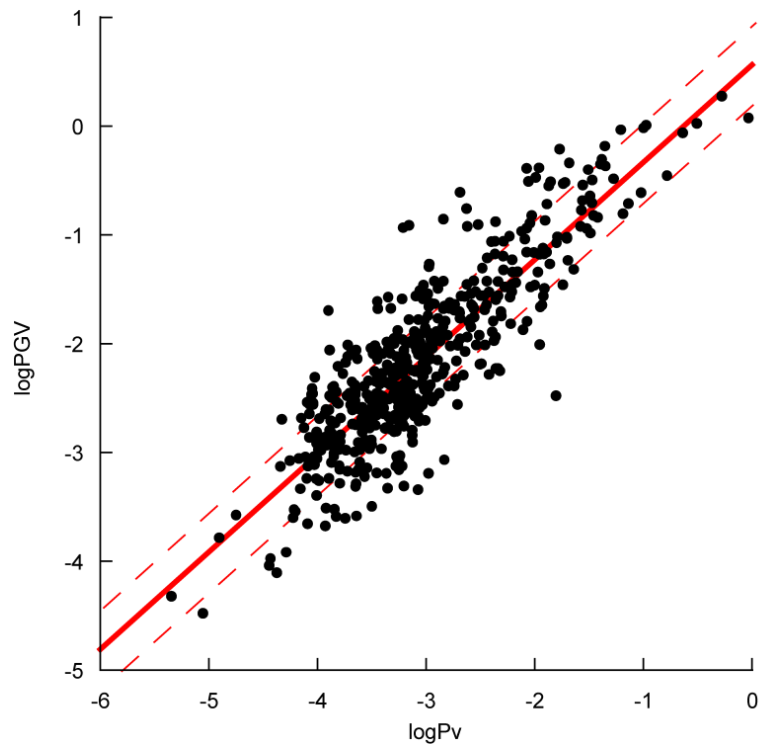


Figura 4.4: PGV frente a P_v para terremotos de la RIM (puntos negros). La línea roja continua central corresponde a la ecuación 4.13, y las líneas discontinuas corresponden al error $\pm 1\sigma$.

Comparando las ecuaciones 4.5 y 4.13 se observa que tienen similares pendientes de 0.87 para la correlación de PGV con P_d y 0.90 para la correlación de PGV con P_v , y en ambos casos con un error de ± 0.02 . La ordenada en el origen es 1.24 para la correlación con el parámetro P_d y 0.56 en el caso de P_v , lo que es lógico ya que en un caso es un registro de desplazamiento y en otro de velocidad. La ventaja fundamental de usar P_v en lugar de P_d en un EEWS operativo con estaciones de banda ancha (velocidad), se encuentra en poder reducir el tiempo de computación, al evitar el paso de integrar los registros.

4.2 Estudio de P_d y τ_c en cada estación

En las correlaciones obtenidas por Carranza *et al.*, (2013) para la RIM se ha otorgado el mismo peso a los parámetros τ_c y P_d calculados en las estaciones de las redes utilizadas. Sin embargo, es posible que las estaciones presenten de forma sistemática valores más altos o más bajos tanto de P_d como de τ_c , respondiendo a efectos de sitio por su emplazamiento.

Con el fin de observar si en alguna de las estaciones presenta estas variaciones sistemáticas, se ha realizado un estudio de los valores de P_d y τ_c para aquellas estaciones con registro de al menos 10 de los terremotos de la base de datos de Carranza *et al.*, (2013) que cumplan el criterio de calidad fijado ($SNR > 5$).

Para cada estación, se ha representado los valores de P_d^{200} vs M_w y τ_c vs M_w (en verde) y el conjunto total de datos obtenidos en Carranza *et al.*, (2013) (gris), el valor medio de estos parámetros para cada intervalo de $0.3M_w$ (puntos rojos), y las ecuaciones 4.1 y 4.4 con sus respectivos márgenes de error ($\pm 1\sigma$) (líneas de color rojo). También se muestra el histograma del error relativo (ecuación 2.32) para el P_d^{200} y τ_c observados con respecto al que se obtiene mediante las ecuaciones 4.4 y 4.1.

A continuación se describe el comportamiento de estos parámetros en las estaciones EADA, EGRO, EVO, EMIJ y ESPR en las que se han observado valores anómalos (figura 4.5). Los resultados para el resto de estaciones pueden encontrarse en el Anexo VII.

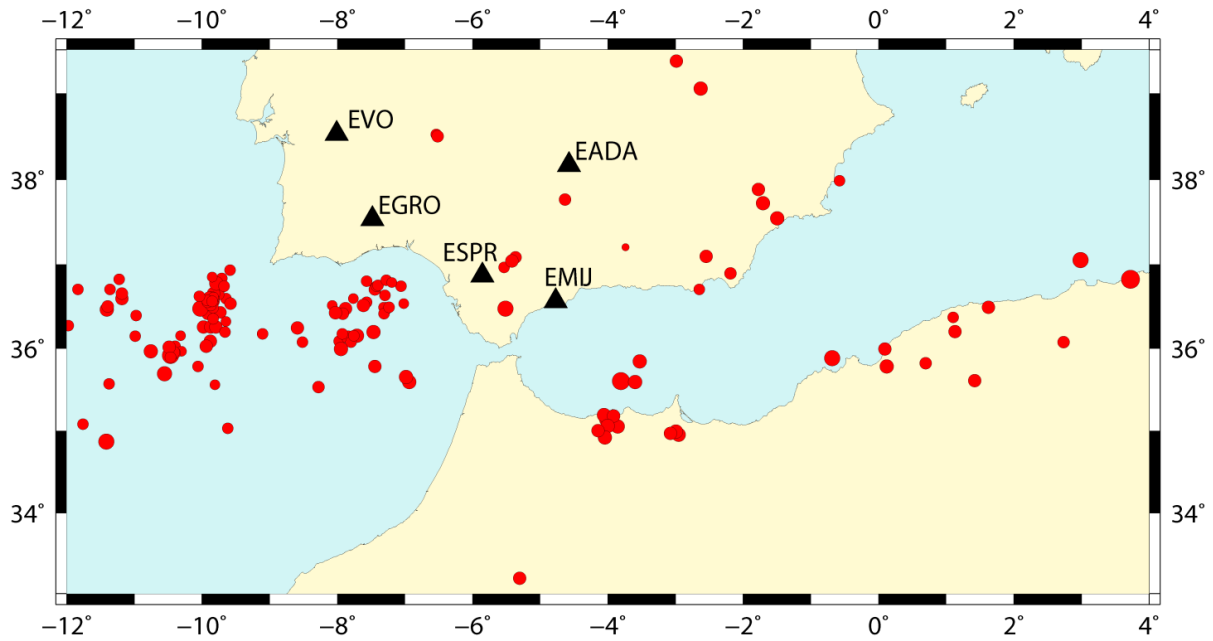


Figura 4.5: Estaciones en las que se ha observado valores anómalos en P_d^{200} y/o τ_c . Los círculos rojos son los terremotos de Carranza *et al.*, (2013)

Estación EADA

Esta estación (IGN) se encuentra situada en la provincia de Córdoba (figura 4.5) y está operativa desde el 21/12/2001. En las figuras 4.6a y 4.6b se muestran los valores de P_d^{200} y τ_c en función de la magnitud M_w , y los histogramas del error relativo en las figuras 4.6c y 4.6d.

Para la estación EADA se dispone de un total de 30 valores de P_d^{200} y τ_c . De ellos, 26 de los valores de P_d^{200} se encuentran dentro de los márgenes de error, dos con $+1\sigma$ y dos menores que -1σ . En el caso de los valores de τ_c , 22 están dentro de los márgenes y 8 fuera de ellos pero con valor mayor a $+1\sigma$. Los valores fuera de los márgenes de error para P_d^{200} y τ_c no corresponden a los mismos terremotos. Estas distribuciones de los valores de P_d^{200} y τ_c para la estación EADA puede observarse también mediante los histogramas del error relativo (figuras 4.6c y d). En la figura del error relativo de P_d^{200} dos valores se encuentran claramente por encima de 1, y el error relativo de τ_c se encuentra desplazado hacia valores negativos (figura 4.6d).

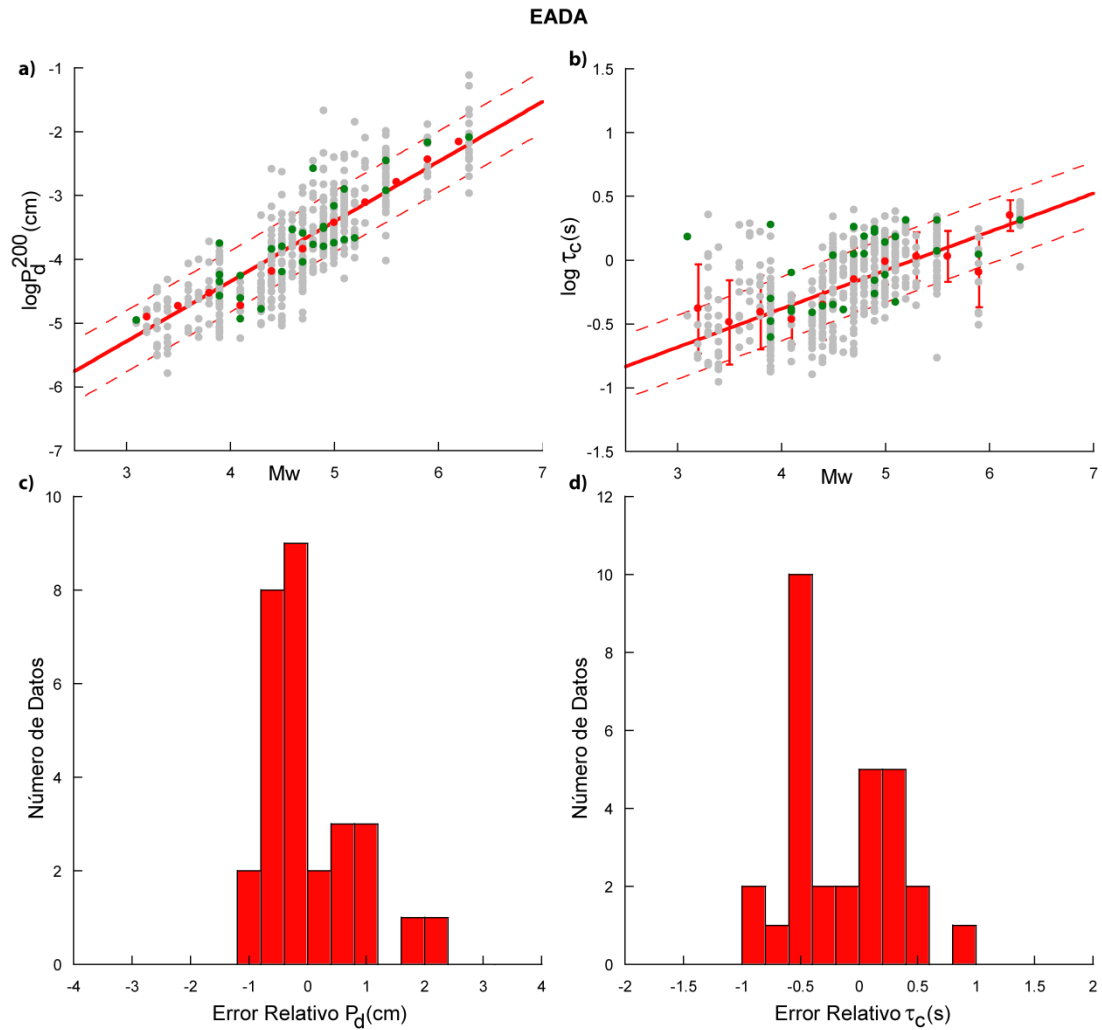


Figura 4.6: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w En color verde los valores de la estación EADA b) Logaritmo de τ_c frente a M_w En color verde los valores de la estación EADA c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

Por lo tanto, en la estación EADA los valores de τ_c están por encima de la media de las otras estaciones y en consecuencia sobrestiman la magnitud del terremoto.

Estación EGRO

Esta estación (IGN), se encuentra operativa desde el 21/12/2001 y está situada en la provincia de Huelva (figura 4.5). En las figuras 4.7a y 4.7b se muestran los valores de P_d^{200} y τ_c en función de la magnitud M_w , y los histogramas del error relativo (figuras 4.7c y 4.7d).

Para la estación EGRO se dispone de un total de 45 valores de P_d^{200} y τ_c . En la figura 4.7a se observa que para 10 terremotos el valor de P_d^{200} observado es menor de -1σ , estando los 35 restantes dentro de los márgenes de error. Por consiguiente, P_d^{200} tiende a ser subestimado en esta estación, y con ello la magnitud. En cambio τ_c presenta 30 valores dentro de los márgenes de error, y 15 fuera de $\pm 1\sigma$ (figura 4.7b), por lo tanto no se puede afirmar la existencia de un efecto sistemático en τ_c . Los histogramas del error relativo muestran los mismos resultados (figuras 4.7c y d). Para P_d^{200} el error relativo se encuentra desplazado hacia los valores positivos, es decir por debajo de la recta de ajuste, correspondiendo los 10 mayores a los 10 terremotos con P_d^{200} menor que -1σ (figura 4.7a). Para τ_c se encuentran valores a ambos lados del cero del error relativo, estando los mayores errores hacia el lado positivo, es decir por debajo de -1σ de la figura 4.7b.

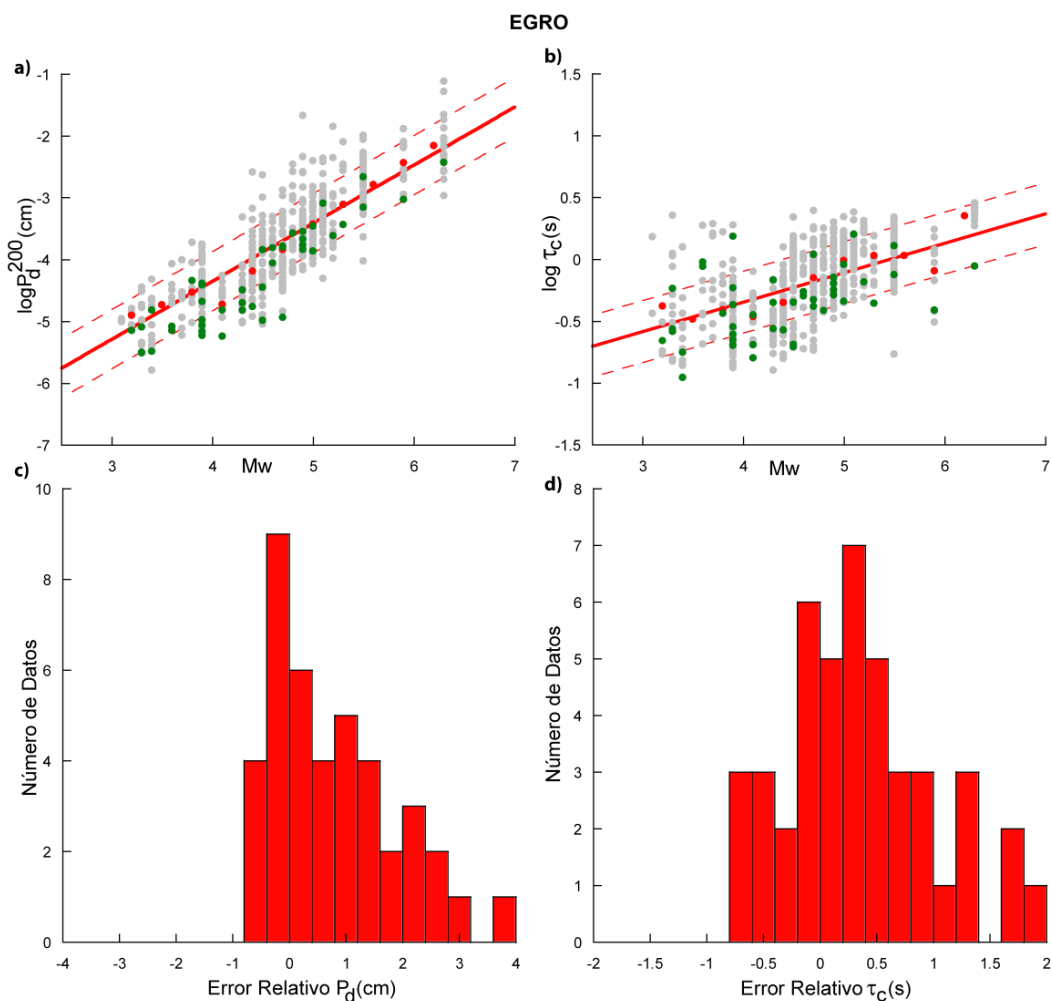


Figura 4.7: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w En color verde los valores de la estación EGRO b) Logaritmo de τ_c frente a M_w En color verde los valores de la estación EGRO c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

Estación EVO

Esta estación (WM) se encuentra situada en Portugal y esta operativa desde el 06/01/2006 (figura 4.5). En las figuras 4.8a y 4.8b se muestran los valores de P_d^{200} y τ_c en función de la magnitud M_w EVO, y los histogramas del error relativo (figuras 4.8c y 4.8d).

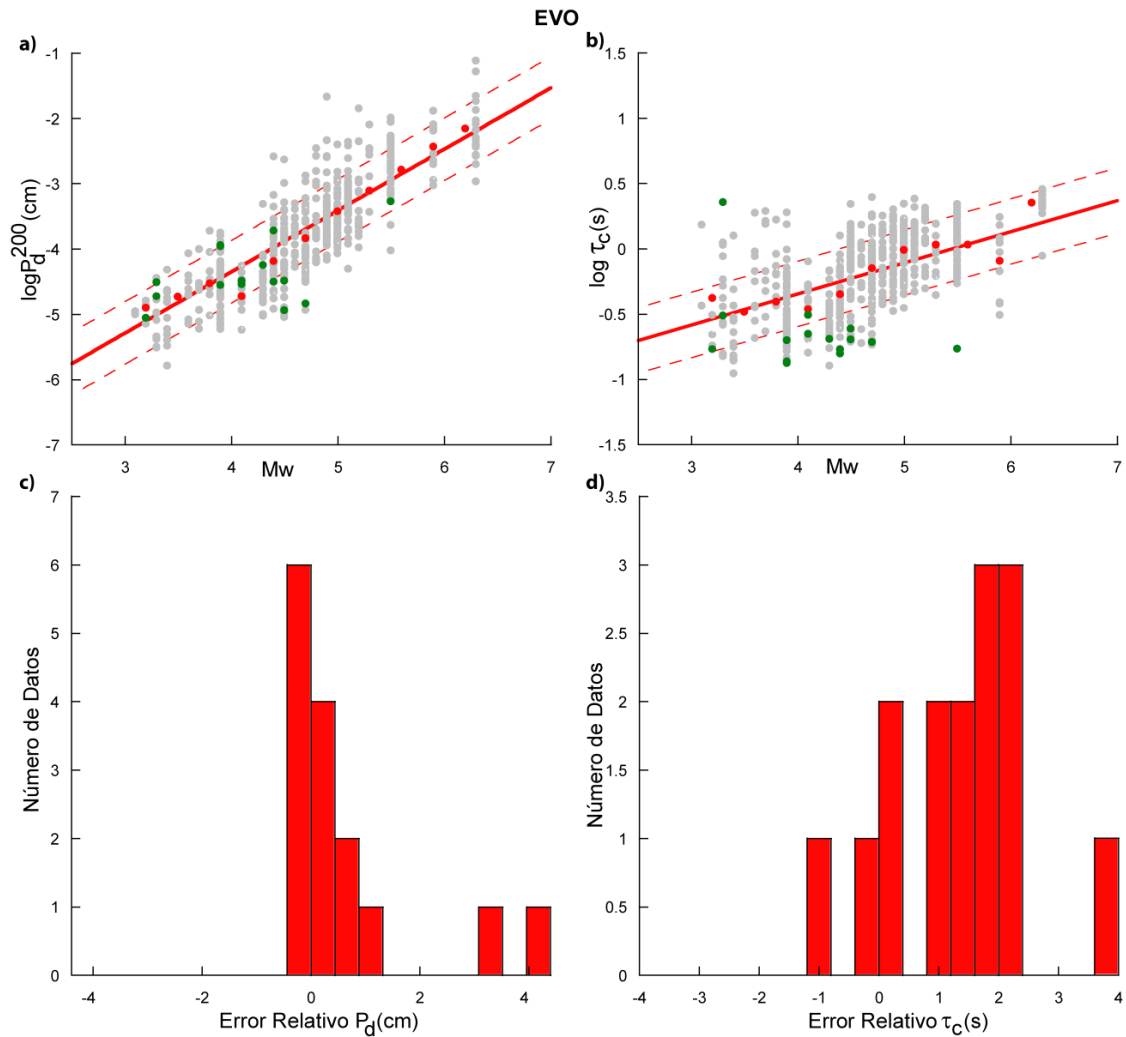


Figura 4.8: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w En color verde los valores de la estación EVO b) Logaritmo de τ_c frente a M_w En color verde los valores de la estación EVO c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

Para la estación EVO se dispone de un total de 15 valores de P_d^{200} y τ_c . En la figura 4.8a se observa que 4 terremotos presentan un valor de P_d^{200} fuera del margen de error inferior ($-\sigma$), estando el resto (11 terremotos) dentro de los márgenes. A pesar de este resultado, no se puede asegurar que se infraestime P_d^{200} sistemáticamente en esta estación. Sin embargo, todos los valores de τ_c , excepto uno, tienen un valor menor al

valor promedio, estando la mayoría (11 terremotos) por debajo del margen -1σ . Además, es significativo que el valor de τ_c no varía al aumentar la magnitud para la estación EVO (figura 4.8b) como sería de esperar, por lo tanto es desaconsejable utilizar la estación EVO en el cómputo del τ_c promedio en el EEWS. En el error relativo (figuras 4.8c y d) se observan los mismos resultados, con un claro desplazamiento en el error de τ_c hacia valores positivos.

Estación EMIJ

Esta estación (IGN), se encuentra situada en la provincia de Málaga y se encuentra operativa desde el 02/07/2004 (figura 4.5). En las figuras 4.9a y 4.9b se muestran los valores de P_d^{200} y τ_c en función de la magnitud M_w , y los histogramas del error relativo (figuras 4.9c y 4.9d).

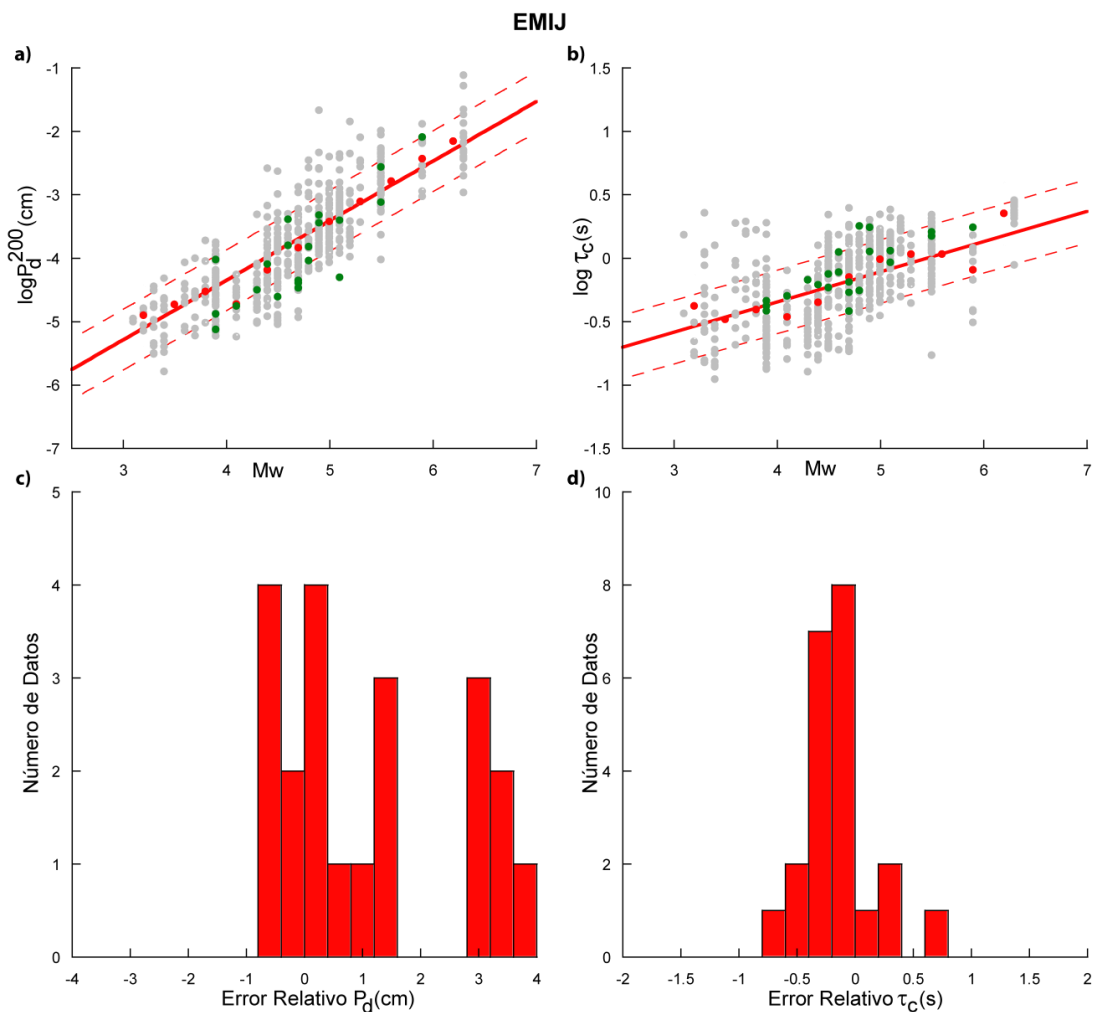


Figura 4.9: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w En color verde los valores de la estación EMIJ b) Logaritmo de τ_c frente a M_w En color verde los valores de la estación EMIJ c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

Para la estación EMIJ se dispone de un total de 21 valores de P_d^{200} y τ_c . En la figura 4.9a se observan que 11 valores de P_d^{200} en esta estación son menores que el margen de error inferior (-1σ). Este hecho se ve también reflejado en el histograma del error relativo (figura 4.9c) donde aparece el error desplazado hacia los valores positivos. Por tanto, P_d^{200} parece estar infraestimado en EMIJ. Sin embargo en τ_c , no se observan valores anómalos ni en la figura 4.9b ni en el error relativo (figura 4.9b), estando los valores de τ_c distribuidos en torno a 0 y dentro de los márgenes de error.

Estación ESPR

Esta estación (IGN) se encuentra operativa desde el 25/06/2002 y está situada en la provincia de Cádiz (figura 4.5). En las figuras 4.10a y 4.10b se muestran los valores de P_d^{200} y τ_c en función de la magnitud M_w , y los histogramas del error relativo (figuras 4.10c y 4.10d).

Para la estación ESPR se dispone de un total de 43 valores de P_d^{200} y τ_c . En la figura 4.10a se observan que los valores de P_d^{200} están distribuidos a lo largo de la banda $\pm 1\sigma$, con pocos valores fuera de los márgenes (8 terremotos). En cuanto a τ_c , se observa que presenta dos comportamientos diferentes para terremotos de $M_w > 4$. Por un lado, hay 10 terremotos cuyo valor de τ_c es superior a la media (figura 4.10b; elipse A), y por otro un total de 18 terremotos con valores muy inferiores a la media (figura 4.10b; elipse B). Esto se ve reflejado en el histograma del error relativo (figura 4.10d) en el que tan sólo 4 valores se encuentran en torno a 0, quedando los restantes desplazados hacia los valores positivos unos (24 terremotos) y hacia valores negativos otros (15 terremotos).

Se han estudiado más en detalle estas dos tendencias. Para tratar de explicar el comportamiento de τ_c observado en ESPR, en la figura 4.11 se ha realizado la misma representación que en la figura 4.10b, pero utilizando terremotos de $M_w > 4$. Además se representan con símbolo diferente los terremotos ocurridos al este del Estrecho de Gibraltar (puntos verdes) y los ocurridos al oeste del mismo (puntos azules). El resto de simbología de la figura es la misma que la de la figura 4.10b.

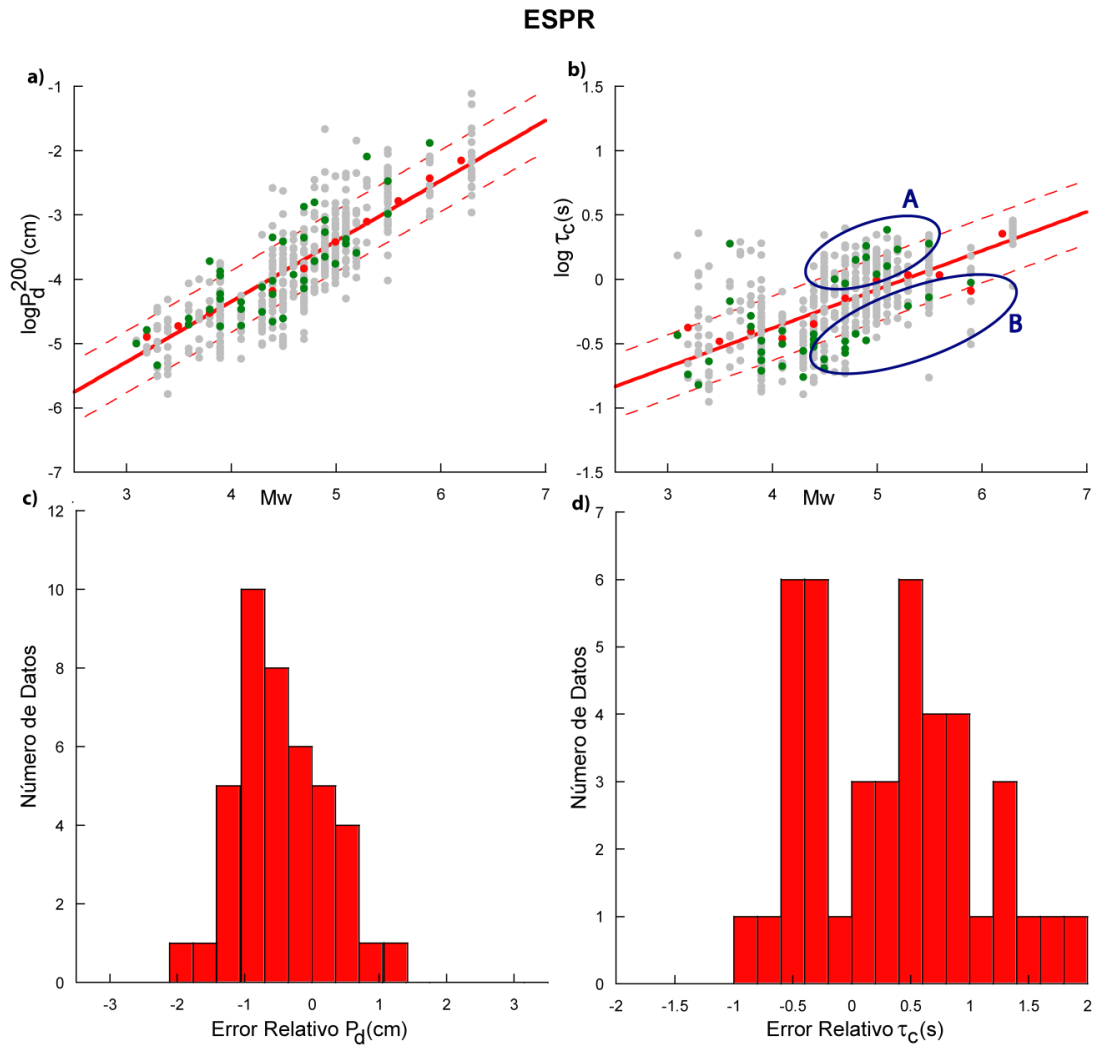


Figura 4.10: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w . En color verde los valores de la estación ESPR. b) Logaritmo de τ_c frente a M_w . En color verde los valores de la estación ESPR. Se señalan con las letras A y B las diferentes tendencias apreciadas. c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

Las dos tendencias observadas en la figura 4.10b pueden explicarse en función de la localización del epicentro del terremoto (figura 4.11). Para la estación ESPR, los terremotos ocurridos al este del Estrecho tienen valores de τ_c más altos que la media, mientras que para los terremotos con epicentro al oeste del Estrecho τ_c es menor que el promedio.

Para comprobar si este comportamiento diferente en función del epicentro es algo generalizado en toda la base de datos, se ha procedido a obtener las correlaciones de los parámetros P_d y τ_c con M_w separando los terremotos en dos grupos según si ocurren al oeste del Estrecho de Gibraltar (cabo de San Vicente y Golfo de Cádiz) o al este (sureste de la Península Ibérica y Norte de África).

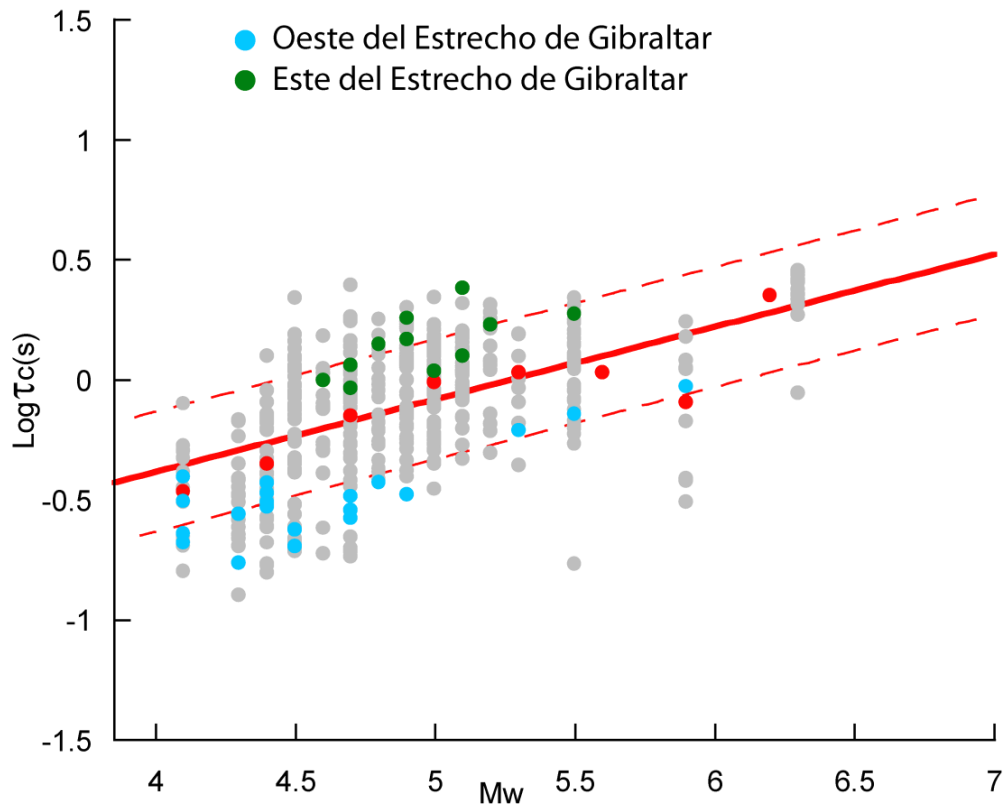


Figura 4.11: Logaritmo de τ_c frente en función de $M_w > 4$ para terremotos de la región Ibero-Mogrebí. Se destacan los valores de la estación ESPR, en verde terremotos con epicentro al oeste del estrecho de Gibraltar y azul epicentro al este.

En primer lugar se ha estudiado la correlación entre el logaritmo de τ_c y M_w para la división propuesta. En la figura 4.12, los valores τ_c de terremotos con epicentro al este del Estrecho se representan en negro y los valores τ_c de epicentros al oeste se muestran en color gris. Para los dos grupos de datos se obtiene el valor promedio de τ_c en intervalos de magnitud $\Delta M_w = 0.3$, en color rojo los terremotos del este del Estrecho y en azul los el oeste.

Se observa que existe una diferencia entre los valores promedio del logaritmo de τ_c en función del epicentro para terremotos de $M_w > 4$.

Se ha calculado la recta que mejor ajusta los valores promedio para cada una de las zonas (rojo-este/azul-oeste), obteniéndose las siguientes expresiones:

$$\text{Oeste} \quad \log \tau_c = 0.21(\pm 0.10)M_w - 1.3(\pm 0.5) \quad (4.14)$$

$$\text{Este} \quad \log \tau_c = 0.23(\pm 0.10)M_w - 1.2(\pm 0.6) \quad (4.15)$$

El coeficiente de correlación para la zona oeste es $R_c=0.87$ y para la este es $R_c=0.98$, lo que indica un mejor ajuste para los terremotos con epicentro al este del Estrecho. No se representan en la figura 4.12 las rectas correspondientes a $\pm 1\sigma$ a fin de no sobrecargar la figura.

La pendiente de las correlaciones obtenidas entre τ_c y M_w para la región Ibero-Mogrebí dividida en dos zonas (0.21 para el Oeste y 0.23 para el este), son semejantes a las obtenidas por Wu y Kanamori, (2005a); Wu *et al.*, (2007); Zollo *et al.*, (2010) (0.221s, 0.237s y 0.21s; ecuaciones 4.6, 4.7 y 4.8; figura 4.1), mientras que la correlación obtenida para toda la región es mayor (0.30; ecuación 4.1).

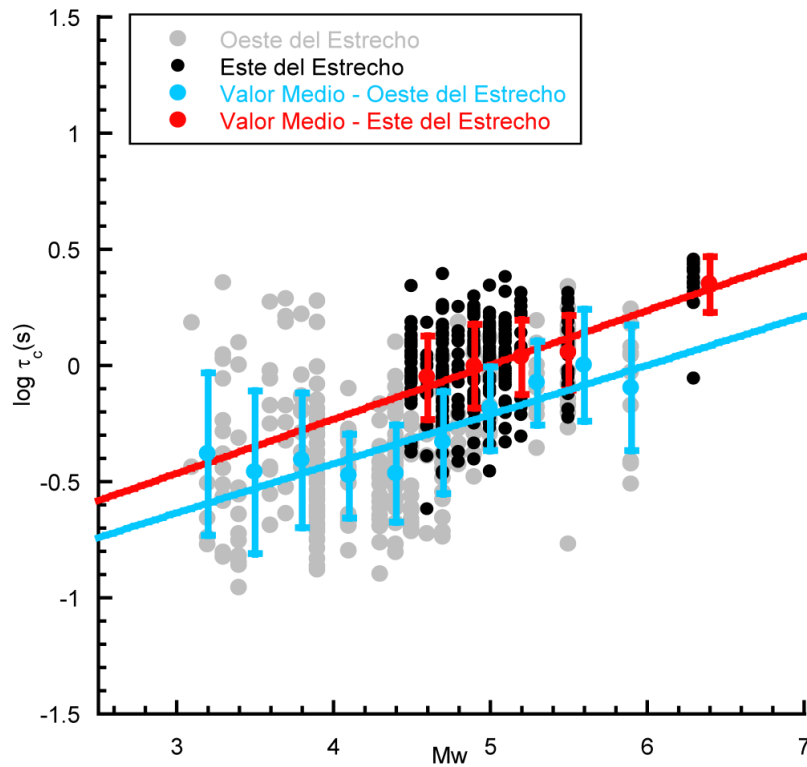


Figura 4.12: Logaritmo de τ_c frente a M_w con la región Ibero-Mogrebí dividida.

Se ha realizado el estudio análogo para el parámetro P_d . Inicialmente se obtiene la relación de P_d con la distancia R y la magnitud M_w para las dos zonas por separado:

$$\text{Oeste } \log(P_d) = -6.1(\pm 0.3) + 0.94(\pm 0.05)M_w - 0.88(\pm 0.15)\log(R) \quad (4.16)$$

$$\text{Este } \log(P_d) = -3.7(\pm 0.3) + 1.04(\pm 0.05)M_w - 2.12(\pm 0.08)\log(R) \quad (4.17)$$

A continuación, se normaliza P_d a la distancia de referencia, 200 km, aplicando la ecuación 4.16 para terremotos del oeste y la ecuación 4.17 para los terremotos del este del Estrecho. En la figura 4.13 se muestran los resultados del logaritmo de P_d^{200} frente a M_w para las dos zonas. La simbología empleada es análoga a la de la figura 4.12.

En la figura 4.13, no se aprecia que exista una diferencia clara en el valor P_d^{200} en función del epicentro del terremoto, como si ocurre para τ_c . Ajustando los valores promedio de P_d^{200} a una recta para las dos zonas, se obtienen las siguientes correlaciones:

$$\text{Oeste} \quad \log(P_d^{200}) = -8.0(\pm 0.6) + 0.90(\pm 0.13)M_w \quad (4.18)$$

$$\text{Este} \quad \log(P_d^{200}) = -8.7(\pm 0.7) + 1.10(\pm 0.13)M_w \quad (4.19)$$

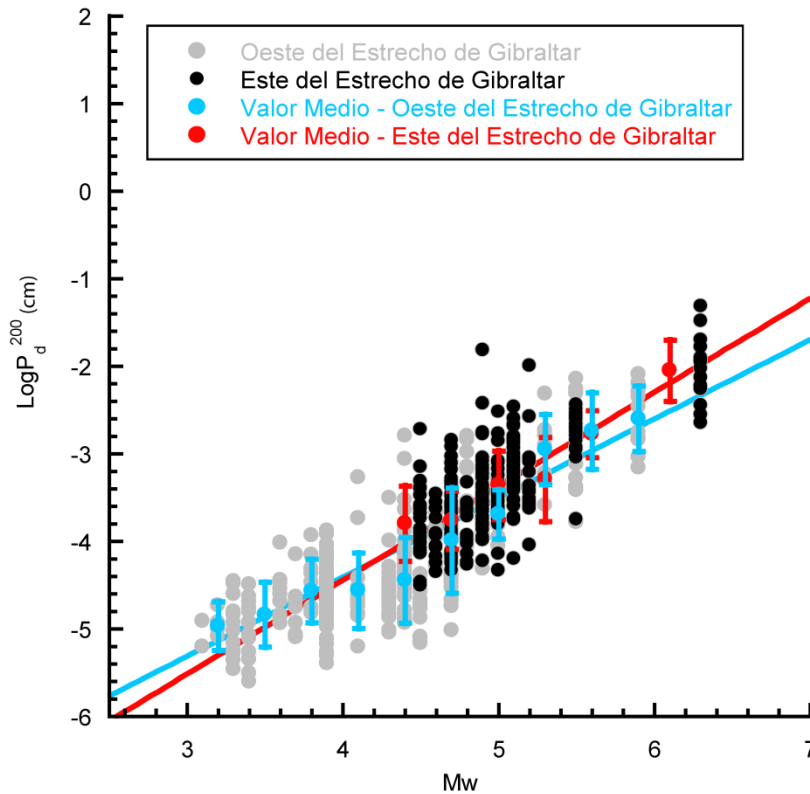


Figura 4.13: Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w con la región Ibero-Mogrebí dividida. La línea roja ajusta los valores medios del este del Estrecho y azul los del oeste

La pendiente de las correlaciones obtenidas entre P_d^{200} y M_w para RIM dividida en dos zonas (0.90 para el Oeste y 1.10 para el este), son semejantes entre sí, y con la correlación obtenida para toda la región (1.00; ecuación 4.4). De igual forma la ordenada en el origen es similar en los 3 casos, -8.0 para el oeste, -8.7 para el este y -8.3 para toda la región.

A tenor de los resultados obtenidos, parece conveniente dividir la región Ibero-Mogrebí en dos zonas para el cálculo τ_c , mientras que para P_d^{200} se puede utilizar la misma ecuación. Sin embargo si se quiere obtener una estimación del movimiento del suelo a partir P_d en un emplazamiento diferente al de la estación, también resulta conveniente separar ambas zonas, pues de acuerdo a las ecuaciones 4.16 y 4.17 las dos regiones tienen una atenuación con la distancia diferente, siendo mayor la atenuación si el terremoto tiene epicentro al este del estrecho de Gibraltar.

La explicación a este efecto, puede encontrarse en la gran complejidad sismotectónica de la región Ibero-Mogrebí y a la diferencia que existe a ambos lados del estrecho en cuanto a mecanismos focales, régimen de esfuerzos y profundidad de los terremotos (Buforn *et al.*, 2004), así como a la diferencia en la estructura de la corteza a ambos lados del estrecho (Mancilla *et al.*, 2015). Finalmente, otra explicación plausible, es el recorrido de las ondas sísmicas, con mayor trayectoria oceánica en los terremotos con epicentro al oeste del Estrecho.

4.3 Validación de las correlaciones empíricas

Para validar las correlaciones obtenidas se han añadido los valores de P_d y τ_c para registros de velocidad de terremotos ocurridos en la RIM no incluidos en Carranza *et al.*, (2013), y para registros aceleración de la base de datos de terremotos de dicha publicación (tabla I.1 del Anexo I). En la figura 4.14 se muestra la localización epicentral de los terremotos utilizados en esta parte de la tesis, diferenciándolos en función de si se ha utilizado sólo registros de velocidad (rojo), registros de aceleración (verde), o si se ha utilizado los dos tipos de registro (azul).

Se han calculado siguiendo el procedimiento descrito (capítulo 3) los valores de P_d , τ_c en una ventana de longitud $\tau_0=3s$ y de PGV en el registro completo, añadiendo una segunda integración para los registros de aceleración. Tanto los registros de velocidad como los de aceleración deben cumplir el criterio $SNR>5$, y además los registros de aceleración deben corresponder a terremotos con valores de $M_w \geq 5$ ó $I \geq V$, y que en alguna de las componentes del registro $PGA \geq 2cm/s^2$. Con estos criterios, el número final de registros de aceleración es de 5, y 167 de velocidad. Se han aplicado las ecuaciones 3.1 y 3.2 para homogeneizar la escala de magnitud obteniendo finalmente valores de M_w entre 3.7 y 5.5.

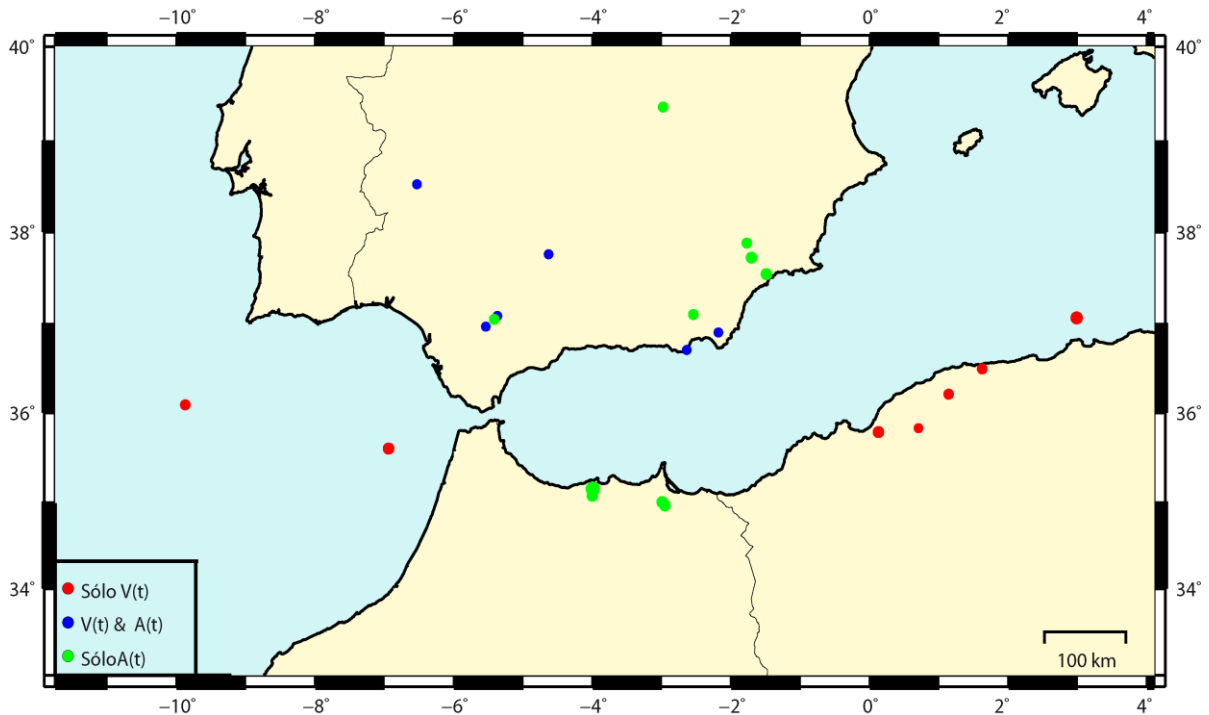


Figura 4.14: Epicentros de los terremotos utilizados para la validación de las correlaciones

En la figura 4.15 se muestran los resultados de los parámetros P_d y τ_c frente a la M_w para estas nuevas observaciones (puntos verdes) junto a los valores (puntos grises) y promedios (puntos rojos) utilizados para obtener las correlaciones EEWS en Carranza *et al.*, (2013). La línea sólida de color negro representa las correlaciones (ecuaciones 4.1, 4.4 y 4.5) y las líneas discontinuas las respectivas desviaciones estándar (σ).

En la figura 4.15a se observa que los nuevos valores de τ_c , provenientes de registros de velocidad se distribuyen de forma similar a los valores empleados para determinar las correlaciones. La mayor parte de valores de τ_c se encuentran en los límites de la desviación estándar de la ecuación 4.1 ($\log \tau_c = -1.6(\pm 0.4) + 0.30(\pm 0.07)M_w$), aunque los τ_c para algunas estaciones son superiores.

Para el parámetro P_d^{200} (figura 4.15b) obtenido a partir de los registros de velocidad de los nuevos terremotos, se observa una mejor ajuste a la ecuación 4.4 ($\log(P_d^{200}) = -8.3(\pm 0.6) + 1.00(\pm 0.13)M_w$) que en el caso de τ_c , estando la mayor parte de los valores distribuidos dentro de los márgenes de error.

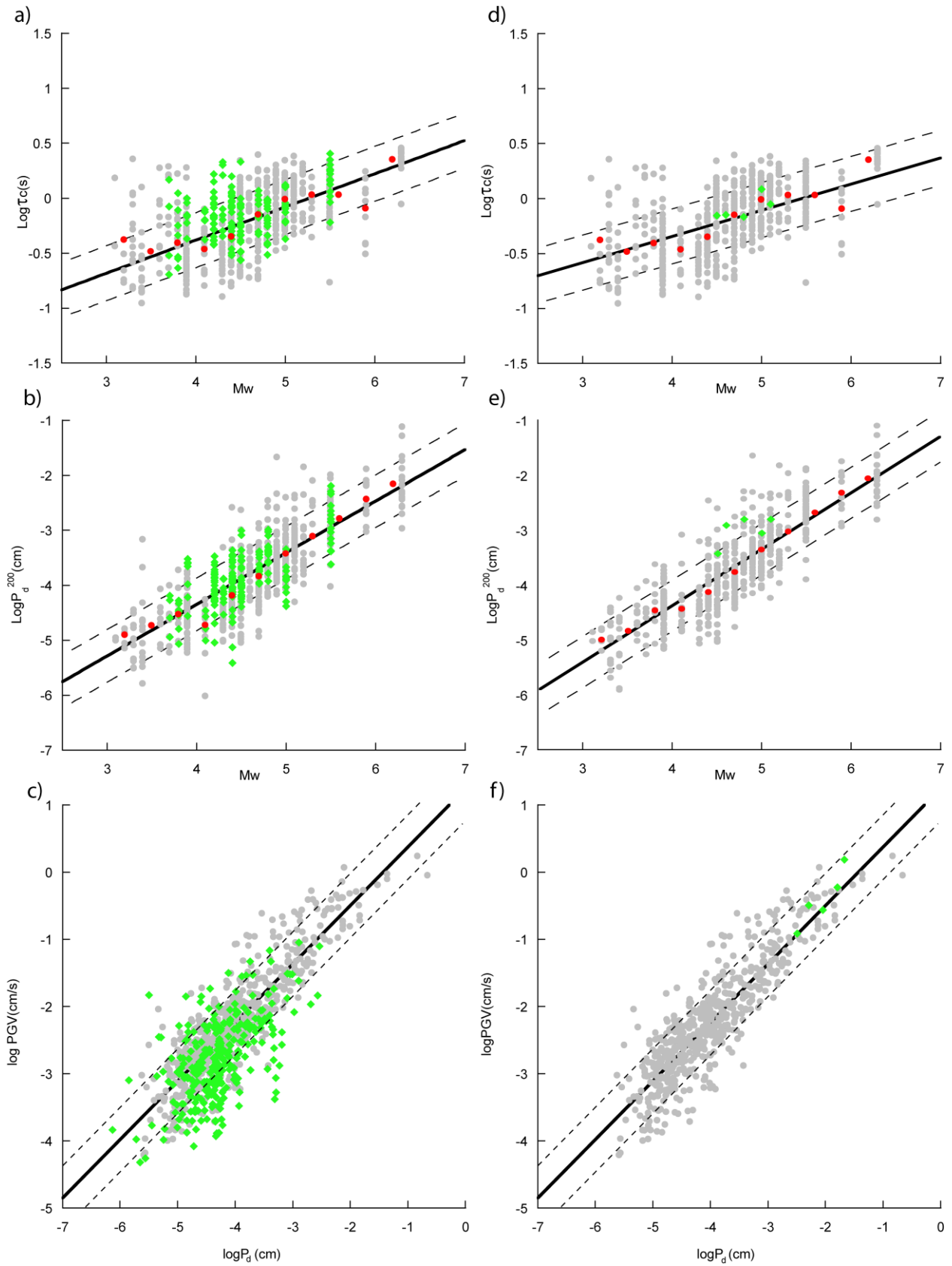


Figura 4.15. A la Izquierda resultado de los registros de velocidad. A la derecha resultado de los registros de aceleración. Parte superior: logaritmo de τ_c frente a la magnitud. Medio: logaritmo de P_d^{200} frente a M_w . Parte inferior: logaritmo de P_d frente al logaritmo de PGV.

En la figura 4.15c se muestra los valores de P_d frente a PGV de los nuevos registros de velocidad. Se observa que se distribuyen de forma similar a los puntos grises (Carranza *et al.*, 2013), pero en este caso los valores de PGV observados son menores que lo obtenidos a partir de la ecuación 4.5 ($\log(PGV) = 0.87(\pm 0.02)\log(P_d) + 1.24(\pm 0.08)$). Para estos terremotos el EEWS habría sobrestimado el movimiento final del suelo al aplicar la ecuación 4.5. La mayor diferencia es de 0.09cm/s, que en términos de intensidad supone como mucho una diferencia de un grado (tabla 2.2).

En la figura 4.15d, 4.15e y 4.15f se han representado los valores de τ_c , P_d y PGV de los registros de aceleración. Se observa que τ_c presenta un buen ajuste para estos 5 registros, todos ellos dentro de los márgenes de error. Para P_d^{200} los datos de aceleración presentan valores superiores a la media, con dos de ellos ligeramente por encima de la desviación estándar (figura 4.15e). Para la relación P_d vs PGV se observa también que los datos de aceleración concuerdan bien con la correlación (figura 4.15f), estando todos ellos dentro de los márgenes de error.

A partir de los resultados de los datos de velocidad, se concluye que las correlaciones obtenidas son válidas, ya que la distribución de valores de P_d y τ_c con los nuevos datos es consistente con la obtenida en Carranza *et al.*, (2013).

Aunque el número de datos de aceleración es pequeño, los resultados indican que es posible utilizar las mismas correlaciones con independencia de que las observaciones de τ_c y P_d provengan de registros de velocidad o aceleración.

Estimación de la Intensidad

Otra forma de validar las correlaciones obtenidas es usando otro tipo de observaciones, como puede ser la intensidad. En Carranza *et al.*, (2013) se obtuvo una correlación empírica entre P_d y PGV, que junto a las relaciones propuestas por otros autores (Wald *et al.*, 1999; Faenza y Michelini, 2010) entre PGV y la intensidad instrumental I_{MM} , permite obtener de forma rápida los valores de I_{MM} a partir de los valores de PGV teóricos. El PGV teórico se obtiene a partir de la ecuación 4.5 con P_d observado en $\tau_0=3s$.

Para comprobar la validez de esta hipótesis, se han generado mapas de intensidad esperada (I_E) a partir de P_d , lo cuáles se comparan con los mapas de intensidad

instrumental (I_{MM}) obtenidos a partir de la PGV registrada, y con los mapas de intensidad observada (I_{OB}). Los pasos para obtenerlos son los siguientes:

1. Para todos los puntos en los que existe registro del terremoto (estaciones sísmicas) se calcula P_d en una ventana de tiempo de 3s.
2. A partir de P_d se estima una PGV teórica (PGV^t) aplicando la ecuación 4.5
3. Se obtiene la intensidad esperada (I_E) aplicando las relaciones de Wald *et al.*, (1999) y Faenza y Michelini (2010) sobre PGV^t
4. Se genera el mapa promediado las I_E de cada estación (macro Anexo IV)
5. Por otra parte, se calcula la amplitud máxima del registro de velocidad completo en todas las estaciones anteriores, obteniendo el PGV observado (PGV^o)
6. Se obtiene la intensidad instrumental (I_{MM}) aplicando las relaciones de Wald *et al.*, (1999) y Faenza y Michelini (2010) sobre PGV^o
7. Se genera el mapa promediado las I_{MM} de cada estación (macro Anexo IV)
8. A partir de todos los puntos (localidades) con información disponible de intensidad observada (I_{OB}) se promedia el mapa de intensidad observada (macro Anexo IV)

Aunque para generar los mapas se ha utilizado los datos disponibles en toda la región, por su mayor interés sólo se muestra en la figuras la región epicentral.

Con esta metodología se ha estudiado dos terremotos, uno ocurrido al oeste del cabo de San Vicente 2009 ($M_w=5.5$) y otro al sureste de la Península Ibérica, el terremoto de Lorca 2011 ($M_w=5.1$), es decir a ambos lados del estrecho de Gibraltar. Las intensidades observadas provienen del catálogo del IGN (<http://www.ign.es/ign/layoutIn/sismo-FormularioCatalogo.do>). Para el terremoto del cabo de San Vicente 2009 se ha añadido las intensidades de Portugal obtenidas en el catálogo del USGS (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/browse/significant.php>). Previamente, se ha comparado las intensidades de ambos catálogos para las localidades españolas, no encontrado diferencias significativas.

Terremoto cabo de San Vicente 2009

Para generar los mapas de I_E e I_{MM} del terremoto del cabo de San Vicente, se utilizan datos de un total de 20 puntos (estaciones), y para generar el mapa de I_{OB} 278 puntos (poblaciones).

En las figuras 4.16a y 4.16b se muestra la intensidad estimada I_E y la I_{MM} aplicando la relación PGV-Intensidad de Wald *et al.*, (1999), y en las figuras 4.16c y 4.16d, I_E e I_{MM} , en caso de utilizar la relación de Faenza y Michelini (2010). La figura 4.16e corresponde a la intensidad observada (I_{OB}).

Los mapas de I_E e I_{MM} aplicando la relación de Wald *et al.*, (1999) en general son similares (figuras 4.16a y 4.16b), pero en algunos puntos (estaciones) hay una diferencia de I_E de un grado (intensidad menor), lo que hace que la extensión de la zona con intensidad II-III sea menor. De igual forma ocurre entre los mapas de I_E e I_{MM} aplicando Faenza y Michelini (2010), ya que tan sólo en el punto más cercano al epicentro se obtiene $I_E=IV$, y en cambio, a partir del PGV observado, son nueve las estaciones con $I_{MM}=IV$ (figuras 4.16c y 4.16d).

Si bien no hay una diferencia significativa en emplear la relación de Wald *et al.*, (1999) o la de Faenza y Michelini (2010) en los mapas de I_E (figuras 4.16a y 4.16c), esta diferencia si es notable para la I_{MM} (figuras 4.16b y 4.16d). En la figura 4.16b la región de intensidad IV se limita al extremo del cabo, sin embargo al utilizar la relación de Faenza y Michelini (2010), la zona con dicha intensidad se extiende más de 100 km hacia el interior de Portugal (figura 4.16d).

En la figura 4.16e se muestra el mapa de intensidades observadas. En él se aprecia que el terremoto ha sido sentido con intensidades III y IV en toda esta área. Al compararlo con el resto de mapas de la figura 4.16, el mejor ajuste de la I_{OB} se obtiene en la figura 4.16d correspondiente a la I_{MM} (a partir de PGV^0) y a la relación de Faenza y Michelini (2010). Aun así, la intensidad observada (I_{OB}) es mayor que la instrumental (I_{MM}).

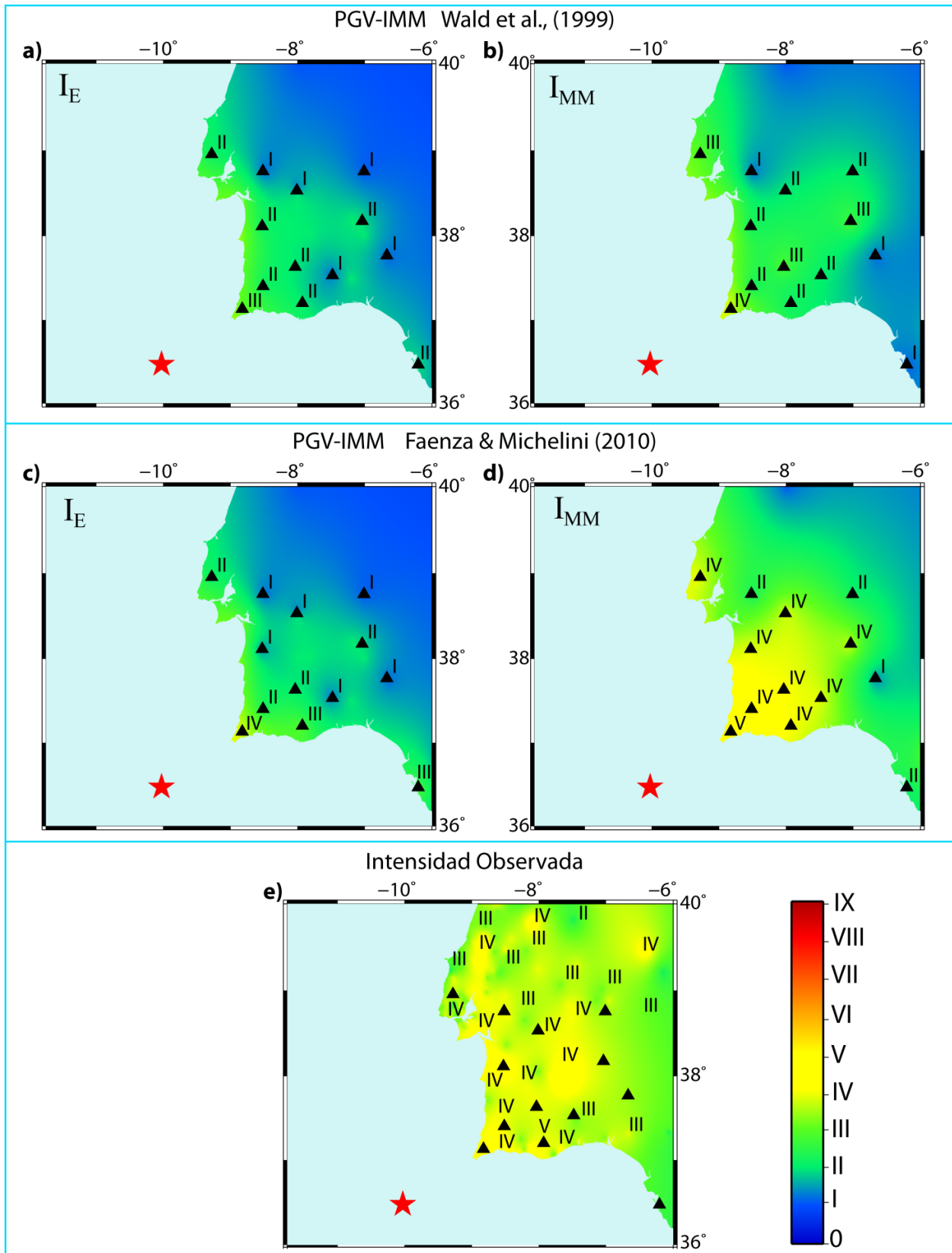


Figura 4.16. Terremoto del cabo de San Vicente 2009. a) I_E y b) I_{MM} aplicando Wald *et al.*, (1999); c) I_E y d) I_{MM} aplicando Faenza y Michelini (2010); e) Intensidad observada. La escala de indica el nivel de intensidad. La estrella roja indica el epicentro, y los triángulos las estaciones.

Terremoto de Lorca 2011

El terremoto de Lorca 2011 ($M_w=5.1$) es el otro sismo que se ha utilizado en este estudio. Los mapas de I_E e I_{MM} se obtienen a partir del P_d y PGV^o de 35 estaciones (puntos), y datos de intensidad observada en 107 poblaciones (puntos). Si bien este terremoto es de menor magnitud, ocurre en el centro de la red, proporcionando mejor cobertura azimutal y mayor número de registros.

En las figuras 4.17a y 4.17b se muestra la intensidad estimada I_E y la I_{MM} aplicando la relación PGV -Intensidad de Wald *et al.*, (1999) y en las figuras 4.17c y 4.17d aplicando Faenza y Michelini (2010). La figura 4.17e corresponde a la intensidad observada.

Aunque los mapas de I_E e I_{MM} aplicando Wald *et al.*, (1999) son cuasi-idénticos (figuras 4.17a y 4.17b), la zona de intensidad IV-V es ligeramente mayor para I_E (figura 4.17a), que la I_{MM} obtenida a partir de PGV^o (figura 4.17b). Igualmente, la zona de intensidad $I_E=II-III$ se extiende más hacia el NE, debido a que la estación más al norte estima $I_E=III$ a partir de P_d .

Aplicando Faenza y Michelini (2010) las zonas de intensidad estimada $I_E=VI-VII$ e $I_E=IV-V$ (figura 4.17c) son más extensas que para la intensidad instrumental I_{MM} (figura 4.17d). Además, la zona $I_E=II-III$ se extiende más al este que la respectiva para el caso de I_{MM} .

Hay una diferencia significativa entre utilizar la relación de Wald *et al.*, (1999) o la de Faenza y Michelini (2010) para obtener las intensidades I_E (figuras 4.17a y 4.17c). El área de intensidad $I_E=IV-V$ es tres veces mayor en caso de utilizar Faenza y Michelini (2010), al igual que aumenta la zona $I_E=VI-VII$ con esta relación. Por el contrario, para la intensidad I_{MM} (figuras 4.17b y 4.17d) la diferencia entre usar Wald *et al.*, (1999) o Faenza y Michelini (2010), no es tan notable.

El mapa intensidades observadas (I_{OB}) se muestra figura 4.17e. Se observa como el área de intensidades $I_{OB}=VI-VII$ e $I_{OB}=IV-V$ es menor que en el resto de mapas de la figura 4.17. El mejor ajuste se obtiene al utilizar la relación de Wald *et al.*, (1999) (figuras 4.17a y 4.17b). Sin embargo la zona de $I_{OB}=II-III$ ocupa toda la región mostrada en la figura 4.17e, y en este rango de intensidades ajusta mejor la relación de Faenza y

Michelini (2010) (figura 4.17c y 4.17d). Por tanto, al contrario que en el terremoto anterior, la intensidad observada es sobrestimada tanto a partir de P_d (I_E) como a partir del PGV observado (I_{MM}).

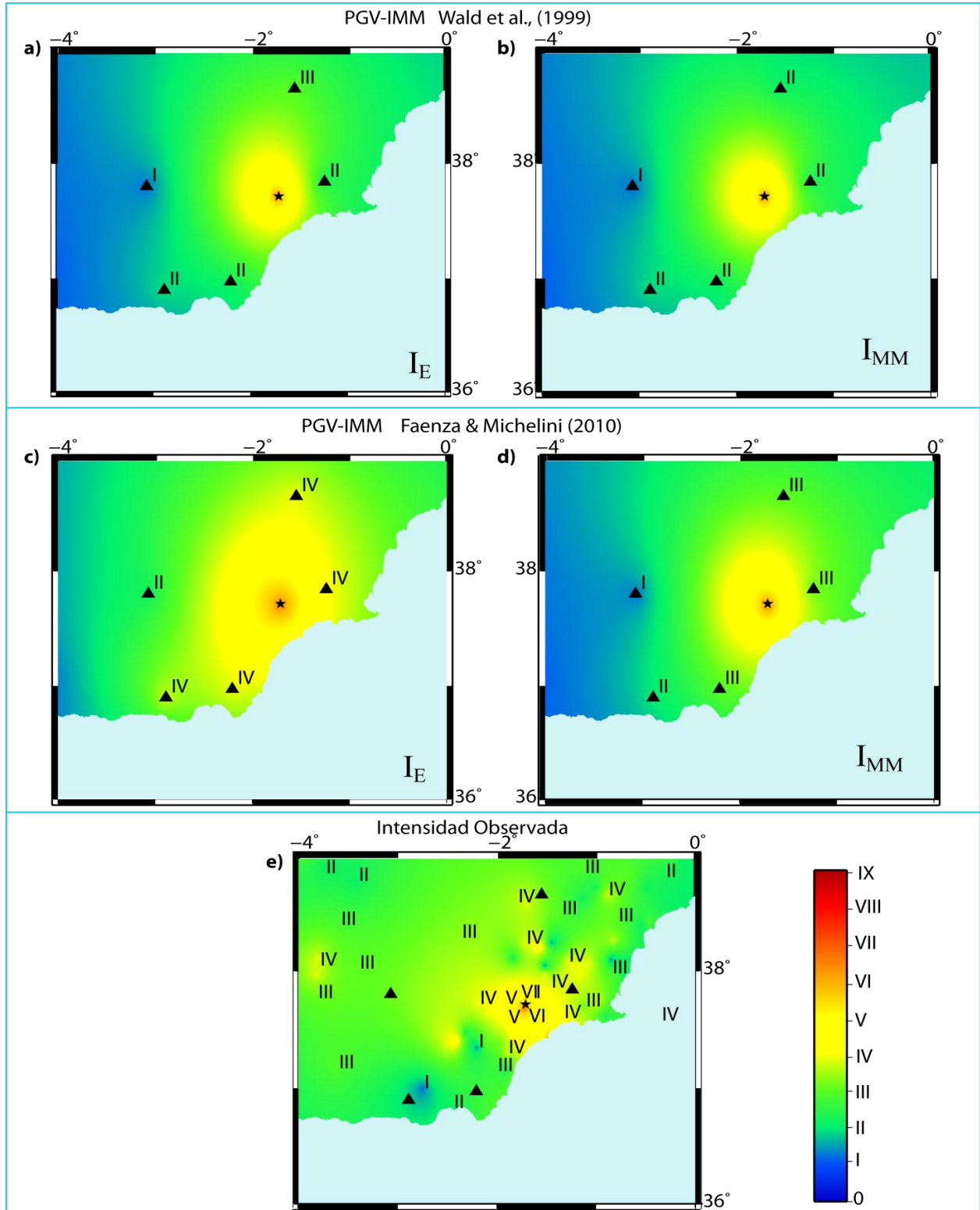


Figura 4.17. Terremoto de Lorca 2011. a) I_E y b) I_{MM} aplicando Wald *et al.*, (1999); c) I_E y d) I_{MM} aplicando Faenza y Michelini (2010); e) Intensidad observada. La escala de indica el nivel de intensidad. La estrella roja indica el epicentro, y los triángulos las estaciones.

Para un EEWS, es importante tener mapas de intensidad estimada (I_E) en zonas próximas al epicentro y a partir de una intensidad umbral de IV. En los dos terremotos analizados, se ha encontrado un comportamiento opuesto para esta intensidad umbral. Mientras que en el terremoto del cabo de San Vicente (figuras 4.16a y 4.16c) I_E infraestima la intensidad en comparación con la observada (I_{OB}), en el terremoto de Lorca la sobrestima (figuras 4.17 a y 4.17c). Esta diferencia entre los dos casos estudiados puede deberse a que se trata de dos casos completamente diferentes, ya que para el terremoto del 2009 la cobertura azimutal es limitada (13° - 110°) y la estación más cercana está a 133 km mientras que la cobertura azimutal del terremoto de Lorca es mucho mayor (208° - 71°) y la estación más cercana está a 43 km. Además en el primer caso se han utilizado 20 estaciones, mientras que para el terremoto de Lorca se han podido utilizar 35.

Se han encontrado diferencias importantes entre utilizar la relación PGV-Intensidad obtenida por Wald *et al.*, (1999), y utilizar la obtenida por Faenza y Michelini (2010), aunque con ambas la diferencia entre la I_{MM} y la intensidad observada es importante (figuras 4.16y 4.17). Por lo tanto no se puede establecer cuál de ellas es más adecuada para la región Ibero-Mogrebí, y es recomendable obtener una relación específica para la zona.

4.4 Extensión de la ventana temporal

Hasta el momento, los parámetros P_d y τ_c han sido determinados en una ventana fija de $\tau_0=3s$. Como ya se ha mencionado, Colombelli *et al.*, (2012b) proponen extender la longitud de ventana temporal para terremotos de $M_w>6.5$. En esta sección se muestran los resultados del estudio realizado para ventanas de tiempo de longitud comprendida entre la primera llegada de la onda P y 20s.

4.4.1 Terremoto de Boumerdes 2003

Esta parte de la tesis ha sido publicada en el año 2015 en la revista “Pure and Applied Geophysics” de SCI cuya referencia completa es:

M. Carranza, E. Buforn, A. Zollo (2015). Testing the Earthquake Early-Warning Parameter Correlations in the Southern Iberian Peninsula. *Pure Appl. Geophys.*, 172, Issue 9, 2435-2448, doi: 10.1007/s00024-015-1061-6

La publicación completa puede descargarse de la página oficial a través de la revista: <http://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00024-015-1061-6#/page-1>

En este artículo se aplican las ecuaciones 4.1 y 4.4 al terremoto de Boumerdes ($M_w=6.8$) ocurrido en Mayo de 2003, con el objetivo de comprobar si son válidas las correlaciones para un terremoto de mayor magnitud a los empleados para obtenerlas.

Los autores obtienen que tanto a partir de P_d^{200} como de τ_c se subestima la magnitud del terremoto ($M_w=6.1\pm 0.3$ y $M_w=6.2\pm 0.3$ respectivamente). La explicación que se da es que una ventana de 3s no es suficiente para estimar correctamente el tamaño de este terremoto, tal y como Colombelli *et al.*, (2012a; 2014) muestran que ocurre para terremotos grandes ($M>6.5$). Por este motivo en el artículo se analizan los valores de τ_c y P_d^{200} cuando la ventana de tiempo τ_0 se incrementa hasta 20s para los 3 terremotos de mayor magnitud de la base de datos: 2003 Boumerdes ($M_w = 6.8$), 2004 Alhucemas ($M_w = 6.3$), y el cabo de San Vicente 2007 ($M_w = 5.9$). Los resultados muestran que se obtiene una mejor estimación de la magnitud cuando la ventana de tiempo τ_0 se extiende hasta los 6s, para terremotos de la región con $M_w>6$.

Este artículo puso de manifiesto la necesidad de incluir una extensión de la ventana temporal a los terremotos de la RIM. Los resultados se muestran en el siguiente apartado.

4.4.2 Análisis de P_d en ventanas de tiempo extendidas para la RIM

Colombelli *et al.*, (2014) y Colombelli y Zollo (2015) proponen que es posible distinguir si un terremoto es grande o pequeño a partir de los primeros segundos de la señal utilizando la variación de P_d en ventanas temporales (τ_0) progresivamente aumentadas. Además, estos autores desarrollaron un modelo, explicado en el capítulo 2, cuyos parámetros de ajuste (T1, T2, B1 y PL) están relacionados con la magnitud del terremoto.

Con el objetivo de probar si esta hipótesis puede aplicarse a terremotos de la región Ibero-Mogrebí, se ha realizado el estudio de la evolución temporal de P_d en ventana de tiempos comprendidas entre 0 y 20s utilizando los 94 terremotos de la base de datos de

Carranza *et al.*, (2013) (columna GRL tabla I.1 del Anexo I), a la que se ha añadido el terremoto de Boumerdes 2003 ($M_w=6.8$) y el reciente terremoto del 25/01/2016 de $M_w=6.3$ ocurrido en el mar de Alborán.

Siguiendo el trabajo de Colombelli *et al.*, (2014), τ_0 se denominará a partir de ahora como PTW en esta sección. Además, el pico de desplazamiento P_d se reduce a 10 km en lugar de a 200 km para poder comparar los resultados con los de Colombelli *et al.*, (2014). Las ecuaciones 4.3 y 4.4 modificadas para esta distancia son:

$$P_d^{10} = P_d 10^{-1.7 \log(10/R)} \quad (4.20)$$

$$\log(P_d^{10}) = -6.1(\pm 0.6) + 1.00(\pm 0.13)M_w \quad (4.21)$$

Para el procesado de datos se han seguido los pasos expuestos en el capítulo 3. Tal y como se indica en dicho capítulo, la PTW sólo puede extenderse hasta antes de la llegada de la onda S.

Para calcular el tiempo teórico de llegada de la onda S se han tomado 10 terremotos de la base de datos, de diferente magnitud y se ha determinado la diferencia de tiempos T_{S-P} manualmente. En la figura 4.18 se muestra el valor de T_{S-P} frente a la distancia epicentral para estos terremotos (puntos negros). Estos datos se ajustan a una recta mediante una regresión lineal a la que se obliga a pasar por el origen. La pendiente de la ecuación del ajuste se ha reducido un 20% para que la probabilidad de inclusión de la onda S sea aún menor. Con esta metodología se obtiene a siguiente expresión para el tiempo teórico de llegada de la onda S (T_S^t) en función del tiempo de llegada de la onda P (T_P) y de la distancia epicentral (R):

$$T_S^t = 0.0776(\pm 0.004) \cdot R + T_P \quad (4.22)$$

La extensión de PTW en cada estación se hará hasta alcanzar el correspondiente T_S^t ($PTW < T_S^t$) para cada estación en función de la distancia epicentral a la que este situada.

Para calcular un promedio de P_d^{10} en cada PTW se establece como condición que exista un mínimo 7 estaciones que cumplan los requisitos de $SNR > 5$ y $PTW < T_S^t$. Estas condiciones restringen el número de terremotos que pueden ser analizados de 96 a 25.

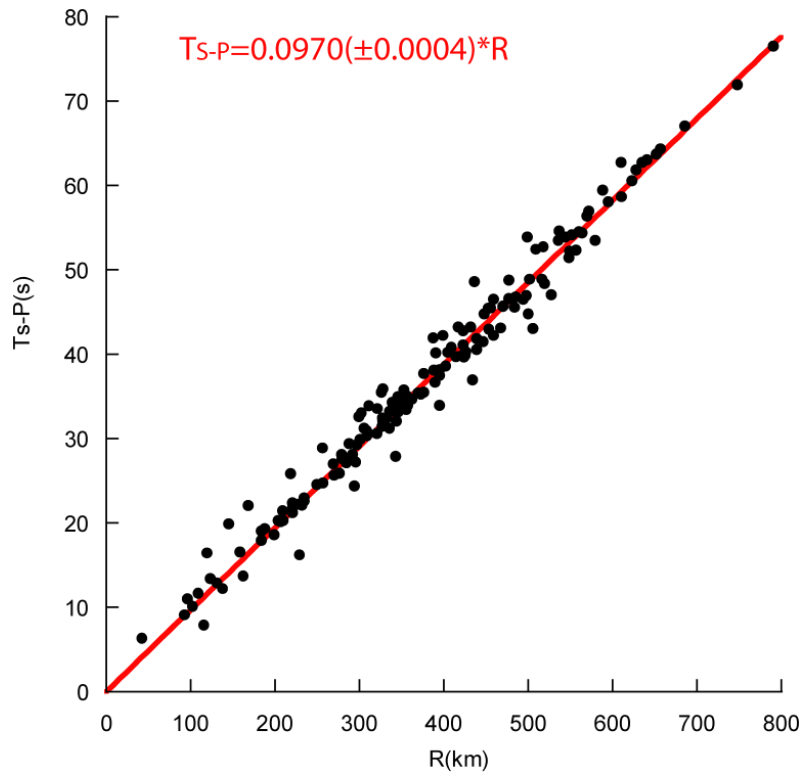


Figura 4.18: T_{S-P} en función de la distancia epicentral. La línea roja corresponde al mejor ajuste lineal.

En la figura 4.19 se presentan la evolución temporal del P_d^{10} promedio de cada terremoto en función de la PTW. El color de la curva representa la magnitud del terremoto y en el eje de la derecha se muestra la magnitud teórica M_w obtenida a partir de la ecuación 4.21.

En la figura 4.19, se aprecia que terremotos de mayor magnitud ($M_w > 6.3$; rojo y naranja) presentan valores de P_d^{10} más altos como era de esperar (ecuación 4.21). Además para todos los terremotos se observa como P_d^{10} aumenta hasta alcanzar un valor estable proporcional a la magnitud esperada. Pero, tal y como también observan Colombelli *et al.*, (2014), este incremento inicial para los terremotos de mayor magnitud es más lento que para los terremotos menores. Asimismo, para alcanzar el nivel estable los terremotos de mayor magnitud necesitan una PTW más extensa.

En la figura 4.19 también se observa que los terremotos de $M_w > 6.3$ presentan un primer valor estable y posteriormente un salto hasta alcanzar otro segundo valor estable. Los terremotos que presentan dicho doble nivel son el terremoto de Boumerdes de 2003 ($M_w = 6.8$) con un salto a los 11s, Alhucemas 2004 ($M_w = 6.3$) a los 4s y por último el

terremoto del mar de Alborán de 2016 ($M_w=6.3$) a los 5s. Este salto no se observa para los terremotos de $M_w < 6.0$.

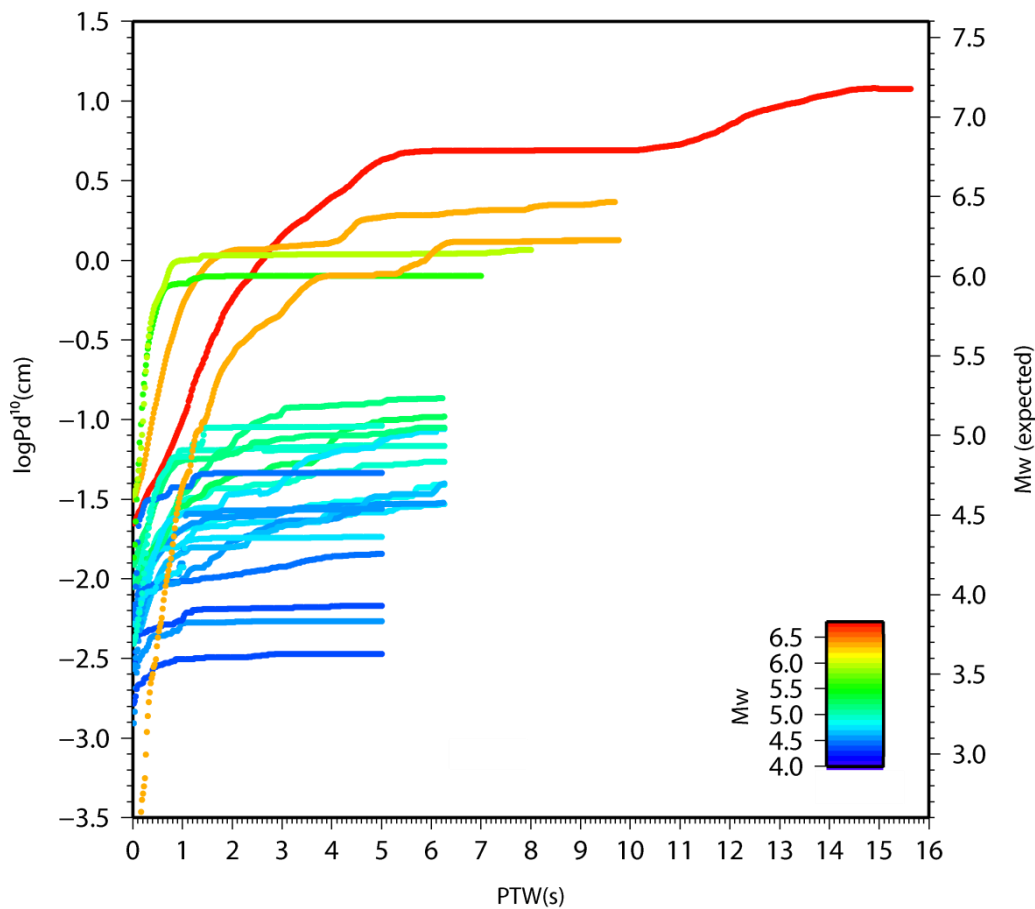


Figura 4.19: Promedio de P_d^{10} en función de la PTW. La escala de color corresponde a M_w . El eje de la derecha muestra la M_w estimada con la ecuación 4.21.

Se han ajustado todas las curvas de la figura 4.19 al modelo de función lineal de tres tramos (figura 2.9) propuesto por Colombelli *et al.*, (2014). En el caso de los tres terremotos con doble nivel se ha realizado el ajuste tomando en cuenta solo el primer nivel para poder lograr la convergencia numérica con el programa de ajuste `fit_cornerPTW_3piecewise`.

Obtenidos los valores de T1, B1, T2 y PL para los terremotos de la región Ibero-Mogrebí, se muestra su variación en función de la magnitud en la figura 4.20 (puntos rojos). También se incluyen en dicha figura los resultados de Colombelli *et al.*, (2014) para terremotos de Japón (puntos negros), y las rectas de ajuste, obtenidas por estos autores con sus respectivos intervalos de confianza del 95%.

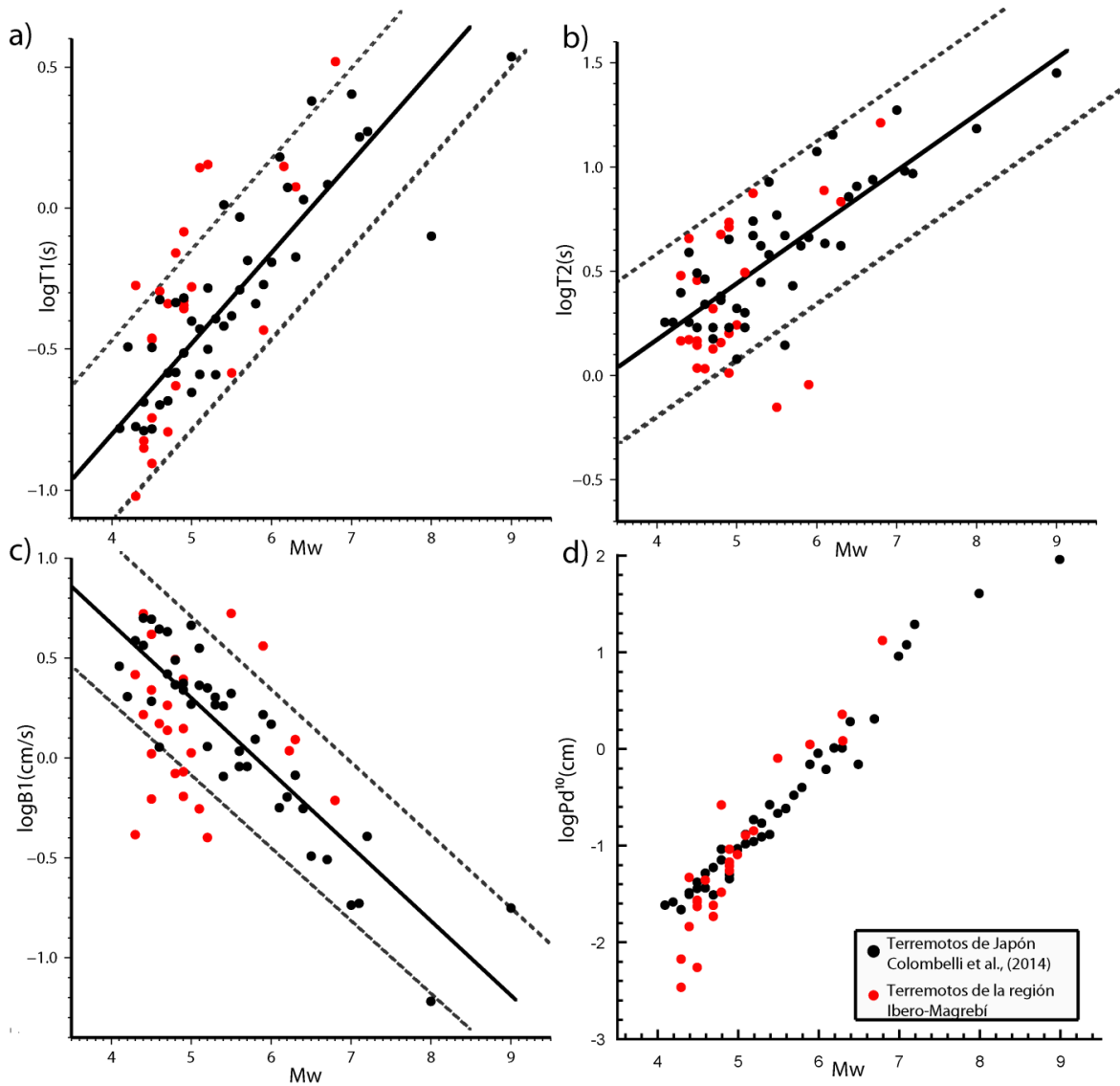


Figura 4.20: Relación entre los parámetros del modelo de Colombelli et al., (2014) y la magnitud **a)** tiempo T1 **b)** tiempo T2 **c)** Pendiente B1 **d)** nivel estable PL ($\log P_d^{10}$) para terremotos de la región Ibero-Mogrebí.

En la figura 4.20a se observa que el logaritmo del tiempo T1 aumenta con la magnitud para los datos de ambos estudios. Los valores de T1 de la región Ibero-Mogrebí (puntos rojos) se encuentran dentro del margen de confianza establecido por Colombelli *et al.*, (2014), salvo para 6 terremotos que presentan un T1 mayor. Debido a la escasez de datos a partir de $M_w > 5$ y dispersión de valores, no se realizan los ajustes para la región Ibero-Mogrebí.

De igual forma ocurre con el logaritmo del tiempo T2, la PTW en la cual P_d alcanza un valor estable, aumenta con la magnitud (figura 4.20b). Salvo con la excepción de dos

terremotos, los valores de T2 de la región Ibero-Mogrebí se encuentran dentro de los márgenes de confianza del ajuste obtenido por Colombelli *et al.*, (2014).

En la figura 4.20c, Colombelli *et al.*, (2014) observan una relación descendente del parámetro B1 (pendiente inicial del modelo) frente la magnitud. Como B1 puede ser estimado con 1-2s de registro, es el parámetro más importante para mejorar la rapidez de los EEWS. En el caso de los terremotos de la región Ibero-Mogrebí no se observa esta relación, (figura 4.20c).

El parámetro PL valor estable de $\log P_d^{10}$, aumenta con la magnitud (figura 4.20d) como ya se observaba con la escala de color de la figura 4.19. Además, a excepción de 3 terremotos, los resultados de la región Ibero-Mogrebí se ajustan bien a la distribución de valores de PL obtenidos por Colombelli *et al.*, (2014).

Colombelli y Zollo (2015; 2016) relacionan la variación de P_d con y la derivada de la función momento (MRF), y con el proceso de ruptura. Suponiendo una MRF de forma triangular, estos autores relaciona el tiempo T2 con la mitad de la duración de la MRF y PL con su máxima amplitud. Ésta hipótesis nos lleva a proponer que si la ruptura del terremoto es compleja las curvas de evolución de P_d con la PTW mostrarán también ésta complejidad. En el siguiente apartado se trata de explicar el doble incremento observado en los terremotos de la región Ibero-Mogrebí (figura 4.19) debido a la complejidad de la ruptura.

4.4.3 MRF compleja y parámetro P_d

El doble incremento de la evolución de P_d con PTW para el terremoto de Boumerdes 2003 ($M_w=6.8$) se explicó en Carranza *et al.*, (2015) por la llegada fase secundaria P_g de mayor amplitud. En la tabla 4.3, se ha analizado la diferencia de tiempos (Δt) entre la primera llegada (T^{Pn}) y el tiempo en el que se observa el aumento de la amplitud (T^{Pg}) en cada estación.

Se observa que Δt es cuasi-invariante para estaciones situadas a distancias epicentrales entre 300 y 600 km (tabla 4.3), y por lo tanto el incremento hallado en P_d no puede explicarse como una fase diferente para este terremoto.

Una posible explicación del doble incremento de la evolución de P_d^{10} con PTW observado en el terremoto de Boumerdes es la complejidad de la ruptura, atendiendo a los estudios de Colombelli y Zollo (2015; 2016). En la figura 4.21 se compara la MRF del terremoto de (Delouis *et al.*, 2004) con la curva de variación del P_d^{10} con el tiempo.

Tabla 4.3.-Estación, distancia epicentral, tiempo de llegada de P y de P_g y su diferencia para el terremoto de Boumerdes de 2003 ($M_w=6.8$)

Estación	R(km)	T^{Pn} (hh:mm:ss)	T^{Pg} (hh:mm:ss)	Δt (s)
EIBI	322	18:45:06	18:45:16	10
MAHO	327	18:45:06	18:45:16	10
ETOS	337	18:45:07	18:45:15	08
EBEN	406	18:45:17	18:45:26	09
CART	419	18:45:18	18:45:28	10
ETOB	507	18:45:29	18:45:40	11
EMUR	453	18:45:22	18:45:32	10
EMOS	537	18:45:32	18:45:43	11
ERTA	545	18:45:33	18:45:44	11
EPOB	553	18:45:34	18:45:46	12
EBER	589	18:45:38	18:45:49	11
EQES	612	18:45:43	18:45:52	09

La MRF de Delouis *et al.*, (2004) es compleja y muestra que la ruptura comienza con una liberación de energía que alcanza un máximo en 4-5 segundos. Disminuye ésta liberación de energía para volver a aumentar con un segundo máximo (con amplitud doble del primero) en 10-12s (figura 4.21a).

Si se compara la MRF con la evolución del P_d^{10} con PTW del terremoto de Boumerdes, se observa un incremento de P_d^{10} durante los 5 primeros segundos hasta alcanzar un primer nivel de estable ($\log P_d^{10}=0.7\text{cm}$). Este valor estable se mantiene hasta una PTW de 10s, instante en el que comienza a incrementar de nuevo hasta un segundo valor estable ($\log P_d^{10}=0.7\text{cm}$) a los 14 segundos (figura 4.21b). Por lo tanto se observa que los dos valores estables de P_d^{10} se obtienen a 5-6s y 13-14s, valores similares a los 2 máximos de la MRF de Delouis *et al.*, (2004).

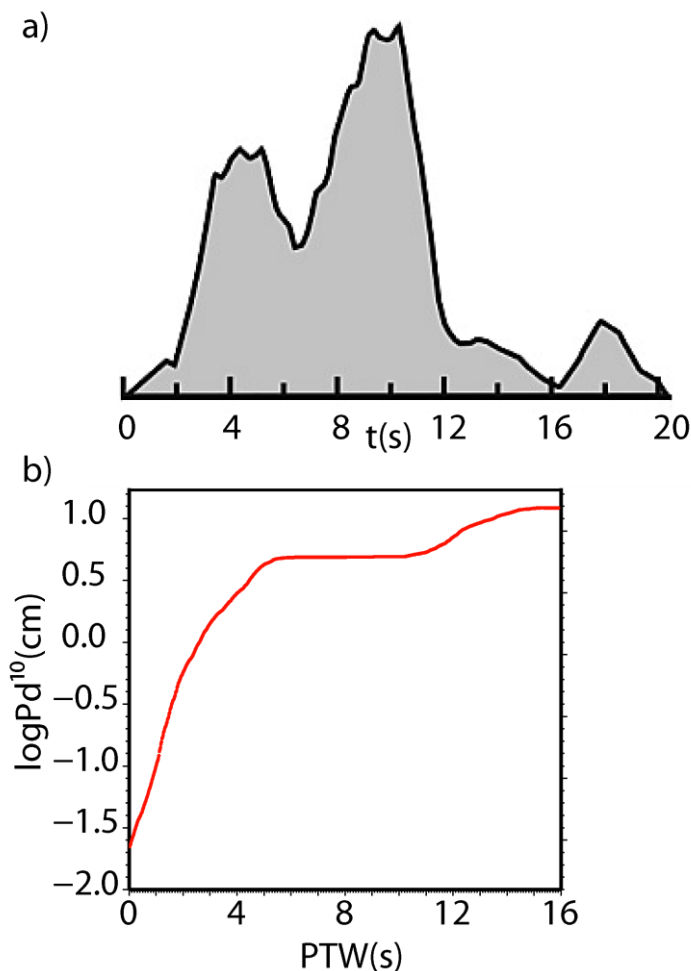


Figura 4.21: terremoto de 2003 Boumerdes ($M_w=6.8$) **a)** función temporal de la fuente sísmica (Delouis *et al.*, 2004) **b)** P_d^{10} frente a longitud de PTW.

En el terremoto de Alhucemas 2004 ($M_w=6.3$), también se ha encontrado un doble incremento de P_d^{10} al extender la PTW (figura 4.22b), aunque menos pronunciado que en el caso del terremoto de Boumerdes. Si se compara con la MRF obtenida por Stich *et al.*, (2005) se observa que ésta también presenta dos máximos en los primeros 5 segundos (figura 4.22a). El primer pico, de mayor amplitud ocurre en 1-2s y el segundo de amplitud menor alcanza su valor máximo entre 4-5s (figura 4.22a). En la figura 4.22b se observa como P_d^{10} incrementa inicialmente hasta alcanzar de un primer valor estable ($\log P_d^{10}=0.1\text{cm}$) dentro de los 2 primeros segundos e incrementa de nuevo levemente a un segundo nivel estable ($\log P_d^{10}=0.3\text{cm}$). De nuevo, para el terremoto de Alhucemas, el tiempo de los picos de la MRF coinciden con los valores de PTW en los que se observan valores estables en P_d^{10} .

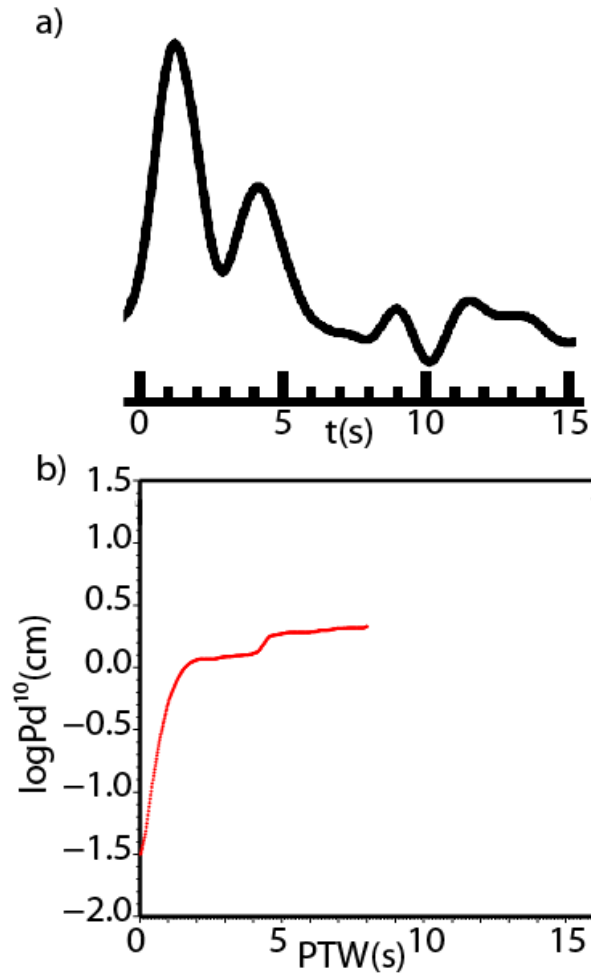


Figura 4.22: terremoto de 2004 Alhucemas ($M_w=6.3$) **a)** función temporal de la fuente sísmica (Stich *et al.*, 2005) **b)** P_d^{10} frente a longitud de PTW.

Por último, se realiza el mismo estudio de los terremotos, en los cuales no se ha encontrado el doble incremento en la evolución de P_d^{10} .

En la figura 4.23a, 4.23b y 4.23c se muestra la curva de P_d^{10} frente a PTW para los terremotos del Cabo de San Vicente de 2007 ($M_w=5.9$), 2009 ($M_w=5.5$) y Lorca 2011 ($M_w=5.1$). Se observa cómo, tanto el terremoto del Cabo de San Vicente de 2007 como el de 2009, presentan un rápido incremento de P_d^{10} con un único valor estable alcanzado en 1-2s de PTW. En ambos la MRF (Pro *et al.*, 2013) tiene forma triangular con una anchura de 1-2s.

La MRF del terremoto de Lorca (figura 4.23c) presenta un pequeño incremento antes de los 0.5s tras el que se produce un la mayor liberación de energía en un máximo que finaliza en un segundo (Pro *et al.*, 2014). La evolución de P_d^{10} con la PTW en este

terremoto muestra un incremento más lento que en los dos terremotos anteriores, alcanzado un valor estable en $PTW=3s$, y no presenta un doble incremento apreciable.

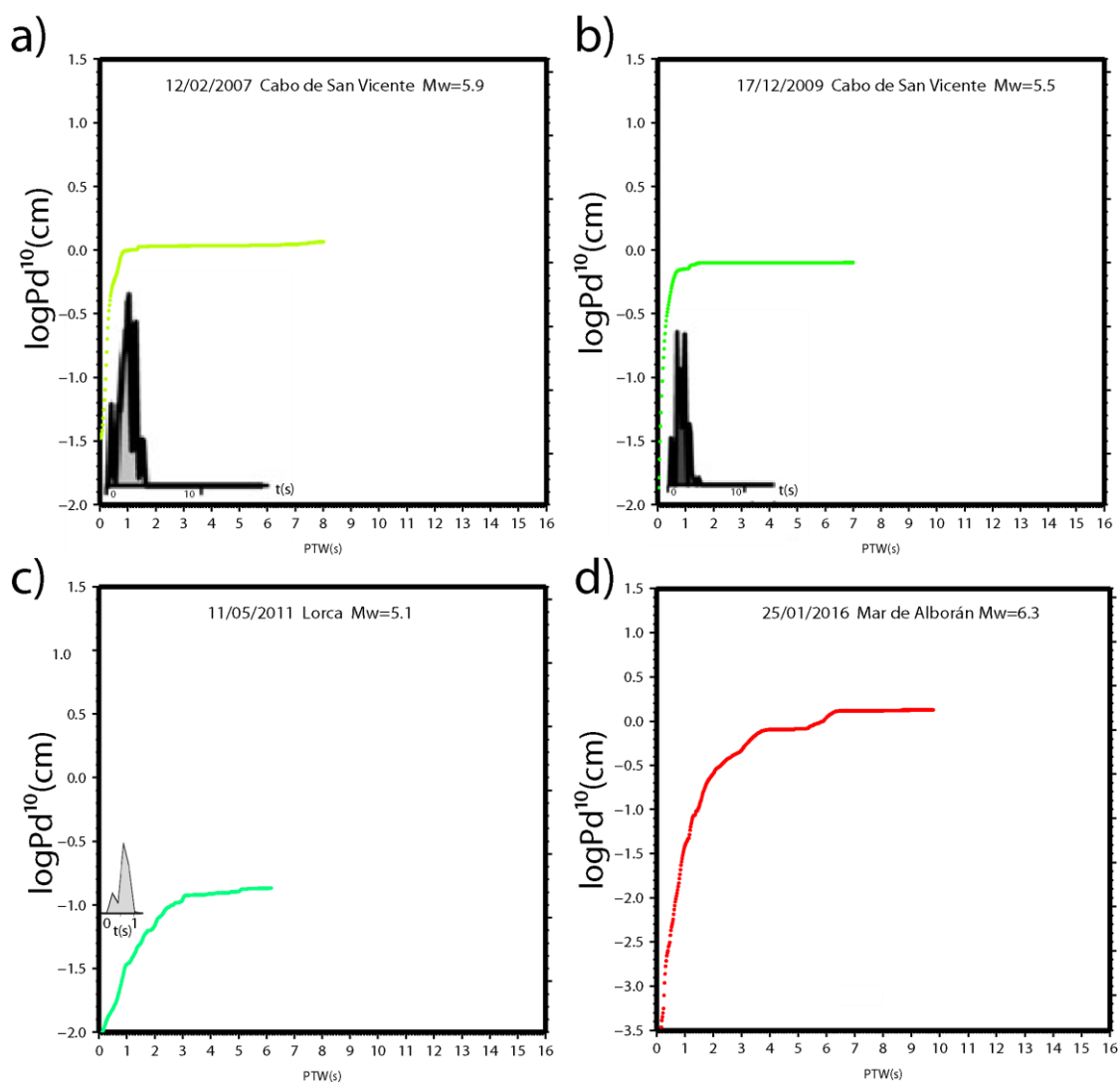


Figura 4.23: Evolución de P_d^{10} al incrementar PTW para los terremotos del **a)** Cabo de San Vicente 2007 **b)** Cabo de San Vicente 2009 **c)** Lorca 2011 **d)** Alborán 2016. En el interior de a) b) y c) se muestra la MRF obtenidas por Pro *et al.*, (2013; 2014).

La comparación cualitativa entre la MRF y la evolución de P_d^{10} al aumentar PTW sugiere que el doble incremento en este parámetro, está provocado por la complejidad de la ruptura en el caso del terremoto de Bouterdes (figura 4.21). Es decir, al ser el pico de desplazamiento proporcional al máximo de la MRF triangular (Colombelli y Zollo, 2015), si la ruptura es compleja y tiene máximos posteriores de mayor amplitud, la evolución de P_d^{10} presentará incrementos al ampliar la PTW en instantes acordes a los máximos de la MRF.

Sin embargo el terremoto de Alhucemas también presenta el doble incremento mientras que en su respectiva MRF el segundo pico es de menor amplitud que el primero (figura 4.22a). Por lo tanto el segundo de los picos de la MRF no puede explicar el doble incremento en P_d^{10} , ya que si P_d^{10} es proporcional al máximo de la MRF tras el primer pico de ésta, P_d^{10} debería ser máximo y no tener un segundo incremento. El incremento encontrado en P_d^{10} es mucho menor en el terremoto de Alhucemas que en el terremoto de Boumerdes, y es menos notable, por lo tanto una posible explicación es que P_d^{10} en realidad es proporcional a la liberación de energía y por tanto aunque la amplitud del segundo pico de la MRF sea menor (figura 4.22a) contribuye al aumento de P_d^{10} . Otros posibles factores pueden ser llegadas secundarias o un mal promedio de P_d por la insuficiente cobertura azimutal (300°-80°).

Los resultados obtenidos para los terremotos del Cabo de San Vicente (2007 y 2009) y el terremoto de Lorca (2011), corroboran que una MRF sencilla proporciona una evolución temporal de P_d^{10} con un único incremento.

Para confirmar que la complejidad de la MRF es la que controla la evolución temporal del P_d^{10} , sería necesario un estudio de una mayor cantidad de terremotos de magnitud $M > 6$ con ruptura compleja. La figura 4.23d muestra la evolución de P_d^{10} con la PTW para el terremoto del mar de Alborán del 25/01/2016 ($M_w=6.3$). Se observa que el logaritmo de P_d^{10} incrementa inicialmente hasta un nivel estable alcanzado los 4s de PTW ($\log P_d^{10} = -0.1 \text{ cm}$), y a continuación, incrementa de nuevo levemente entre los 5 y 6 segundos, alcanzando un segundo valor de P_d^{10} estable ($\log P_d^{10} = 0.2 \text{ cm}$). El doble incremento hallado en P_d^{10} estaría de acuerdo con una MRF compleja para este sismo. Aunque actualmente no existe una MRF publicada para este terremoto, estudios preliminares muestran que el terremoto tiene una MRF compleja (Buforn *et al.*, 2016).

En resumen, puede concluirse que los resultados son consistentes con lo expuesto en Colombelli y Zollo (2016), y la evolución inicial de P_d puede utilizarse para estimar no solo la magnitud del terremoto, sino también caracterizar la fuente. Pero una hipótesis esencial, es que P_d es promediado en un gran número de estaciones distribuidas tanto en distancia como en azimut. En caso de estudiar la evolución inicial de P_d en una única estación, la curva P_d vs PTW reproduciría la forma de la función temporal aparente (Aki y Richards 2002; Colombelli y Zollo, 2016).

4.5 Resultados para los terremotos de Taiwán

Se ha realizado un análisis adicional utilizando terremotos de Taiwán, ya que se dispone de un mayor número de terremotos de magnitud superior a 5, y un gran número de estaciones en la isla. En concreto se analizan la extensión de la longitud de ventana de tiempo para determinar P_d , y la variación azimutal de P_d y τ_c .

4.5.1 Análisis de P_d en ventanas de tiempo extendidas para Taiwán

Para analizar si las diferencias halladas en la figura 4.20 se debe a haber utilizado principalmente terremotos de $M_w < 5$, se utiliza la base de datos (figura 3.5a) de 20 terremotos de Taiwán (tabla II.1 del Anexo II), y registros de aceleración de dos redes diferentes (TSMIP y P-alert, Anexo II). Para obtener P_d se sigue la metodología de doble integración descrita en el capítulo 2.

Se ha observado que los registros de desplazamiento obtenidos a partir de la red P-alert (figura 3.5b) están altamente afectados por el ruido tras realizar la doble integración, incluso tras aplicar un filtro. Como ejemplo, en la figura 4.24 se muestra la componente vertical del registro del terremoto del 02/06/2013 ($M_l=6.5$) en un acelerógrafo de la red P-alert (a 48 km del epicentro) y en desplazamiento, obtenido tras la doble integración y haber aplicado el filtro. Como puede observarse, persiste el ruido que no puede eliminarse, por ello se ha descartado el uso de registros de la red P-alert, y se utilizaran sólo los procedentes de instrumentos de la red TSMIP.

Siguiendo el procedimiento descrito en el capítulo 3, para obtener la variación de P_d al aumentar progresivamente la ventana de tiempo (cada 0.02s) es necesario determinar el tiempo teórico de llegada de la onda S (T_s^t) y la correlación de P_d con la magnitud y la distancia para la región. Se han seguido para ambas procedimientos análogos a los realizados para los terremotos de la región Ibero-Mogrebí, obteniendo las siguientes expresiones:

$$T_s^t = 0.0792(\pm 0.0007) \cdot R + T_p \quad (4.23)$$

$$\log P_d = 0.63(\pm 0.04)M_w - 1.37(\pm 0.07)\log R - 3.10(\pm 0.16) \quad (4.24)$$

$$P_d^{10} = P_d 10^{-1.37 \log(10/R)} \quad (4.25)$$

$$\log(P_d^{10}) = -4.5(\pm 0.4) + 0.63(\pm 0.15)M_w \quad (4.26)$$

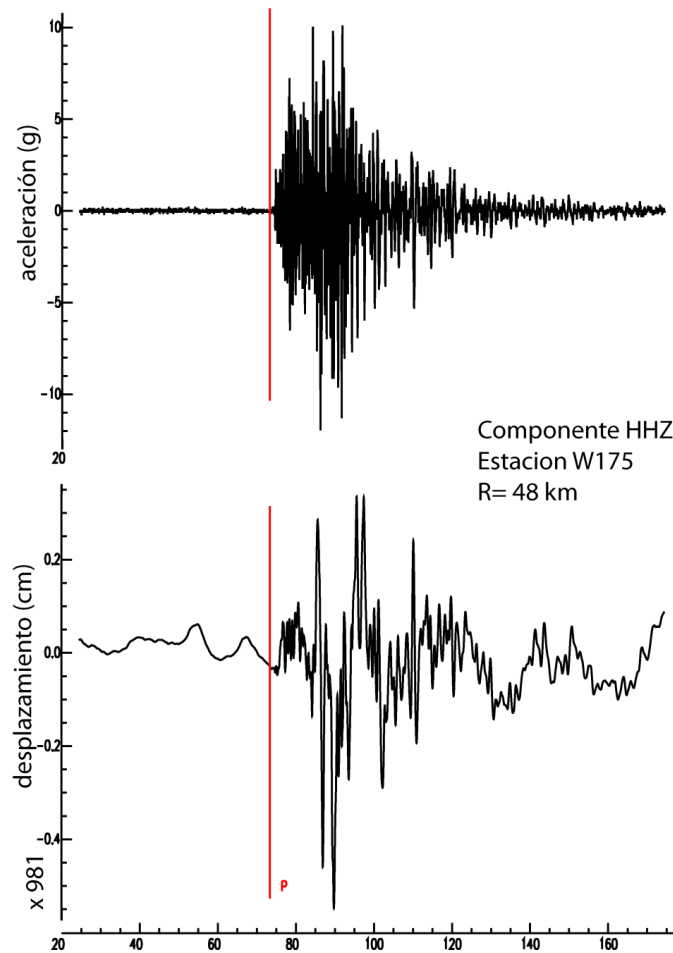


Figura 4.24: Registro de aceleración del terremoto del 02/06/2013 (Taiwán) y en desplazamiento tras la doble integración y filtrado.

Se establece de nuevo como condiciones para obtener el valor promedio de P_d en una PTW, que exista un mínimo 7 estaciones, que cumplan el criterio $SNR > 5$ en el registro de velocidad, y que $PTW < T_s^t$. Esto reduce el número de terremotos para los que se puede realizar el estudio de 20 a 18.

En la figura 4.25 se muestra la curva de variación del P_d^{10} promedio en función de la PTW para los 18 terremotos de Taiwán. El color de la curva representa la magnitud del terremoto y en el eje de la derecha se muestra la magnitud teórica obtenida a partir de la ecuación 4.26. La máxima PTW mostrada en la figura es de 6s ya que a partir de ahí el valor de P_d^{10} es estable en todos los terremotos. No se ha encontrado ningún salto en la evolución de P_d^{10} para los terremotos de Taiwan como ocurría en la RIM.

Los terremotos de mayor magnitud ($M_w=6.2-6.3$, color naranja y amarillo) tienen valores de P_d^{10} más altos y su incremento inicial es más lento (figura 4.25) que el de los terremotos menores, de acuerdo con la hipótesis de Colombelli *et al.*, (2014).

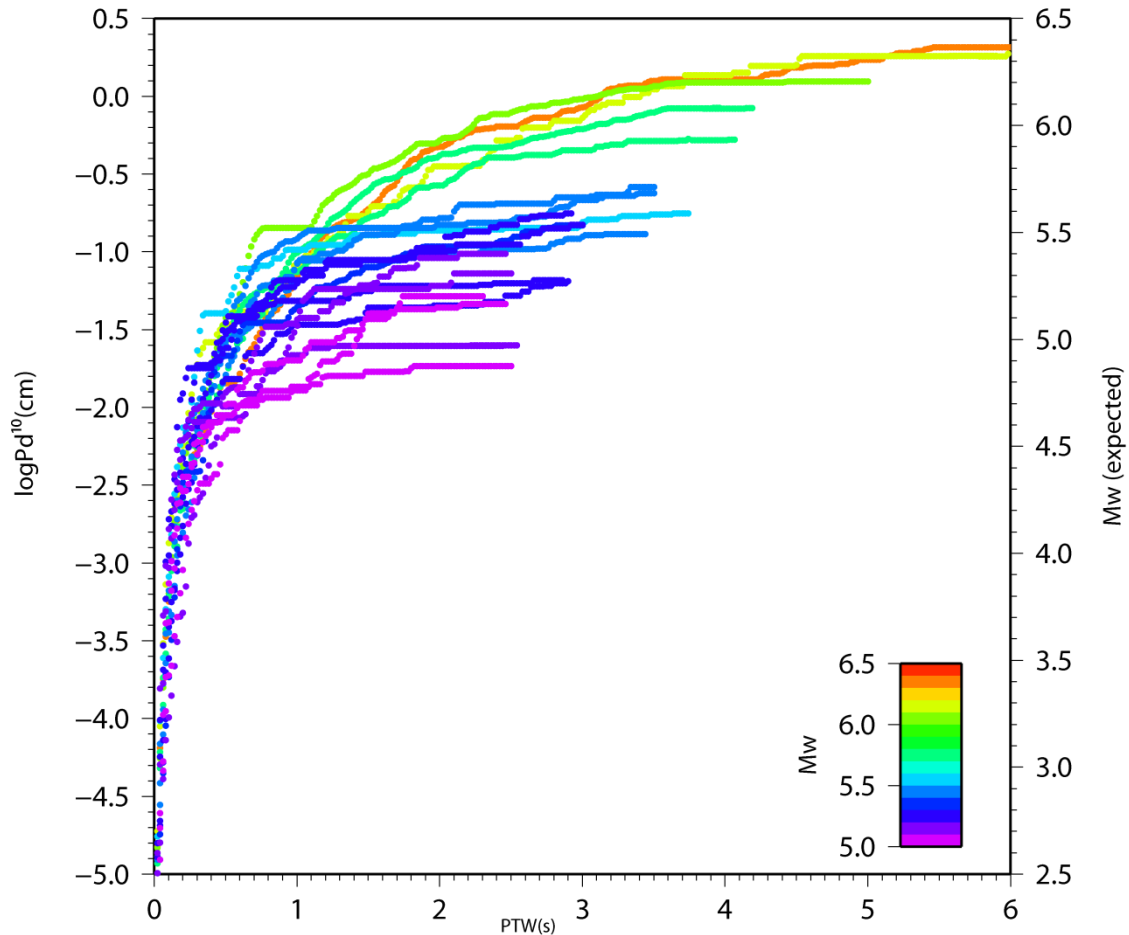


Figura 4.25: Promedio de P_d^{10} en función de la PTW para terremotos de Taiwán. La escala de color corresponde a M_w . El eje de la derecha muestra la M_w estimada con la ecuación 4.25.

Procediendo de igual forma que para la RIM, se han ajustado las 18 curvas de la figura 4.25 al modelo de función lineal de tres tramos propuesto por Colombelli *et al.*, (2014), relacionando los parámetros del ajuste T1, B1, T2 y PL con la magnitud. En la figura 4.26 se muestra el resultado para los terremotos de Taiwán (puntos rojos) junto a las observaciones de Colombelli *et al.*, (2014) para terremotos de Japón (puntos negros). En dicha figura también se muestran las rectas de ajuste obtenidas por estos autores, junto a los respectivos intervalos de confianza del 95% (líneas negras). Las rectas de ajuste obtenidas mediante regresión lineal de los valores de Taiwán se muestran mediante líneas rojas.

En las figuras 4.26a y b se observa que tanto el logaritmo de T1 como de T2 aumenta con la magnitud para terremotos de Taiwan, pero sus valores son menores que los obtenidos por Colombelli *et al.*, (2014). Las rectas de ajuste de ambos conjuntos de datos son aproximadamente paralelas, con pendiente 0.29 para el caso de T1 en ambos grupos de datos, y en el caso de T2 la pendientes es 0.27 para Japón mientras que la obtenida para terremotos de Taiwán es 0.31:

Parámetro T1

$$\text{Colombelli } et al., (2014) \quad \log(T1) = 0.29(\pm 0.03)M - 1.89(\pm 0.15) \quad (4.27)$$

$$\text{Terremotos de Taiwán} \quad \log(T1) = 0.29(\pm 0.09)M_w - 2.3(\pm 0.5) \quad (4.28)$$

Parámetro T2

$$\text{Colombelli } et al., (2014) \quad \log(T2) = 0.27(\pm 0.03)M - 0.87(\pm 0.16) \quad (4.29)$$

$$\text{Terremotos de Taiwán} \quad \log(T2) = 0.31(\pm 0.08)M_w - 1.5(\pm 0.5) \quad (4.30)$$

Por otra parte, se observa que el logaritmo de B1 disminuye con la magnitud, pero los valores obtenidos para Taiwán son mayores que los márgenes de confianza establecidos por los otros autores (figura 4.26c). Esto significa que el incremento inicial de P_d^{10} es más rápido en los terremotos de Taiwán. El ajuste lineal de ambos conjuntos de datos por separado da lugar a dos correlaciones paralelas de pendiente -0.39:

Parámetro B1

$$\text{Colombelli } et al., (2014) \quad \log(B1) = -0.39(\pm 0.03)M + 2.25(\pm 0.17) \quad (4.31)$$

$$\text{Terremotos de Taiwán} \quad \log(B1) = -0.39(\pm 0.09)M_w + 3.3(\pm 0.6) \quad (4.32)$$

Finalmente el nivel de P_d^{10} estable (PL) aumenta con la magnitud (figura 4.26d) tomando valores acordes a los resultados de los terremotos de Japón analizados por Colombelli *et al.*, (2014).

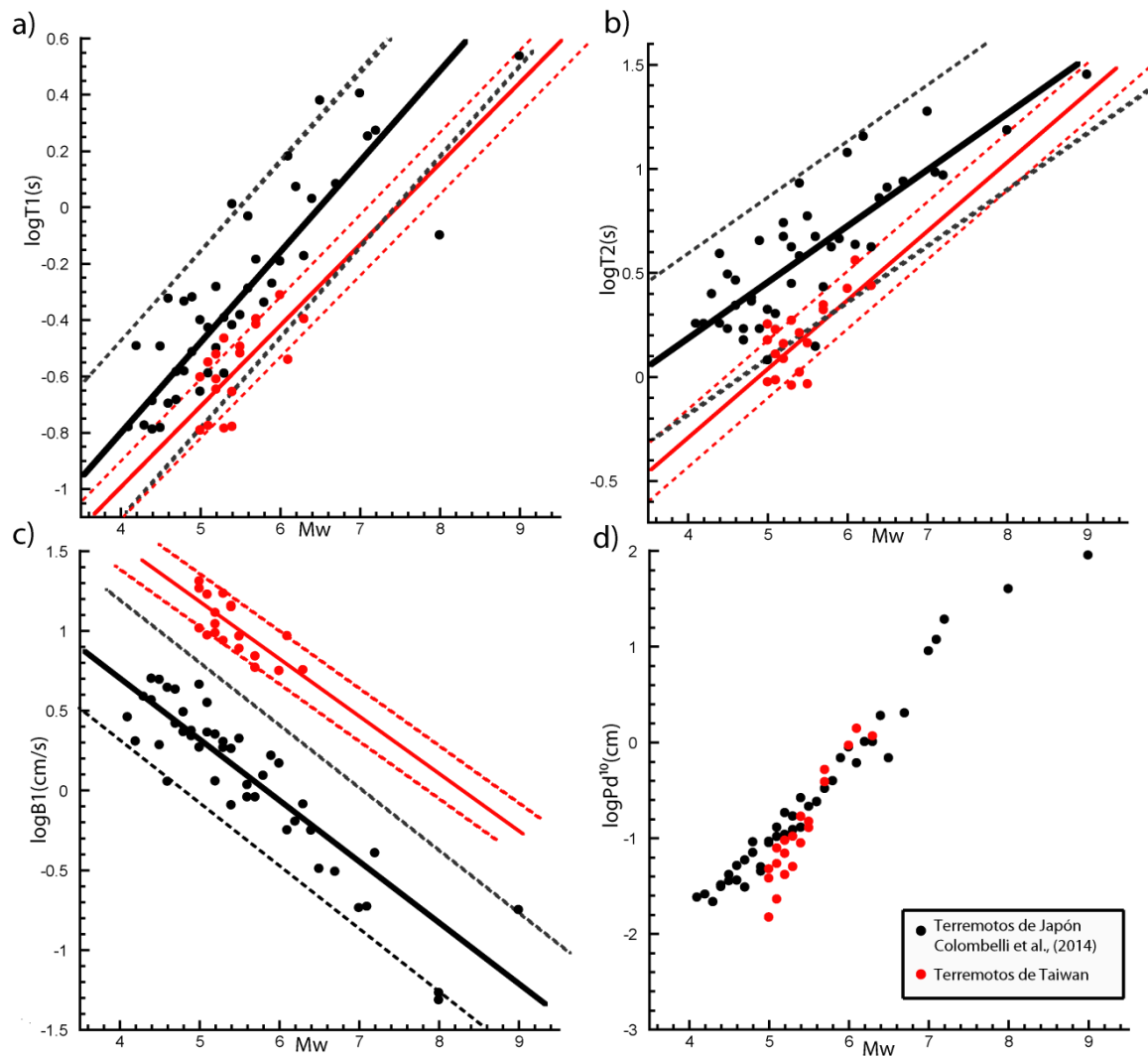


Figura 4.26: Relación entre los parámetros del modelo de Colombelli *et al.*, (2014) y la magnitud **a)** tiempo T1 **b)** tiempo T2 **c)** Pendiente B1 **d)** nivel estable PL ($\log P_d^{10}$) para terremotos de Taiwán

Para los terremotos de Taiwán, al contrario que para la región Ibero-Mogrebí, si se encuentra una relación descendente del parámetro B1 con la magnitud (ecuación 4.32), y por tanto corrobora la hipótesis de Colombelli *et al.*, (2014) de un incremento de P_d^{10} más lento para los terremotos de mayor magnitud (ecuación 4.31).

Si se pudiera utilizar el parámetro B1 en un EEWS supondría proporcionar la alerta en 1-2 segundos, y además tener un parámetro más con el que estimar la magnitud, ganando fiabilidad. Sin embargo, en la región Ibero-Mogrebí no se aprecia este hecho claramente, y no se puede confirmar que B1 esté relacionado con la magnitud, por lo tanto para confirmar tal relación debería realizarse este tipo de estudio en otras regiones diferentes a Japón, Taiwán y RIM.

En los resultados obtenidos para los terremotos de Taiwan destaca que los parámetros presentan un ajuste similar al de Colombelli *et al.*, (2014) pero desplazados en el eje de ordenadas (ecuaciones de la 4.27 a la 4.31).

El parámetro B1 es la pendiente inicial que se obtiene entre el $\log P_d^{10}$ en una $PTW=T1$ y una $PTW=0s$. En un caso ideal la amplitud en el instante $PTW=0$ debería ser $P_d^{10}=0$, y por tanto $\log P_d^{10} \rightarrow -\infty$. Por lo tanto, a pesar de que P_d^{10} este promediado en más de 7 estaciones, la amplitud a $PTW=0$ está afectada por el nivel de ruido en el instante inicial, el cuál puede variar de un terremoto a otro, de una región a otra y de una red instrumental a otra. Por lo tanto, el parámetro B1 debe redefinirse imponiendo la condición de que la amplitud inicial sea fija en el instante $PTW=0$.

El modelo propuesto por Colombelli *et al.*, (2014) consta de tres tramos lineales (figura 2.9), pero observando en detenidamente la figura 4.25 ($M_w=6.2$ color verde) es posible que varias de las curvas de los terremotos de Taiwán puedan ajustarse mejor a un modelo de 4 tramos lineales. Por tanto, el parámetro T1 no estaría bien definido.

En cuanto a la diferencia en T2 (figura 4.26b), aceptando que éstos están relacionados con la mitad de la duración y la máxima amplitud de una MRF triangular respectivamente (Colombelli y Zollo, 2015; 2016), significaría que la MRF de los terremotos taiwaneses es más alta y estrecha que la MRF de los terremotos japoneses para sismos de la misma magnitud, lo que implicaría una ruptura en menor tiempo a igualdad de magnitud.

4.5.2 Variación azimutal de τ_c y P_d

Tal y como se ha explicado en la sección 2.4 de la memoria de esta tesis, para un terremoto el parámetro P_d (P_v) varía según el patrón de radiación del mecanismo del terremoto, es decir del azimut y del ángulo de incidencia, por tanto la magnitud puede quedar mal estimada en caso de cobertura azimutal insuficiente. Si existe una buena cobertura azimutal de estaciones este efecto queda compensado. Otro problema que puede afectar al valor de P_d es el efecto de directividad. La directividad también afectaría a τ_c , puesto que es un proxy de la frecuencia esquina, y por tanto varía con el azimut. En este apartado se va a estudiar si se puede observar el efecto de directividad a partir de los parámetros de la alerta.

Para ello, se estudia la variación azimutal de P_v y τ_c , para los tres mayores terremotos de la base de datos de Taiwán (Tabla II.1 del Anexo II) debido al gran número de estaciones que los han registrado, buena cobertura azimutal, y a que en ellos se ha observado efecto de directividad (Lee *et al.*, 2015; Wu, 2015). Se va a utilizar la amplitud de P_v en lugar de P_d , para poder utilizar los datos provenientes de la red P-alert, ya que como se ha mostrado (figuras 3.7 y 4.24) el registro en desplazamiento permanece afectado el ruido tras aplicar el filtro.

Se han obtenido los parámetros P_v y τ_c para estos 3 terremotos de Taiwán en una ventana de tiempo de $\tau_0=3s$, siguiendo la metodología descrita en los capítulos 2 y 3. Las estaciones deben estar a una distancia epicentral $R>38km$, para evitar incluir la onda S (ecuación 4.23) y los registros deben cumplir $SNR>5$. La distancia epicentral máxima disponible es 223 km.

El P_v se ha reducido a 10 km de distancia, a fin de comparar una estación con otra corrigiendo el efecto de atenuación, para lo que se emplea la siguiente correlación, obtenida con la base de datos de Taiwán completa mediante una regresión de P_v , determinado en $\tau_0=3s$, frente R y M_w (ecuación 3.6):

$$\log P_v = 0.61(\pm 0.02)M_w - 0.92(\pm 0.05)\log R - 2.70(\pm 0.13) \quad (4.33)$$

$$P_v^{10} = P_v 10^{-0.92\log(10/R)} \quad (4.34)$$

La amplitud teórica de la onda P se obtiene para todas las estaciones de la red, aunque no se hayan podido utilizar para estimar P_v . Para obtener la amplitud teórica es necesario hallar el azimut y el ángulo de incidencia en la estación, además de tener la orientación del plano de falla (mecanismo) del terremoto. Para ello se ha seguido la metodología expuesta en el capítulo 3, calculando con el programa mecsta los valores teóricos (normalizados) de amplitud de la onda P. Se ha utilizado un modelo de corteza como el de la figura 4.27, el cuál se ha adaptado de un modelo 1D para la zona (Rau y Wu, 1995; Chi *et al.*, 2001). Los planos de falla se han obtenido del catálogo CMT (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) y se muestran en la tabla 4.4. En la figura 4.28 se muestra la localización de estos 3 terremotos y su mecanismo focal.

El programa mecsta calcula el patrón de radiación de la onda P para un mecanismo de foco puntual, por tanto si el valor observado de P_d normalizado es menor o mayor que el valor teórico para un foco puntual y hay anomalía sistemática con el azimut, puede interpretarse como que existe un efecto de directividad.

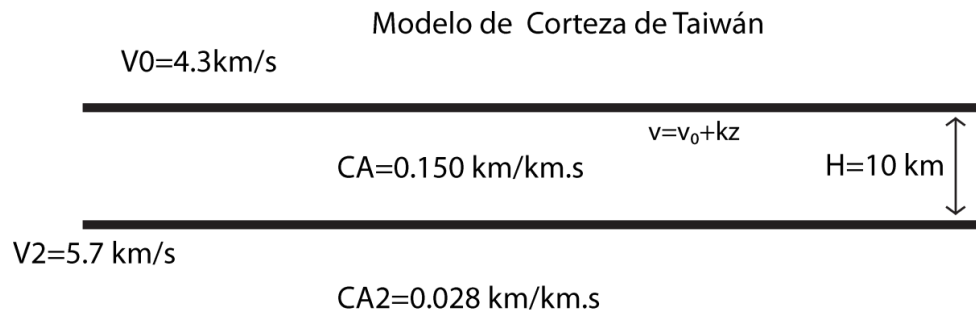


Figura 4.27: Modelo de corteza de Taiwán adaptado de Rau y Wu, (1995) y Chi *et al.*, (2001)

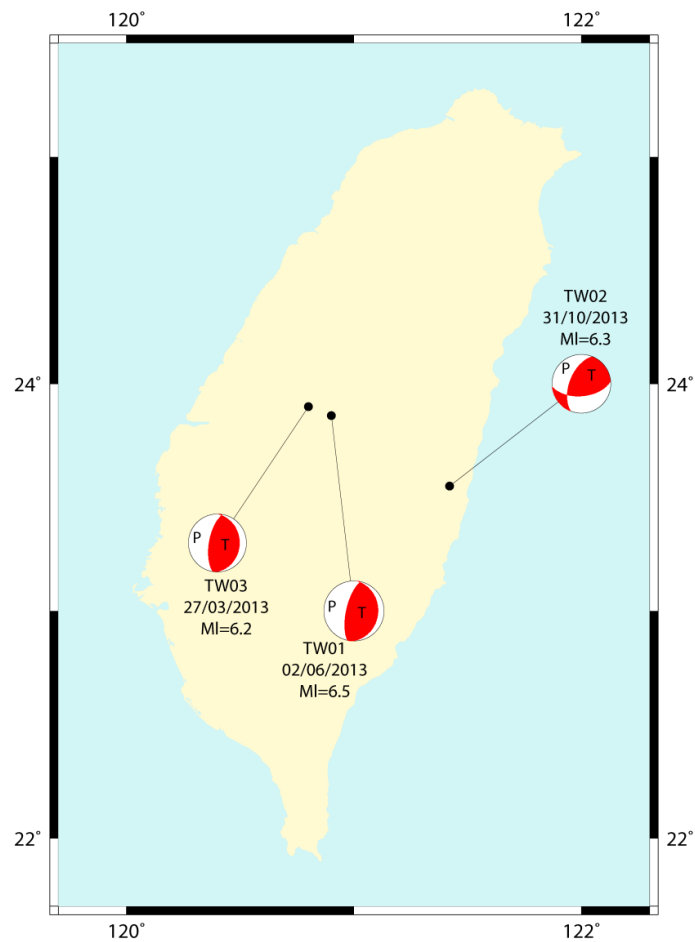


Figura 4.28: Mecanismo focal de los terremotos TW01, TW02 y TW03.

Tabla 4.4.- Mecanismo focal. MI-magnitud; ϕ -azimut; δ -buzamiento; λ -rake

Terremoto	MI	Plano A			Plano B		
		ϕ_1	δ_1	λ_1	ϕ_2	δ_2	λ_2
TW01	6.5	4°	21°	82°	193°	69°	93°
TW02	6.3	85°	56°	139°	201°	57°	42°
TW03	6.2	359°	24°	80°	190°	66°	94°

Para facilitar la comparación con la amplitud teórica de la onda P en valor absoluto, el valor de P_v^{10} obtenido en cada estación se normaliza dividiéndolo entre el valor máximo de P_v^{10} de entre todas las estaciones. Los valores de τ_c también son normalizados de la misma forma.

En las figuras 4.29a, 4.30a y 4.31a se representa la amplitud teórica normalizada de la onda P para todas las estaciones de las redes TSMIP y P-alert con azimut entre 0° y 360° para los terremotos TW01, TW02 y TW03 (puntos negros). En rojo se muestran los valores observados de P_v^{10} normalizado. En las figuras 4.29b, 4.30b y 4.31b se muestra el valor del parámetro τ_c normalizado en función del azimut.

En la figura 4.29, se muestra los resultados del terremoto TW01 ($M_L=6.5$). En la figura 4.29a se observan dos máximos en la amplitud teórica (puntos negros) entorno a 100° y 270°, siendo este último el de mayor amplitud absoluta. Hay dos máximos relativos de menor amplitud teórica entorno a 5° y 180°. Los planos nodales de amplitud teórica 0 se observan a 12°, 161°, 197° y 356° que corresponde con el azimut de los planos nodales esperados del mecanismo de la figura 4.28 (tabla 4.4). Los valores de P_v^{10} observados normalizados (puntos rojos figura 4.29a) siguen la distribución de la amplitud teórica de la onda P para el terremoto TW01. Los valores máximos de P_v^{10} normalizado se obtienen para azimuts comprendidos entre 250° y 300°, correspondiente al máximo teórico de mayor amplitud, y entre 80° y 100° (segundo máximo de amplitud teórica). También se observa con P_v^{10} el máximo relativo de menor amplitud entre 160-190°, pero no el correspondiente a un azimut de 5°.

Lee *et al.*, (2015) observan un mayor movimiento del suelo en la dirección suroeste del epicentro, y menores al NE, explicándolo por la directividad de la ruptura en el plano (193°, 69°, 93°) de la tabla 4.4 y propagación en la dirección SO. En la figura

4.29a pueden observarse valores de P_V mayores entre un azimut de 200° y 250° (dirección SO), que podrían deberse a un efecto de directividad.

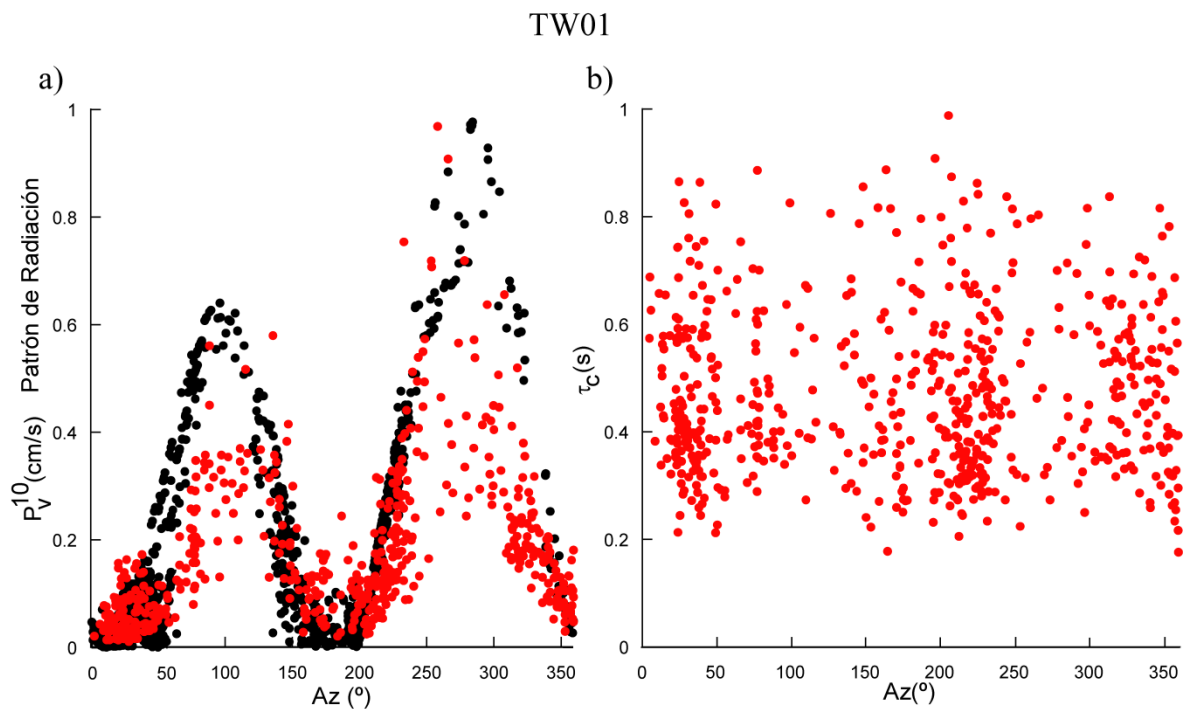


Figura 4.29: Terremoto TW01 a) amplitud teórica de la onda P (negros) y P_V^{10} (rojos) versus azimut b) τ_c normalizado versus azimut.

En la figura 4.29b se muestra la variación del parámetro τ_c con el azimut. No se observa que exista una variación ordenada de τ_c , similar a la de P_V^{10} . En los azimuts para los que se ha encontrado un P_V^{10} mayor (220° - 250°) no se aprecia que τ_c presente valores menores, como se espera en caso de existir directividad.

En la figura 4.30 se muestra el resultado correspondiente al terremoto TW02 ($M_L=6.3$). Debido a la situación del epicentro (figura 4.28), las estaciones con un azimut entre 40° y 175° se encuentran a una distancia epicentral menor a 38 km y no pueden ser utilizadas para obtener P_V^{10} y τ_c , al haber llegado la onda S en la ventana $\tau_0=3s$.

En la figura 4.30a se observan tres máximos de amplitud teórica de la onda P (puntos negros) en azimuts de 57° , 144° y 319° , teniendo todos la misma amplitud. Existe un máximo relativo de menor amplitud teórica en un azimut 235° .

En la figura 4.30a, debido a la ausencia de datos de P_V^{10} normalizado entre 40° y 175° , no es posible afirmar que sigan la distribución de la amplitud teórica. Entre 250° y

350° si existe aparentemente un máximo de valores de P_V^{10} , observándose tres valores destacados por encima del resto (azimut 330°-360°).

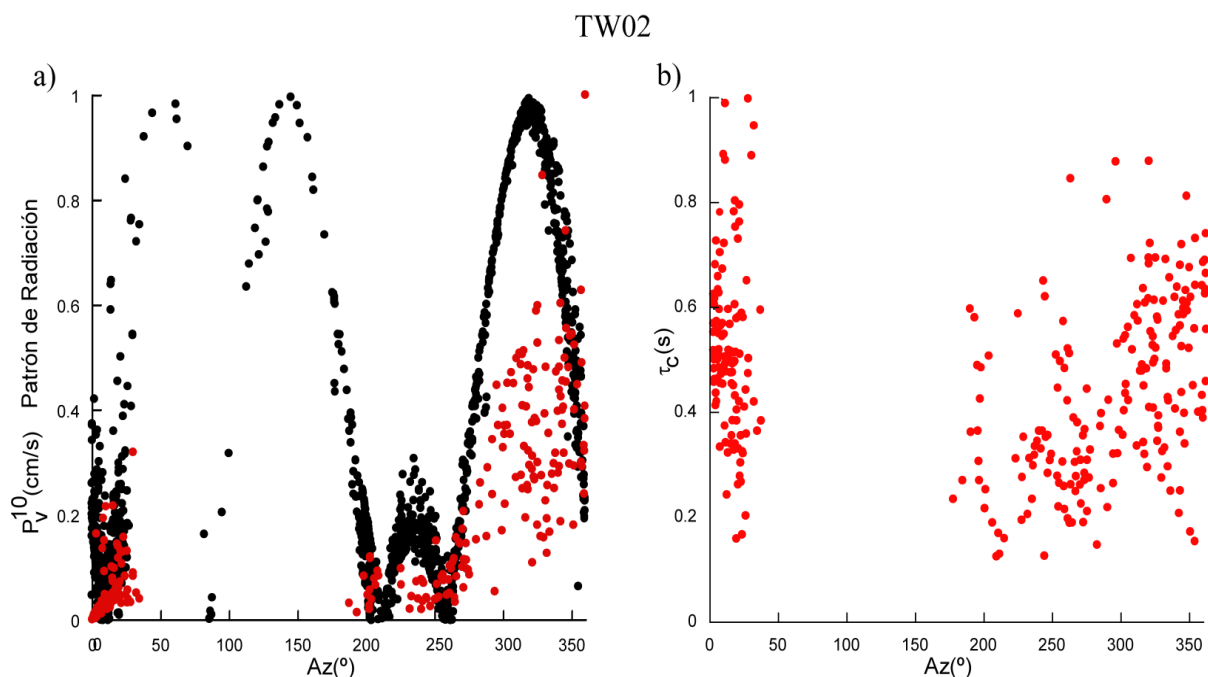


Figura 4.30: Terremoto TW02 a) amplitud teórica de la onda P (negros) y P_V^{10} (rojos) versus azimut b) τ_c normalizado versus azimut.

En la figura 4.30b se muestra la variación azimutal del parámetro τ_c para el terremoto TW02. Como en el caso de TW01, no se observa una dependencia con el azimut para este parámetro, aunque el gap existente entre 40° y 175° limita esta conclusión. Existen 6 valores de τ_c destacados por encima del resto en un azimut comprendido entre 7° y 30°.

De acuerdo a Wu (2015), este terremoto presenta un fuerte efecto de directividad en la dirección NNE (40-60°), observando mayor desplazamiento del suelo en dicha dirección. En la dirección directiva no se dispone de observaciones de P_V^{10} y τ_c , pero sí en la dirección antidirectiva. Entre 220-240° la amplitud teórica de la onda P presenta un máximo relativo, mientras que P_V^{10} presenta valores mínimos, no reflejando este máximo (figura 4.30a). Esto puede ser debido a tener pocos datos o podría ser consecuencia también de encontrarse en la dirección antidirectiva.

En la figura 4.31, se muestra el resultado del terremoto TW03 ($M_L=6.2$). En la figura 4.31a se observan dos máximos teóricos (puntos negros) entorno a 100° y 276°, siendo este último de amplitud ligeramente mayor. Aunque por su pequeña amplitud no se

aprecian en la figura, existen dos máximos relativos de menor amplitud teórica entorno a 7° y 181° . Los planos nodales de amplitud teórica 0 se observan a 16° , 160° , 197° y 358° , y se corresponden con el azimut de los planos nodales esperados del mecanismo de la figura 4.28 (tabla 4.4). Los valores de P_V^{10} normalizados observados (puntos rojos figura 4.31a) siguen la distribución de la amplitud teórica de la onda P para el terremoto TW03 al igual que se había observado con TW01. Los valores máximos de P_V^{10} se obtienen para azimuts comprendidos entre 250° y 300° (primer máximo teórico). En la figura 4.31a se observa que la diferencia de amplitud de P_V^{10} (puntos rojos) entre el primer y el segundo máximo (0.4) es mayor que la diferencia de amplitud teórica (0.1).

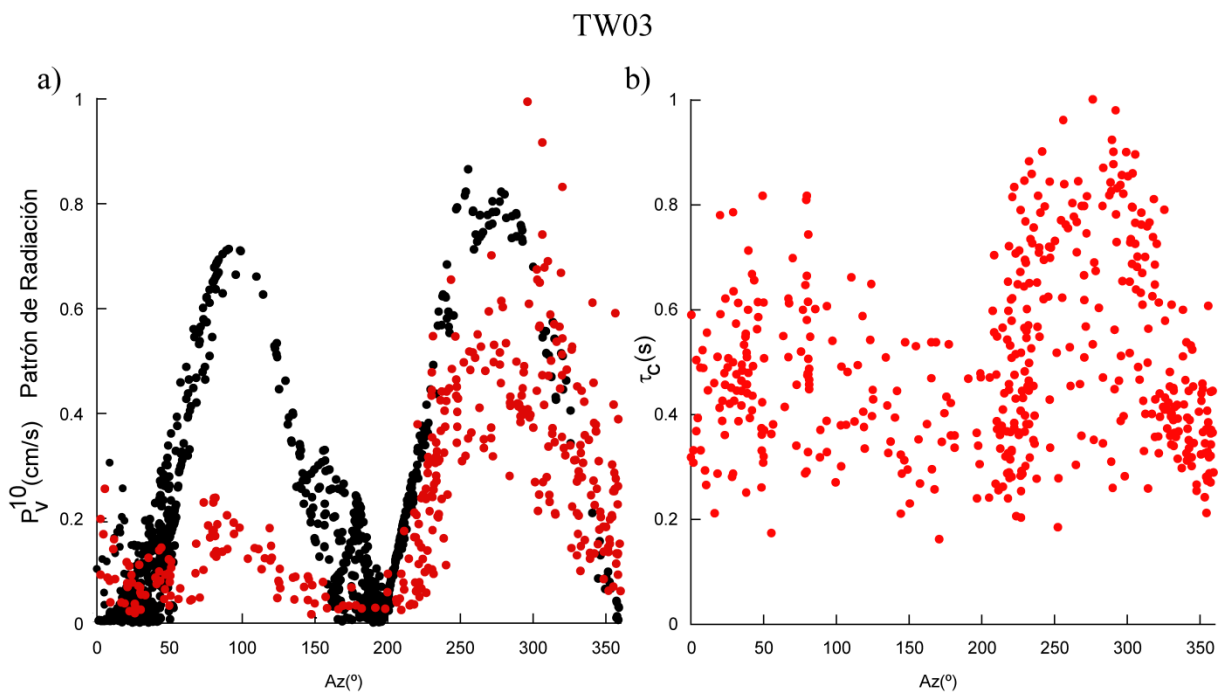


Figura 4.31: Terremoto TW03 **a)** amplitud teórica de la onda P (negros) y P_V^{10} normalizado (rojos) versus azimut **b)** τ_c normalizado versus azimut.

El terremoto TW03 ha sido estudiado por Lee *et al.*, (2015), quienes observan una fuerte directividad hacia el oeste ($260\text{-}300^\circ$). Por lo tanto la diferencia observada entre los máximos de P_V^{10} , puede ser consecuencia de un efecto de directividad, amplificando el máximo de P_V^{10} en la dirección directiva ($250\text{-}300^\circ$).

En la figura 4.31b se muestra la variación azimutal del parámetro τ_c para el terremoto TW03. Como en los dos casos anteriores, no se observa una dependencia clara con el azimut, sin embargo los valores de τ_c son máximos en azimuts $236^\circ\text{-}302^\circ$, y parecen ser menores entre $134\text{-}210^\circ$.

A partir de los resultados de este estudio entre las amplitudes teóricas de la onda P y los parámetros de EEWS en función del azimut, puede concluirse que P_v varía de forma similar a como lo hace la amplitud teórica de la onda P, siguiendo el patrón de radiación para ese mecanismo (figura 4.28), efecto que no se observa en τ_c .

En el terremoto TW03 se observa una diferencia de valores de P_v^{10} entre la amplitud de los dos máximos mucho mayor que la esperada a partir de las amplitudes teóricas. Por ejemplo, si en este terremoto un EEWS sólo tuviera estaciones en azimuts comprendidos entre 50° y 150° , la magnitud estimada a partir de P_v^{10} habría sido infraestimada (figura 4.31a), mientras que en caso de tener solo estaciones en azimuts comprendidos entre 250° y 325° la magnitud se habría sobrestimado. Este resultado destaca la importancia de una buena cobertura azimutal de las estaciones en un EEWS para promediar los valores de P_v^{10} .

5 Test de un EEWS para la región

Ibero-Mogrebí: aplicación de

PRESTo.

En este capítulo se muestran los resultados del test realizado sobre el funcionamiento de un EEWS (PRESTo) para la región Ibero-Mogrebí utilizando las correlaciones específicas obtenidas en esta tesis.

5.1 Funcionamiento de PRESTo en la región Ibero-Mogrebí

Hasta ahora se ha determinado los parámetros P_d y τ_c , y se han relacionado con la magnitud y la intensidad del terremoto, empleando los registros completos. Esto se ha hecho a posteriori de la ocurrencia del terremoto y conociendo su hipocentro. En un EEWS en funcionamiento esto no ocurre así. La señal sísmica se recibe progresivamente en las estaciones, obteniéndose en primer lugar los valores de P_d y τ_c en las estaciones más cercanas. En los sistemas tipo in-situ, a partir de estos parámetros se determina el nivel de alerta en la estación, sin embargo, en los sistemas de tipo regional es fundamental determinar la localización del hipocentro del terremoto a medida que se reciben las señales en el centro receptor de datos (figura 1.3). Los EEWS localizan el epicentro del terremoto en tiempo real utilizando diversos algoritmos, como es el caso del RTLoc (Satriano *et al.*, 2008), que se basan en minimizar el residuo entre un tiempo teórico y el observado en la estación utilizando un modelo de Tierra. Por lo general, la localización se encuentra disponible unos segundos después de la primera detección de la onda P, pero si el número de estaciones empleadas para localizar es bajo, la incertidumbre en la localización puede ser grande.

Como último capítulo de esta tesis, se ha querido realizar un estudio de cómo funcionaría un EEWS en tiempo real en la región Ibero-Mogrebí. Para ello se ha utilizado el sistema PRESTo, modificando el software para que use las correlaciones

específicas de la región Ibero-Mogrebí obtenidas en esta tesis doctoral. Se ha utilizado este software ya que es bien conocido y está en funcionamiento en la Universidad Federico II de Nápoles desde 2009. Más detalles sobre este tema pueden encontrarse en Satriano *et al.*, (2011b).

El software se ha instalado bajo el sistema operativo Linux en un PC del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I de la Universidad Complutense de Madrid, habilitado para la recepción continua de las estaciones sísmicas de banda ancha en tiempo real con el software SeisComp3. Empleando el protocolo de comunicación SeedLink, se ha configurado PRESTo para recibir la señal en tiempo real de 39 estaciones de banda ancha (velocidad), 26 de ellas pertenecientes a la red del IGN, 11 de la red ROA/UCM y 2 de la red del IPMA (Anexo VIII). Es posible que se vea incrementado el tiempo de detección del terremoto (figura 1.2) por retrasos en la transmisión de señales. Debido a que se desconoce con exactitud la duración de estos retrasos en la transmisión, para realizar los cálculos de tiempos en esta parte de la tesis, se va a suponer que es nulo.

Se ha configurado PRESTo para funcionar sobre una malla que se extiende en una zona delimitada por latitud de 32.70°N a 40.75°N y en longitud de 11.47°O a 4.3°E (región Ibero-Mogrebí). Utilizando el software NonLinLoc se han obtenido los ficheros necesarios de tiempo de recorrido de las ondas P y S para las estaciones y los lugares objetivo de las posibles alertas (Anexo VIII).

Para determinar la configuración óptima de las variables del software PRESTo para las estaciones de la región Ibero-Mogrebí, se han realizado una serie de pruebas con diversas configuraciones a partir de simulaciones de terremotos y en tiempo real. A partir de estas pruebas, se establece que es necesario un mínimo de 5 estaciones para obtener una localización fiable del epicentro. Se ha comprobado que utilizando un número menor de estaciones da lugar a la detección de falsos terremotos. Asimismo, y siguiendo el criterio definido en el capítulo 3, se establece que los registros deben cumplir el criterio $SNR > 5$. Los valores umbral de P_d y τ_c (tabla 4.1) elegidos para establecer el nivel de alerta (sistema in situ) en la estación (figura 2.4), corresponden a un terremoto de $M_w = 5$. Este valor umbral se ha fijado en función del terremoto de Lorca 2011 ($M_w = 5.1$) que produjo daños importantes.

Aunque PRESTo permite estimar la magnitud del terremoto utilizando la relación del P_d con la distancia y la magnitud en ventanas de 2s y 4s, en este test se va a utilizar para ambas ventanas la correlación obtenida en este trabajo para una ventana de tiempo de 3, que es la que se quiere comprobar. El valor de la magnitud se estima a partir de P_d reducido a 10 km (sistema regional), mediante la expresión obtenida a partir de la ecuación 4.5 para 10 km:

$$M = (\log P_d - 8.35 + 1.70 \log(R/10)) / 1.02 \quad (5.1)$$

Una vez configurado PRESTo se han realizado diversas simulaciones utilizando los terremotos más importantes de la base de datos, y adicionalmente se ha probado su funcionamiento en tiempo real durante un periodo de 5 meses.

En el Anexo VIII se junta el listado completo de estaciones de banda ancha (velocidad) y ciudades objetivo seleccionadas, así como los parámetros de configuración del sistema. En los siguientes apartados se presentan los resultados obtenidos.

5.1.1 Análisis en tiempo real

Una vez establecida la óptima configuración de PRESTo, se puso en funcionamiento el 9 de Octubre de 2015, y en la actualidad continúa en funcionamiento. Los resultados que aquí se presentan corresponden a un periodo de 5 meses, del 9 de Octubre de 2015 al 9 de Marzo de 2016.

Durante este tiempo se han detectado **150** terremotos en la zona de estudio RIM, de los cuales **3** se clasifican como detecciones erróneas por tratarse de terremotos de magnitud $M > 6$ ocurridos en la región de Afganistán que el sistema ha registrado y ha forzado a su localización en el interior de la región de estudio. En la figura 5.1a se muestran los epicentros localizados por PRESTo para los 147 terremotos de la región Ibero-Mogrebí detectados (círculos rojos), y las 3 detecciones erróneas (cuadrados verdes). El tamaño del símbolo es proporcional a la magnitud estimada por PRESTo. En la figura 5.1b se presenta el número de terremotos detectados en función del tiempo. Se observa un brusco aumento en el número de terremotos a partir del 25 de Enero de 2016, cuando tiene lugar un terremoto de magnitud $M_w = 6.3$ en el mar de Alborán, seguido de un gran número de réplicas. En la figura 5.1a también se observa un mayor

número de epicentros en dicha región. El terremoto del 25 de Enero de 2016, es el de mayor magnitud registrada durante el periodo de prueba.

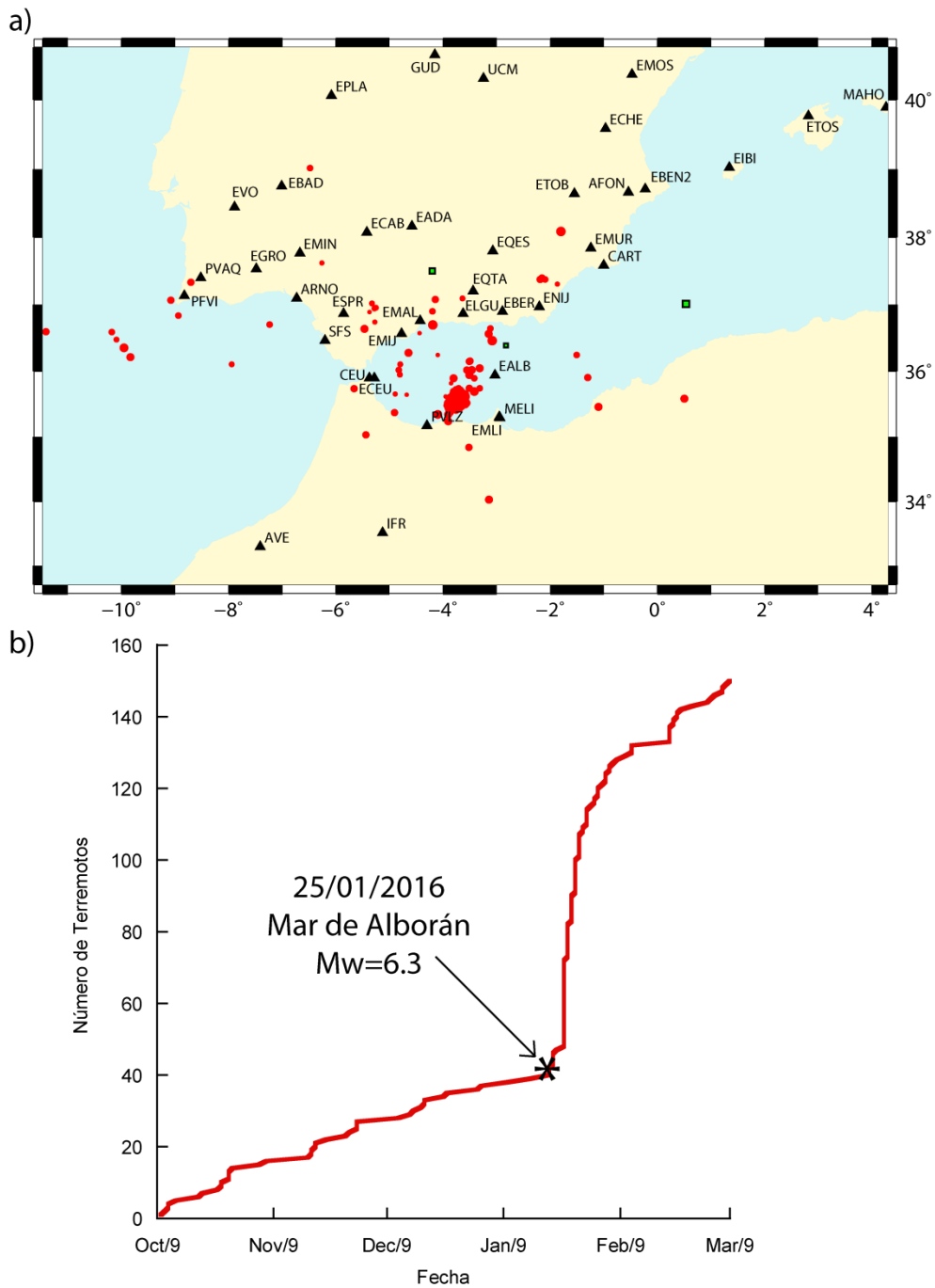


Figura 5.1: a) Epicentros de los terremotos detectados en tiempo real por el PRESTo y estaciones utilizadas b) Número de terremotos en función de la fecha

Si consideramos que el sistema debería haber detectado cualquier terremoto en la región de $M_w > 4$, el catalogo del IGN muestra que durante el periodo de prueba del sistema han ocurrido un total de 20 terremotos ($M_w > 4$), de los cuales 5 no han sido

detectados por PRESTo. Uno de esos terremotos ($M_w=4.8$) ocurrió en Argelia (epicentro 36.41°N , 3.24°E), una de las zonas más alejadas de la red de estaciones. Probablemente, la no detección sea debida a que no se ha declarado el terremoto en 5 estaciones por la baja amplitud de la señal. Los otros 4 terremotos restantes son réplicas del terremoto del 25 de Enero, ocurridas el mismo día, y con magnitudes comprendida entre 4.1 y 4.4. La explicación de la no detección es que han ocurrido dentro de los tres minutos posteriores a otra réplica anterior y PRESTo no las ha distinguido.

En la figura 5.2 se muestra un histograma con el número de terremotos detectados en función del tiempo que ha tardado PRESTo en notificarlos. Se diferencian tres regiones: cabo de San Vicente y Golfo de Cádiz (longitud de 11.47°O a 6°O); el mar de Alborán y Sur de la Península (longitud de 6°O a 0°E); Norte de Argelia (longitud de 0°E a 4.3°E). La alerta más rápida se tiene a los 16s de haberse producido el terremoto, y la más lenta a los 77s. Debido a su mayor proximidad a la red de estaciones, los terremotos ocurridos al sur de la Península y en el mar de Alborán (azul) son los de menor tiempo transcurrido hasta dar la alerta. Para la mayoría de terremotos en esta región se tarda un tiempo de entre 30 y 50s. Para terremotos ocurridos en el Golfo de Cádiz y cabo de San Vicente (rojo) es necesario más tiempo para poder emitir la alerta, siendo el mínimo 41s, y la mayoría están en torno a los 55s. Para el único terremoto ocurrido en la región denominada Norte de Argelia (verde), transcurren 67s hasta que se detecta el terremoto por 5 estaciones y se notifica. Por lo tanto si el terremoto ocurre en el centro de la red el tiempo de alerta es menor, asumiendo que todas las estaciones están operativas. En caso de fallo de alguna estación de las más cercanas al epicentro, el tiempo de alerta aumenta.

En la figura 5.3 se presenta un análisis estadístico del funcionamiento de PRESTo con las correlaciones desarrolladas para RIM. Se muestra el número de terremotos en función de la diferencia entre la notificación de PRESTo, y la información del catálogo IGN (<http://www.ign.es/ign/layout/sismologiaObtencionDatosSismiscos.do>) para el epicentro, la profundidad, hora origen y la magnitud ($\Delta X = |X^{\text{IGN}} - X^{\text{PRESTo}}|$). Al no observarse diferencias significativas entre las tres regiones diferenciadas anteriormente, se utiliza el mismo color en la figura.

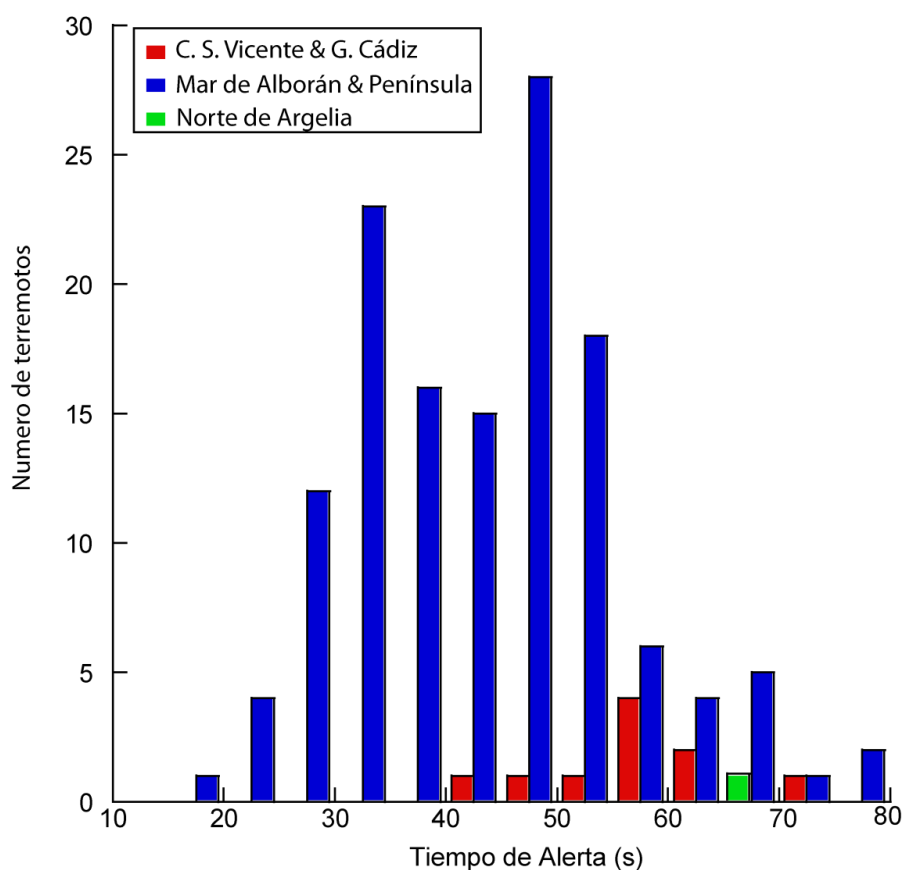


Figura 5.2: Tiempo tardado para dar la alerta en función de la región del epicentro

En la figura 5.3a se muestra el número de terremotos frente a la diferencia en las coordenadas del epicentro. En ella se observa que el error cometido al estimar con PRESTo el epicentro, es menor a los 20 km en el 80% de los casos. Teniendo en cuenta la extensión de la región de estudio, una diferencia menor a 20 km es una buena precisión en la localización del epicentro. Sin embargo, en tres terremotos, el error cometido en la localización es mayor a 100 km (figura 5.3a): dos de ellos ocurridos en la provincia de Granada con magnitud 2.8 y otro de magnitud 2.5 ocurrido en el mar de Alborán. La baja magnitud de estos terremotos ($M_w=2.5$ a 2.8) puede ser la causante de la mala localización, la cual se realiza para los tres casos con solo 5 estaciones.

En la figura 5.3b se muestra la diferencia en la profundidad entre la determinada por PRESTo y por el IGN. Sólo se dispone de esta información de este parámetro para 51 terremotos. Las diferencias en la profundidad son mayores de 20 km para 24 de los terremotos, llegando a un valor máximo de 67 km. Estas grandes diferencias se deben a que para determinar una profundidad fiable se necesita un gran número de estaciones y

una buena cobertura azimutal. La estimación en la profundidad mejoraría recibiendo en tiempo real un mayor número de estaciones en el continente Africano.

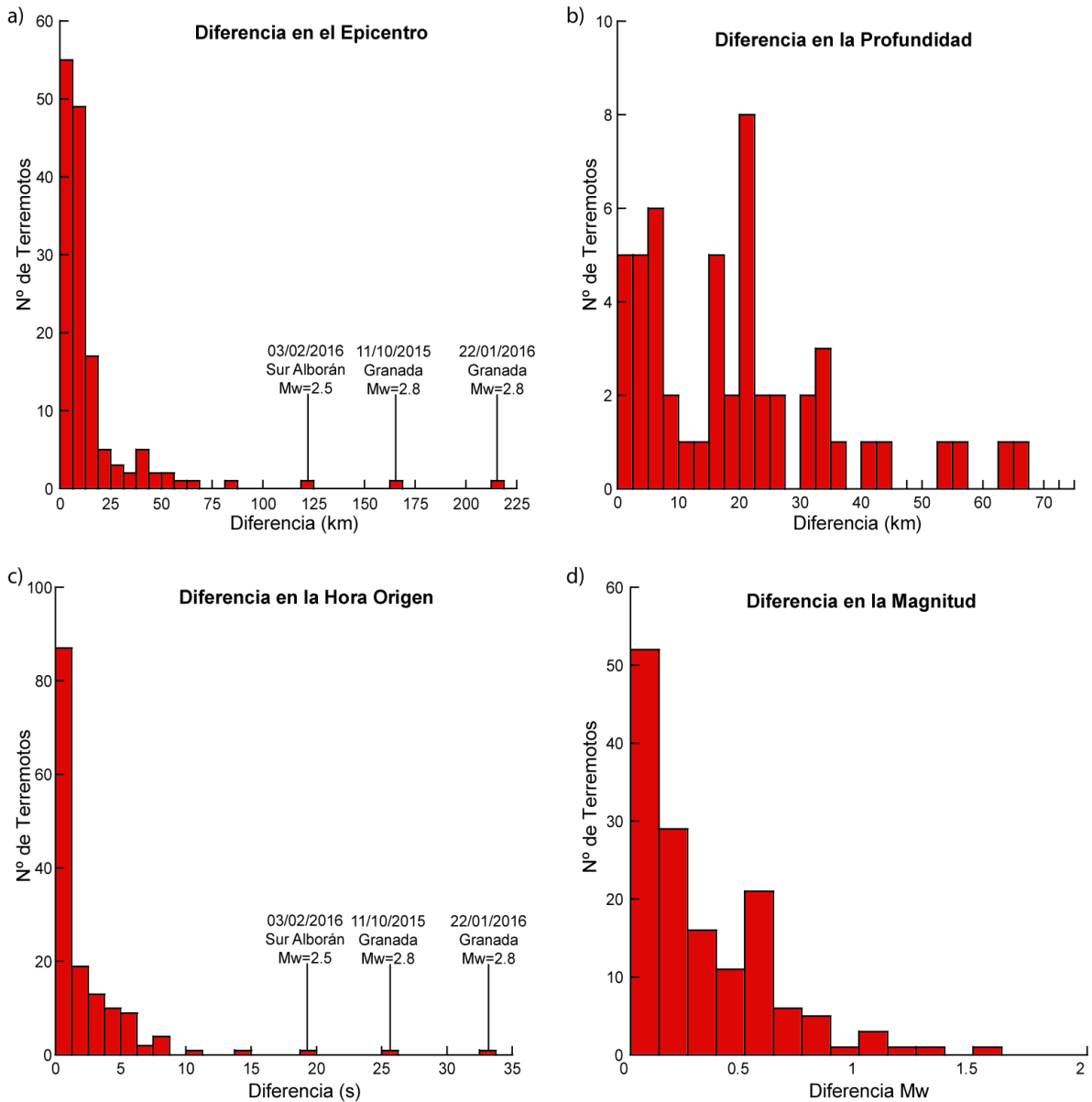


Figura 5.3 Número de terremotos versus **a)** $|\text{epi}^{\text{IGN}} - \text{epi}^{\text{PRESTo}}|$ **b)** $|h^{\text{IGN}} - h^{\text{PRESTo}}|$ **c)** $|t_0^{\text{IGN}} - t_0^{\text{PRESTo}}|$ **d)** $|M_w^{\text{IGN}} - M_w^{\text{PRESTo}}|$. Sobre las figuras **a)** y **c)** se especifican los terremotos de mayor error.

En la figura 5.3c se muestra la diferencia existente al estimar la hora origen del terremoto entre el PRESTo y el catálogo del IGN. En el 71% de los casos este error es menor o igual a los 2s, llegando al 90% en un error menor a los 5s. Por lo tanto, se tiene una buena precisión al estimar la hora origen del terremoto, la cual es importante para obtener los "lead times" en las ciudades objetivo de la alerta. Sin embargo, tres de los terremotos tienen un error superior a los 15s (figura 5.3c), y son precisamente éstos en

los que se comete el mayor error en la localización del epicentro (figura 5.3a), ya que una mala localización del terremoto contribuye de manera esencial a obtener de manera errónea la hora a la que se ha originado.

Finalmente las diferencia en la magnitud entre la obtenida por PRESTo y la determinada por el IGN se muestra en la figura 5.3d. PRESTo estima la magnitud M_w a partir de la ecuación 5.1 promediando todas las estaciones que han registrado el terremoto y cumplen $SNR > 5$. Las magnitudes del catálogo IGN se han convertido a M_w de la forma detallada en el capítulo 3. En el 65% de los terremotos detectados, la diferencia en la magnitud estimada es menor o igual a 0.3 (margen de error considerado aceptable), y en 13 terremotos la magnitud estimada por PRESTo es exactamente igual a la M_w del catálogo IGN. Las mayores diferencias corresponden a los terremotos de menor magnitud, estando por debajo de 0.5 todos los terremotos de $M_w > 4$. Las diferencias obtenidas confirman las correlaciones desarrolladas en esta tesis doctoral para estimar la magnitud en la región Ibero-Mogrebí. No obstante, sería conveniente en un futuro estudiar si la división de la región Ibero-Mogrebí, propuesta en el capítulo 4, reduce las diferencias en la magnitud estimada.

Terremoto del 25/01/016 en el Mar de Alborán

Para finalizar con el análisis del funcionamiento del EEWS en tiempo real, se presenta con más detalle los resultados obtenidos por PRESTo del terremoto del 25 de enero de 2016, el de mayor magnitud ocurrido ($M_w=6.3$).

Cuando ocurrió el terremoto se encontraban operativas 32 estaciones transmitiendo la señal en tiempo real. En la figura 5.4a se muestra la captura de pantalla del instante en el que PRESTo notifica la primera alerta y en la figura 5.4b la captura de pantalla en el instante en que PRESTo detiene el procesado, 39s después. En la tabla 5.1 se comparan las estimaciones del epicentro, hora origen y magnitud obtenidas en la primera notificación, la final y las del IGN. En la tabla 5.2 se muestran los "lead times" de las 10 ciudades más cercanas al epicentro.

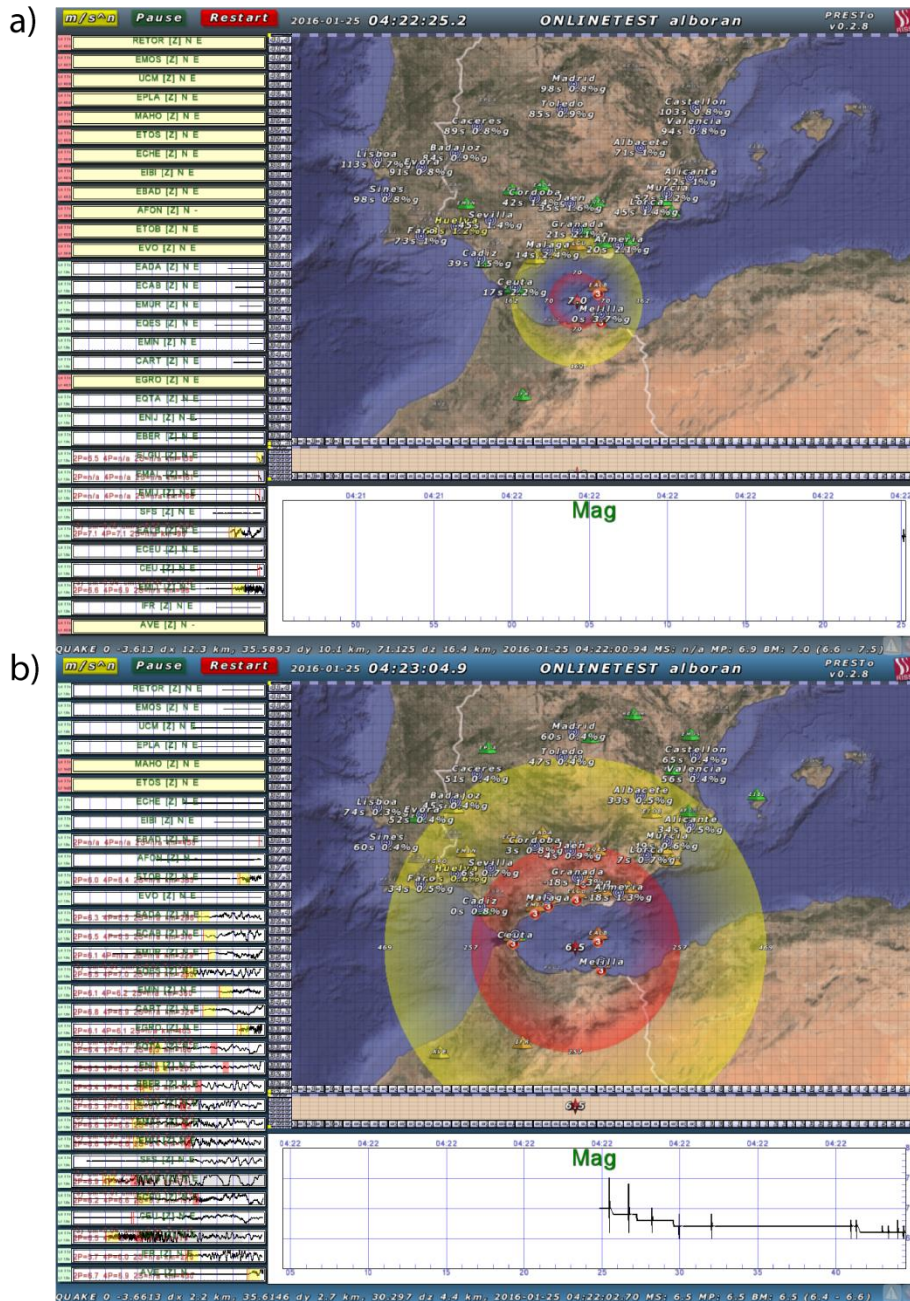


Figura 5.4: Funcionamiento en tiempo real de PRESTo para el terremoto del 25/01/2016 en el mar de Alborán a) primera alerta b) final de la simulación

En la figura 5.4 se observa que la primera alerta se realiza tras detectar y localizar el terremoto con las estaciones de: EALB, EMLI, ELGU, EMAL, EMIJ y CEU, aunque solo las tres primeras estiman la magnitud en el primer instante. Desgraciadamente, aunque PVLZ, la estación más cercana al epicentro, estaba operativa, no transmitía en tiempo real. En la tabla 5.1 se observa que la primera localización del epicentro es bastante próxima a la del IGN, siendo la diferencia de 1 km en la latitud y 22 km en la longitud. La mayor diferencia se obtiene al estimar la profundidad, mientras que la del

IGN es 12 km el sistema estima una profundidad de 71 km. La hora origen es la misma que la del IGN, y la magnitud estimada es $M_w=7.0$, mayor que la determinada para este terremoto ($M_w=6.3$). En las estaciones EALB y EMLI el sistema decreta un nivel de alerta 3 a partir de los valores correspondientes de P_d y τ_c (figura 5.4).

Tabla 5.1.- Valores de localización con PRESTo para la primera alerta y el final de la misma, y los calculados por el IGN.

Terremoto del mar de Alborán 2016			Localización IGN				
			Hora Origen	Lat.(°)N	Long.(°)O	Prof. (km)	M_w
			04:22:01	35.60	-3.81	12	6.3
PRESTo			Diferencias PRESTo-IGN				
Primera Alerta 6 estaciones	Hora Origen	04:22:01	0 s				
	Lat.(°)N	35.59		-0.01° (1.1 km)			
	Long.(°)O	-3.61			-0.20° (22.2 km)		
	Prof.(km)	71				+59 km	
	M_w	7.0					+0.7
Resultado Final 18 estaciones	Hora Origen	04:22:02	+1 s				
	Lat.(°)N	35.61		+0.01° (1.1 km)			
	Long.(°)O	-3.66			-0.15° (16.7 km)		
	Prof.(km)	30				+18 km	
	M_w	6.5					+0.2

Cuando concluye el procesado de PRESTo, el terremoto está detectado por 22 de las estaciones. La diferencia en la determinación del epicentro se ha reducido en la longitud de 22 a 16 km y en la latitud es la misma. La diferencia en la profundidad también se reduce notablemente de 59 km a 18 km (tabla 5.1). La hora origen ha variado en 1 segundo con respecto a la del IGN y a la determinada en la primera alerta. La estimación de la magnitud se obtiene a partir del P_d observado en 18 estaciones (las 4 restantes no sobrepasan el $SNR > 5$). Se estima una magnitud de $M_w=6.5$, más próxima a la magnitud del sismo ($M_w=6.3$) que la obtenida con la primera alerta. Las estaciones con nivel de alerta 3 decretado son: EALB, EMLI, EMAL, EMIJ, CEU, ELGU y EQTA (figura 5.4).

La primera alerta del terremoto del mar de Alborán se obtiene a los 24s de producirse el terremoto. Lamentablemente este tiempo es insuficiente para proporcionar una alerta a la ciudad de Melilla debido a su proximidad al epicentro (0s de “lead time”). Sin

embargo, como se observa en la tabla 5.2, para la ciudad de Málaga, dónde se produjeron daños, se dispone de 14s de “lead time”, y 20s para Almería y Granada. Estas 4 localidades se encuentran dentro de la zona ciega en caso de esperar al final del proceso de cálculo, como también ocurre con Cádiz. En ese instante, se dispone de un “lead time” de 3s para Córdoba y de 6s para Sevilla y Lorca.

Tabla 5.2.- “lead times” del terremoto del mar de Alborán 2016 en las 10 ciudades más cercanas: en la primera alerta y al final. Los números en rojo indican el interior de la de la zona ciega.

	“lead time” (s) Primera Alerta	“lead time” (s) Final
Melilla	0	-39
Málaga	14	-25
Granada	20	-18
Almería	20	-18
Jaén	38	-4
Cádiz	39	0
Córdoba	42	3
Lorca	44	6
Sevilla	45	6
Murcia	57	19

Por tanto, se observa que a pesar de utilizar tan solo 6 estaciones, la localización del epicentro del terremoto del mar de Alborán es buena, y varía poco al añadir más estaciones (final del cómputo). A pesar de ello la primera magnitud estimada ($M_w=7.0$) sobrestima ampliamente la magnitud real del terremoto. Esta magnitud se ha obtenido a partir del registro de las 3 estaciones más cercanas, y posiblemente su promedio proporciona una estimación más alta de la magnitud. Este terremoto fue ampliamente sentido en Melilla ($I_{EMS-98}=VI$), Málaga ($I_{EMS-98}=IV$), Ceuta ($I_{EMS-98}=III$), Almería ($I_{EMS-98}=III$) y Granada ($I_{EMS-98}=III$), lo que muestra coherencia con el nivel de alerta 3 declarado en las estaciones anteriormente indicadas (figura 5.4b).

Además, el hecho de que las estaciones de MELI y PVLZ no se encontraran transmitiendo en tiempo real en el instante en el que ocurrió el terremoto supuso un inconveniente importante, ya que de haberlo registrado, se habría reducido el tiempo necesario para la primera alerta, y por tanto el “lead time” disponible en los objetivos sería mayor.

5.1.2 Modo Simulación

Para finalizar el estudio de PRESTo, se han realizado una serie de simulaciones utilizando la configuración establecida para el funcionamiento de PRESTo en tiempo real para la RIM, con el objetivo de comprobar el funcionamiento del sistema en caso de haber estado en funcionamiento para otros terremotos como los de Boumerdes 2003 ($M_w=6.8$), Alhucemas 2004 ($M_w=6.3$), cabo de San Vicente 2009 ($M_w=5.5$) y Lorca 2011 ($M_w=5.1$).

A continuación se exponen los resultados obtenidos siguiendo el mismo esquema. En primer lugar, se muestra la figura del proceso de simulación que representa los instantes correspondientes a la primera notificación y al instante en el que PRESTo finaliza las estimaciones. En estas figuras, a la izquierda se observa la componente vertical de los registros de velocidad en las estaciones disponibles. En la parte inferior de la derecha se muestra la evolución temporal de la magnitud estimada (se actualiza cada segundo), con una línea roja vertical señalando la hora origen estimada. Sobre el mapa (arriba a la derecha) se pueden observar el epicentro estimado (estrella roja), los frentes de la onda P (amarillo) y de la onda S (rojo) y las estaciones (verde si están activas, amarillo/naranja si han detectado el terremoto). Sobre aquellas estaciones en las que se obtiene un nivel de alerta distinto de 0 se observa un círculo que indica el nivel de alerta (que oscila entre 1 y 3), y sobre las ciudades objetivo se muestra el respectivo “lead time”.

Posteriormente, se compara la hora origen, el hipocentro y la magnitud estimados por PRESTo en el comienzo y final del proceso y los obtenidos por el IGN. Finalmente, se muestran los “lead times” al comienzo y final del proceso para las 10 ciudades más cercanas al epicentro estimado, mostrando en color rojo aquellas que se encuentren dentro de la zona ciega.

Terremoto de Boumerdes 2003 ($M_w=6.8$)

Para realizar la simulación se ha utilizado la componente vertical del registro de velocidad de 15 estaciones de las redes IGN y WM. En la figura 5.5 se muestra el resultado de la simulación tras la primera alerta y al finalizar la simulación, 85 segundos después. En la tabla 5.3 se comparan las estimaciones obtenidas en estas dos fases y en la tabla 5.4 los “lead times” en las ciudades más cercanas al epicentro.

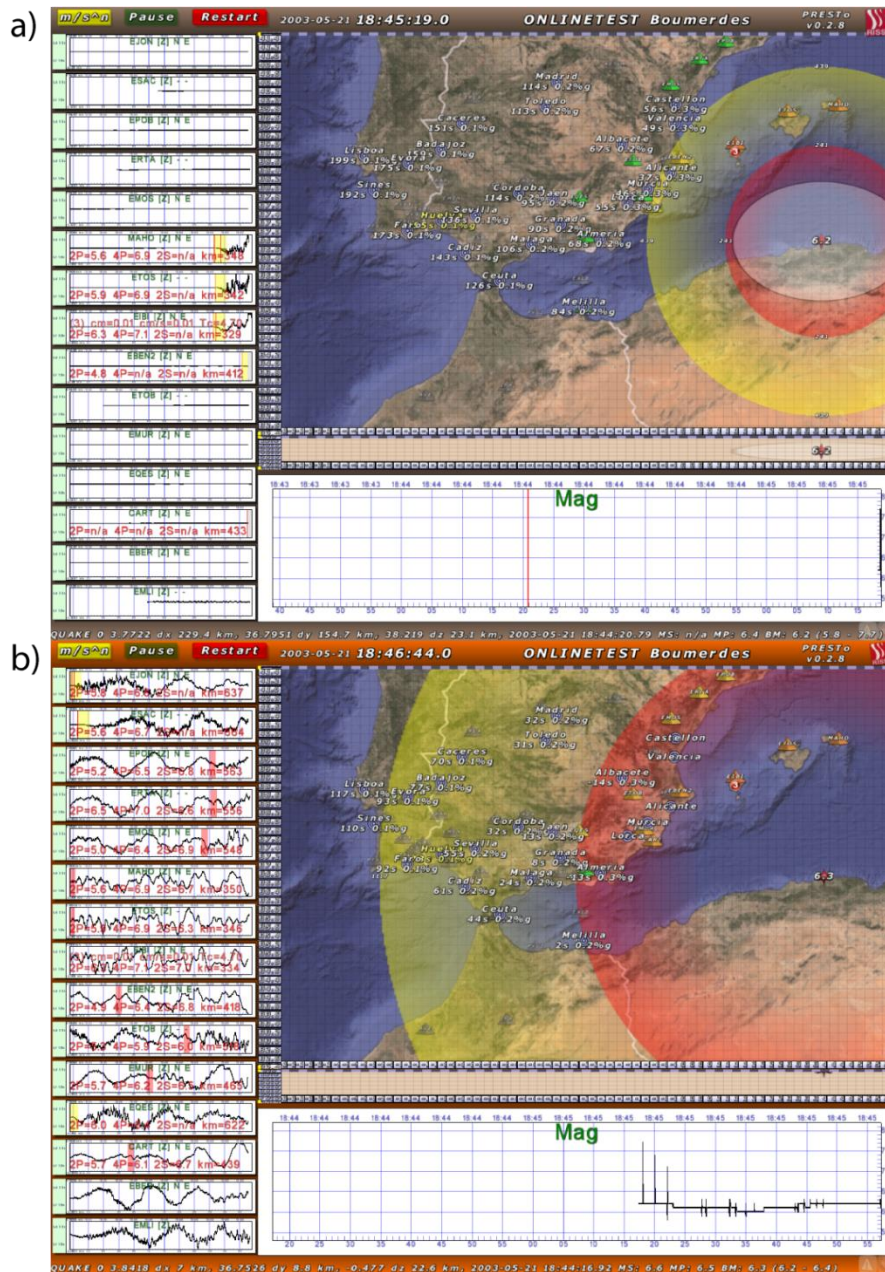


Figura 5.5: Simulación del terremoto de Boumerdes 2003 con PRESTo a) primera alerta b) final de la simulación

Para este terremoto, la primera alerta de terremoto se genera con 5 estaciones: EIBI, ETOS, MAHO, EBEN y CART (figura 5.5a). Con ellas se estima la localización del epicentro con un error de 3-6 km con respecto a la solución del IGN, y un error de tan solo 1 segundo en la hora origen (tabla 5.3). A partir del P_d calculado en EIBI, ETOS, MAHO y EBEN se estima una $M_w=6.2$, subestimando en 0.6 la magnitud real del sismo (tabla 5.3). A partir de P_d y τ_c , en la estación EIBI se establece el nivel de alerta 3 (figura 5.5a). El error en la profundidad es mayor (28 km) debido a la deficiente cobertura azimutal.

Cuando finaliza la simulación (85s después), el terremoto ha sido detectado en 13 de las 15 estaciones. Las dos restantes no son procesadas bien debido al fallo de detección de la onda P o a no satisfacer $SNR > 5$. El epicentro calculado tiene un error de 7-14 km con respecto al del IGN en este instante. En consecuencia, también empeora la estimación de la hora origen (3s) con respecto a la proporcionada por el IGN. El error en la profundidad mejora ya que PRESTo estima una profundidad de 1km al final del procesado (tabla 5.3). Ésta última está más cercana a la dada por el IGN (10 km). Sin embargo, se estima una $M_w=6.3$, ligeramente mayor que en la primera alerta, pero aún infraestimando la magnitud real del sismo que fue de 6.8 (figura 5.5).

Tabla 5.3.-Valores de localización de la simulación para la primera alerta y el final de la misma, y los calculados por el IGN

Terremoto de Boumerdes 2003		Localización IGN				
		Hora Origen	Lat.(°)N	Long.(°)E	Prof. (km)	M_w
		18:44:19	36.82	3.72	10	6.8
PRESTo		Diferencias PRESTo-IGN				
Primera Alerta 5 estaciones	Hora Origen	18:44:20	+1 s			
	Lat.(°)N	36.79		-0.03° (3.3 km)		
	Long.(°)E	3.77			+0.05° (5.6 km)	
	Prof.(km)	38				+28 km
	M_w	6.2				
Resultado Final 13 estaciones	Hora Origen	18:44:16	-3 s			
	Lat.(°)N	36.75		-0.07° (7.8 km)		
	Long. (°)E	3.84			+0.12° (13.3 km)	
	Prof.(km)	1				+9 km
	M_w	6.3				

Esta infraestimación en la magnitud (6.3 frente a 6.8) puede deberse a que una ventana de 3s es insuficiente para estimar la magnitud de este terremoto (capítulo 4). Sorprende obtener una mejor localización del epicentro del terremoto empleando 5 estaciones en lugar de 13, aunque con un número mayor se ha mejorado notablemente la determinación de la profundidad.

En este caso el terremoto ocurre en Argelia, y las estaciones que se utilizan están a una distancia mínima 322 km y la quinta estación a 429km; por tanto la primera alerta se proporciona 60s después de la hora origen del IGN. Al ser un terremoto

relativamente lejano, a pesar de tardar 1 minuto en dar la alerta, se disponen de un “lead time” de entre 18 y 23s para las Islas Baleares y de más de 45s en localidades costeras peninsulares (tabla 5.4). Sin embargo, si se espera a finalizar el procesado, las 10 ciudades más cercanas se encuentran todas dentro de la zona ciega que no puede ser alertada a tiempo (tabla 5.4).

Tabla 5.4.- “lead times” del terremoto de Boumerdes 2003 en las 10 ciudades más cercanas: en la primera alerta y al final.

	“lead time” (s) Primera Alerta	“lead time” (s) Final
Mallorca	18	-64
Ibiza	19	-63
Menorca	23	-59
Alicante	37	-44
Murcia	46	-35
Valencia	49	-32
Lorca	55	-26
Castellón	56	-26
Albacete	67	-14
Almería	68	-13

Terremoto de Alhucemas 2004 ($M_w=6.3$)

Para realizar la simulación se ha utilizado la componente vertical del registro de velocidad de 19 estaciones de las redes IGN y WM. En la figura 5.6a se muestra el resultado de la simulación en la primera alerta y en la figura 5.6b en el instante final, casi 40s después. En la tabla 5.5 se comparan las estimaciones obtenidas en estas fases y en la tabla 5.6 se muestra los “lead times” en las ciudades más cercanas al epicentro.

Las cinco primeras estaciones en detectar y localizar el terremoto son: MELI, EMLI, EALB, EMAL y EBER (figura 5.5a). Como se observa en la tabla 5.5, en la estimación del epicentro se comete un error mucho mayor en la determinación de la longitud (15.5 km) que en la estimación de la latitud (2.2 km) con respecto al cálculo del IGN. Esto es debido a que la mayor parte de las estaciones se encuentran en dirección Norte. La estimación de la hora origen es casi exacta (diferencia de 1s con respecto a la del IGN). El error en la profundidad es grande (37 km) probablemente debido de nuevo a la deficiente cobertura azimutal. La magnitud estimada a partir de P_d es $M_w=6.8$, la cual es

mayor a la magnitud del dada por el IGN ($M_w=6.3$). Las estaciones de MELI, EMLI, EALB y EMAL tienen un nivel de alerta 3 (figura 5.6a).

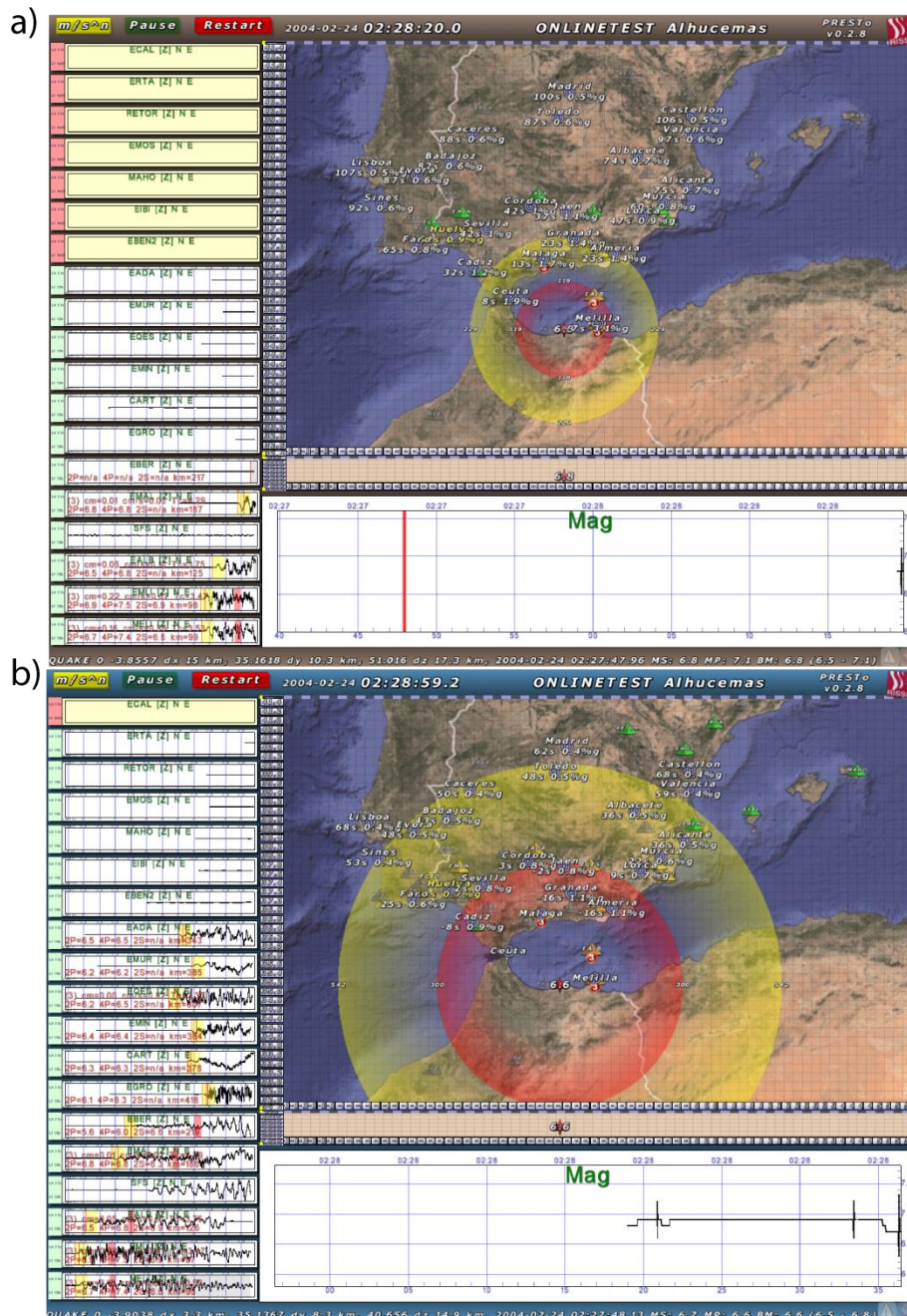


Figura 5.6: Simulación del terremoto de Alhucemas 2004 con PRESTo a) primera alerta b) final de la simulación

Cuando finaliza la simulación (39s después), el terremoto ha sido detectado por 11 de las 19 estaciones. A pesar de que la señal sísmica también ha llegado a la estación SFS (figura 5.6b) no se ha detectado la onda P en ella, y por tanto no se utiliza en el cálculo. El epicentro calculado (tabla 5.5) mejora con respecto a la primera alerta,

siendo mayor la diferencia con el IGN en la longitud (11 km), mientras que la latitud es exactamente la dada por el IGN. El error en la profundidad se reduce de 37 km a 27 km. La diferencia en la hora origen aumenta en 1 segundo con respecto a la del IGN. La magnitud estimada a partir de P_d disminuye a $M_w=6.6$ pero sigue siendo mayor que la magnitud del IGN ($M_w=6.3$). Esta estimación errónea de la magnitud puede deberse por un lado al epicentro estimado por PRESTo, y por otro lado a que las estaciones más cercanas promedian una magnitud mayor, mientras que añadiendo las estaciones más lejanas se disminuye el promedio (capítulo 4).

Tabla 5.5.- Valores de localización de la simulación para la primera alerta y el final de la misma, y los calculados por el IGN.

Terremoto de Alhucemas 2004		Localización IGN				
		Hora Origen	Lat.(°)N	Long.(°)O	Prof. (km)	M_w
		02:27:46	35.14	-4.00	14	6.3
PRESTo		Diferencias PRESTo-IGN				
Primera Alerta 5 estaciones	Hora Origen	02:27:47	+1 s			
	Lat.(°)N	35.16		+0.02° (2.2 km)		
	Long.(°)O	-3.86			-0.14° (15.5 km)	
	Prof.(km)	51				+37 km
	M_w	6.8				+0.5
Resultado Final 11 estaciones	Hora Origen	02:27:48	+2 s			
	Lat.(°)N	35.14		0.00° (0 km)		
	Long.(°)O	-3.90			-0.10° (11.0 km)	
	Prof.(km)	41				+27 km
	M_w	6.6				+0.3

La primera alerta de terremoto de Alhucemas se obtiene a los 34s después de la hora origen del terremoto dada por el IGN. Debido a su proximidad al epicentro, la ciudad de Melilla se encuentra dentro de la zona ciega, como se muestra en la tabla 5.6 (en rojo emplazamientos en zona ciega). Otras ciudades como Ceuta, Málaga o Granada, disponen de 8, 13 y 23s respectivamente. El “lead time” aumenta hasta los 42s en Sevilla y Córdoba. Cuando finaliza la simulación, la mayor parte de estas ciudades se encuentran dentro de la zona ciega, con tan solo 2s de “lead time” para alertar en Sevilla y 3 para Córdoba.

Tabla 5.6.- “lead times” del terremoto de Alhucemas 2004 en las 10 ciudades más cercanas: en la primera alerta y al final.

	“lead time” (s) Primera Alerta	“lead time” (s) Final
Melilla	-6	-45
Ceuta	8	-32
Málaga	13	-25
Algeciras	13	-26
Granada	23	-15
Almería	23	-15
Cádiz	32	-7
Jaén	37	-1
Sevilla	42	2
Córdoba	42	3

Terremoto del cabo de San Vicente 2009 ($M_w=5.5$)

Para realizar la simulación se han utilizado la componente vertical de los registros de velocidad de 17 estaciones de las redes IPMA, IGN y WM. En la figura 5.7 se muestra la primera alerta y el final de la simulación (39s después). En la tabla 5.7 se comparan las estimaciones obtenidas en estas dos fases y en la tabla 5.8 se muestran los “lead times” de las 10 ciudades más cercanas.

En la figura 5.7a, se observa que las estaciones que detectan y localizan el terremoto en el primer instante son: PFVI, PVAQ, EGRO, EVO, EMIN y PESTR. En la tabla 5.7 se muestra que el primer epicentro tiene error bastante mayor que en los dos terremotos anteriores, 131 km en la latitud y 177 km en la longitud con respecto a la dada por el IGN. La determinación incorrecta del epicentro es probablemente debida a que todas las estaciones se encuentran en la misma dirección azimutal (figura 5.7). El error en la profundidad (37 km) es menor que el cometido en la localización del epicentro. La diferencia en la estimación de la hora origen es de 24s con respecto a la del IGN, debido a la mala localización. La magnitud estimada es de $M_w=6.2$ y se establece el nivel de alerta 3 en las estaciones de PFVI y PVAQ (figura 5.7).

Cuando finaliza la simulación, el terremoto está detectado en las 17 estaciones (figura 5.7b). En la tabla 5.5 se observa que la diferencia en el epicentro con respecto al

IGN se reduce a 2-3 km, mientras que la profundidad es similar al primer instante. La hora origen estimada también mejora obteniéndose el mismo tiempo que el dado por el IGN. La magnitud estimada a partir de P_d sigue manteniéndose en $M_w=6.2$, mayor a la dada por el IGN ($M_w=5.5$). Además de las dos estaciones que desde el primer instante tienen un nivel de alerta 3 (PFVI y PVAQ), se obtiene nivel de alerta 1 en 4 estaciones, EMIN, ESPR, ECAB y EADA (figura 5.7).

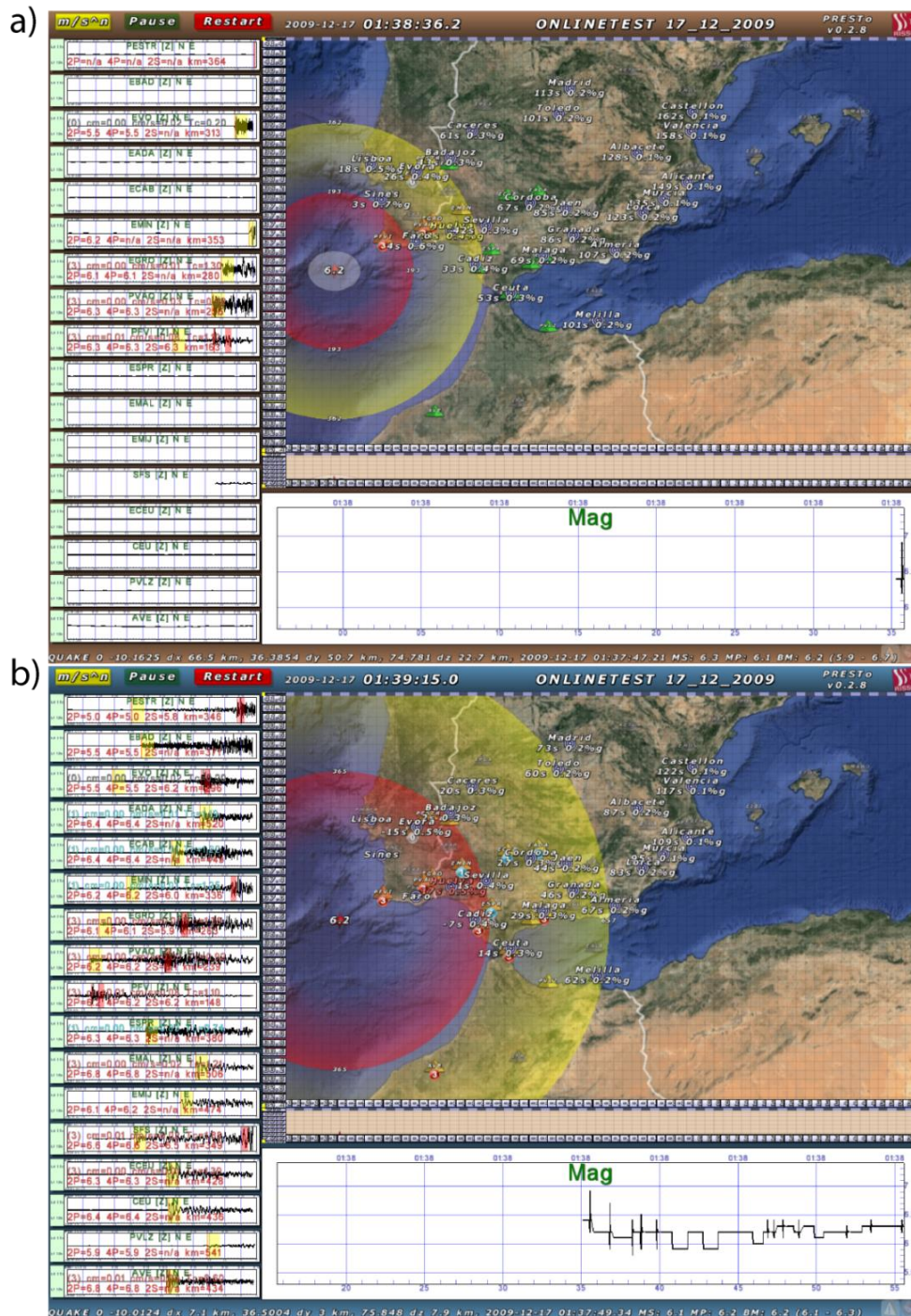


Figura 5.7: Simulación del terremoto del cabo de San Vicente 2009 con PRESTo a) primera alerta b) final de la simulación

Tabla 5.7.- Valores de la localización de la simulación para la primera alerta y el final de la misma, y los calculados por el IGN.

Terremoto cabo de San Vicente 2009			Localización IGN					
			Hora Origen	Lat.(°)N	Long.(°)O	Prof. (km)	M _w	
			01:37:49	36.47	-10.03	37	5.5	
PRESTo			Diferencias PRESTo-IGN					
Primera Alerta 6 estaciones	Hora Origen	01:37:25	-24 s					
	Lat.(°)N	35.29		-1.18° (131.1 km)				
	Long.(°)O	-11.62			+1.59° (176.7 km)			
	Prof.(km)	74				+37 km		
	M _w	6.2						+0.7
Resultado Final 17 estaciones	Hora Origen	01:37:49	0 s					
	Lat.(°)N	36.5		+0.03° (3.3 km)				
	Long.(°)O	-10.01			+0.02° (2.2 km)			
	Prof.(km)	75				+38 km		
	M _w	6.2						+0.7

La magnitud estimada ($M_w=6.2$) es mayor a la del IGN ($M_w=5.5$) y a la obtenida por algunos autores (Pro *et al.*, 2013). La estimación de la magnitud con P_d medido en $\tau_0=3s$ y promediado en todas las estaciones es $M_w=5.9$ (capítulo 4), mayor que la catalogada. La sobrestimación de M_w en ambos instantes (tabla 5.7), puede ser debida por un lado a la mala determinación de la profundidad, y por otro lado, a que la atenuación en esta zona es menor, como se ha mostrado al subdividir la región (ecuación 4.16).

La primera alerta del terremoto se obtiene a los 47s de la hora origen dada por el IGN. Como se observa en la tabla 5.8, este tiempo no permite alertar la ciudad de Portimao antes de que lleguen las ondas S, pero permite disponer de 3-4s en Faro y Sines. El “lead time” aumenta a 18s en Lisboa y hasta los 42s en Sevilla. Cuando finaliza la simulación, todas las ciudades portuguesas, junto a Huelva y Cádiz, se encuentran dentro de la zona ciega, y se dispone de sólo 1-2s para dar la alerta a Sevilla y Badajoz.

Tabla 5.8.- “lead times” del terremoto del cabo de San Vicente 2009 en las 10 ciudades más cercanas: en la primera alerta y al final.

	“lead time” (s) Primera Alerta	“lead time” (s) Final
Portimao	-2	-45
Sines	3	-37
Faro	4	-35
Lisboa	18	-22
Huelva	28	-16
Évora	26	-14
Cádiz	33	-6
Sevilla	42	1
Badajoz	43	2
Cáceres	61	20

Terremoto de Lorca 2011 ($M_w=5.1$)

Para la simulación se ha utilizado la componente vertical de los registros de velocidad de 29 estaciones de las redes IGN y WM. En la figura 5.8 se muestra el resultado de la simulación en la primera alerta y al finalizar (39 segundos después). En la tabla 5.9 se comparan las estimaciones obtenidas en ambas fases y en la tabla 5.10 se muestran los “lead times” de las 10 ciudades más cercanas al epicentro.

En la figura 5.8 se observa que las estaciones con las que se genera la primera alerta y localización del terremoto son: EMUR, CART, ENIJ, ETOB y EQES. Los resultados de la tabla 5.9 muestran una diferencia en el epicentro de 16 km en la latitud y 54 km en la longitud con respecto a la dada por el IGN. Es mayor el error que se comete en la determinación de la profundidad (47 km). La hora origen estimada presenta solo 2s de diferencia con la dada por el IGN. La magnitud estimada es $M_w=5.6$, mayor que la del IGN ($M_w=5.1$). En las estaciones EMUR, CART, ENIJ y ETOB se establece el nivel de alerta 3 (figura 5.8).

Cuando finaliza la simulación, el terremoto está detectado por 15 de las 29 estaciones. En las estaciones de EMAL y EALB ha llegado la señal, pero o no superan el criterio $SNR>5$ o no se detecta correctamente la llegada de la onda P. En la tabla 5.9 se observa que el error en el hipocentro se reduce a 5 km en la latitud y a 7 km en

longitud, y a 18 km en la profundidad con respecto a la dada por el IGN. Además, la hora origen estimada es igual a la del IGN. La magnitud estimada empleando las correlaciones obtenidas en esta tesis es de $M_w=4.9$, 0.2 menor que la dada por el IGN. La estación EBER establece un nivel de alerta 3 (figura 5.8).

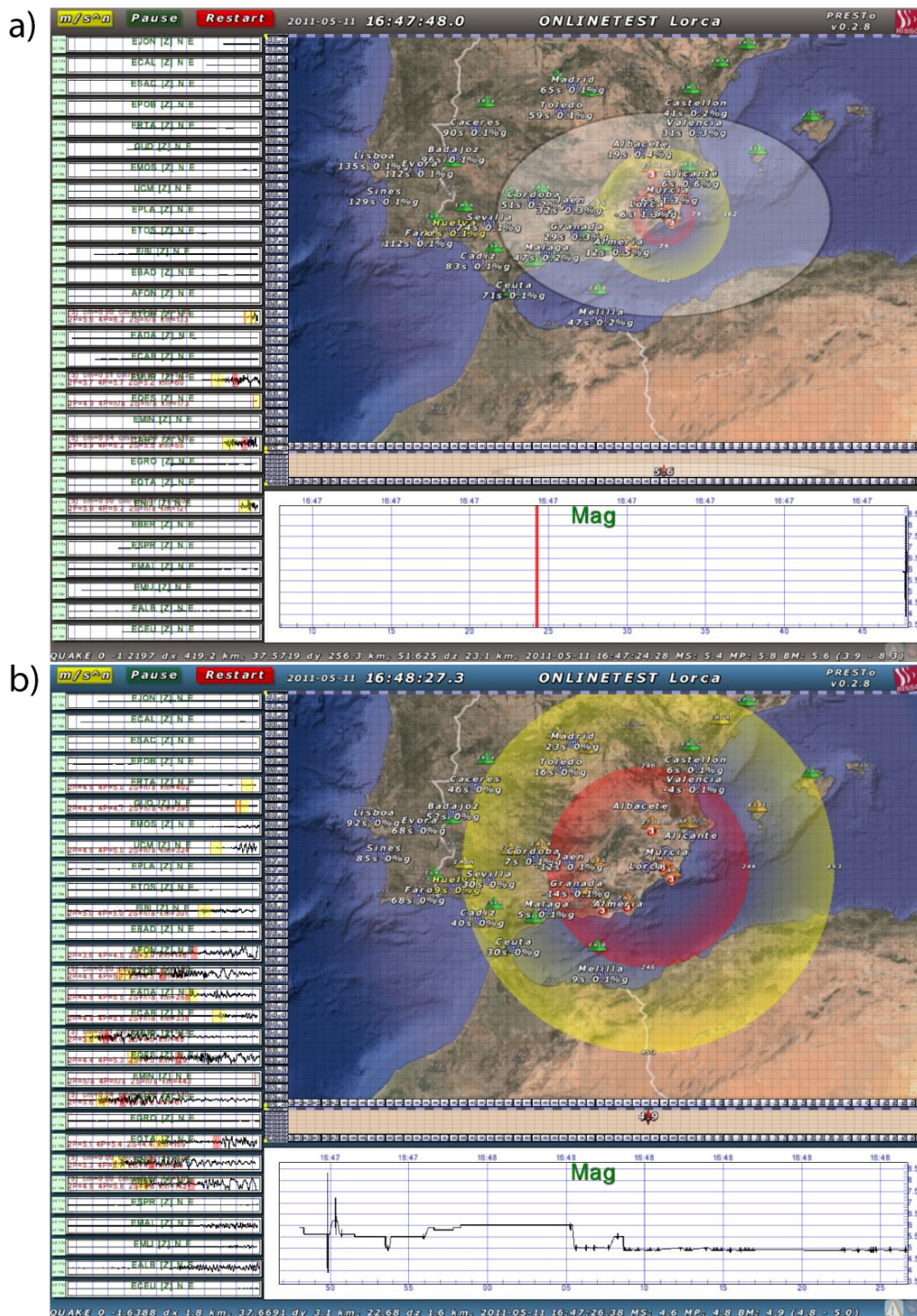


Figura 5.8: Simulación del terremoto del terremoto de Lorca 2011 con PRESTo a) primera alerta b) final de la simulación

Tabla 5.9.- Valores de localización de la simulación para la primera alerta y el final de la misma, y las calculadas por el IGN.

Terremoto de Lorca 2011			Localización IGN					
			Hora Origen	Lat.(°)N	Long.(°)O	Prof. (km)	M _w	
			16:47:26	37.72	-1.71	4	5.1	
PRESTo			Diferencias PRESTo-IGN					
Primera Alerta 5 estaciones	Hora Origen	16:47:24	-2 s					
	Lat.(°)N	37.57		-0.13° (16.7 km)				
	Long.(°)O	-1.22			-0.49° (54.4 km)			
	Prof.(km)	51				+47 km		
	M _w	5.6					+0.5	
Resultado Final 15 estaciones	Hora Origen	16:47:26	0 s					
	Lat.(°)N	37.67		-0.05° (5.6 km)				
	Long.(°)O	-1.64			-0.07° (7.8 km)			
	Prof.(km)	22				+18 km		
	M _w	4.9					-0.2	

La magnitud estimada en la primera alerta ($M_w=5.6$) es mayor que la magnitud estimada por el IGN y otros autores ($M_w=5.1$; Pro *et al.*, 2014). Esto se debe por un lado a la localización errónea del sismo y por otro a que la estación más cercana (EMUR, 44 km), estima una magnitud mayor, ya que el picado de la primera llegada falla y detecta la onda P tres segundos más tarde de la llegada real. Al mejorar la localización y realizar la estimación con un número mayor de estaciones, la estimación de la magnitud mejora.

La primera alerta para el terremoto de Lorca se obtiene a 22s después de la hora origen del IGN. Este tiempo es menor que en las otras tres simulaciones, debido a la mayor proximidad de las estaciones al epicentro. Pero al ocurrir más cerca de la población, Lorca y Murcia se encuentran dentro de la zona ciega (tabla 5.10). Para alertar Alicante se dispone de 6s y de hasta 29s para la ciudad de Granada. Cuando finaliza la simulación, la mayor parte de las ciudades consideradas se encuentran en la zona ciega, y se dispone de solo 6 y 9s para alertar Castellón y Melilla respectivamente.

Tabla 5.10.- “lead times” del terremoto de Lorca 2011 en las 10 ciudades más cercanas: en la primera alerta y al final.

	“lead time” (s) Primera Alerta	“lead time” (s) Final
Lorca	-6	-53
Murcia	-5	-43
Alicante	6	-25
Almería	12	-27
Albacete	19	-20
Granada	29	-13
Valencia	31	-3
Jaén	32	-11
Castellón	41	6
Melilla	46	9

Para estimar adecuadamente la magnitud, PRESTo necesita una buena localización del terremoto. La localización mejora a medida que se dispone de un mayor número de estaciones, pero reduce el “lead time” disponible. La configuración actual de las redes (IGN, WM y IPMA) no permite dar una alerta en un tiempo menor de 20 segundos, suponiendo además que no existe ningún retraso en la recepción y transmisión de señales. Del test de PRESTo, se obtiene que es viable un sistema de alerta sísmica temprana para la RIM, pero es sustancialmente mejorable, fundamentalmente en términos de reducción del tiempo necesario para proporcionar la alerta, y por tanto, del aumento del “lead time” en las ciudades objetivo de la alerta.

6 Conclusiones/Conclusions

6.1 Conclusiones

El objetivo de esta tesis es determinar los parámetros de alerta específicos para un sistema de alerta sísmica temprana para la región Ibero-Mogrebí, y establecer leyes empíricas que permitan el cálculo rápido de la magnitud M_w . A partir de estos valores se puede calcular el daño potencial para terremotos ocurridos en la RIM.

De los resultados obtenidos se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- Necesidad de homogeneizar las magnitudes del catálogo del IGN, ya que éste utiliza tres tipos diferentes de magnitud y las correlaciones deben hacerse para un solo tipo. Se ha seleccionado M_w . La conversión realizada en esta tesis presenta una homogeneidad aceptable de la escala de magnitud.

Definir un criterio de calidad de los registros, ya que el ruido en el sismograma influye en la medida de los parámetros de la alerta. Se ha optado por establecer un criterio basado en la amplitud señal-ruido del registro de velocidad, con un valor umbral 5 ($SNR > 5$). De esta forma se ha logrado un criterio eficiente para eliminar los registros ruidosos que contaminan las correlaciones, sin restringir en exceso la base de datos de la RIM.

- Se han obtenido una serie de correlaciones empíricas para un EEWS específico en la RIM, para una longitud de ventana de 3s. Estas correlaciones relacionan el periodo dominante τ_c con la M_w , el pico de desplazamiento a 200km P_d^{200} con la M_w y por último, el pico de desplazamiento P_d con PGV. La relación entre τ_c y M_w , presenta coeficientes diferentes a los obtenidos por otros autores para otras regiones, tal vez debido a que para la RIM se dispone de pocos terremotos de $M_w > 5$. Por el contrario, la correlación obtenida entre P_d y PGV es similar a la de otros autores, a pesar de utilizar terremotos de menor magnitud y a mayores distancias epicentrales.

Del estudio realizado se concluye que es más precisa la estimación de M_w a partir de P_d que de τ_c , por lo que se recomienda asignar un mayor peso al primero.

- Se ha determinado el valor umbral para los parámetros τ_c y P_d en un rango de M_w 5.0-8.0, que oscilan entre 0.5 y 3.5 s para τ_c y entre 0.002 y 0.21 cm para P_d , a partir de los cuales se establecen los niveles de alerta de un EEWS tipo *in situ*. Utilizando el valor umbral de τ_c , se ha calculado el radio esperado de la PDZ correspondiente a una intensidad $I_{MM}=VII$, aplicando las relaciones entre I_{MM} y PGV de Wald *et al.*, (1999) y Faenza y Michelini (2010) (tabla 2.2), y obteniendo para una misma magnitud, un mayor radio en caso de utilizar Faenza y Michelini (2010).
- Se han obtenido las correlaciones empíricas del parámetro P_v con la M_w y con el PGV, observando que la correlación con PGV presenta coeficientes similares a los obtenidos para P_d en la RIM, por lo que podría utilizarse P_v en lugar de P_d , eliminando el paso de la integración de los registros de velocidad, reduciendo así ligeramente el tiempo de cálculo.
- El análisis de P_d y τ_c en cada esta estación indica características propias de las mismas. La estación EVO no es adecuada para estimar la magnitud a partir de τ_c , ya que presentan sistemáticamente el mismo valor del periodo. También se han observado valores de τ_c diferentes en función del si el epicentro del terremoto se encuentra al este del Estrecho de Gibraltar o de si ocurre al oeste. Este efecto es muy claro en la estación ESPR. Por esta razón, se han recalculado las correlaciones entre τ_c y M_w , y P_d^{200} y M_w , para terremotos con epicentros al este u oeste del estrecho de Gibraltar. Se concluye, que para un EEWS es conveniente dividir la región Ibero-Mogrebí en estas dos zonas.
- Se han validado las correlaciones obtenidas para la RIM aplicándolas a otra base de datos de la región, tanto para registros de velocidad como para registros de aceleración. Los resultados obtenidos muestran que es posible utilizar las mismas correlaciones con independencia de que las observaciones provengan de registros de velocidad o aceleración.

- Se han generado mapas de intensidad esperada I_E a partir de P_d para el terremoto del cabo de San Vicente 2009 ($M_w=5.5$) y el terremoto de Lorca 2011 ($M_w=5.1$), aplicando la relación PGV- I_{MM} de Faenza y Michelini (2010) y de Wald *et al.*, (1999). Tras analizar los mapas de I_E , se ha encontrado que ninguno de ellos es capaz de reproducir el mapa de intensidad observada para los dos terremotos estudiados. Se concluye que es necesario obtener una relación entre PGV e I_{MM} específica para la RIM.
- Se ha extendido hasta 20s la longitud de ventana de tiempo utilizada para estimar los parámetros de la alerta en terremotos de la RIM. Al aumentar la ventana se obtiene un valor correcto de M_w para el sismo de Boumerdes 2003 ($\tau_0 = 6s$), valor que quedaba infraestimado con $\tau_0 = 3s$. Se concluye que para terremotos de $M_w > 6.0-6.5$ es necesario extender la ventana de tiempo.

Con este análisis se ha tratado de comprobar el modelo de ajuste de la evolución de P_d con PTW propuesto por Colombelli *et al.*, (2014). El estudio de la evolución temporal de P_d muestra que para 3 terremotos de $M_w > 6.0$ ocurridos en la RIM, el valor estable de P_d se alcanza en dos fases, con un salto en la misma. Estos resultados se relacionan con un proceso de ruptura complejo de estos terremotos (Boumerdes 2003, Alhucemas 2004 y Alborán 2016). En estos tres casos los terremotos presentan la MRF compleja. Terremotos de $M_w < 6.0$ (San Vicente 2007 y 2009, Lorca 2011) no presentan esta característica, confirmando de esta forma la hipótesis realizada por Colombelli y Zollo (2015), de que la evolución inicial de P_d está relacionada con la forma de la MRF. De los terremotos de la RIM, no se puede confirmar que los parámetros de ajuste (T_1 , T_2 , B_1) del modelo propuesto por Colombelli *et al.*, (2014), estén relacionados con la magnitud como sugieren estos autores. En la variación temporal del parámetro P_d para terremotos de Taiwan sí que se observa la relación propuesta por Colombelli *et al.*, (2014) entre los parámetros del ajuste (T_1 , T_2 , B_1) y la M_w , pero hallando ajustes paralelos a los de estos autores. Se propone por un lado redefinir el parámetro B_1 utilizando una amplitud fija en la ventana de tiempo inicial (PTW=0), y por otro lado, se propone que la relación entre T_2 y M_w es diferente en función de la región considerada.

- Del análisis de la variación de los parámetros P_d y τ_c con el azimut para los tres terremotos de mayor magnitud de Taiwán, se observa una relación entre P_d y el

azimut de la estación. La existencia de valores mayores de P_d se explican en términos de efectos de directividad observada en estos terremotos por otros autores.

- Se ha estudiado el funcionamiento de un EEWS en tiempo real durante 5 meses para la región Ibero-Mogrebí, mediante el software PRESTo y utilizando las correlaciones desarrolladas en esta tesis. Durante este periodo se han detectado correctamente 147 terremotos, con 3 falsas detecciones y 5 terremotos de $M_w > 4.0$ no detectados. Tras analizar las diferencias entre las estimaciones de PRESTo y las notificadas por el IGN, se concluye que PRESTo ha estimado de forma correcta epicentro, hora origen y magnitud, y el mayor error corresponde a la estimación de la profundidad. El tiempo que tarda PRESTo en dar la alerta para el sismo de mayor magnitud registrado (Alborán 2016, $M_w = 6.3$) es de 24s, y se dispone de un “lead time” de 14s para Málaga y 20s para Granada y Almería.

De las simulaciones realizadas se concluye que PRESTo presenta un buen funcionamiento para la RIM, no obstante, los “lead times” en las ciudades objetivos son insuficientes si en lugar de utilizar la primera alerta se espera al final del procesado, cuando la estimación del hipocentro y de la magnitud es más precisa.

Por tanto, puede concluirse que un EEWS para la RIM es viable, útil y se dispone de las ecuaciones específicas para implementarlo. Sin embargo, puede ser mejorado, lo que nos lleva a proponer el siguiente trabajo futuro y líneas de investigación.

Trabajo futuro

En primer lugar, se proponen las siguientes mejoras para el funcionamiento de un EEWS en la región Ibero-Mogrebí:

- Es necesario aumentar el número de estaciones, y en especial la distribución azimutal de las mismas. De esta forma, se podría mejorar la estimación del epicentro, y se reducir el tiempo necesario para dar una alerta. Para ello, sería fundamental disponer de estaciones en el norte del continente Africano transmitiendo en tiempo real, lo implica la colaboración del resto de países de la región Ibero-Mogrebí. Adicionalmente, en caso de transmitir en tiempo real, podrían añadirse datos provenientes de los acelerómetros o de OBS, de forma que además se consigue

aumentar la cobertura azimutal en regiones en las que de otra forma es imposible (Cabo de San Vicente).

Otra opción podría ser la instalación de una red de acelerómetros de bajo coste similar a la red P-alert de Taiwán.

- Debe implementarse el cálculo de los parámetros P_d y τ_c , en tiempo real, en ventanas de tiempo progresivamente aumentadas hasta la llegada de la onda S. La continua actualización de la estimación de la magnitud, evitaría subestimar la magnitud en grandes terremotos ($M_w > 6.5$).
- Es importante comprobar el funcionamiento de la propuesta de dos sub-sistemas de alerta sísmica temprana operando paralelamente a cada lado del estrecho de Gibraltar, con las correlaciones específicas determinadas en esta tesis para las dos zonas, a fin de comprobar si las estimaciones mejoran.

Por último, se sugieren las siguientes líneas de investigación futuras que pueden ser de gran utilidad:

- Realizar un análisis minucioso de la influencia de los efectos de sitio sobre P_d y τ_c .
- Obtener una relación específica entre PGV e intensidad para la región Ibero-Mogrebí.
- Analizar la evolución temporal del parámetro P_d en terremotos con ruptura compleja ocurridos en otros lugares distintos al analizado en esta tesis.
- Estudio comparativo de la variación azimutal de P_v (P_d) y la amplitud teórica del patrón para un mayor número de terremotos a nivel mundial con buena cobertura, para confirmar su analogía, y la posible relación con la directividad.
- Obtener de forma rápida la información sobre el mecanismo del terremoto, mediante la resolución del problema inverso para una fuente puntual. Es decir, a partir de la variación azimutal de P_d , determinar la variación de amplitudes teóricas del patrón resolviendo el mecanismo que mejor ajusta.

6.2 Conclusions

The aim of this thesis is to determine the specific earthquake early warning system parameters for the Ibero-Maghrebian region, and to establish empirical correlations that allow a rapid estimation of magnitude M_w . From these, the potential damage of an earthquake can be estimated for earthquakes occurring at the RIM.

From the results, the following conclusions can be drawn:

- It is necessary to homogenize the magnitudes at the IGN catalogue, since it uses three different types of magnitude and correlations should be developed with only one. We have selected M_w . The conversion applied in this thesis show an improved homogeneity of the magnitude scale.

The definition of a quality criterion for the records, as the noise of the seismograms has a critical influence for the EEWS parameters. We have selected a criterion based on the signal to noise amplitude of the velocity record, with a threshold of 5 ($SNR > 5$). Thereby, we obtained an efficient criterion to avoid the use of noisy records, which could contaminate the correlations, without restricting to much the database of the RIM.

- We have obtained several empirical correlations for a specific EEWS at the RIM, for a 3-s time window. These correlations relate the predominant period τ_c with the M_w , the initial peak displacement at 200km P_d^{200} with M_w and finally, the peak displacement P_d with the PGV. The correlation between τ_c and M_w shows different coefficients than those found by other authors for other regions, maybe due to the low number of earthquakes of $M_w > 5$ at the RIM. On the contrary, the P_d versus PGV correlation shows a good agreement with other authors', despite we are using earthquakes with lower magnitude and larger epicentral distances. From this result we concluded that the estimation don from P_d is more precise than from τ_c , being advisable to give a greater weight to the first.
- We have determined the threshold value of τ_c and P_d parameters for M_w 5.0-8.0, ranging between 0.5 y 3.5 s for τ_c and between 0.002 y 0.21 cm for P_d , from which the alert levels of an on-site EEWS are set. With τ_c threshold value, we have estimated the radius of the PDZ for intensity $I_{MM} = VII$, applying the I_{MM} -PGV

relations of Wald *et al.*, (1999) and Faenza and Michelini (2010) (table 2.2), and obtaining a larger radius for Faenza and Michelini (2010).

- We have obtained the empirical correlations for P_v with the M_w and the PGV. For this last correlation, we get similar coefficients to those obtained for P_d at the RIM, so P_v could be used instead P_d , removing the step of the integration of the velocity records, thus slightly reducing the computation time.
- The analysis of P_d and τ_c at each station shows the characteristic of them. EVO station is not adequate to estimate the magnitude from τ_c , because it systematically gives a constant value. We have also observed different values of τ_c depending if the earthquake occurs at the east of Gibraltar Strait or at the west. This effect is clearer at ESPR station. For this reason, we have re-estimated the correlations between τ_c and M_w , and P_d^{200} versus M_w , for earthquake with epicentres at the east or the west of Gibraltar strait. We conclude that for an EEWS is advisable to divide the Ibero-Maghrebian region into these two zones.
- We have validated the correlation obtained for the RIM by applying them to another database of the region, for both velocity and acceleration records. The results show that it is possible to use the same correlations regardless they come from velocity or acceleration observations.
- We have generated expected intensity maps I_E from P_d for the San Vicente Cape 2009 ($M_w=5.5$) and Lorca 2011 ($M_w=5.1$) earthquakes, using the association between PGV- I_{MM} found by Faenza and Michelini (2010) and by Wald *et al.*, (1999). After analyzing I_E maps, it was found that none of them is able to reproduce the observed intensity map for the two earthquakes studied. We concluded that is necessary to obtain a specific relationship between PGV and I_{MM} for the RIM.
- We have expanded the time window length up to 20s to estimate the EEWS parameters for the RIM. When the time window length is extended we obtained a good M_w value for the Boumerdes 2003 ($\tau_0 = 6s$) earthquake, which was underestimated with $\tau_0 = 3s$. We conclude that for earthquakes with $M_w>6.0-6.5$ it is necessary to extend the time window length.

With this analysis we have attempted to verify the model proposed by Colombelli *et al.*, (2014) for the fit of P_d versus PTW curves. The study of the initial evolution of P_d for 3 earthquakes with $M_w > 6.0$ occurred at RIM, shows that the stable value of P_d is reached at two steps, with a jump between them. These results are related with the complexity of the rupture process of these earthquakes (Boumerdes 2003, Alhucemas 2004 and Alboran 2016). For these three earthquakes the MRF is complex. Earthquakes with lower magnitude (San Vicente 2007 y 2009, Lorca 2011) do not show this characteristic, thereby verifying the hypothesis done by Colombelli and Zollo (2015), that the initial evolution of P_d parameter is related to the shape of the MRF. From earthquakes occurred at the RIM, it cannot be confirmed that the fitting parameters of the model (T1, T2, B1), proposed by Colombelli *et al.*, (2014), are related to the magnitude as the authors suggested. At the P_d evolution with time for earthquakes occurred at Taiwan, it is observed the relation proposed by Colombelli *et al.*, (2014) between the fitting parameters (T1, T2, B1) and M_w , but with parallel correlations to ones of these authors. It is proposed to redefine the B1 parameter using fixed amplitude at the initial time window (PTW=0), and that T2 versus M_w relation is different depending on the region.

- From the analysis of the azimuthal variation of τ_c and P_d parameter for the three largest earthquakes of the Taiwanese database, it can be observed that P_d is related to the azimuth of the station. The occurrence of larger values of P_d is explained in terms of a directivity effect, observed at these earthquakes by other authors.
- We have studied the performance of an EEWS working on real time for the RIM during 5 months, using the software PRESTo and the correlations developed at this thesis for the RIM. During this period, the EEWS has correctly detected 147 earthquakes, with 3 false detections and 5 earthquakes of $M_w > 4.0$ that were not detected. After the analysis of the differences on the estimation from PRESTo and the IGN, we conclude that PRESTo has correctly estimated the epicentre, origin time and magnitude, and the major error corresponds to the depth. The lapsed time for giving the alert by PRESTo for the largest earthquake detected (Alboran 2016, $M_w = 6.3$) was 24s, providing 14s of lead time for Málaga and 20s for Granada and Almería.

From the simulations, we concluded that PRESTo showed a good performance, however the lead times at the targets are not enough, if instead using the first alert, it is waited to the final of the process, when a better accuracy for the epicentre and magnitude estimation is obtained.

Therefore, it can be concluded that an EEWS is feasible at the Ibero-Maghrebian region, useful and the correlations for its implementation are available. However, it can be improved, which lead us to propose this future work and investigation lines.

Future work

Firstly, we propose the following improvements for the performance of the EEWS at the Ibero-Maghrebian region:

- It is necessary to increase the number of stations, specially the azimuthal distribution of them. This way, the epicentre estimation could be improved, and the time needed to give an alert could be reduced. To this aim, it is essential to have more stations at the North of Africa with real time transmission, which implies the collaboration with the rest of the countries of the Ibero-Maghrebian region.

In addition, in case of real time transmission, data from accelerometers and OBS could be added, such way it can be also increase the azimuthal coverage at regions where otherwise would be impossible (San Vicente Cape)

Another option could be to install a low cost accelerometer network, similar to the P-alert network at Taiwan.

- The real time estimation of P_d and τ_c at enlarged time windows up to the S-wave arrival should be implemented. The continuous update of the magnitude estimation, will avoid the underestimation of it in case of a large earthquake occurring ($M_w > 6.5$).
- It is important to test the performances of the proposal of the two EEWS subsystems working in parallel at each side of the Gibraltar Strait, with the specific correlations developed at this thesis for the two areas, in order to check if the estimation of magnitude improves.

Finally, we suggest the following future investigation lines that could be useful:

- Make an exhaustive analysis of the influence of site effects and ray path on P_d and τ_c .
- Get a specific relation between PGV and intensity for the Ibero-Maghrebian region in order to improve the expected intensity maps from P_d .
- To study the evolution of P_d with time for more earthquakes with complex rupture occurred in different regions of the world.
- Making a comparison study of the azimuthal variation of P_d and the theoretical amplitude of radiation pattern for more earthquakes with good azimuthal coverage, in order to confirm the similarity found, and the possible relation with the directivity effect.
- To get fast information about the focal mechanism of the earthquake, by solving the inverse problem for a point source. That is, from the azimuthal variation of P_d , determine the variation of theoretical amplitudes of the radiation pattern, solving afterwards the best suitable mechanism that adjusts the pattern.

7 Referencias

- Akkar, S. y J.J. Bommer (2010). Empirical equations for the prediction of PGA, PGV and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean region and the Middle East. *Seism. Res. Lett.*, 81, 195-206
- Aki, K. y P.G. Richards (2002). *Quantitative seismology*. University Science Books, Sausalito, CA. (EEUU)
- Akoglu, A.M., Z. Cakir, M. Meghraoui, S. Belabbes, S.O. El Alami, S. Ergintav y H.S. Akyüz (2006). The 1994–2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 252, 467–480
- Alcik, H., O. Ozel, N. Apaydin y M. Erdik (2009). A study on warning algorithms for Istanbul earthquake early warning system. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L00B05
- Allen, R.M. y H. Kanamori (2003). The potential for earthquake early warning in southern California. *Science*, 300, 786–789
- Allen, R.M. (2004). Rapid magnitude determination for earthquake early warning. En: Manfredi G., ed., *The Many Facets of Seismic Risk*. University of Degli Studi di Napoli ‘‘Federico II’’, Naples (Italy), 15–24
- Allen, R.M., H. Brown, M. Hellweg, O. Khainovski, P. Lombard y D. Neuhauser (2009a). Real-time earthquake detection and hazard assessment by ElarmS across California. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L00B08
- Allen, R.M., P. Gasparini, O. Kamigaichi y M. Bose (2009b). The Status of Earthquake Early Warning around the World: An Introductory Overview. *Seism. Res. Lett.*, 80, 682-693
- Ambraseys, N.N. (1981). The El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980: conclusions drawn from a field study. *Q. J. eng. Geol.*, 14, 143-148
- Atkinson, G.M. y S.I. Kaka (2007). Relationship between felt intensity and instrumental ground motion in the central United States and California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, 497-510
- Behr, Y., J. Clinton, G. Cua, C. Cauzzi, S. Heimers, P. Kästli, J. Becker y T. Heaton (2013). Evaluation of Real-Time and Off-Line Performance of the Virtual Seismologist Earthquake Early Warning Algorithm in Switzerland. *EGU General Assembly, Vienna (Austria)*, abstract n° 8824
- Bezzeghoud, M. y E. Buforn (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. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 359-372

- Bird, D., M. J. Roberts y D. Dominey-Howes (2008). Usage of an early warning and information system. Website for real-time seismicity in Iceland. *Nat. Hazards*, 47, 75–94
- Böse, M., C. Ionescu y F. Wenzel (2007). Earthquake early warning for Bucharest, Romania: Novel and revisited scaling relations. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07302
- Böse, M., E. Hauksson, K. Solanki, H. Kanamori y T. H. Heaton (2009). Real-time testing of the on-site warning algorithm in southern California and its performance during the July 29 2008 Mw5.4 Chino Hills earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L00B03
- Brillinger, D.R., A. Udías y B.A. Bolt (1980). A probability model for regional focal mechanism solutions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 149-170
- Bufo, E., A. Udías y J. Mézcua (1988a). Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 2008-2224
- Bufo, E., A. Udías y M. A. Colombás (1988b). Seismicity, source mechanisms and seismotectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152, 89-118
- Bufo, E., A. Udías, J. Martín Dávila, W. Hanka y A. Pazos (2002). Broadband station network ROA/UCM/GFZ in south Spain and northern Africa. *Seism. Res. Lett.*, 73, 173-176
- Bufo, E., M. Bezzeghoud, A. Udías y C. Pro (2004). Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.*, 161, 623-646
- Bufo, E., B. Benito, C. Sanz de Galdeano, C. del Fresno, D. Muñoz e I. Rodríguez (2005). Study of the damaging earthquakes of 1911, 1999, and 2002 in the Murcia, Southeastern region: Seismotectonic and seismic-risk implications. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 549-567
- Bufo, E., S. Cesca, T. Góded, C. del Fresno y D. Muñoz (2006). The Bullas (Murcia, SE Spain) earthquake, 29 January 2005. *J. Seism.*, 10, 65-72
- Bufo, E., A. Udías y J. Martín Dávila (2007). Source mechanism of the February 12, 2007, San Vicente Cape earthquake Mw=5.9. *Orfeus Newsletter*, 7
- Bufo, E. y A. Udías (2015). Earthquakes Early Warning System: Application to the Ibero-Maghrebian Region. *Pure Appl. Geophys.*, 172, 2333-2334
- Bufo, E., A. Udías y C. Pro (2015). Large Earthquakes at the Ibero-Maghrebian Region: Basis for an EEWS. *Pure Appl. Geophys.*, 172, 2387-2396

- Bufo, E., C. Pro, C. Fresno, J.V. Cantavella, C. Sanz de Galdeano, V. Bartolomé y A. Udías (2016). Proceso de ruptura del terremoto del Sur de Alborán de 25 de enero de 2016 (Mw=6.4) y serie de réplicas. Resultados preliminares. *Abstract 9ª AHPGG, Madrid (España)*
- Cabañas, L. E. Carreño, A. Izquierdo, J.M. Martínez Solares, R. Capote del Villar, J. Martínez Díaz, *et al.*, (2011). *Informe del sismo de Lorca del 11 de mayo de 2011*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid (España)
- Cabañas, L., A. Rivas, J.M. Martínez-Solares, J. Gaspar-Escribano, B. Benito, R. Antón y S. Ruiz-Barajas (2012). Preparación y homogeneización de un catálogo sísmico para la evaluación de la peligrosidad sísmica en España. *Abstract 7ª AHPGG, San Sebastián, (España)*
- Cakir, Z. M. Meghraoui, A.M. Akoglu, N. Jabour, S. Belabbes y L. Ait-Brahim (2006). Surface Deformation Associated with the Mw 6.4, 24 February 2004 Al Hoceima, Morocco, Earthquake Deduced from InSAR: Implications for the Active Tectonics along North Africa. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 96, 59–68
- Caldeira B, F. Carrilho, M. Miranda, M. Bezzeghoud, P.M. Alves, G. Silveira, F. Villalonga, J.A. Pena, L. Matías, J.F. Borges, D. Vales, C. Corela y G. Madureira (2007). Recent improvements in the Broadband seismic networks in Portugal. *CSEM/EMSC Newsletter*
- Caldeira, B, M. Bezzeghoud y J.F. Borges (2010). DIRDOP: a directivity approach to determining the seismic rupture velocity vector. *J. Seismol.*, 14, 565–600
- Carranza, M., E. Bufo, S. Colombelli y A. Zollo (2013). Earthquake early warning for southern Iberia: A P wave threshold-based approach. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 4588–4593
- Carranza, M., E. Bufo y A. Zollo (2015). Testing the Earthquake Early-Warning Parameter Correlations in the Southern Iberian Peninsula. *Pure Appl. Geophys.*, 172, 2435-2448
- Carreño, E, C. López, B. Bravo, P. Expósito, E. Gurría y O. García (2003). Sismicidad de la península Ibérica en la época instrumental: 1985-2002, En: *Física de la Tierra*, Servicio de Publicaciones, Universidad Complutense, Madrid, 15, 73–91
- Cesca, S., E. Bufo y T. Dahm (2006). Amplitude spectra moment tensor inversion of shallow earthquakes in Spain. *Geophys. J. Int.*, 166, 839-854
- Chen K-C., W-G. Huang y J-H. Wang (2007). Relationships among magnitudes and seismic moment of earthquakes in the Taiwan region. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 18, 951-973

- Chi W.C., D. Dreger y A. Kaverina (2001). Finite-source modelling of the 1999 Taiwan (Chi-Chi) earthquake derived from a dense strong-motion network. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 1144–1157
- Colombelli S., O. Amoroso, A. Zollo y H. Kanamori (2012a). Test of a threshold-based Earthquake Early Warning method using Japanese data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 102, 1266-1275
- Colombelli, S., A. Zollo, G. Festa y H. Kanamori (2012b). Early magnitude and potential damage zone estimates for the great Mw 9 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L22306
- Colombelli, S. (2014). “Early Warning For Large Earthquakes: Observations, Models and Real-Time Data Analysis (Tesis doctoral)”. Università Di Bologna (Italia)
- Colombelli, S., A. Zollo, G. Festa y M. Picozzi (2014). Evidence for a difference in rupture initiation between small and large earthquakes. *Nat. Commun.*, 5, 3958, doi:10.1038/ncomms4958
- Colombelli, S. y A. Zollo (2015). Fast determination of earthquake magnitude and fault extent from real-time *P*-wave recordings. *Geophys. J. Int.*, 202, 1158-1163
- Colombelli S., A. Caruso, A. Zollo, G. Festa y H. Kanamori (2015). A P wave-based, on-site method for earthquake early warning. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1390-1398
- Colombelli, S. y A. Zollo (2016). Rapid and reliable seismic source characterization in earthquake early warning systems: current methodologies, results, and new perspectives. *J. Seism.*, doi:10.1007/s10950-016-9570-z
- Cooper, J. D. (1868). Earthquake indicator. San Francisco Daily Evening Bulletin. November 3, 1868
- Crowell, B.W., Y. Bock y M.B. Squibb (2009). Demonstration of earthquake early warning using total displacement waveforms from real-time GPS networks. *Seism. Res. Lett.*, 80, 772–782
- Custodio, S., N.A. Dias, B. Caldeira, F. Carrilho, C. Corela, J. Díaz, J. Narciso, G. Madureira, L. Matías, C. Haberland, and WILAS Team (2014). Ambient noise recorded by a dense broadband seismic deployment in western Iberia. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 104, 2985–3007
- Delouis, B., M. Vallée, M. Meghraoui, E. Calais, S. Maouche, K. Lammali, A. Mahsas, P. Briole, F. Benhamouda y K. Yelles (2004). Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18607

- Dewey, J.W. (1991). The 1954 and 1980 Algerian earthquakes: Implications for the characteristic-displacement model of fault behaviour. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 446-467
- Domingues, A., S. Custódio y S. Cesca (2013). Waveform inversion of small-to moderate earthquakes located offshore southwest Iberia. *Geophys. J. Int.*, 192, 248-259
- EIRD/ONU (Secretaría de la Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres de las Naciones Unidas). (2004). Una selección de aplicaciones para la reducción de desastres, En: *Vivir con el Riesgo: Informe mundial sobre iniciativas para la reducción de desastres*. Ginebra: Naciones Unidas (Suiza), 397-425
- Ellsworth, W.L. y G.C. Beroza (1995). Seismic evidence for an earthquake nucleation phase. *Science*, 268, 851–855
- Espinosa-Aranda, J.M., A. Jiménez, G. Ibarrola, F. Alcantar, A. Aguilar, M. Inostrosa y S. Maldonado (1995). Mexico City Seismic Alert System. *Seism. Res. Lett.*, 66, 42-53
- Espinosa-Aranda JM, Cuellar A, Rodríguez FH, Frontana B, Ibarrola G, Islas R y A. García (2011). The seismic alert system of Mexico (SASMEX): Progress and its current applications. *Soil Dyn. Earth. Eng.*, 31, 154-162
- Faenza, L. y A. Michelini (2010). Regression analysis of MCS intensity and ground motion parameters in Italy and its applications in ShakeMap. *Geophys. J. Int.*, 180, 1138–1152
- Fernández-Ibáñez, F., J.I. Soto, M.D. Zoback, y J. Morales (2007). Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *J. Geophys. Res.*, 112, B08404
- Girona, T. (2010). “Mecanismo focal de los terremotos a partir de datos telesísmicos y de campo próximo (Trabajo de investigación del Máster en Geofísica y Meteorología)”. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid (España)
- Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo y L. Minner (2003). SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. En: W.H.K. Lee, H. Kanamori, P. Jennings y C. Kisslinger, eds., *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, London Academic Press (U.K.), 1613-1621
- Grandin, R., J.F. Borges, M. Bezzeghoud, B. Caldeira y F. Carrilho (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. *Geophys. J. Int.*, 171, 1144-1161
- Havskov, J. y J. Alguacil (2004). *Instrumentation in Earthquake Seismology*, Springer, Dordrecht (Países Bajos)

Hoshiba, M., K. Iwakiri, N. Hayashimoto, T. Shimoyama, K. Hirano, Y. Yamada, Y. Ishigaki, y H. Kikuta (2011). Outline of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake (Mw 9.0): Earthquake Early Warning and observed seismic intensity. *Earth Planets Space*, 63, 547–551

Hsieh, C.Y., Y.M. Wu, T.L. Chin, K.H. Kuo, D.Y. Chen, K.S. Wang, Y.T. Chan, W.Y. Chang, W.S. Li y S.H. Ker (2014). Low Cost Seismic Network Practical Applications for Producing Quick Shaking Maps in Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 25, 617-624

Iio, Y. (1995). Observations of the slow initial phase generated by micro earthquakes: implications for earthquake nucleation and propagation. *J. Geophys. Res.*, 100, 15333–15349

Instituto Geográfico Nacional (2013). *Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España 2012*. Centro Nacional de Información Geográfica y Dirección general del Instituto Geográfico Nacional, Madrid (España)

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82, 2921-2987

Kanamori, H. (2005). Real-time seismology and earthquake damage mitigation. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 33, 195–214

Katsumata, A., H. Ueno, S. Aoki, Y. Yoshida y S. Barrientos (2013). Rapid magnitude determination from peak amplitudes at local stations. *Earth Planets Space*, 65, 843-853

Kuyuk, H.S. y R.M. Allen (2013). A global approach to provide magnitude estimates for earthquake early warning alerts. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 6329–6333

Lancieri, M. y A. Zollo (2008). A Bayesian approach to the real-time estimation of magnitude from the early P and S wave displacement peaks. *J. Geophys. Res.*, 113, B12302

Lee W.H.K. y J.M. Espinosa-Aranda (2003). Earthquake early warning systems: Current status and perspectives. En: Zschau J, Koppers AN, eds., *Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction*, Springer, Berlin (Alemania), 409-423

Lee, S-J., T-Y. Yeh, H-H. Huang y C-H. Lin (2015). Numerical earthquake models of the 2013 Nantou, Taiwan, earthquake series: Characteristics of source rupture processes, strong ground motions and their tectonic implication. *J. Asian Earth Sci.*, 111, 365-372

Lior, I., A. Ziv y R. Madariaga (2016). P-Wave Attenuation with Implications for Earthquake Early Warning. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 106, 13-22

Liu, K.S., T.C. Shin y Y.B. Tsai (1999). A free-field strong motion network in Taiwan: TSMIP. *TAO*, 10, 377–396

- Lomax, A., A. Michelini y A. Curtis (2009). Earthquake Location, Direct, Global-Search Methods. En: *Encyclopedia of Complexity and System Science, Part 5*. Springer, New York (EEUU), 2449-2473
- López, C. (2008). “Nuevas fórmulas de magnitud para la Península Ibérica y su entorno (Trabajo de investigación del Máster en Geofísica y Meteorología)”. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid (España)
- López Arroyo, A. y A. Udías (1972). Aftershock sequence and focal parameters of the February 28, 1969 earthquake of the Azores-Gibraltar fracture zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 699-719
- Mancilla, F., C.J. Ammon, R.B. Herrmann y J. Morales (2002). Faulting parameters of the 1999 Mula earthquake, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 354, 139-155
- Mancilla, F., D. Stich, J. Morales, R. Martin, J. Díaz, A. Pazos, D. Córdoba, J.A. Pulgar, P. Ibarra, M. Harnafi, F. Gonzalez-Lodeiro (2015). Crustal thickness and images of the lithospheric discontinuities in the Gibraltar arc and surrounding areas. *Geophys. J. Int.*, 203, 1804–1820
- Martín Dávila, J., A. Pazos, E. Buforn, A. Udías, M. Bezzeghoud, M. Harnafi, B. Caldeira, A. Rimi y W. Hanka (2009). The “Western Mediterranean” (WM) Broad Band Seismic Network. 2008 Report. *2009 FDSN Meeting*. Cape Town, South Africa, Recuperado de http://www.fdsn.org/media/meetings/2009/WM_FDSN_report_2008.pdf
- Martínez Solares, J.M. y A. López Arroyo (2004). The great historical 1755 earthquake. Effects and damage in Spain. *J. Seism.*, 8, 275-294
- Martínez Solares, J.M, J.V. Cantavella, L. Cabañas y J.F. Valero (2012). El terremoto de Lorca de 11 de mayo de 2011 y la sismicidad de la región. En: *Física de la Tierra*. Servicio de Publicaciones, Universidad Complutense, Madrid, 24, 17–40
- Muñoz, D. y A. Udías (1981). Estudio de los parámetros y serie de réplicas del terremoto de Andalucía del 25 de diciembre de 1884, y de la sismicidad de la región de Granada-Málaga. En: *El terremoto de Andalucía de 1884*. Presidencia del Gobierno. Instituto Geográfico Nacional, Madrid (España), 95-125
- Muñoz, D., A Udías y E. Moreno (1983). Reevaluación de los daños del terremoto de 1829 (Torre Vieja). En: *Sismicidad histórica de la región de la Península Ibérica*. Asoc. Esp. de Ing. Sísmica, Madrid (España), 38-41
- Murphy, J.R. y L.J. O'Brien (1977). The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 877-915

Musson, R., (2002). Intensity and Intensity Scales. En: Bormann, P., ed., *IASPEI New manual of seismological observatory practice*. GeoForschungsZentrum, Potsdam, (Alemania), 653-672

Nakamura, Y. (1988). On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS). En: *Proc. 9th World Conf. Earthquake Eng. VII, Tokyo (Japón)*, 673-678

Nakamura, Y. (1989). Earthquake alarm system for Japan railways. *Japan Railway Engineering*, 109, 1-7

Nakamura, Y. y J. Saita (2007a). UrEDAS, the earthquake warning system: today and tomorrow. En: Gasparini, P., Manfredi, G., and Zschau, J., eds., *Earthquake Early Warning Systems*. Springer, Berlin /Heidelberg, (Alemania), 249–282

Nakamura, Y. y J. Saita (2007b). FREQL and AcCo for a quick response to earthquake. En: Gasparini, P., Manfredi, G., and Zschau, J., eds., *Earthquake Early Warning Systems*. Springer, Berlin /Heidelberg, (Alemania), 308–324

Oliveira, C. S., F. Mota de Sá, M. Lopes, M. A. Ferreira y I. Pais (2015). Early Warning Systems: Feasibility and End-Users' Point of View. *Pure Appl. Geophys.*, 172, 2353-2370

Peng, H. S., Z. Wu, Y-M. Wu, S. Yu, D. Zhang y W. Huang (2011). Developing a prototype earthquake early warning system in the Beijing Capital Region. *Seismol. Res. Lett.*, 82, 394-403

Pinsky, V. (2015). Modeling warning times for the Israel's earthquake early warning system. *J. Seismol.*, 19, 121-139

Pro, C. (2002). “Estudio del efecto de directividad en la forma de ondas (Tesis doctoral)”. Universidad Complutense de Madrid (España)

Pro, C., E. Buforn, M. Bezzeghoud y A. Udías (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., E. Buforn, S. Cesca, C. Sanz de Galdeano y A. Udías (2014). Rupture process of the Lorca (southeast Spain) 11 May 2011 ($M_w=5.1$) earthquake. *J. Seism.*, 18, 481–495

Rau R.J. y F.T. Wu (1995). Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan. *Earth planet Sc. Lett.*, 133, 517–532

Rodríguez Abad, I. (2004). “Sismicidad y mecanismo focal de terremotos en el sur de España: Estudio de la determinación hipocentral e influencia de los errores (Trabajo de Investigación)”. Universidad Complutense de Madrid (España)

- Rodríguez de la Torre, F. (1984). *Los terremotos alicantinos de 1829*. Instituto de Estudios Alicantinos. Excma. Diputación Provincial de Alicante. Alicante. Serie I, nº 100
- Rueda, J. y J. Mezcua (2005). Near-real-time seismic moment-tensor determination in Spain. *Seismol. Res. Lett.*, 76, 455-465
- Saita, J. e Y. Nadadura (2003). UrEDAS: The Early Warning System for Mitigation of Disasters Caused by Earthquakes and Tsunamis. En: Zschau J, Koppers A.N., eds., *Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction*, Springer, Berlin (Alemania), 453-460
- Satriano, C., A. Lomax, y A. Zollo (2008). Real-time evolutionary earthquake location of seismic early warning. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 1482–1494
- Satriano, C., Y. Wu, A. Zollo y H. Kanamori (2011a). Earthquake early warning: Concepts, methods and physical grounds. *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 31, 106-118
- Satriano, C., L. Elia, C. Martino, M. Lancieri, A. Zollo y G. Iannaccone (2011b). PRESTo, the earthquake early warning system for Southern Italy: Concepts, capabilities and future perspectives. *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 31, 137-153
- Sheen, D. (2011) Development of magnitude scaling relationship for earthquake early warning system in South Korea, *American Geophysical Union, Fall Meeting. San Francisco (EEUU)*, abstract nº #S53A-2269
- Sheen, D-H., I-S. Lim, J-H. Park y H-C Chi (2014). Magnitude scaling relationships using P waves for earthquake early warning in South Korea. *Geosci. J.*, 18, 7-12
- Shieh, J-T., Y-M. Wu, L. Zhao, W-A. Chao y C-F. Wu (2011). An examination of tc-Pd earthquake early warning method using a strong-motion building array. *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 31, 240-246
- Shin, T.C. (1993). The calculation of local magnitude from the simulated Wood-Anderson seismograms of the short-period seismograms in the Taiwan area. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 4, 155–170
- Simons, F.J., B.D.E. Dando y R.M. Allen (2006). Automatic detection and rapid determination of earthquake magnitude by wavelet multiscale analysis of the primary arrival. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 250, 241–223
- Sokos, E., A. Tselentis, P. Paraskevopoulos, A. Serpetsidaki, A. Stathopoulos y A. Panagis (2014). First results from an earthquake early warning system in Western Greece with special focus on the city of Patras and the Rion Antirion bridge. Abstract *EGU 2014, Vienna (Austria)*

- Stich, D., F. Mancilla, D. Baumont, J. Morales (2005). Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *J. Geophys. Res.*, 110, B06306
- Stich, D., R. Martín y J. Morales (2010). Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics*, 483, 390-398
- Udías, A. y A. López Arroyo (1969). Body and surface wave study of source parameters of the March 15, 1964 Spanish earthquake. *Tectonophysics*, 9, 323-346
- Udías, A. y E. Buforn (1984). An algorithm for focal mechanism determination using signs of first motion of P, SV and SH waves. *Revista de Geofísica*, 40, 11-26
- Udías, A. y E. Buforn (1988). Single and joint fault-plane solutions from first motion data. En: Doornbos, D., ed., *Seismological Algorithms*. Academic Press, Londres (U.K.), 443-453
- Udías, A. (1994). Mecanismo de los terremotos: modelos cinemáticos, En: *Física de la Tierra*, Servicio de Publicaciones de la Universidad Complutense de Madrid, 6, 11-27
- Udías, A. (1999). *Principles of Seismology*, Cambridge University Press (U.K.)
- Umeda, Y. (1990). High-amplitude seismic waves radiated from the bright spot of an earthquake. *Tectonophysics*, 175, 81-92
- Veith, K.F. y G.E. Clawson (1972). Magnitude from short period P-wave data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62, 435-452
- Vita-Finzi, C. (2000). Deformation and seismicity of Taiwan. *Proceedings of National Academy of Sciences (EEUU)*, 97, 11176-11180
- Wald, D.J., V. Quitoriano, T.H. Heaton y H. Kanamori (1999). Relationship between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California. *Earthquake Spectra*, 15, 557-564
- Wen, K.L., C.F. Wu, H.H. Hsieh y C.M. Lin (2004). Strong-motion arrays and geotechnical database in Taiwan. En: *Proc., Inter. Workshop for Site Selection, Installation, and Operation of Strong-Motion Arrays: Workshop 1, Inventory of Current and Planned Arrays*, COSMOS, Richmond, California (EEUU), n°: CP-2004/01
- Wen, K.L., T.H. Wu, M.W. Huang, C.L. Chang, S.Y. Liu y B.R. Wu (2014). Taiwan earthquake occurrence probability estimation from regional source model since 1900. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 25, 319-335
- Worden, C.B., M.C. Gerstenberger, D.A. Rhoades y J.D. Wald (2012). Probabilistic Relationships between Ground-Motion Parameters and Modified Mercalli Intensity in California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 102, 204-221

- Wu, Y.H., C.C. Chen, D.L. Turcotte y J.B. Rundle (2013). Quantifying the seismicity on Taiwan. *Geophys. J. Int.*, 194, 465-469
- Wu, Y-M. y T.-L. Teng (2002). A virtual subnetwork approach to earthquake early warning. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2008–2018
- Wu, Y-M., T. L. Teng, T. C. Shin y N.C. Hsiao (2003). Relationship between peak ground acceleration, peak ground velocity, and intensity in Taiwan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 386–396
- Wu, Y-M. y H. Kanamori (2005a). Experiment on an onsite early warning method for the Taiwan early warning system. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 347-353
- Wu, Y-M. y H. Kanamori (2005b). Rapid assessment of damage potential of earthquakes in Taiwan from the beginning of P-waves. *Bull. seism. Soc. Am.*, 95, 1181-1185
- Wu, Y-M. y L. Zhao (2006). Magnitude estimation using the first three seconds of P-wave amplitude in earthquake early warning. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16312
- Wu, Y-M., H. Kanamori, R.M. Allen y E. Acusón (2007). Determination of earthquake early warning parameters, τ_c y P_d , for southern California. *Geophys. J. Int.*, 170, 711-717
- Wu, Y-M. y H. Kanamori (2008a). Development of an earthquake early warning system using real-time strong motion signals. *Sensors*, 8, 1–9
- Wu, Y-M y H. Kanamori (2008b). Exploring the feasibility of onsite earthquake early warning using close-in records of the 2007 Noto Hanto earthquake. *Earth Planets Space*, 60, 155-160
- Wu, Y-M., D. Y. Chen, T. L. Lin, C. Y. Hsieh, T. L. Chin, W. Y. Chang, W. S. Li y S. H. Ker (2013). A high density seismic network for earthquake early warning in Taiwan based on low cost sensors. *Seismo. Res. Let.*, 84, 1048-1054
- Wu, Y-M. y T.L. Lin (2013). A test of earthquake early warning system using low cost accelerometer in Hualien, Taiwan. En: Wenzel, Zschau, eds., *Early Warning for Geological Disasters, Scientific Concepts and Current Practice*, Springer, Berlin (Alemania), 253-261
- Wu, Y-M. (2015). Progress in development of an earthquake early warning system using low-cost sensors. *Pure Appl. Geophys.*, 172, 2343-2351
- Wurman, G., R.M. Allen y P. Lombard (2007). Toward earthquake early warning in northern California. *J. Geophys. Res.*, 112, B08311
- Yamada, M., T. Heaton y J. Beck (2007). Real-time estimation of fault rupture extent using near-source versus far-source classification. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 890–910

Yelles, K., K. Lammali, A. Mahsas, E. Calais y P. Briole (2004). Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13610

Yu, S.B., H.Y. Chen y L.C. Kuo (1997). Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 274, 41–59

Zollo, A., M. Lancieri y S. Nielsen (2006). Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very early seismic signals on strong motion records. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23312

Zollo, A., G. Iannaccone, V. Convertito, L. Elia, I. Iervolino, M. Lancieri, A. Lomax, C. Martino, C. Satriano, E. Weber y P. Gasparini (2009a). The earthquake early warning system in Southern Italy. *Encyclopedia of Complexity and System Science*, 5, 2395-2421

Zollo, A., G. Iannaccone, M. Lancieri, L. Cantore, V. Convertito, A. Emolo, G. Festa, F. Gallovic, M. Vassallo, C. Martino, C. Satriano, y P. Gasparini (2009b). Earthquake early warning system in southern Italy: Methodologies and performance evaluation. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L00B07

Zollo, A, O. Amoroso, M. Lancieri, Y-M. Wu y H. Kanamori (2010). A threshold-based earthquake early warning using dense accelerometer networks. *Geophys. J. Int.*, 183, 963-974

Anexo I

Base de datos de la RIM

En este anexo se muestra en primer lugar los terremotos que conforman la base de datos de la región Ibero-Magrebí utilizada en esta tesis. Se indica la fecha del terremoto, las coordenadas hipocentrales y la magnitud del catálogo del Instituto Geográfico Nacional. Los superíndices indican el tipo de magnitud **1**- $m_b(V-C)$ **2**- $m_b(Lg(L))$ **3**- M_w . Las columnas 6 a 9 indican en que parte de la tesis se han utilizado: **GRL.**: terremotos utilizados para el desarrollo de ecuaciones y que forman parte de la publicación Carranza *et al.*, (2013). **test V.**: test de las correlaciones con nuevos registros de velocidad; **test A.**: test de las correlaciones con nuevos registros de aceleración y **PRESTo**: simulaciones con el software de EEWS. También se muestran las estaciones sísmicas de las diferentes redes de la región utilizadas.

LISTADO DE TERREMOTOS

Tabla I.1- Listado de terremotos que conforma la base de datos de la región Ibero-Mogrebí.

✓-utilizado; X -no utilizado

Terremoto	Latitud	Longitud	Prof.(km)	Mcatálogo	GRL	Test V.	Test A.	PRESTo
04/02/2002	37.09	-2.55	10	4.7 ³	✓	✓	✓	X
06/08/2002	37.54	-1.50	8	5.0 ³	✓	✓	✓	X
10/12/2002	36.19	-7.47	8	5.0 ³	✓	X	X	X
24/01/2003	37.76	-4.64	8	4.4 ³	X	✓	✓	X
18/02/2003	35.84	-3.53	3	4.9 ³	✓	X	X	X
21/05/2003	36.82	3.72	10	6.8 ³	X	✓	X	✓
20/06/2003	37.98	-0.58	10	3.9 ²	X	✓	✓	X
29/07/2003	35.69	-10.56	60	5.3 ³	✓	X	X	X
24/02/2004	35.14	-4.00	14	6.3 ³	✓	X	✓	✓
25/02/2004	35.05	-3.86	10	5.2 ³	✓	X	X	X
26/02/2004	35.19	-4.06	16	4.9 ³	✓	X	X	X
27/02/2004	35.18	-3.92	14	4.5 ³	✓	X	X	X

07/03/2004	35.06	-4.01	22	5.0 ³	✓	✓	X	X
12/03/2004	34.92	-4.05	6	4.9 ³	✓	X	X	X
20/03/2004	35.00	-4.15	10	4.5 ³	✓	X	X	X
02/12/2004	34.95	-2.96	8	4.9 ³	✓	✓	✓	X
04/12/2004	34.99	-3.00	12	5.1 ³	✓	✓	✓	X
09/12/2004	34.97	-3.08	12	4.5 ³	✓	X	X	X
13/12/2004	36.25	-9.98	8	4.8 ³	✓	X	X	X
29/01/2005	37.88	-1.78	10	4.8 ³	✓	✓	✓	X
29/08/2005	36.59	-11.19	40	4.6 ¹	✓	X	X	X
10/01/2006	36.15	-7.71	46	5.1 ¹	✓	X	X	X
22/01/2006	38.52	-6.54	8	4.0 ²	X	✓	✓	X
22/01/2006	38.50	-6.52	-	4.4 ²	X	✓	X	X
26/05/2006	36.48	-7.27	50	4.2 ¹	✓	X	X	X
21/06/2006	35.93	-10.47	50	4.7 ³	✓	X	X	X
26/06/2006	36.15	-10.32	0	3.8 ¹	✓	X	X	X
26/06/2006	36.63	-7.30	41	4.0 ¹	✓	X	X	X
23/07/2006	35.82	0.69	7	4.4 ³	X	✓	X	X
05/08/2006	36.55	-7.57	0	3.9 ¹	✓	X	X	X
11/08/2006	36.59	-9.65	30	4.0 ¹	✓	X	X	X
15/08/2006	36.72	-9.72	37	3.9 ¹	✓	X	X	X
25/08/2006	35.56	-9.81	25	3.8 ¹	✓	X	X	X
02/09/2006	36.70	-7.45	40	4.3 ¹	✓	X	X	X
30/09/2006	36.74	-7.42	46	4.1 ¹	✓	X	X	X
05/10/2006	36.75	-7.40	41	4.0 ¹	✓	X	X	X
19/10/2006	35.61	1.42	4	4.8 ¹	X	✓	X	X
01/11/2006	36.64	-9.76	52	4.0 ¹	✓	X	X	X
16/12/2006	36.37	1.10	5	4.2 ³	X	✓	X	X
21/12/2006	36.53	-9.58	0	4.3 ¹	✓	X	X	X
04/01/2007	37.20	-3.74		3.8 ³	X	✓	✓	X
30/01/2007	36.51	-7.62	42	4.6 ¹	✓	X	X	X
02/02/2007	36.02	-10.40	50	4.1 ¹	✓	X	X	X
12/02/2007	35.91	-10.47	35	5.9 ³	✓	X	X	✓
12/02/2007	35.96	-10.31	40	3.8 ¹	✓	X	X	X
12/02/2007	35.94	-10.40	41	4.2 ¹	✓	X	X	X
17/02/2007	35.95	-10.42	39	4.4 ¹	✓	X	X	X
20/03/2007	36.81	-7.28	42	4.2 ¹	✓	X	X	X
09/04/2007	36.47	-7.27	44	4.0 ¹	✓	X	X	X
15/04/2007	36.47	-7.88	42	4.5 ¹	✓	X	X	X
19/04/2007	36.02	-9.94	40	4.6 ¹	✓	X	X	X
24/04/2007	36.48	-10.00	49	4.1 ¹	✓	X	X	X
28/06/2007	36.74	-7.06	22	4.1 ¹	✓	X	X	X
30/06/2007	37.08	-5.37	8	4.4 ³	X	✓	✓	X
06/07/2007	36.39	-10.98	0	4.2 ¹	✓	X	X	X
08/08/2007	35.99	0.09	-	4.5 ¹	X	✓	X	X
11/08/2007	33.19	-5.31	20	4.7 ¹	✓	X	X	X
12/08/2007	39.37	-2.99	16	4.7 ³	X	✓	✓	X

22/08/2007	36.07	2.73	-	4.4 ³	X	✓	X	X
09/09/2007	36.65	-9.83	47	4.8 ¹	✓	X	X	X
15/09/2007	36.45	-7.29	39	3.8 ²	✓	X	X	X
26/09/2007	36.41	-7.92	47	4.4 ¹	✓	X	X	X
01/01/2008	36.49	-7.32	50	3.8 ¹	✓	X	X	X
11/01/2008	36.48	-10.00	56	4.4 ³	✓	X	X	X
11/01/2008	36.49	-10.05	42	4.0 ¹	✓	X	X	X
24/01/2008	36.14	-10.99	30	4.2 ¹	✓	X	X	X
06/02/2008	36.89	-2.19	10	4.3 ³	X	✓	✓	X
21/02/2008	36.08	-7.98	41	4.0 ¹	✓	X	X	X
06/03/2008	36.13	-7.85	41	4.6 ¹	✓	X	X	X
02/04/2008	36.56	-9.83	0	4.3 ¹	✓	X	X	X
10/05/2008	35.96	-10.76	40	5.1 ¹	✓	X	X	X
29/05/2008	36.44	-9.97	50	4.2 ¹	✓	X	X	X
06/06/2008	35.88	-0.69	10	5.5 ³	✓	X	X	X
18/06/2008	36.20	1.13	8	4.5 ³	X	✓	X	X
17/07/2008	36.25	-9.87	43	4.8 ¹	✓	X	X	X
28/07/2008	36.78	-7.20	37	3.8 ¹	✓	X	X	X
08/09/2008	36.80	-7.57	43	4.1 ¹	✓	X	X	X
02/10/2008	37.04	-5.42	4	4.6 ³	✓	✓	✓	X
15/11/2008	36.17	-7.93	40	4.0 ¹	✓	X	X	X
15/01/2009	36.83	-9.71	45	3.9 ¹	✓	X	X	X
10/02/2009	36.25	-9.80	42	4.8 ²	✓	X	X	X
07/03/2009	36.53	-7.02	44	3.8 ¹	✓	X	X	X
17/04/2009	36.51	-8.08	40	3.8 ¹	✓	X	X	X
22/04/2009	35.03	-9.62	41	4.0 ¹	✓	X	X	X
22/05/2009	36.77	-9.79	42	5.0 ¹	✓	X	X	X
05/07/2009	36.01	-10.49	35	4.6 ²	✓	X	X	X
18/08/2009	36.07	-7.80	50	3.9 ³	✓	X	X	X
08/09/2009	35.99	-7.95	40	4.9 ¹	✓	X	X	X
12/09/2009	36.41	-7.31	43	4.2 ¹	✓	X	X	X
17/09/2009	36.43	-9.73	46	4.3 ¹	✓	X	X	X
18/09/2009	36.59	-9.85	41	4.9 ¹	✓	X	X	X
23/09/2009	36.61	-9.90	41	4.0 ¹	✓	X	X	X
03/10/2009	36.61	-9.83	39	3.8 ¹	✓	X	X	X
04/10/2009	36.40	-9.93	53	3.8 ¹	✓	X	X	X
10/10/2009	35.78	-10.06	40	4.1 ¹	✓	X	X	X
20/10/2009	36.54	-9.86	49	4.5 ¹	✓	X	X	X
13/11/2009	36.74	-9.68	43	3.9 ¹	✓	X	X	X
16/11/2009	36.35	-9.84	50	4.0 ¹	✓	X	X	X
22/11/2009	36.19	-9.66	41	4.1 ¹	✓	X	X	X
01/12/2009	36.17	-9.11	39	4.2 ¹	✓	X	X	X
04/12/2009	36.48	-9.84	40	3.9 ¹	✓	X	X	X
17/12/2009	36.47	-10.03	37	5.5 ³	✓	X	X	✓
17/12/2009	36.56	-9.89	50	3.9 ¹	✓	X	X	X
17/12/2009	36.51	-9.87	45	4.0 ¹	✓	X	X	X

18/12/2009	36.55	-9.92	45	4.1 ¹	✓	X	X	X
18/12/2009	36.57	-9.93	50	4.1 ¹	✓	X	X	X
05/03/2010	36.07	-8.52	30	4.1 ²	✓	X	X	X
19/03/2010	36.49	-7.24	55	4.1 ¹	✓	X	X	X
31/03/2010	36.62	-10.04	35	3.9 ³	✓	X	X	X
03/04/2010	36.59	-7.77	41	3.8 ¹	✓	X	X	X
05/04/2010	36.65	-11.19	31	4.3 ¹	✓	X	X	X
09/04/2010	36.70	-11.84	34	4.2 ¹	✓	X	X	X
07/05/2010	35.57	-11.38	32	4.2 ¹	✓	X	X	X
18/05/2010	36.24	-8.59	42	4.8 ¹	✓	X	X	X
23/06/2010	35.08	-11.76	34	4.2 ¹	✓	X	X	X
11/07/2010	36.85	-9.85	45	3.8 ¹	✓	X	X	X
23/07/2010	35.89	-10.47	30	4.2 ²	✓	X	X	X
23/07/2010	36.82	-11.23	33	4.1 ¹	✓	X	X	X
25/07/2010	36.15	-7.76	24	3.9 ²	✓	X	X	X
04/11/2010	36.70	-2.65	5	4.1 ³	X	✓	✓	X
06/03/2011	36.70	-11.36	30	3.9 ¹	✓	X	X	X
18/04/2011	36.46	-11.41	45	4.9 ¹	✓	X	X	X
26/04/2011	36.56	-9.85	49	4.0 ¹	✓	X	X	X
11/05/2011	37.72	-1.71	2	4.5 ³	✓	X	✓	X
11/05/2011	37.72	-1.71	4	5.1 ³	✓	X	✓	✓
04/06/2011	36.50	-11.40	30	4.3 ¹	✓	X	X	X
18/06/2011	36.42	-8.03	47	4.6 ¹	✓	X	X	X
06/07/2011	36.93	-9.59	36	4.0 ¹	✓	X	X	X
08/07/2011	36.27	-11.98	39	4.0 ¹	✓	X	X	X
22/07/2011	36.32	-9.65	40	3.8 ²	✓	X	X	X
27/07/2011	35.78	-7.45	56	4.6 ¹	✓	X	X	X
04/08/2011	35.53	-8.28	44	4.3 ¹	✓	X	X	X
25/04/2012	36.49	1.62	17	4.7 ³	X	✓	X	X
19/03/2013	36.47	-5.52	43	5.5 ³	X	X	X	X
19/10/2013	36.08	-9.88	37	4.6 ²	X	✓	X	X
16/12/2013	35.59	-6.94	40	4.9 ²	X	✓	X	X
22/05/2014	35.78	0.12	-	5.0 ³	X	✓	X	X
01/08/2014	37.05	2.98	2	5.8 ¹	X	✓	X	X
19/08/2014	36.96	-5.54	11	4.2 ³	X	✓	✓	X
03/11/2014	34.87	-11.42	40	5.7 ¹	X	✓	X	X
23/02/2015	39.05	-2.63	17	5.2 ³	X	X	X	X
17/09/2015	35.65	-6.99	53	5.0 ³	X	X	X	X
25/01/2016	35.60	-3.81	12	6.3 ³	X	X	X	✓
22/02/2016	35.59	-3.60	23	5.1 ³	X	X	X	X

LISTADO DE ESTACIONES

RED IGN

Tabla I.2- Coordenadas de las estaciones de banda ancha del IGN y frecuencia de muestreo. * corresponde a estaciones dadas de baja.

Código	Latitud(º)	Longitud(º)	Frec.(muestras/s)
AFON	38.6649	-0.5412	100
EADA	38.1673	-4.5771	100
EALB	35.9399	-3.0343	100
EARA	42.7722	-1.5797	100
EBAD	38.7556	-7.0133	100
EBEN2	38.7038	-0.2250	100
EBER	36.8979	-2.8896	100
EBIE*	42.6862	0.1428	100
ECAB	38.0753	-5.4186	100
ECAL	41.9414	-6.7372	100
ECEU	35.8978	-5.3768	100
ECHE	39.5908	-0.9677	100
EGOR	37.1101	4.1096	100
EGRO	37.5342	-7.4831	100
EIBI	39.0269	1.3436	100
EJON	42.4487	2.8886	100
ELGU	36.8678	-3.6267	100
ELOB	41.8672	-8.0611	100
ELUQ*	37.559	-4.268	50
EMIJ	36.5645	-4.7727	100
EMIN	37.7675	-6.6724	100
EMLI	35.3000	-2.9497	100
EMOS	40.3639	-0.4721	100
EMUR	37.8422	-1.2405	100
ENIJ	36.9715	-2.2070	100
EORO	42.8926	-1.3095	100
EPAB*	39.5449	-4.3499	100
EPLA	40.0642	-6.0803	100
EPOB	41.3528	1.0786	100
EQES	37.8028	-3.0711	100
EQTA	37.2050	-3.4400	100
ERTA	40.9567	0.3335	100
ESAC	41.7219	-0.4693	100
ESPR	36.8686	-5.8562	100
ETOB	38.6447	-1.5478	100
ETOS	39.7678	2.8144	100
GUD	40.6431	-4.1536	100
IELO*	42.8432	-1.2366	100
PAB	39.5458	-4.3483	20
RETOR	40.8194	-2.0553	100
YARA*	42.6477	-1.1902	100

Tabla I.3- Coordenadas, y rango dinámico de los acelerógrafos de la red del **IGN**

Código	Latitud(°)	Longitud(°)	Rango(g)
AHM	36.9584	-2.5701	0.5
ALB	37.2304	-3.6561	0.5
ALG	36.8801	-5.4049	0.5
ALM	36.8526	-2.4594	1
AM2	37.8531	-1.4258	0.5
BAD	38.8781	-6.9719	0.5
CAC	37.0600	-3.9187	0.5
CBN	36.9972	-1.8950	0.5
CHI	37.1325	-3.8243	0.5
DUR	36.9853	-3.5661	0.5
ECI	37.5393	-5.0803	0.5
EJI	36.7753	-2.8129	0.5
FAC	37.1797	-3.6094	2
GDX	37.3120	-3.1295	0.5
JAY	36.9489	-3.8228	0.5
JCB	38.3219	-6.7718	0.5
LOR	37.6767	-1.7002	1
MEL	35.2985	-2.9578	1
MON	37.5864	-4.6400	0.5
MUL	38.0396	-1.4941	1
NIJ	36.9715	-2.2070	0.5
STF	37.1894	-3.7181	2
TOR	37.9917	-0.6894	0.5
TOR2	37.9917	-0.6894	0.5
VLR	37.6483	-2.0745	1
ZAR	37.8446	-1.8779	0.5

RED WM

Tabla I.4- Coordenadas de las estaciones de banda ancha del **WM** y frecuencia de muestreo

Código	Latitud(°)	Longitud(°)	Frec. (muestras/s)
ARNO	37.0987	-6.7322	100
AVE	33.2956	-7.4113	100
CART	37.5868	-1.0012	20
CEU	35.8946	-5.3731	20
EMAL	36.7620	-4.4292	100
EVO	38.5320	-8.0130	100
IFR	33.5148	-5.1261	100
MAHO	39.8959	4.2665	100
MELI	35.2899	2.9392	80
PVLZ	35.1725	-4.3006	20
SFS	36.4655	-6.2056	100
UCM	40.3075	-3.2441	100

RED IPMA

Tabla I.5- Coordenadas de las estaciones de banda ancha del **IPMA** y frecuencia de muestreo

Código	Latitud(º)	Longitud(º)	Frec.(muestras/s)
PBAR	38.1745	-7.0390	100
PBDV	37.2430	-7.9312	100
PCVE	37.6328	-8.0390	100
PESTR	38.8672	-7.5902	100
PFVI	37.1328	-8.8268	100
PMAFR	38.9553	-9.2827	100
PMRV	39.4278	-7.3858	100
PNCL	38.1118	-8.5290	100
PVAQ	37.4037	-7.7173	100

RED TEDESE

Tabla I.6- Coordenadas de las estaciones de banda ancha de la red temporal TEDESE y frecuencia de muestreo

Código	Latitud(º)	Longitud(º)	Frec.(muestras/s)
ACBG	36.7672	-2.1950	50
ACLR	37.1885	-2.5832	50
ALB	35.9300	-3.0300	50
CEU	35.8980	-5.3740	50
CFS	35.2300	-2.4870	50
ELUQ	37.5592	-4.2678	50
EMAL	36.7608	-4.4293	50
LIJA	36.9061	-5.4038	50
ORGV	36.8605	-3.4293	50
VLZ	35.1670	-4.3670	50

Anexo II

Base de datos de Taiwán

En este anexo se muestra la base de datos formada por los 20 terremotos de Taiwán utilizados. A continuación, se indican las características del código de la estación, latitud y longitud de las dos redes de Taiwán empleadas, TSMIP y P-alert.

LISTADO DE TERREMOTOS

Tabla II.1.- Referencia, fecha, epicentro, profundidad y magnitud local de los terremotos de la base de datos de Taiwán

Nombre	Fecha	Latitud(°)	Longitud(°)	Prof.(km)	MI
TW01	02/06/2013	23.86	120.97	14	6.5
TW02	31/10/2013	23.55	121.42	19	6.3
TW03	27/03/2013	23.90	121.05	19	6.2
TW04	21/05/2014	23.74	121.45	18	5.9
TW05	07/03/2013	24.30	121.46	5	5.9
TW06	02/02/2013	23.75	121.98	35	5.6
TW07	16/07/2013	24.28	121.50	5	5.5
TW08	25/10/2012	22.44	120.40	33	5.5
TW09	21/11/2012	22.45	121.40	17	5.5
TW10	31/12/2012	23.46	120.93	6	5.4
TW11	22/02/2014	24.70	121.60	62	5.4
TW12	18/08/2012	23.35	121.58	22	5.3
TW13	04/05/2014	23.92	121.74	34	5.3
TW14	14/08/2012	24.06	121.56	21	5.2
TW15	03/12/2012	23.97	121.55	18	5.1
TW16	17/01/2013	24.44	121.98	14	5.1
TW17	25/05/2014	23.06	121.16	7	5.1
TW18	12/03/2013	24.36	121.78	52	5.0
TW19	24/07/2013	23.91	121.53	11	5.0
TW20	17/06/2012	23.68	121.53	6	5.0

LISTADO DE ESTACIONES

RED TSMIP

Tabla II.2- acelerómetros de la red TSMIP de Taiwán

ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD	ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD
ALS	23.5083	120.813	CHY026	23.7967	120.419
ANP	25.1845	121.521	CHY027	23.7518	120.247
BAC	24.9993	121.434	CHY028	23.6305	120.616
BGSB	24.0588	120.603	CHY029	23.6132	120.529
CHK	23.0977	121.373	CHY030	23.6428	120.483
CHN1	23.1868	120.520	CHY031	23.6588	120.342
CHN2	23.5318	120.474	CHY032	23.5780	120.302
CHN3	23.0773	120.356	CHY033	23.5405	120.216
CHN4	23.3530	120.586	CHY034	23.5202	120.553
CHN5	23.5990	120.669	CHY035	23.5203	120.583
CHN6	23.7352	120.395	CHY036	23.6060	120.489
CHN7	23.4852	120.231	CHY037	23.5563	120.421
CHN8	23.3488	120.215	CHY038	23.5340	120.456
CHY	23.4960	120.433	CHY039	23.5210	120.344
CHY001	23.7047	120.249	CHY040	23.4243	120.642
CHY002	23.7170	120.421	CHY041	23.4403	120.597
CHY003	23.7150	120.538	CHY042	23.3563	120.592
CHY004	23.6013	120.171	CHY044	23.3840	120.172
CHY005	23.6122	120.414	CHY045	23.3018	120.659
CHY006	23.5820	120.552	CHY046	23.4753	120.471
CHY007	23.4732	120.165	CHY047	23.4948	120.447
CHY008	23.4840	120.278	CHY048	23.4707	120.445
CHY008	23.4857	120.27	CHY049	23.3673	120.358
CHY009	23.4723	120.416	CHY050	23.2808	120.407
CHY010	23.4637	120.553	CHY051	23.2800	120.467
CHY011	23.4827	120.655	CHY052	23.2877	120.501
CHY012	23.3310	120.16	CHY053	23.2858	120.364
CHY012	23.3328	120.152	CHY054	23.3082	120.308
CHY013	23.3558	120.273	CHY055	23.2682	120.278
CHY013	23.3577	120.265	CHY056	23.2633	120.131
CHY014	23.2958	120.584	CHY057	23.1505	120.41
CHY015	23.3528	120.415	CHY058	23.1710	120.328
CHY016	23.2212	120.153	CHY059	23.1842	120.103
CHY017	23.2130	120.276	CHY060	23.1235	120.246
CHY018	23.2238	120.392	CHY061	23.0763	120.511
CHY019	23.1795	120.478	CHY062	23.1217	120.459
CHY020	23.1017	120.159	CHY063	23.0268	120.341
CHY021	23.0803	120.288	CHY064	23.0020	120.242
CHY022	23.0440	120.471	CHY065	22.9060	120.344
CHY023	22.9655	120.28	CHY066	22.9192	120.217
CHY024	23.7548	120.615	CHY067	22.9993	120.184
CHY025	23.7790	120.514	CHY068	22.9860	120.21

CHY069	22.9743	120.182	CHY118	23.1825	120.485
CHY070	22.9632	120.237	CHY119	23.4745	120.46
CHY071	23.0648	120.165	CHY120	23.4565	120.293
CHY072	23.0670	120.121	CHY121	23.4890	120.951
CHY073	23.4960	120.433	CHY122	23.3227	120.309
CHY074	23.5100	120.805	CHY123	23.4852	120.231
CHY075	23.5650	119.564	CHY124	23.2572	119.668
CHY076	23.6382	120.222	CHY125	22.9812	120.196
CHY077	23.1735	120.202	CHY126	23.6963	120.518
CHY078	23.0380	120.237	CHY127	23.5783	119.574
CHY079	23.1868	120.52	CHY128	23.2963	120.379
CHY080	23.5973	120.677	CHY129	23.2925	120.244
CHY081	23.2655	120.494	CHY130	23.5673	120.463
CHY082	23.7230	120.306	CHY131	23.1190	120.361
CHY083	23.7233	120.577	CHY132	23.4587	120.524
CHY084	23.7268	120.464	CHY133	23.5318	120.474
CHY085	22.9948	120.197	CHY134	23.3470	120.223
CHY086	23.3513	120.594	CHY135	23.2873	120.507
CHY087	23.3835	120.522	CHY136	23.6343	120.719
CHY088	23.3445	120.438	CHY137	23.5168	120.816
CHY089	23.0773	120.356	DOSB	20.7027	116.723
CHY090	23.2677	120.215	DPDB	24.0353	120.918
CHY091	23.0822	120.21	EAS	22.3813	120.857
CHY092	23.7888	120.486	ECB	23.3182	121.443
CHY093	23.6527	120.148	ECL	22.5978	120.954
CHY094	23.7918	120.33	ECS	23.0970	121.211
CHY095	23.4577	120.323	ECU	22.8615	121.084
CHY096	22.9827	120.233	EDH	22.9733	121.297
CHY097	23.0090	120.212	EFL	23.1745	121.24
CHY098	23.0018	120.158	EGA	23.9748	121.555
CHY099	23.1362	120.288	EGC	23.7097	121.539
CHY100	23.2273	120.342	EGF	23.6863	121.475
CHY101	23.6845	120.57	EGS	24.8438	121.936
CHY102	23.2455	120.614	EHC	24.2672	121.732
CHY103	23.6995	120.539	EHP	24.3093	121.741
CHY104	23.6695	120.466	EHY	23.5057	121.32
CHY105	23.5545	120.345	ELD	23.1888	121.017
CHY105	23.5563	120.337	ENA	24.4277	121.741
CHY106	23.4355	120.415	ENLB	23.9053	121.594
CHY107	23.2995	120.291	ENT	24.6390	121.566
CHY108	23.1862	120.254	ESF	23.8725	121.499
CHY109	23.2482	120.528	ESL	23.8137	121.433
CHY110	23.2473	120.534	ETL	24.1600	121.615
CHY111	23.7913	120.225	ETM	23.9673	121.485
CHY112	23.7015	120.192	EWH	23.4607	121.344
CHY113	23.4215	120.206	EYL	23.9053	121.594
CHY114	23.0362	120.127	FULB	23.2005	121.286
CHY115	23.1502	120.07	HEN	22.0055	120.738
CHY116	23.0768	120.117	HSI	23.0995	121.365
CHY117	23.8062	120.215	HSN	24.8298	121.006

HSN1	24.7803	121.01	HWA047	24.1270	121.646
HWA	23.9770	121.605	HWA048	24.0088	121.58
HWA001	23.7897	121.555	HWA049	23.9950	121.556
HWA002	23.6000	121.512	HWA050	23.9870	121.592
HWA003	23.4815	121.504	HWA051	23.8703	121.549
HWA004	23.1745	121.24	HWA052	23.8195	121.473
HWA005	23.6580	121.421	HWA053	23.4075	121.312
HWA005	23.6598	121.413	HWA054	23.4318	121.34
HWA006	23.6728	121.417	HWA055	23.3207	121.34
HWA007	23.9865	121.626	HWA056	24.1795	121.508
HWA008	23.9887	121.595	HWA057	24.1582	121.623
HWA009	23.9912	121.624	HWA058	23.9673	121.485
HWA010	23.9802	121.595	HWA059	23.8707	121.507
HWA011	23.9953	121.595	HWA060	23.9053	121.594
HWA012	23.9925	121.624	HWA061	24.0178	121.61
HWA014	23.9730	121.598	HWA062	23.9815	121.612
HWA015	23.9730	121.563	HWA063	23.9817	121.608
HWA016	23.965	121.56	HWA064	24.1832	121.492
HWA017	23.9472	121.547	HWA065	23.3292	121.319
HWA018	23.9067	121.524	HWA066	23.4830	121.512
HWA019	23.9752	121.614	HWAP	23.9815	121.612
HWA020	23.8137	121.433	ILA	24.7653	121.748
HWA021	23.5038	121.328	ILA001	24.8827	121.835
HWA022	24.2672	121.732	ILA002	24.8452	121.797
HWA023	24.0810	121.605	ILA003	24.7977	121.782
HWA024	23.3528	121.297	ILA004	24.7435	121.79
HWA025	24.1618	121.652	ILA005	24.6987	121.804
HWA026	24.1200	121.616	ILA006	24.6395	121.833
HWA027	24.0537	121.599	ILA007	24.5943	121.845
HWA028	24.0162	121.601	ILA008	24.7072	121.771
HWA029	23.9353	121.578	ILA009	24.0013	120.992
HWA030	23.7857	121.449	ILA010	24.6180	121.79
HWA031	23.7642	121.5	ILA011	24.8325	121.731
HWA032	23.7102	121.412	ILA012	24.7788	121.742
HWA033	23.6845	121.483	ILA013	24.7350	121.73
HWA034	23.5897	121.376	ILA014	24.6927	121.727
HWA035	23.7300	121.445	ILA015	24.7810	121.691
HWA036	23.4995	121.366	ILA016	24.7478	121.691
HWA037	23.4520	121.394	ILA017	24.7222	121.68
HWA038	23.4588	121.352	ILA018	24.6795	121.688
HWA039	23.3848	121.351	ILA019	24.6437	121.687
HWA040	23.3360	121.317	ILA020	24.7538	121.635
HWA040	23.3378	121.309	ILA021	24.7133	121.645
HWA041	23.2648	121.303	ILA022	24.6668	121.65
HWA042	23.2215	121.257	ILA023	24.6838	121.599
HWA043	23.7078	121.547	ILA024	24.6622	121.611
HWA043	23.7097	121.539	ILA025	24.6373	121.574
HWA044	23.6517	121.536	ILA026	24.6752	121.765
HWA045	24.3093	121.741	ILA027	24.6890	121.767
HWA046	24.1477	121.629	ILA028	24.7555	121.746

ILA029	24.7707	121.754	KAU005	22.6167	120.349
ILA030	24.7278	121.756	KAU006	22.5912	120.318
ILA031	24.5970	121.841	KAU007	22.6422	120.369
ILA032	24.6233	121.828	KAU008	22.6303	120.366
ILA033	24.8625	121.828	KAU009	22.8675	120.264
ILA034	24.8038	121.806	KAU010	22.7875	120.278
ILA035	24.8218	121.768	KAU011	22.7602	120.264
ILA036	24.7887	121.751	KAU012	22.8797	120.371
ILA037	24.7455	121.714	KAU013	22.7963	120.357
ILA038	24.7193	121.743	KAU014	22.7012	120.35
ILA039	24.7650	121.721	KAU015	22.6560	120.333
ILA040	24.7717	121.798	KAU016	22.6072	120.386
ILA041	24.7238	121.792	KAU017	22.5070	120.393
ILA042	24.6875	121.799	KAU018	22.8903	120.473
ILA043	24.6285	121.736	KAU019	22.8908	120.449
ILA044	24.6545	121.763	KAU020	22.8998	120.543
ILA045	24.6635	121.79	KAU021	22.7507	120.436
ILA046	24.6650	121.743	KAU022	22.6683	120.499
ILA047	24.6453	121.786	KAU023	22.6785	120.488
ILA048	24.7663	121.761	KAU024	22.6633	120.48
ILA049	24.7653	121.748	KAU025	22.6838	120.478
ILA050	24.4277	121.741	KAU026	22.6978	120.507
ILA051	24.7198	121.675	KAU027	22.6612	120.501
ILA052	24.6010	121.851	KAU028	22.8260	120.599
ILA053	24.3288	121.739	KAU029	22.7558	120.568
ILA054	24.9723	121.918	KAU030	22.6103	120.566
ILA055	24.7360	121.817	KAU031	22.5843	120.48
ILA056	24.7610	121.808	KAU032	22.5438	120.461
ILA057	24.8052	121.751	KAU033	22.4643	120.454
ILA058	24.6763	121.75	KAU034	22.5283	120.628
ILA059	24.6655	121.829	KAU035	22.5488	120.532
ILA060	24.5777	121.836	KAU036	22.4712	120.552
ILA061	24.5215	121.834	KAU037	22.2630	120.644
ILA062	24.4680	121.792	KAU038	22.1902	120.692
ILA063	24.4898	121.418	KAU039	22.0973	120.74
ILA064	24.4775	121.777	KAU040	22.1913	120.87
ILA065	24.4712	121.777	KAU041	22.1127	120.867
ILA066	24.4470	121.77	KAU042	22.0225	120.829
ILA067	24.4375	121.381	KAU043	21.9152	120.841
ILA068	24.5990	121.849	KAU044	22.4367	120.511
ILA069	24.8420	121.944	KAU045	22.5680	120.308
ILA070	24.7500	121.745	KAU046	22.0037	120.746
ILA071	24.6217	121.794	KAU047	23.0822	120.582
JMJ	24.8203	125.284	KAU048	22.7237	120.499
JOW	26.8382	128.264	KAU049	22.7460	120.632
KAU	22.5680	120.308	KAU050	23.1607	120.766
KAU001	23.1607	120.643	KAU051	22.3720	120.62
KAU002	22.6280	120.314	KAU052	21.9400	120.814
KAU003	22.6265	120.266	KAU053	22.8232	120.422
KAU004	22.6325	120.343	KAU054	23.2767	120.721

KAU055	22.5760	120.327	KNM	24.4090	118.281
KAU056	22.5552	120.336	KNM001	24.4503	118.443
KAU057	22.6360	120.275	KNM002	24.4073	118.289
KAU058	22.6495	120.321	KNM002	24.4090	118.281
KAU059	22.7260	120.315	KNM003	24.4578	118.33
KAU060	22.6713	120.311	KNM003	24.4593	118.322
KAU061	22.6387	120.3	LAY	22.0392	121.55
KAU062	22.6223	120.293	LDU	22.6752	121.461
KAU063	22.9052	120.173	LIOB	24.6473	121.008
KAU064	22.7842	120.248	MND001	24.2335	120.803
KAU065	22.7538	120.303	MND002	22.7953	120.358
KAU066	22.7302	120.346	MND003	25.0800	121.531
KAU067	22.6570	120.416	MND004	22.6755	120.282
KAU068	22.9760	120.544	MND005	24.2568	120.626
KAU069	22.8875	120.656	MND006	24.0165	121.623
KAU070	22.7808	120.495	MND007	24.1497	120.687
KAU071	22.6492	120.514	MND008	22.6103	120.317
KAU072	22.6670	120.602	MND009	25.0937	121.38
KAU073	22.5357	120.535	MND010	24.1795	120.672
KAU074	22.5727	120.572	MND011	23.1490	120.346
KAU075	22.4900	120.498	MND012	22.0507	120.714
KAU076	22.4263	120.565	MND013	23.5072	120.804
KAU077	22.7473	120.698	MND014	24.6027	121.872
KAU078	22.7068	120.646	MND015	25.0510	121.582
KAU079	22.5930	120.624	MND016	23.9773	121.616
KAU080	22.0562	120.712	MND017	23.4848	120.446
KAU081	22.0102	120.737	MND018	23.0122	120.214
KAU082	21.9403	120.727	MND019	22.6302	120.268
KAU083	22.5608	120.458	MND020	24.8782	121.268
KAU084	22.3467	120.369	MND021	25.0382	121.413
KAU085	22.8857	120.321	MND022	22.1525	120.887
KAU086	22.7927	120.303	MND023	24.2390	120.618
KAU087	22.6123	120.31	MND024	23.0208	120.325
KAU088	22.6440	120.319	MND025	24.0240	121.604
KAU089	22.4807	120.403	MND026	24.8020	121.814
KAU090	22.5908	120.416	MSU	26.1712	119.915
KAU091	21.9027	120.847	MSU001	26.1695	119.923
KAU092	22.5540	120.315	MSU002	26.1490	119.931
KAU093	22.5943	120.352	MTN001	24.3545	120.857
KAU094	22.6682	120.316	MTN002	24.3995	120.978
KAU095	22.6767	120.498	MTN003	24.3475	120.927
KAU096	22.6305	120.313	MTN004	24.2783	120.931
KAU097	22.1762	120.838	MTN005	24.2982	121.031
KAU098	21.9640	120.752	MTN006	24.3550	121.071
KAU099	22.0752	120.828	MTN007	24.4725	120.971
KAU100	22.5933	120.308	MTN008	24.5413	121.019
KAU101	10.3773	114.365	MTN009	24.5778	121.098
KAU102	22.6400	120.26	MTN010	24.5630	121.168
KAUP	22.5558	120.307	MTN011	24.5080	121.105
KLUP	25.1347	121.732	MTN012	24.4845	121.185

MTN013	24.6492	121.142	MTN138	24.7378	121.35
MTN014	24.5923	121.236	MTN139	24.6515	121.475
MTN015	24.5835	121.286	MTN140	24.4897	121.511
MTN016	24.5832	121.328	MTN141	24.3175	121.293
MTN017	24.6620	121.293	MTN142	24.7788	121.115
MTN018	24.7415	121.334	MTN143	24.7598	121.2
MTN019	24.8572	121.421	MTN144	24.1795	121.397
MTN020	24.7788	121.494	MTN145	24.1817	121.285
MTN021	24.8383	121.639	MTN146	24.2557	121.26
MTN022	24.6522	121.465	MTN147	24.2022	121.007
MTN023	24.5783	121.404	MTN148	24.1748	120.871
MTN024	24.5155	121.6	MTN149	24.2133	121.472
MTN025	24.3067	121.644	MTN150	24.2268	120.805
MTN101	25.2680	121.593	MTN151	24.1912	120.724
MTN102	25.2622	121.514	MTN152	24.9995	121.569
MTN103	25.2242	121.484	MTN153	24.7140	121.269
MTN104	25.1085	121.548	MTN154	22.9955	120.634
MTN105	24.8392	121.528	MTN155	23.0733	120.673
MTN105	24.8405	121.521	MTN156	23.2525	120.82
MTN106	25.0292	121.832	MTN157	23.2805	120.917
MTN107	25.0372	121.851	MTN158	23.2482	120.986
MTN108	25.0155	121.804	MTN159	23.1763	121.25
MTN109	24.9132	121.367	MTN160	24.2048	121.441
MTN110	24.9327	121.408	MTN161	24.0212	121.121
MTN111	24.8758	121.389	MTN162	24.0860	121.174
MTN112	24.9343	121.66	MTN163	24.0078	121.416
MTN113	25.2122	121.635	MTN164	24.0067	121.424
MTN114	25.1585	121.605	MTN165	24.5453	121.509
MTN115	25.1085	121.829	MTN166	24.1230	121.157
MTN116	25.0017	121.747	MTN167	23.9598	121.005
MTN117	25.1603	121.469	MTN168	24.1920	121.384
MTN118	25.1290	121.418	MTN169	24.1482	121.189
MTN120	25.0822	121.436	MTN170	23.7658	120.856
MTN121	25.0378	121.641	MTN171	24.0007	121.079
MTN122	24.8557	121.429	MTN172	24.2442	121.248
MTN123	24.9337	121.547	MTN173	24.2097	121.23
MTN124	24.7825	121.477	MTN174	24.3760	121.305
MTN125	24.8375	121.648	MTN175	24.3682	121.339
MTN126	25.0180	121.617	MTN176	24.4652	120.941
MTN127	24.5905	121.412	MTN177	24.4108	120.903
MTN128	24.5187	121.592	MTN178	24.3528	120.866
MTN129	24.4848	121.425	MTN179	24.3598	120.947
MTN130	24.5815	121.66	MTN180	24.3885	120.971
MTN131	24.5912	121.811	MTN181	24.5353	121.526
MTN132	24.5813	121.082	MTN201	24.8465	120.978
MTN133	24.6252	121.148	MTN202	24.8258	121.048
MTN134	24.5798	121.303	NASB	10.3790	114.357
MTN135	24.7597	121.588	NCU	24.9690	121.186
MTN136	24.5058	121.113	NGL	25.0402	121.915
MTN137	24.6597	121.302	NHD	24.9042	121.545

NHY	25.0427	121.561	TAP018	25.0342	121.465
NLD	24.6752	121.765	TAP019	25.0357	121.496
NML	24.5667	120.817	TAP020	25.0387	121.527
NNS	24.4393	121.373	TAP021	25.0360	121.552
NOU	25.1512	121.765	TAP022	25.0327	121.555
NPL	24.9402	121.704	TAP023	25.0190	121.46
NSD	24.5417	120.912	TAP024	25.0185	121.474
NSK	24.6755	121.359	TAP025	25.0232	121.498
NST	24.6312	121.001	TAP026	25.0167	121.503
NSY	24.4143	120.769	TAP027	24.9995	121.502
NTY	24.9998	121.299	TAP028	25.0047	121.508
NWF	25.0735	121.772	TAP029	25.0070	121.535
PCY	25.6295	122.071	TAP030	25.0000	121.531
PNG	23.5667	119.555	TAP031	25.0202	121.549
PTSB	24.4487	120.697	TAP032	25.0007	121.474
SANB	24.3995	120.978	TAP033	24.9775	121.537
SCK	23.1485	120.078	TAP034	24.9553	121.531
SCL	23.1752	120.194	TAP035	24.9242	121.538
SCZ	22.3720	120.62	TAP036	24.9023	121.553
SEB	21.9027	120.847	TAP037	25.0362	121.433
SGL	22.7255	120.49	TAP038	25.0218	121.419
SGS	23.0822	120.582	TAP039	24.9367	121.361
SLBB	24.7557	121.628	TAP040	25.1732	121.441
SML	23.8832	120.9	TAP041	25.1832	121.417
SPT	22.6785	120.488	TAP042	25.1255	121.464
SSD	22.7460	120.632	TAP043	24.9915	121.41
SSH	23.1378	120.28	TAP044	24.9748	121.403
STY	23.1625	120.758	TAP045	25.1113	121.815
TAI	22.9948	120.197	TAP046	25.1023	121.777
TAI1	23.0398	120.229	TAP047	24.9535	121.338
TAI2	22.9878	120.201	TAP048	24.9733	121.434
TAP	25.0395	121.506	TAP049	25.1470	121.445
TAP001	25.0377	121.514	TAP050	25.1513	121.395
TAP002	25.1275	121.459	TAP051	25.0997	121.451
TAP003	25.0857	121.457	TAP052	25.0818	121.382
TAP004	25.1070	121.474	TAP053	24.9585	121.525
TAP005	25.1063	121.514	TAP054	24.9993	121.434
TAP006	25.0965	121.507	TAP055	25.1638	121.449
TAP007	25.0743	121.516	TAP056	25.1640	121.536
TAP008	25.0753	121.528	TAP057	25.0800	121.694
TAP009	25.0795	121.581	TAP058	25.1267	121.713
TAP010	25.0675	121.47	TAP059	25.1558	121.694
TAP011	25.0558	121.496	TAP060	25.1567	121.722
TAP012	25.0560	121.508	TAP061	25.1312	121.76
TAP013	25.0555	121.534	TAP062	25.1278	121.778
TAP014	25.0582	121.544	TAP063	25.1055	121.738
TAP015	25.0505	121.579	TAP064	25.1487	121.767
TAP016	25.0632	121.424	TAP065	25.1493	121.773
TAP017	25.0515	121.456	TAP066	25.1845	121.521
TAP017	25.0533	121.448	TAP067	24.9778	121.592

TAP068	24.8773	121.534	TAP117	25.0143	121.54
TAP069	25.0068	121.997	TAP118	25.1228	121.448
TAP070	25.1237	121.912	TAP119	24.9842	121.541
TAP071	25.0017	121.617	TAP120	25.0307	121.416
TAP072	24.9925	121.65	TAP121	25.1285	121.784
TAP073	25.0075	121.688	TAP122	25.2727	121.607
TAP074	24.9547	121.628	TAP123	25.2878	121.588
TAP075	25.0273	121.737	TAP124	24.8637	121.553
TAP076	25.0453	121.77	TAP125	25.0678	121.655
TAP077	25.0623	121.852	TAP126	24.9988	121.453
TAP078	25.0353	121.858	TAP999	25.1145	121.476
TAP079	25.0218	121.915	TAW	22.3575	120.895
TAP080	25.0188	121.94	TCU	24.1473	120.676
TAP081	25.0165	121.989	TCU001	24.9735	121.102
TAP082	25.0565	121.917	TCU002	25.0370	121.074
TAP083	25.2575	121.502	TCU003	25.0453	121.143
TAP084	25.2258	121.629	TCU004	25.0615	121.194
TAP085	24.9383	121.712	TCU005	25.1033	121.245
TAP086	24.9523	121.567	TCU006	24.9125	121.141
TAP087	25.1015	121.423	TCU007	24.9992	121.318
TAP088	25.0392	121.578	TCU008	25.0085	121.206
TAP089	25.0250	121.568	TCU009	24.9627	121.228
TAP090	25.0577	121.595	TCU010	25.0017	121.154
TAP091	25.0625	121.582	TCU011	24.8843	121.286
TAP092	25.0635	121.564	TCU012	24.9362	121.299
TAP093	25.0862	121.558	TCU013	24.8652	121.205
TAP094	25.1402	121.484	TCU014	25.0443	121.315
TAP095	25.1357	121.491	TCU015	24.7577	120.938
TAP096	25.1185	121.505	TCU016	24.8137	120.966
TAP097	25.0197	121.53	TCU017	24.7803	121.01
TAP098	25.1005	121.548	TCU018	24.8789	121.061
TAP099	25.0357	121.512	TCU019	24.9028	120.98
TAP1	25.0393	121.507	TCU020	24.8387	121.003
TAP100	25.0337	121.52	TCU021	24.7937	121.166
TAP101	25.0025	121.576	TCU022	24.7672	120.99
TAP102	25.0425	121.561	TCU023	24.7212	121.132
TAP103	25.0717	121.781	TCU024	24.7348	121.088
TAP104	25.1592	121.731	TCU025	24.7062	121.175
TAP105	25.0383	121.923	TCU026	24.7737	121.084
TAP106	25.1357	121.463	TCU027	24.8313	121.066
TAP107	25.1328	121.741	TCU028	24.7002	121.053
TAP108	25.0452	121.508	TCU029	24.5590	120.75
TAP109	25.0408	121.569	TCU030	24.5862	120.885
TAP110	25.0257	121.466	TCU031	24.5612	120.701
TAP111	25.1305	121.746	TCU032	24.5228	120.815
TAP112	25.6295	122.071	TCU033	24.6837	120.87
TAP113	24.9818	121.689	TCU034	24.6400	120.857
TAP114	25.2028	121.66	TCU035	24.6142	120.796
TAP115	24.9897	121.465	TCU036	24.4483	120.697
TAP116	25.0312	121.527	TCU037	24.4913	120.683

TCU038	24.4938	120.666	TCU088	24.2490	121.162
TCU039	24.4897	120.791	TCU089	23.9068	120.862
TCU040	24.4500	120.647	TCU090	23.6462	120.656
TCU041	24.3890	120.696	TCU091	24.9827	121.262
TCU042	24.5553	120.807	TCU092	25.0097	121.287
TCU043	24.6865	120.96	TCU093	24.8523	120.947
TCU044	24.4037	120.757	TCU094	24.7668	121.058
TCU045	24.5417	120.912	TCU095	24.6890	121.02
TCU046	24.4678	120.853	TCU096	24.7942	120.958
TCU047	24.6172	120.946	TCU097	24.7885	120.927
TCU048	24.1798	120.589	TCU098	24.7440	120.899
TCU049	24.1773	120.7	TCU099	24.1357	120.699
TCU050	24.1817	120.633	TCU100	24.1855	120.617
TCU051	24.1578	120.659	TCU101	24.2393	120.717
TCU052	24.1980	120.74	TCU102	24.2487	120.721
TCU053	24.1913	120.679	TCU103	24.3073	120.715
TCU054	24.1610	120.676	TCU104	24.2453	120.601
TCU055	24.1378	120.674	TCU105	24.2375	120.568
TCU056	24.1588	120.625	TCU106	24.0833	120.549
TCU057	24.1703	120.62	TCU107	24.0708	120.547
TCU058	24.2513	120.704	TCU108	24.0857	120.524
TCU059	24.2670	120.572	TCU109	24.0828	120.58
TCU060	24.2237	120.642	TCU110	23.9623	120.572
TCU061	24.1347	120.557	TCU111	24.1120	120.495
TCU062	24.1167	120.676	TCU112	24.0570	120.422
TCU063	24.1080	120.624	TCU113	23.8913	120.395
TCU064	24.3458	120.611	TCU114	23.8795	120.514
TCU065	24.0563	120.7	TCU115	23.9580	120.478
TCU066	24.2157	120.696	TCU116	23.8568	120.58
TCU067	24.0895	120.728	TCU117	24.1322	120.468
TCU068	24.2778	120.766	TCU118	24.0022	120.423
TCU069	24.2603	120.822	TCU119	23.9227	120.32
TCU070	24.1958	120.547	TCU120	23.9793	120.613
TCU071	23.9862	120.788	TCU121	23.8945	120.459
TCU072	24.0423	120.855	TCU122	23.8128	120.61
TCU073	24.0142	120.949	TCU123	24.0160	120.552
TCU074	23.9608	120.971	TCU124	23.9148	120.683
TCU075	23.9833	120.679	TCU125	23.9523	120.691
TCU076	23.9063	120.683	TCU126	23.7638	120.679
TCU077	23.8288	120.779	TCU127	24.6295	121.009
TCU078	23.8102	120.855	TCU128	24.4162	120.761
TCU079	23.8387	120.894	TCU129	23.8767	120.692
TCU080	23.9002	120.938	TCU130	24.1452	121.264
TCU081	24.8298	121.006	TCU131	24.5650	120.826
TCU082	24.1457	120.684	TCU132	24.5752	120.82
TCU083	24.9690	121.186	TCU133	24.1343	120.659
TCU084	23.8815	120.908	TCU134	24.1240	120.621
TCU085	24.6755	121.359	TCU135	24.3332	120.653
TCU086	23.8615	120.289	TCU136	24.2600	120.652
TCU087	24.3482	120.773	TCU137	24.1832	120.931

TCU138	23.9220	120.594	TRB014	24.9772	121.259
TCU139	23.9210	120.548	TRB015	24.8177	120.997
TCU140	23.9583	120.359	TRB016	24.5927	120.813
TCU141	23.8317	120.472	TRB017	24.2632	120.722
TCU142	23.9823	120.869	TRB018	24.1390	120.678
TCU143	23.8798	120.763	TRB019	24.0820	120.539
TCU144	24.0855	120.436	TRB020	23.8118	120.621
TCU145	23.9787	120.345	TRB021	24.0832	120.53
TCU146	24.1622	120.484	TRB022	24.3030	120.593
TCU147	24.8543	121.253	TRB023	24.3450	120.627
TCU148	23.9533	120.924	TRB024	23.4803	120.433
TCU149	24.2565	120.523	TRB025	23.4575	120.422
TCU150	23.8932	120.705	TRB026	23.7135	120.533
TCU151	24.9980	121.307	TRB027	23.7158	120.564
TCU152	24.8125	120.949	TRB028	23.3088	120.315
TCU153	24.8265	121.011	TRB029	23.1370	120.307
TCU154	24.5437	120.814	TRB030	22.9987	120.204
TCU155	24.1542	120.666	TRB031	22.7832	120.302
TCU156	24.2602	120.711	TRB032	22.6532	120.412
TCU157	24.0427	120.698	TRB033	22.6187	121.005
TCU158	24.0653	120.528	TRB034	23.3328	121.303
TCU159	23.9068	120.68	TRB035	23.0462	121.165
TCU160	25.0817	121.227	TRB036	22.7967	121.115
TCU161	24.8113	121.248	TRB037	22.3458	120.878
TCU162	23.8785	120.513	TRB038	23.6680	121.413
TCU163	24.9997	121.297	TRB039	24.7550	121.758
TCU164	24.8283	121.011	TRB040	24.8222	121.763
TCU165	24.1275	120.643	TRB041	24.5925	121.835
TCU166	23.8767	120.692	TRB042	23.9943	121.593
TCU167	23.6645	120.769	TRB043	24.2987	121.754
TCU168	25.0068	121.048	TRB044	24.4650	121.794
TCU169	24.3978	120.986	TTN	22.7540	121.147
TCUP	24.2582	120.515	TTN001	23.3163	121.451
TFC001	25.0333	121.555	TTN002	22.9733	121.297
TFC002	25.0333	121.555	TTN003	22.6153	121.006
TFC003	25.0333	121.555	TTN004	22.9113	121.129
TIPB	24.9735	121.818	TTN005	22.7547	121.148
TRB001	25.0477	121.517	TTN006	22.7722	121.137
TRB002	24.9890	121.313	TTN007	22.7615	121.15
TRB003	24.8017	120.972	TTN008	22.7587	121.15
TRB004	24.5700	120.822	TTN009	22.7472	121.152
TRB005	24.6080	120.77	TTN010	22.7387	121.114
TRB006	24.4203	120.774	TTN011	22.7813	121.119
TRB007	22.6693	120.486	TTN012	22.7657	121.135
TRB008	22.3698	120.588	TTN013	22.7652	121.135
TRB009	25.1103	121.797	TTN014	23.0995	121.365
TRB010	25.0283	121.874	TTN015	22.7522	121.155
TRB011	25.0988	121.709	TTN016	22.3575	120.895
TRB012	25.0585	121.628	TTN017	22.0373	121.558
TRB013	25.0010	121.421	TTN018	22.8195	121.072

TTN019	22.3715	120.876	TWE	24.7198	121.675
TTN020	23.1250	121.215	TWF1	23.3528	121.297
TTN021	23.1033	121.168	TWG	22.8195	121.072
TTN022	23.0953	121.219	TWH	22.6770	121.477
TTN023	23.0523	121.157	TWI	22.0683	121.505
TTN024	22.9700	121.117	TWJ1	22.3715	120.876
TTN025	22.9023	121.081	TWK1	21.9418	120.806
TTN026	22.8615	121.084	TWL	23.2655	120.494
TTN027	22.8088	121.086	TWM1	22.8232	120.422
TTN028	22.7767	121.063	TWO1	23.5705	120.595
TTN029	22.7182	121.041	TWP	22.3460	120.362
TTN030	22.6978	121.026	TWQ	24.2747	120.836
TTN031	23.3572	121.46	TWQ1	24.3482	120.773
TTN032	23.2445	121.414	TWR	24.6402	121.079
TTN033	23.1937	121.388	TWS1	25.1033	121.415
TTN034	22.8952	121.249	TWT	24.2533	121.176
TTN035	22.8798	121.219	TWU	24.8773	121.534
TTN036	22.7957	121.195	TWX	25.2007	121.653
TTN037	22.5348	120.959	TWY	25.2727	121.607
TTN038	22.4620	120.941	TWZ	25.0970	121.579
TTN039	22.6770	121.477	TYC	23.9068	120.862
TTN040	23.1493	121.207	WCH	24.0833	120.549
TTN041	23.1342	121.117	WDD	24.1363	120.549
TTN042	22.9988	121.285	WDG	23.2588	119.66
TTN043	23.0285	121.323	WDL	23.7167	120.531
TTN044	23.0060	121.174	WDS	24.2603	120.822
TTN045	22.9738	121.156	WDT	23.7555	121.133
TTN045	22.9755	121.148	WES	23.8128	120.61
TTN046	22.9643	121.233	WGK	23.6863	120.562
TTN047	22.8385	121.138	WHF	24.1452	121.264
TTN048	22.7747	121.084	WLC	22.3485	120.361
TTN049	22.7305	121.107	WLGB	23.4795	120.292
TTN050	22.6742	121.029	WLTB	24.8543	121.244
TTN051	23.1870	121.025	WNT	23.8783	120.684
TTN052	22.5978	120.954	WNT1	23.9085	120.672
TTN053	22.3813	120.857	WPL	24.0142	120.949
TTN054	22.7672	121.137	WSF	23.6382	120.222
TTN055	22.6752	121.461	WSSB	22.6435	120.254
TTN056	22.7638	121.152	WTC	23.8632	120.281
TU1220	25.0445	121.526	WTP	23.2455	120.614
TWA	24.9797	121.584	WWF	24.0443	120.69
TWB1	25.0068	121.997	WYL	23.9623	120.572
TWC	24.6100	121.851	WYP	24.3348	120.645
TWCP	24.5990	121.849	YOJ	24.4692	123.003
TWD	24.0828	121.597	YUS	23.4890	120.951

RED P-ALERT

Tabla II.3- acelerómetros de la red P-alert de Taiwán

ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD	ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD
L001	22.9825	120.2457	W036	24.8221	121.7687
L002	23.0171	120.2484	W037	24.6661	121.6510
L003	23.0154	120.1998	W038	24.5218	121.8325
L004	22.9794	120.1963	W039	24.8631	121.8278
L005	22.9964	120.2183	W03A	24.6658	121.8276
W001	23.4304	121.3489	W03B	24.6966	121.8114
W002	23.9918	121.6313	W03C	24.6326	121.7897
W003	23.8419	121.5076	W03D	24.4452	121.7777
W004	23.4058	121.3200	W03E	24.4670	121.8011
W005	23.6550	121.4193	W03F	24.7204	121.6885
W006	23.9044	121.5316	W040	24.6095	121.6871
W007	24.1028	121.6040	W041	24.6808	121.7621
W008	23.9353	121.5783	W042	24.7490	121.7469
W009	23.4914	121.3908	W043	24.4881	121.4256
W00A	23.7542	121.4686	W044	24.7587	121.8149
W00B	24.0523	121.6082	W045	24.8255	121.8208
W00C	23.8704	121.5081	W046	24.7799	121.7443
W00D	23.8302	121.4736	W047	24.4247	121.3661
W00E	24.0069	121.6195	W048	24.5790	121.8679
W00F	23.9780	121.6167	W049	24.7244	121.7629
W010	23.3363	121.3134	W04A	24.6678	121.7128
W011	24.1276	121.6517	W04B	24.9714	121.9270
W012	24.2069	121.4831	W04C	24.7425	121.7905
W013	23.9652	121.4944	W04D	24.7540	121.7544
W014	24.1180	121.6248	W04E	24.6221	121.8346
W015	23.7062	121.4126	W04F	24.5933	121.8428
W016	23.4402	121.3906	W051	22.8847	120.6637
W017	23.4973	121.4458	W052	22.9690	120.5409
W018	23.4688	121.4968	W053	23.1778	120.7820
W019	23.2957	121.2673	W054	23.0820	120.5922
W01A	23.2145	121.2794	W055	22.8839	120.5309
W01B	23.4620	121.4954	W056	23.1608	120.7659
W01C	23.3832	121.3587	W057	22.9109	120.7153
W01D	23.7823	121.5643	W059	22.9962	120.6340
W01E	23.4515	121.3928	W05A	23.0318	120.6621
W01F	23.1716	121.2478	W05B	22.8859	120.5798
W020	23.2785	121.3225	W05C	23.1091	120.7010
W021	23.6521	121.5356	W05D	23.2517	120.8210
W022	23.8676	121.5568	W05E	22.7773	120.4058
W031	24.3291	121.7399	W05F	22.7303	120.3456
W032	24.4710	121.7777	W060	22.6632	120.3619
W033	24.6006	121.5293	W061	22.9176	120.4534
W034	24.9369	121.8865	W062	22.7351	120.3266
W035	24.6787	121.6085	W063	22.8118	120.3654

W064	22.7016	120.3488	W10C	25.0218	121.5366
W071	23.9809	120.6863	W10D	24.9822	121.5084
W072	23.9300	120.9906	W10E	25.0389	121.5131
W073	23.6402	120.8696	W10F	23.8959	121.5484
W074	23.8374	120.9025	W111	22.8073	121.0932
W075	23.5517	120.9344	W112	22.3818	120.8566
W076	23.9681	121.1089	W113	22.9692	121.1170
W077	23.7689	120.7076	W114	22.9983	121.2852
W078	23.7941	120.9428	W115	22.6135	121.0044
W079	23.8910	120.8895	W116	22.8782	121.2279
W07A	23.7369	120.7625	W117	23.4129	121.4820
W07B	23.7849	120.8644	W118	22.8936	121.0635
W07C	23.9425	120.9263	W119	22.3833	120.9109
W07D	24.1239	121.1596	W11A	23.3258	121.4396
W07E	23.9421	120.7026	W11B	22.3648	120.9055
W07F	23.9171	121.0450	W11C	22.2942	120.8682
W080	23.6438	120.6585	W11D	22.6984	121.0262
W081	23.7143	120.6549	W11E	22.4624	120.9408
W082	23.7120	120.8715	W11F	22.5324	120.9543
W083	24.0863	121.2170	W120	23.0750	121.3526
W084	23.8905	120.9664	W121	23.1919	121.3959
W085	23.9311	120.6941	W122	22.7953	121.1936
W086	23.5280	120.8569	W123	22.7473	121.1514
W087	23.5937	120.8877	W124	23.0448	121.1462
W088	24.0240	121.1331	W125	22.8986	121.1333
W089	23.6780	120.7868	W126	22.7655	121.0628
W08A	23.8700	120.6764	W127	22.8604	121.0920
W08B	23.6995	120.7169	W128	22.7468	121.1370
W08C	23.9057	120.6378	W129	22.4776	120.9075
W08D	23.9251	120.7323	W12A	23.1319	121.1768
W08E	23.8094	120.7212	W12B	22.7279	121.1084
W08F	23.9040	120.6796	W12C	23.1691	121.0410
W090	24.0299	120.9207	W12D	23.1869	121.0248
W091	24.0114	120.8224	W131	22.5914	120.6325
W092	24.0126	120.9578	W132	22.4272	120.6286
W093	24.0632	120.9700	W133	22.7024	120.6356
W094	23.9796	120.6984	W134	22.7711	120.4965
W095	23.8417	120.6306	W135	22.6670	120.6001
W096	24.0923	120.8875	W136	22.4635	120.6224
W097	23.9412	120.6679	W137	21.9436	120.8010
W102	24.7278	121.1636	W138	22.8379	120.6389
W103	23.1250	121.2288	W139	22.8629	120.6345
W104	22.6472	120.6023	W13A	22.5478	120.5432
W105	23.6096	120.5699	W13B	22.5280	120.6275
W106	24.5974	121.8401	W13C	22.7436	120.6391
W107	23.3771	120.5657	W13D	22.1292	120.7764
W108	24.9682	121.1953	W13E	22.0240	120.8397
W109	25.0407	121.6141	W13F	22.0230	120.7210
W10A	25.1496	121.7731	W140	22.8168	120.6410
W10B	25.0150	121.5372	W141	22.6307	120.5940

W142	22.3282	120.6221	W180	24.3071	120.6951
W143	22.0059	120.7463	W181	24.1179	120.7958
W144	22.7172	120.4862	W182	24.1941	120.8123
W145	22.7660	120.6446	W183	24.1771	120.9798
W146	22.1763	120.8372	W184	24.2234	120.6509
W147	22.0728	120.7160	W185	24.3276	120.9200
W148	22.6526	120.6306	W186	24.2370	120.8802
W149	22.3706	120.6267	W187	24.2053	120.8394
W14A	22.1247	120.8463	W188	24.2528	120.8350
W14B	22.2351	120.8030	W189	24.1638	120.8819
W151	24.4439	120.8741	W18A	24.2026	121.0063
W152	24.5739	120.9365	W18B	24.1712	120.8959
W153	24.5781	120.8493	W18C	24.1229	120.7517
W154	24.4981	120.8279	W190	23.4813	120.6560
W155	24.3438	120.7666	W191	23.3013	120.5973
W156	24.4221	120.9104	W192	23.5626	120.4916
W157	24.4902	120.7891	W193	23.5646	120.5581
W158	24.7076	120.9238	W194	23.4676	120.2449
W159	24.2982	120.8494	W195	23.4065	120.5202
W15A	24.4008	120.8941	W196	23.4573	120.3393
W15B	24.5543	120.8125	W197	23.5479	120.6356
W15C	24.3853	120.9708	W198	23.5584	120.4376
W15D	24.4766	120.8911	W199	23.5336	120.7408
W15E	24.6867	120.9605	W19A	23.5835	120.5944
W15F	24.4095	120.7653	W19B	23.4774	120.2575
W160	24.5446	120.9235	W19C	23.3925	120.5389
W161	24.6173	120.9467	W19D	23.5239	120.5549
W162	24.3824	120.7595	W19E	23.5820	120.7503
W163	24.3972	120.8681	W19F	23.5274	120.8144
W164	24.6002	121.0398	W200	23.3111	120.6669
W165	24.4015	120.7658	W201	23.5900	120.5538
W166	24.6044	121.0007	W202	23.4764	120.6724
W167	24.7076	120.8951	W203	23.5611	120.6706
W168	24.3590	120.9474	W204	23.3829	120.6681
W170	24.2079	120.8396	W205	23.4423	120.6082
W171	24.2131	120.7045	W206	23.4356	120.5601
W172	24.1727	120.7196	W207	23.4312	120.4029
W173	24.1573	120.8284	W208	23.4699	120.7029
W174	24.2544	121.2604	W209	23.9194	120.9773
W175	24.2656	120.8078	W20A	23.5941	120.6343
W176	24.3322	120.6503	W20B	23.4859	120.5627
W177	24.2918	120.9089	W210	23.3452	120.3452
W178	24.2658	120.5731	W211	23.3769	120.3769
W179	24.2543	120.7210	W212	23.3818	120.3818
W17A	24.1007	120.6897	W213	23.3522	120.3522
W17B	24.3233	121.2937	W214	23.2856	120.2856
W17C	24.1101	120.7320	W215	23.3977	120.3977
W17D	24.0284	120.6978	W216	23.2581	120.2581
W17E	24.1834	120.9296	W217	23.3235	120.4051
W17F	24.0573	120.6978	W218	23.1893	120.3423

W219	23.0794	120.2958	W253	24.7963	120.9441
W21A	23.1008	120.3557	W254	24.7969	120.9665
W21B	23.0374	120.3111	W255	24.7335	120.9673
W21C	23.0683	120.3492	W256	24.8875	121.0945
W21D	22.9700	120.2974	W257	24.8788	121.0605
W21E	22.9647	120.3595	W258	24.7822	121.0117
W21F	22.9044	120.3526	W259	24.7262	120.9296
W220	23.0333	120.2678	W260	24.8591	121.3601
W221	23.0260	120.2561	W261	24.8727	121.4045
W222	23.0063	120.2585	W262	24.8536	121.4374
W223	22.9935	120.2130	W263	24.9583	121.3332
W224	22.9826	120.2391	W264	24.9559	121.3894
W225	22.9457	120.2306	W265	24.9712	121.4424
W226	23.1861	120.2530	W266	24.9262	121.4472
W227	23.1891	120.1925	W267	24.9977	121.4243
W228	23.0491	120.1739	W268	25.0167	121.4058
W229	23.2671	120.2464	W269	25.0241	121.4138
W22A	22.9633	120.2358	W26A	25.0312	121.4432
W22B	23.3444	120.3159	W26B	25.0430	121.4316
W22C	23.0559	120.4042	W26C	25.0622	121.4316
W22D	23.2754	120.3129	W26D	25.0713	121.4339
W22E	22.9621	120.2538	W26E	25.0827	121.4374
W22F	23.0982	120.2251	W26F	25.0805	121.3897
W230	23.0781	120.4294	W270	25.1079	121.3392
W231	23.0461	120.4457	W271	25.1495	121.4034
W232	23.0446	120.4703	W272	25.1000	121.4509
W233	23.0742	120.5194	W273	25.0843	121.4697
W234	23.1210	120.4590	W274	25.0772	121.4803
W235	23.1734	120.5953	W275	25.0502	121.4755
W236	23.1745	120.4856	W276	25.0156	121.4834
W237	23.2806	120.4674	W277	25.0033	121.4633
W240	24.6754	121.0597	W278	25.0035	121.5173
W241	24.6320	121.1512	W279	24.9521	121.4867
W242	24.7210	120.9966	W27A	24.9225	121.5468
W243	24.7672	121.0576	W27B	24.9022	121.5531
W244	24.7399	121.0217	W27C	24.8571	121.5612
W245	24.6869	120.9883	W27D	25.1476	121.4600
W246	24.7357	121.0884	W27E	25.1578	121.4834
W247	24.5752	121.1054	W27F	25.2579	121.5014
W248	24.7740	121.0825	W280	25.2917	121.5672
W249	24.8329	120.9988	W281	25.2394	121.6306
W24A	24.8992	121.0380	W282	25.2224	121.6369
W24B	24.7069	121.2030	W283	25.2190	121.6026
W24C	24.7282	121.2261	W284	25.1671	121.6428
W24D	24.6186	121.2855	W285	25.1765	121.6886
W24E	24.7683	121.2246	W286	25.1081	121.8049
W24F	24.6598	121.3019	W287	25.1209	121.9191
W250	24.5800	121.3023	W288	25.0830	121.9129
W251	24.7963	120.9740	W289	25.0549	121.9243
W252	24.8016	121.1407	W28A	25.0165	121.9885

W28B	25.0330	121.8679	L012	22.6061	120.6111
W28C	25.0151	121.8044	L013	22.1996	120.7069
W28D	25.0270	121.7384	L014	22.4711	120.5518
W28E	25.0083	121.6839	L015	22.7776	120.5242
W28F	24.9907	121.6587	L016	22.7443	120.7322
W290	25.0478	121.6188	L017	22.5243	120.4521
W291	25.0668	121.6552	L020	22.7223	120.4433
W292	24.9530	121.6364	L021	23.1489	120.6320
W293	24.9360	121.7108	L022	22.6266	120.3244
W294	25.0017	121.6169	L023	22.8876	120.2438
W295	24.9536	121.5387	L024	22.8030	120.3028
W296	24.7774	121.5021	L025	22.6050	120.3952
T001	25.0134	121.5417	W18D	23.5651	120.4754
T002	25.0156	121.5470	W18E	23.5144	120.3130
T003	25.0188	121.5462	W18F	23.3426	120.1745
D001	23.8950	121.5423	W20C	23.4533	120.7492
D002	23.8963	121.5399	W20D	23.4947	120.4256
D003	23.8964	121.5423	W20E	23.4652	120.4380
D004	23.8949	121.5491	W20F	23.4835	120.4867
D005	23.8992	121.5412	W310	24.9763	121.5837
W16A	24.3518	120.6250	W311	25.0258	121.5686
W16B	24.3104	120.7115	W312	25.0286	121.5681
W16C	24.1951	120.6628	W313	25.0492	121.5486
W16D	24.1963	120.5474	W314	25.0502	121.5786
W16E	24.1073	120.6233	W315	25.0873	121.6012
W16F	24.2047	120.7265	W316	25.0836	121.5657
W300	25.1309	121.7462	W317	25.1061	121.5639
W301	25.1502	121.7827	W318	25.1295	121.5766
W302	25.1073	121.6655	W319	25.1685	121.5388
W303	25.1388	121.7073	W31A	25.1179	121.5384
W304	25.0985	121.7540	W31B	25.0926	121.5251
W305	25.1287	121.7833	W31C	25.0660	121.5125
W306	25.1248	121.7567	W31D	25.1195	121.5050
L010	22.6480	120.5230	W31E	25.1419	121.5098
L011	22.5944	120.4918	W31F	25.1266	121.4662

Anexo III

Programas utilizados

En este anexo se describen los programas utilizados en esta tesis doctoral, tanto los ya existentes, como los modificados y los desarrollados específicamente para la tesis, de los que además se muestra el código.

Programas existentes

Cassol. Éste programa está escrito en lenguaje *fortran* (Udías y Buforn, 1988). Se utiliza para obtener el azimut y el ángulo de incidencia de las estaciones, necesarios para el estudio de la variación azimutal de los parámetros. Necesita como información de entrada las coordenadas de las estaciones y del terremoto, junto a un modelo de corteza de dos capas con diferente gradiente de velocidad como el mostrado en la figura III.1. Como salida proporciona un fichero con el código de la estación, azimut y ángulo de incidencia.

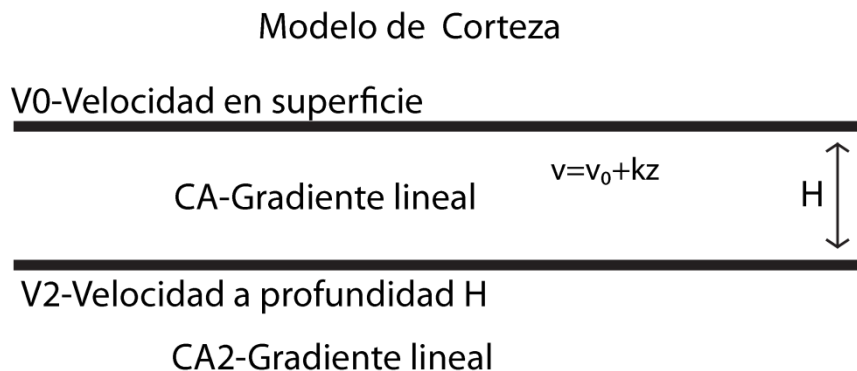


Figura III.1: Modelo de corteza necesario para ejecutar el programa **cassol**

Fit_cornerPTW_3piecewise. Este programa se encuentra escrito en lenguaje *bash* (S. Colombelli, comunicación personal). Ajusta las curvas de evolución temporal del parámetro P_d (P_v) en función de la PTW al modelo propuesto por Colombelli *et al.*, (2014). Como fichero de entrada necesita un fichero de texto de dos columnas correspondientes al valor promedio de P_d (P_v) y a la longitud de la ventana de tiempo. También necesita un fichero con los valores

iniciales de T1, B1, T2, B2 y PL (*capítulo 2.3*) con los que comenzar la búsqueda. Como salida proporciona los parámetros T1, B1, T2, B2 y PL de mejor ajuste y el error en cada uno de ellos.

GMT. Acrónimo en inglés de Generic Mapping Tools (Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University 1991-2013; <http://gmt.soest-hawaii.edu/projects/gmt/wiki>). Es una colección de código abierto de alrededor de 80 herramientas para manipular datos geográficos y cartesianos (filtrado, ajuste, mallas, proyecciones, etc.). Genera ilustraciones en formato PostScript (gráficos X-Y, mapas 2D, 3D, etc.). En esta tesis doctoral se ha utilizado para generar las ilustraciones y para promedio las intensidades estimadas y observadas en toda la malla de la RIM.

KaleidaGraph 4.0. Es un programa desarrollado por Synergy Software (www.synergy.com), que consiste en un conjunto de herramientas para el análisis de datos y gráficos de forma rápida. Admite datos de entrada en gran cantidad de formatos diferentes (.txt, .dat, .xls, etc.) permitiendo manejar conjuntos de datos de hasta 1000 columnas y 1.000.000 de filas. A partir de los datos, permite generar un gran variedad de gráficos y de alta calidad y exportables. Además, permite realizar ajuste de datos a partir de 9 ajustes genéricos, incluyendo mínimos cuadrados (lineal), permitiendo adicionalmente programar un ajuste propio.

Mecsta. Este programa se encuentra escrito en lenguaje *fortran* (E. Buforn 1988). Está basado en el modelo probabilístico desarrollado por Brillinger, Udías y Bolt (Brillinger *et al.*, 1980; Udías y Buforn, 1984; 1988) que minimiza una función de verosimilitud, y calcula la orientación del plano de falla de una fuente puntual utilizando la polaridad de las ondas P. Este programa, además de la orientación de los planos nodales y los ejes de tensión y de compresión, también suministra una estimación de los errores de los parámetros focales. Entre otros valores, proporciona la amplitud teórica de la onda P en cada estación, motivo para el cuál ha sido utilizado en esta tesis.

Microsoft Excel 2010. Este programa de Microsoft Office System permite manejar hojas de cálculo (<https://office.live.com/start/Excel.aspx#>). Permite analizar un gran volumen de datos en las celdas, interconectando unas con otras mediante el uso de funciones. En esta tesis se ha utilizado para el almacenamiento de datos y su posterior análisis.

Mseed2sac. Este programa escrito en C++ convierte los datos de registros en formato Mini-SEED a formato SAC. El archivo de salida SAC puede ser ASCII o binario. (<https://seiscode.iris.washington.edu/projects/mseed2sac/files>)

NonLinLoc. Es un conjunto de programas escritos en lenguaje java para la obtención del modelo de velocidad, cálculo en tiempos de recorrido teórico de diversas fases y localización global probabilística no lineal en estructuras 3D (Lomax *et al.*, 2009). Para esta tesis se han utilizado los módulos Vel2Grid y Grid2Time. El primero de ellos genera una malla 3D dado un modelo de velocidad, mientras que el segundo calcula los tiempos de recorrido de punto a punto empleando la malla 3D. Como entrada para el módulo Vel2Grid se ha introducido el modelo 1D del IGN (Carreño *et al.*, 2003), y para el módulo Grid2Time los archivos de salida de Vel2Grid y la localización de las estaciones (tablas del Anexo I) y emplazamientos objetivo.

PRESTo. Este programa está desarrollado en lenguaje C++ por el RISSC-Lab y AMRA s.c.a.r.l en 2013. Se distribuye de forma libre y abierta y permite realizar simulaciones de un EEWS y funcionando también en tiempo real mediante la adquisición de datos a través de SeisComP3. Localiza el terremoto y estima su magnitud, y el movimiento esperado en los lugares señalados (Satriano *et al.*, 2010; <http://www.prestoews.org/about.php>).

Para realizar la detección del terremoto, y el picado de la primera llegada, PRESTo de forma automática empleando el algoritmo desarrollado por Lomax *et al.*, (2012). Está diseñado de modo que funciona de manera continua y estable en tiempo real, en señales de banda ancha, y evita el picado excesivo durante grandes terremotos.

PRESTo localiza los terremotos mediante una aproximación evolutiva en tiempo real, basándose en una formulación de tiempos diferenciales iguales (Satriano *et al.*, 2008). En cada paso de tiempo, el algoritmo (RTLloc) utiliza la información de las estaciones, tanto en las que se ha detectado una llegada como en las que aún no han detectado el terremoto.

Como paso previo es utiliza una serie de archivos que contienen la información con las mallas de tiempo de recorrido de las ondas P y S, para todas las estaciones y lugares objeto de la alerta. Estos archivos son generados mediante NonLinLoc. Estas mallas se emplean para estimar la localización del terremoto y los tiempos de llegada de las ondas.

Para determinar la magnitud, PRESTo emplea las relaciones empíricas que correlacionan ésta con el pico de desplazamiento P_d (ecuación 2.8) a una distancia de referencia 10 km. P_d debe estar medido en metros y la distancia R en km, siguiendo la expresión programada:

$$M = (\log(P_d) - A - C \log(R/10))/B \quad \text{(III.1)}$$

Los coeficientes A, B y C de la ecuación III.1 pueden ser modificados, introduciendo los valores específicos para la región (EEWS tipo *regional*).

PRESTo también asigna niveles de alerta en cada estación a partir del τ_c y P_d medidos en $\tau_0=3s$, según unos umbrales establecidos y que pueden ser modificados (EEWS tipo *in-situ*).

Rdseed. Es un programa escrito en lenguaje C por el grupo IRIS que lee, interpreta y convierte a diferentes formatos los archivos en formato SEED (Standard for Exchange of Earthquake Data). Este último es el formato internacionalmente utilizado por las redes sísmicas para representar los datos sísmicos. Una de los posibles formatos de salida tras la conversión de los datos es el formato SAC el cuál es el utilizado en esta tesis doctoral (<https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/manuals/rdseed/>).

Rzac. Este programa está escrito en lenguaje *MATLAB* (<http://web.utah.edu/~thorne/software.html>). Permite leer archivos en formato *SAC* en un matriz de 3 columnas para su análisis y procesado.

SAC. Es un programa escrito en lenguaje C cuyo nombre es acrónimo en inglés de Seismic Analysis Code (Lawrence Livermore National Laboratory, University of California, 1995). Se trata de un programa interactivo diseñado para el estudio de las señales temporales secuenciales, especialmente los datos de series de tiempo como es el caso de un sismograma. Este software permite marcar las diferentes llegadas de las fases de la señal generada por un terremoto, derivar e integrar los registros, seleccionar una ventana de tiempo, medir amplitudes, etc. El manual se encuentra disponible en ds.iris.edu/files/sac-manual

Tsmip2sac. Este programa escrito en lenguaje C permite convertir registros de formato *tsmip* a formato *SAC* (Dayi Chen, comunicación personal, 17 de Septiembre de 2015).

Wzac. Este programa está escrito en lenguaje *MATLAB* (<http://web.utah.edu/~thorne/software.html>). Permite escribir ficheros en formato *SAC* a partir de una matriz de 3 columnas de *MATLAB*.

Programas modificados

SM2SAC. El programa original de mismo nombre está escrito en lenguaje *fortran* (Girona, 2010) para transforma ficheros en formato ASCII a formato *SAC*. Se ha modificado para transformar los formatos *acc* y *v1* de registros de aceleración de la red IGN a formato *SAC*. La modificación consiste en adaptar los formatos numéricos digitales originales a los diferentes dígitos de los formatos *acc* y *v1*.

Tauwu. Este programa está escrito en lenguaje *MATLAB* (M. Lancieri, comunicación personal). Permite obtener el valor de τ_c a partir de registros de velocidad de un terremoto, los cuales son leídos en *MATLAB* mediante el programa rsac. Permite procesar a la vez un número variable de estaciones que puede ser modificado en función de las disponibles. Necesita como parámetros de entrada: un archivo de texto con un formato específico que contiene los datos del terremoto, así como el encaminamiento y listado de los archivos a procesar (figura III.1). El resto de parámetros necesarios son: la frecuencia esquina para el filtro Butterworth de paso alto; longitud de τ_0 ; distancia epicentral máxima y número de polos del filtro. Como salida proporciona un archivo de texto con los valores de τ_c , distancia epicentral para cada estación y la profundidad y magnitud del terremoto. Se ha modificado para cambiar el número de estaciones que permite analizar, y para que el fichero de salida proporcione también el azimut.

Para que los ficheros con formato SAC sean leídos correctamente por el programa, su nombre debe seguir éste estándar: RED.ESTACION.D.HHZ.SAC, dónde RED y ESTACIÓN indican el código de la red (IGN, WM, IPMA, etc.) y el nombre de la estación (tablas Anexo I).

```
#ejemplo de fichero de entrada para los programas Matlab de cálculo de  $\tau$  con tauwu.
#Formato: Día, mes, día juliano, año, hora origen, carpeta que contiene los archivos
#SAC del terremoto, código de la estación, D, listado de estaciones.

22 05 142 2009 23:58 /home/seismo/Matlab/ar/ign/sv30/SUN IGN D EADA EBAD
EGRO EMIJ EMIN ESPR PBAR PBDV PCVE PESTR PFVI PMAFR PMRV PNCL
PVAQ IFR EMAL EVO
```

Figura III.1: Formato del archivo de entrada para el programa tauwu

Tauwu_ace. Este programa está escrito en lenguaje *MATLAB* y se trata de una modificación realizada sobre el programa tauwu para obtener los valores de τ_c a partir de registros de aceleración. La modificación consiste en añadir una integración al código de tauwu, necesitando los mismos parámetros de entrada y proporcionando el mismo tipo de archivo de salida.

Programas desarrollados

Chcoord. Este programa se ha escrito en lenguaje fortran y permite introducir la latitud y longitud de una estación en la cabecera de los archivos SAC, a partir de un fichero con la información correspondiente. Necesita como entrada:

- 1- un fichero que contenga el listado de archivos SAC a modificar en filas consecutivas separadas por el valor 1, terminando la última fila con un valor 0
- 2- un fichero de texto con 3 columnas: nombre de la estación, latitud y longitud.

```

c *****
c
c
c
c Programa que cambia las coordenadas de la estación en la
c cabecera SAC según un archivo con el listado de estaciones
c
c Necesita un archivo que contenga el listado de archivos SAC a
c cambiar en fila separadas por el valor 1 y terminar la última
c fila con un valor 0. Los archivos deben contener en el header el
c valor kstnm con el nombre de la estación.
c
c File1
c 1
c File2
c 1
c .
c .
c .
c LastFile
c 0
c
c Necesita otro archivo con el formato de 3 columnas: estación
c latitud longitud
c
c
c M. Carranza, septiembre 2015
c
c *****
c integer MAX
c parameter (MAX=20000)
c real yarray
c dimension yarray(max)
c real beg, del
c real latitude, longitude
c integer npts, nerr, control
c character*80 name, namecoord
c character*80 fil, ff3
c character*80 ff4, na
c write(*,102)
c 102 format(' nombre fichero con la lista de ficheros a cambiar')
c read(*,'(a)') ff3
c open(1,file=ff3)
c write(*,103)
c 103 format(' nombre fichero con la lista de coordenadas')
c read(*,'(a)') ff4
c 15 read(1,'(a)') fil
c write(*,*) 'archivo=',fil
c na=fil
c call RSAC1 (na, YARRAY, NPTS, BEG, DEL, MAX, NERR)
c if(nerr.NE.0) then

```

```

        write(*,*)'Error reading SAC File: ', kname,nerr
        call exit(-1)
    endif
    call GETKHV('KSTNM',name,nerr)
    open(2,file=ff4)
    control=0
    DO WHILE (control==0)
        read(2,*) namecoord,latitude,longitude
        IF (namecoord.eq.name) THEN
            write(*,*) 'found',name
            write(*,*) latitude,longitude
            call SETFHV('STLA',latitude,nerr)
            call SETFHV('STLO',longitude,nerr)
            call WSACO(fil,xdummy,YARRAY,NERR)
            if(nerr.NE.0) then
                write(*,*)'Error writting SAC File: ', kname,nerr
                call exit(-1)
            endif
            control=1
        END IF
    END DO
    close(2)
    write(*,9347)
9347 format(' para continuar escriba 1, 0 para acabar')
    read(1,*) mf
    if(mf.eq.1)go to 15
    close(1)
    stop
end

```

LeeACEv1: este programa está escrito en lenguaje MATLAB y se utiliza como paso previo para transformar el formato *v1* a *SAC*. En concreto lee las componentes de aceleración de los ficheros con formato *v1* (10 columnas) y las escribe en dos columnas (tiempo, aceleración) con un formato de número en punto flotante estándar *I2.8f*.

```

function [final]=leeACEv1(ficheroV1,muestreo)
%Programa para leer las componentes de aceleracion separadas de los ficheros
con
%formato v1
%Despues se pude aplicar a la salida el programa SM2SAC_mat para convertir
%a formato SAC
%Creado por M. Carranza 09/2015
A=load(ficheroV1);
[m,n]=size(A);
fi=fopen('C:\Users\METEO\Downloads\salida.txt','w');
ndatos=m*n;
t=ones(ndatos,1);
s=ones(ndatos,1);
cn=1;
l=0;
for i=1:m
    for j=1:n
        t(cn)=1;

```

```

        s(cn)=A(i,j);
        cn=cn+1;
        l=l+muestreo;
    end
end
plot(t,s);
final=[t,s];
fprintf(fi,'%12.8f\n', final(:,2));
fclose(fi);

```

Ptw. este programa escrito en lenguaje MATLAB permite calcular los parámetros P_v y P_d en ventanas de tiempo que aumentan progresivamente 0.02 segundos para registros de aceleración. Existe una versión con una integración menos que lo realiza sobre registros de velocidad (ptw_vel). Necesita como entrada una lista con la información del terremoto y las estaciones (figura III.1), la frecuencia de corte del filtro paso alto, su número de polos y la longitud máxima de ventana de tiempo para la que se desea calcular los parámetros. Se puede modificar el número de estaciones a conveniencia.

Como salida proporciona tantos ficheros de texto como número de ventanas procesadas. Están formados por 5 columnas correspondientes a la distancia, magnitud, P_a , P_v y P_d . En el caso de ptw_vel las columnas de salida son 4: distancia, magnitud, P_v y P_d . El programa ptw_vel necesita como entrada un archivo con la sensibilidad del instrumento (Anexo V), para convertir las cuentas a unidades del sistema cegesimal, mientras que para ptw no es necesario.

#Ejemplo para el caso de registros de aceleración y 10 estaciones

```

% Routine to compute Pa Pv and Pd in enlarged time windows increased each
% 0.02 seconds
% It works on the vertical component of acelerometric data
%
%inputs
% lista: lists with information allowing to automatically build the trace
name
% fmin : cut off frequency of hp filter, the low pass is fixed to 10
% secMAX : max time window used for computation
% npolse : butter filter poles number
%WRITTEN by M. CARRANZA 2013
function [tau]=ptw(lista,fmin,secMAX,npoles,path)
%l=textread(varargin,'%s');
pathfiles=path;
for s=0.02:0.02:secMAX
    Ptw=s
    [month day jdy yy hh path, net, pfix, sta1, sta2, sta3, sta4, sta5,
sta6, sta7, sta8, sta9, sta10]=textread(lista,'%s %s %s %s %s %s %s %s %s %s
%s %s %s %s %s %s %s %s');
    [aa bb]=size(path);
    t=num2str(Ptw);
    nomefile=strcat(pathfiles,'\','onsite',t,'sec.txt')
    fid=fopen(nomefile,'w');
    j=0;

```

```

for i=1:aa
    %figure
    kk=0;
    if ~strcmp(sta1(i), 'none')
        kk=kk+1;
        stat(kk)=sta1(i);
    end
    if ~strcmp(sta2(i), 'none')
        kk=kk+1;
        stat(kk)=sta2(i);
    end
    if ~strcmp(sta3(i), 'none')
        kk=kk+1;
        stat(kk)=sta3(i);
    end
    if ~strcmp(sta4(i), 'none')
        kk=kk+1;
        stat(kk)=sta4(i);
    end
    if ~strcmp(sta5(i), 'none')
        kk=kk+1;
        stat(kk)=sta5(i);
    end
    if ~strcmp(sta6(i), 'none')
        kk=kk+1;
        stat(kk)=sta6(i);
    end
    if ~strcmp(sta7(i), 'none')
        kk=kk+1;
        stat(kk)=sta7(i);
    end
    if ~strcmp(sta8(i), 'none')
        kk=kk+1;
        stat(kk)=sta8(i);
    end
    if ~strcmp(sta9(i), 'none')
        kk=kk+1;
        stat(kk)=sta9(i);
    end
    if ~strcmp(sta10(i), 'none')
        kk=kk+1;
        stat(kk)=sta10(i);
    end
end

[bb skk]=size(stat);
count=0;

    for k=1:skk
        % SAC input file nanme aceleración;

tzeta=strcat(path(i), '\', net(i), '.', stat(k), '.HHZ.', pfix(i), '.SAC');

        % reading sac file
        zeta=rsac(str2mat(tzeta));
        [h,a]=size(zeta);
        %filter design
        ny=1/(2*zeta(1,3));
        [a,b]=butter(npoles, fmin/ny, 'high');
        pamax=max(zeta(:,2))

```

```

% integral computation
disep=zeta(51,3);
prof=zeta(39,3);
dist=sqrt(zeta(51,3)^2+zeta(39,3)^2);
intps=0.079*dist
if(intps > Ptw)
    j=j+1;
    count=count+1
    zeta(9,3);
    zeta(1,1);
    zeta(1,3);
    o=zeta(9,3)-zeta(1,1)+0.01;
    oo=(zeta(9,3)-zeta(1,1)+0.01)/zeta(1,3);
    p=zeta(9,3)-zeta(1,1)+Ptw+0.01;
    pp=(zeta(9,3)-zeta(1,1)+Ptw+0.01)/zeta(1,3);
    pstart=floor((zeta(9,3)-zeta(1,1)+0.01)/zeta(1,3));
    pend=ceil((zeta(9,3)-zeta(1,1)+Ptw+0.01)/zeta(1,3));
    dif=pstart-pend;
    mag=zeta(40,3);
    magnitude(count)=mag;
    dista(count)=disep;
    stationsnames(count)=stat(k);
    ace(:,1)=detrend(zeta(pstart:pend,2),'constant');
    ace(:,1)=detrend(ace(:,1),'linear');
    vel(:,1)=cumtrapz(ace(:,1)).*zeta(1,3);
    disp(:,1)=cumtrapz(vel(:,1)).*zeta(1,3);
    disp(:,1)=filter(a,b,disp(:,1));
    pa(count)=max(ace(:,1));
    pv(count)=max(vel(:,1));
    pd(count)=max(disp(:,1));

    end % ventana sec
end % estacion
end % ciclo listar estaciones
[aa bb]=size(pa)
for g=1:bb
    fprintf(fid,'%f %f %f %f
%f\n',dista(g),magnitud(g),pa(g),pv(g),pd(g));
end
fclose(fid);
clear stat ace vel disp magnitud dista pa pv pd stationsnames
end %ciclo ventana

```

PtwPD. este programa escrito en lenguaje MATLAB procesa los archivos de salida del programa ptw (y ptw_vel). A partir de ellos obtiene un valor medio de P_d reducido a una distancia estándar para cada ventana de tiempo. Necesita también como entrada un archivo que lleve por nombre *SNR.txt*, que contenga el nombre y coordenadas de las estaciones que satisfacen el criterio de calidad. Establece como requisito un número mínimo de estaciones para realizar los cálculos, el cual es modificable. Como fichero salida proporciona un archivo de texto de tres columnas: ventana de tiempo, P_d promedio y número de estaciones utilizadas para obtener el promedio. Realiza también un gráfico de P_d frente a la longitud de ventana PTW. Existen otro programa análogo que realiza los cálculos para P_v (ptwPV).

#Ejemplo para el cómputo de Pd

```

% This matlab program read the files generated in a event for the
different
% time windows
% All files of the event must be on the same folder for the path
% Then estimates the time window and the Mean Peak Velocity after
reducting it to a standr distance of 10 km.
% Finally write it in the output file in the format timewidow peak and
plot
% them
% The equation for the reduction of Pd to 10 km is:
% Pdred=Pd*10^(1.373*log10(R/10))
% Taken form Wu&Zhao 2006
% inputs
% path: path of the folder conteing the files to be read
% step: interval of seconds between each timewindow processed
% endsec: final time windows seconds
%WRITTEN by M. CARRANZA 2013

function []=ptwsincriteriaPD(path,step,endsec)
pathfiles=path
s=step;

%lazo de lectura de todas las ventanas contenidas en el directorio
z=1;
u=1;
for i=s:s:endsec
%for i=12:0.1:12.6
    l=i;
    t=num2str(l);%ventana de tiempo correspondiente
    name=strcat(pathfiles,'\','onsite',t,'sec.txt');%creación del texto
para leer el archivo
    nameruido=strcat(pathfiles,'\','SNR.txt');%creación del texto para
leer el archivo snr
    %lectura de las columnas en su respectivo formato %s string %n número
    [dist,mag,Pa,Pv,Pd]=textread(name,'%n %n %n %n %n');
    c=1;
    %lectura fichero ruido
    [SINAME SILO SILA]=textread(nameruido,'%s %n %n');

    [b,a]=size(Pd);
    a;
    r=1;
    Pdred(1)=0;
    for j=1:1:a
        sp=station(j);
        for s=1:length(SILA)
            sr=SINAME(s);
            sino=strcmp(sr,sp);%comprobacion si la estacion cumple el
criterio señal ruido
            if sino==1
%ecuación de reduccion a 10 km especifica región Ibero Mogrebi,
modificable
                Pdred(r)=Pd(j)*10^(1.7*log10(dist(j)/10));

                r=r+1;
            end
        end
    end
end

```

```

end
%fin del lazo para crear el Pv reducido
suma=Pdred(1);
%plot(dist,Pvred, '.')
%obtención de la media
for j=2:1:(r-1)
    suma=suma+Pdred(j);
end %fin obtencion de la media

numdata(z)=r-1;
if r~=1
    if z==1
        PTW(z)=1;
        Pdrmean(z)=suma./(r-1);
        logar(z)=log10(Pdrmean(z));
    else
        alt=suma./(r-1);
        bolt=Pdrmean(z-1);
        if alt>bolt
            PTW(z)=1;
            Pdrmean(z)=alt;
            logar(z)=log10(Pdrmean(z));
        else
            PTW(z)=1;
            Pdrmean(z)=bolt;
            logar(z)=log10(Pdrmean(z));
        end
    end
end
end
%fclose('all');
z=z+1;
clear a b Pd Pv Pa mag dist suma Pdred
end

%pinta la grafica
%'bgrcmyk' 'rmy
plot(PTW,logar')
%outname=strcat(pathfiles,'/salida.txt')
%escritura del resultado en .txt
fid=fopen(strcat(pathfiles,'/salidaPD.txt'),'w')
for i=1:length(PTW)
    fprintf(fid,'%f %f %f\n',PTW(i),logar(i),numdata(i));
end
fclose('all');

```

Separar. Se trata de un programa escrito en *shell* que extrae las diferentes columna del formato *acc* de los registros de aceleración sin cabecera, y las guarda en ficheros de texto para cada una de las componentes, de la forma STA.CM.txt, dónde STA es el código de la estación (tablas I.3 del Anexo I) y CM indica la componente (NS, EW, V).

#ejemplo del macro separar
#los archivos *SIN* son el formato *acc* sin cabecera

awk '{print \$2}' LOJSIN.txt>LOJ.NS.txt

```
awk '{print $3}' LOJSIN.txt>LOJ.EW.txt  
awk '{print $4}' LOJSIN.txt>LOJ.UP.txt  
awk '{print $2}' TORSIN.txt>TOR.NS.txt  
awk '{print $3}' TORSIN.txt>TOR.EW.txt  
awk '{print $4}' TORSIN.txt>TOR.UP.txt  
awk '{print $2}' MULSIN.txt>MUL.NS.txt  
awk '{print $3}' MULSIN.txt>MUL.EW.txt  
awk '{print $4}' MULSIN.txt>MUL.UP.txt
```


Anexo IV

Procesado de los datos y macros utilizados

En este anexo se describe el procesado realizado para convertir los formatos, obtener los parámetros, las correlaciones y el análisis posterior.

Formatos y conversión

Región Ibero-Mogrebí

Los registros de velocidad de las estaciones de banda ancha de la región Ibero-Mogrebí (figura 3.2) se encuentran en formato *Mini-SEED* o *SEED*. Se convierten a formato *SAC* utilizando los programas *mseed2sac* o *rdseed* respectivamente (tabla 3.1). Para introducir la información de la latitud y longitud de la estación se ha empleado el programa *chcoord* con la información (Anexo I).

Los registros de aceleración se encuentran en formato *acc* y *v1* (código ASCII). En el formato *acc* los registros están corregidos por el instrumento, no tiene filtro aplicado y está en unidades de *g* o *mg*, mientras que el formato *v1* son datos de aceleración originales cuyas unidades son siempre *g/10*. Ambos formatos incluyen una cabecera con información del tiempo de la primera muestra, componentes, muestreo y unidades. Todos los acelerogramas de la red del IGN (tabla I.3 del Anexo I) están muestreados a 200 muestras/s. Para convertir el formato *acc* a formato *SAC* se utilizan los programas *separar* y *SM2SAC*, y para el formato *v1* se utiliza éste último programa junto a *leeACEv1* (tabla 3.1).

Durante el proceso de conversión se han encontrado varios problemas con la variabilidad del formato en terremotos ocurridos a partir de 2007, como por ejemplo cambios en el número de decimales de los datos, alteración en el orden de columnas, etc. Esto ha supuesto tener que

modificar los programas separar y SM2SAC en un gran número de ocasiones para adaptarlo al orden de las columnas y al número de decimales de cada registro.

Taiwán

Los registros de aceleración de la base de datos de terremotos de Taiwán se tienen en dos formatos diferentes en función de la red: *tsmip* y *p-alert*, ambos con tres componentes (vertical, Norte-Sur, Este-Oeste). Los registros en formato *tsmip* están corregidos por el instrumento, no tienen filtro aplicado y está en unidades de *g*. Tiene una cabecera con información sobre la estación, el instrumento, muestreo, longitud y unidades. Se convierten a formato SAC con el software *tsmip2sac* (tabla 3.1). Posteriormente se utiliza el programa *chcoord* para introducir la información de la latitud y longitud de las estaciones de la red (Tabla II.2 del Anexo II). Para el formato *p-alert* no es necesaria ninguna conversión puesto que es directamente legible con SAC (tabla 3.1).

Obtención de P_d a partir de registros de Velocidad

Se ha escrito un macro que integra, filtra, corta a una longitud ventana de 3s y guarda el valor máximo de amplitud en un archivo de texto. Éste incluye por columnas el código de la estación, distancia epicentral, azimut, magnitud del catálogo, profundidad, amplitud mínima y amplitud máxima (*depmin* y *depmax*).

```
#Macro para obtener el Pico de Desplazamiento de
#todas las estaciones disponibles para un terremoto
#a partir de la componente vertical de los registros
#de velocidad
#Deben estar corregidos y marcada la primera llegada
#M. Carranza, Noviembre 2013

#Lectura de todas las componentes verticales de velocidad
r *HHZ*

#Integración y filtro Butterworth paso alto f. esquina 0.075Hz
int
hp co 0.075
write append .desp
# corte a una ventana de 3 segundos
cut a 0 3
r *desp
w append .cut

# guardado de los resultados en fichero de texto
saclst kstnm dist az mag evdp depmin depmax f *cut>Pd.txt
```

Obtención de P_a a partir de registros de Aceleración

Se ha escrito un macro que realiza la doble integración de registros de aceleración, filtra, corta a una longitud ventana de 3 segundos y guarda el valor máximo de amplitud en un archivo de texto. Éste incluye el código de la estación, distancia epicentral, azimut, magnitud del catálogo, profundidad, amplitud mínima y amplitud máxima (*depmin* y *depmax*).

```
#Macro para obtener el Pico de Desplazamiento de
#todas las estaciones disponibles para un terremoto
#a partir de la componente vertical de los registros
#de aceleración
#Deben estar corregidos y marcada la primera llegada
#M. Carranza, Noviembre 2013

#Lectura de todas las componentes verticales de aceleración
r *HHZ*

#Integración y filtro Butterworth paso alto f. esquina 0.075Hz
int
int
hp co 0.075
write append .desp
# corte a una ventana de 3 segundos
cut a 0 3
r *desp
w append .cut

# guardado de los resultados en fichero de texto

saclst kstnm dist az mag evdp depmin depmax f *cut>Pd.txt
```

Obtención de P_v a partir de registros de Velocidad

Se ha escrito un macro que corta una longitud de ventana de 3s del registro de velocidad y guarda en un archivo de texto el código de la estación, distancia epicentral, azimut, magnitud del catálogo, profundidad, amplitud mínima y amplitud máxima (*depmin* y *depmax*).

```

#Macro para obtener el Pico de Velocidad de
#todas las estaciones disponibles para un terremoto
#a partir de la componente vertical de los registros
#de velocidad
#Deben estar corregidos y marcada la primera llegada
#M. Carranza, Noviembre 2013

# corte a una ventana de 3 segundos y lectura
# de los registros de velocidad
cut a 0 3
r *HHZ*
w append .cut
# guardado de los resultados en fichero de texto
saclst kstnm dist az mag evdp depmin depmax f *cut>Pv.txt

```

Obtención de P_v a partir de registros de Aceleración

Se ha escrito un macro que integra, filtra, corta a una longitud ventana de 3s y guarda el valor máximo de amplitud en un archivo de texto. Éste incluye el código de la estación, distancia epicentral, azimut, magnitud del catálogo, profundidad, amplitud mínima y amplitud máxima (*depmin* y *depmax*).

```

#Macro para obtener el Pico de Velocidad de
#todas las estaciones disponibles para un terremoto
#a partir de la componente vertical de los registros
#de aceleración
.#Deben estar corregidos y marcada la primera llegada
#M. Carranza, Noviembre 2013

#Lectura de todas las componentes verticales de aceleración
r *HHZ*
#Integración y filtro Butterworth paso alto f. esquina 0.075Hz
int
hp co 0.075
write append .vel
# corte a una ventana de 3 segundos
cut a 0 3
r *vel
w append .cut
# guardado de los resultados en fichero de texto
saclst kstnm dist az mag evdp depmin depmax f *cut>Pv.txt

```

Obtención de PGV a partir de registros de Velocidad

Se ha escrito un macro que guarda el valor máximo de amplitud en dos archivos de texto, el cual incluye el código de la estación, distancia epicentral, azimut, magnitud del catálogo, profundidad, amplitud mínima y amplitud máxima (*depmin* y *depmax*) de las componentes horizontales de velocidad.

```
#Macro para obtener el PGV de
#todas las estaciones disponibles para un terremoto
#a partir de la componente horizontales de velocidad
#Deben estar corregidos
#M. Carranza, Noviembre 2013

saclst kstnm dist az mag evdp depmin depmax f *HHN*>PGV_NS.txt
saclst kstnm dist az mag evdp depmin depmax f *HHE*>PGV_EW.txt
```

Obtención de PGV a partir de registros de Aceleración

Se ha escrito un macro que integra y filtra los registros horizontales de aceleración. Guarda el valor máximo de amplitud en dos archivos de texto con el código de la estación, distancia epicentral, azimut, magnitud del catálogo, profundidad, amplitud mínima y amplitud máxima (*depmin* y *depmax*).

```
#Macro para obtener el PGV de
#todas las estaciones disponibles para un terremoto
#a partir de la componente horizontales de aceleración
#Deben estar corregidos
#M. Carranza, Noviembre 2013

#Lectura e Integración de los registros de aceleración
r *HHN* *HHE*
int
hp co 0.075
w append .vel

#guardado de los resultados en ficheros
saclst kstnm dist az mag evdp depmin depmax f *HHN*vel>PGV_NS.txt
saclst kstnm dist az mag evdp depmin depmax f *HHE*vel>PGV_EW.txt
```

Ajuste de las Correlaciones

P_d, P_v versus Magnitud

En primer lugar es necesario determinar la atenuación con la distancia. Para ello, a partir de todos los datos de P_d (P_v), se realiza una regresión lineal de P_d (P_v) con respecto a la magnitud y la distancia R empleando el programa Excel. De esta forma se obtienen los coeficientes de las ecuaciones 2.8 y 2.11.

Posteriormente, aplicando las ecuaciones 2.9 y 2.12 se reduce P_d (P_v) a la distancia estándar ρ , para obtener los valores del pico de desplazamiento reducido P_d^p (P_v^p).

A continuación se representan gráficamente, utilizando el software KaleidaGraph, los valores de $\log P_d^p$ ($\log P_v^p$) frente a la magnitud del terremoto. El siguiente paso es obtener el valor promedio de $\log P_d^p$ ($\log P_v^p$) agrupando los datos en intervalos de magnitud 0.3M.

Por último los valores promedio de $\log P_d^p$ ($\log P_v^p$) se ajustan a una recta, pesando cada uno de ellos por la desviación estándar de la media correspondiente, utilizando esta herramienta del software KaleidaGraph. De este modo se obtienen las correlación entre P_d^p (P_v^p) y la magnitud del terremoto (ecuaciones 2.10 y 2.13).

P_d versus PGV

Utilizando el programa KaleidaGraph se representan todos los valores de PGV frente a los correspondientes valores de P_d en escala logarítmica. Posteriormente, mediante este software, se ajustan a una recta todos los valores del $\log PGV$ y $\log P_d$, obteniendo con ello directamente los coeficientes de la ecuación 2.20. En este caso no es necesario agrupar los valores en intervalos ni obtener valores promedio.

τ_c versus Magnitud:

Para determinar esta correlación se representan todos los valores de logaritmo de τ_c frente a la magnitud empleando KaleidaGraph.

A continuación se calcula el valor promedio de $\log \tau_c$ agrupando los datos en intervalos de magnitud 0.3M.

Por último, empleando este mismo software, se ajustan a una recta los valores promedio $\log \tau_c$ pesados por su correspondiente desviación estándar, obteniendo los coeficientes de la ecuación 2.7.

Mapas de intensidad

Como ejemplo se muestra el macro utilizado para generar el mapa de intensidad observada del terremoto de Lorca del 11/05/2011. En primer lugar, se aplica el comando *surface* a un archivo que contiene las coordenadas de longitud y latitud de la estación y su correspondiente valor de intensidad (*LorcapredGMPE.txt*), generando una malla que contiene los valores de intensidad promediados radialmente (*int.grd*). Con dicha malla se genera la paleta de colores (*color.cpt*) y se dibuja la imagen sobre el mapa base (*grdimage*). Sobre ello se superpone las líneas de costa y se da color al océano (*pscoast*), para ocultar las intensidades que se promedian en las superficies marinas. Por último se representan el epicentro y las estaciones con su correspondiente texto indicando el valor de intensidad (*psxy/pstext*).

```
gmtset HEADER_FONT_SIZE 12 PLOT_DEGREE_FORMAT -D DEGREE_FORMAT 1
psbasemap -JM20c -R-11.75/1/33/44 -Bf1a2/f1a2WESN:."Predicted Intensity
GMPE 2011-LORCA": -K>GMPELORCA.ps
surface LorcapredGMPE.txt -I5c -L10 -R-11.75/1/33/44 -T0.8 -C0.5 -
Gint.grd
grd2cpt int.grd -Z -R-9/0/33/44 -Cseis -I -S0/9/0.1>color.cpt
grdimage int.grd -Bf1a2/f1a2WESN -R-11.75/1/33/44 -JM20c -O -K -
Ccolor.cpt>>GMPELORCA.ps
pscoast -JM20c -R-11.75/1/33/44 -Dh -A500 -S210/245/245 -K -
O>>GMPELORCA.ps
psxy -R -J Lorca.txt -W0.05c0/0/255 -Sa -G0/0/0 -L -O -K>>GMPELORCA.ps
psxy -R -J stations.txt -W0.05c0/0/255 -St -G0/0/0 -L -O -K>>GMPELORCA.ps
pstext -R -J LorcaIGMPEname.txt -G0/0/0 -D0.28 -K -O>>GMPELORCA.ps
psscale -Ccolor.cpt -D9.4i/3.75i/4.5c/1.2c -O>>GMPELORCA.ps
ggv GMPELORCA.ps
```

Ventana temporal variable

El estudio de la variación de P_d en ventanas PTW progresivamente extendidas 0.02s debe evitar la inclusión de la onda S. Por ello, la longitud de PTW máxima posible depende del tiempo de llegada de la onda S (T_s). Para se utiliza una expresión teórica del tipo:

$$T_s^t = a \cdot R + T_p \quad (\text{IV.1})$$

dónde T_p es el tiempo de llegada de la onda P, R es la distancia epicentral y T_s^t indica el tiempo teórico de llegada de la onda S. Para determinar el coeficiente a de ésta expresión, previamente

se calcular la diferencia de tiempos entre la onda S y la onda P ($T_s - T_p$) de manera empírica sobre los sismogramas, y relacionarla con la distancia R. Tras realizar la representación de ($T_s - T_p$) frente a R utilizando el software KaleidaGraph, se ajusta a una recta que pase obligatoriamente por el 0, de forma que se obtiene la pendiente a de la ecuación IV.1.

Por lo tanto la PTW, para ser analizada, debe cumplir:

$$PTW < T_s^t \quad (\text{IV.2})$$

El programa ptw, o en su caso ptw_vel, obtiene los valores P_d (P_v) en las sucesivas PTW, deteniéndose en caso de superar el valor T_s^t . El programa ptw (ptw_vel) crea tantos archivos de salida como ventanas de tiempo analizadas. Estos archivos son procesados posteriormente con el programa ptwPD (o ptwPV en su caso) llevando a cabo la reducción a la distancia estándar y obteniendo el valor promedio de P_d^p (P_v^p) para cada PTW. Con este programa se obtiene las curvas de $\log P_d^p$ ($\log P_v^p$) en función de PTW.

A continuación, se utiliza el programa fit_cornerPTW_3piecewise sobre los archivos de salida del programa ptwPD para ajustar éstas curvas al modelo propuesto por Colombelli *et al.*, (2014). Este programa proporciona como salida los valores T1, B1, T2, B2 y PL (figura 2.9). Por último estos parámetros se relacionan con la magnitud del terremoto correspondiente representándolos gráficamente con el software KaleidaGraph.

Anexo V

Respuesta instrumental

En este anexo se incluye la sensibilidad (D_S) de todos los instrumentos de banda ancha y velocidad que se han utilizado. Estos valores se utilizan para convertir los registros de velocidad que están en cuentas a unidades del sistema internacional (m/s en caso de velocidad). Como el valor de D_S varía con la fecha, se incluye el periodo de validez.

Tabla V.1- D_S en las estaciones utilizadas según la componente. Las unidades son (m/s)/cuentas

Estación	Fecha	D_S Z (m/s)/cuentas	D_S (E) (m/s)/cuentas	D_S (N) (m/s)/cuentas
ACBG	298/2001-034/2003	7.866000E08	7.866000E08	7.866000E08
ACLR	298/2001-184/2004	7.866000E08	7.866000E08	7.866000E08
AFON	358/2008-336/2011	6.212000E08	6.212000E08	6.212000E08
	336/2011-Actualidad	1.553000E09	1.553000E09	1.553000E09
ALB	304/2001-175/2004	7.866000E08	7.866000E08	7.866000E08
ARNO	153/2015- Actualidad	2.516580E09	2.516580E09	2.516580E09
AVE	001/2006- Actualidad	5.880000E08	5.880000E08	5.880000E08
CART	041/2011- Actualidad	2.516580E09	2.516580E09	2.516580E09
CEU	287/2009- Actualidad	6.354500E08	6.419700E08	6.476100E08
CFS	304/2001-154/2004	7.866000E08	7.866000E08	7.866000E08
EADA	354/2001-029/2002	6.370680E08	6.356320E08	6.403260E08
	030/2002-037/2003	6.436430E08	6.435240E08	6.416800E08
	038/2003-282/2003	6.469740E08	6.438640E08	6.437940E08
	282/2003- Actualidad	6.362770E08	6.409300E08	6.348680E08
EALB	100/2001-171/2006	6.289600E08	6.406400E08	6.379010E08
	171/2006- 105/2004	5.992000E08	6.064000E08	6.064000E08
EARA	186/2005-059-2007	5.984000E08	5.984000E08	6.016000E08
	060/2007-162/2008	5.952000E08	5.960000E08	5.976000E08
	163/2008-132/2009	6.000000E08	6.008000E08	6.000000E08
	133/2009- Actualidad	5.968000E08	5.936000E08	5.888000E08
EBAD	336/2000-105/2004	6.268890E08	6.294160E08	6.302560E08
	105/2004- Actualidad	5.976000E08	6.000000E08	6.080000E08
EBEN	272/2001-099/2002	6.329190E08	6.396850E08	6.407180E08
	100/2002-322/2004	6.337680E08	6.405340E08	6.322320E08
	323/2004-313/2005	6.295260E08	6.295040E08	6.305350E08
	314/2005-278/2007	6.337680E08	6.405340E08	6.322320E08
	279/2007-041/2009	6.329000E08	6.354000E08	6.424000E08

	041/2009- Actualidad	6.275200E08	6.334560E08	6.309120E08
EBER	171/2001-056/2004	6.123710E08	5.521380E08	6.138560E08
	057/2004-018/2007	6.198290E08	5.543500E08	6.187040E08
	019/2007- Actualidad	6.289000E08	5.608000E08	6.252000E08
EBIE	311/2001-205/2008	6.335280E08	6.392400E08	6.400900E08
	205/2008- Actualidad	6.251480E08	6.333600E08	6.372200E08
ECAB	086/2007-195/2009	1.244400E09	1.259420E09	1.248040E09
	195/2009-052/2011	6.029200E08	6.083200E08	6.089600E08
	052/2011- Actualidad	5.944000E08	6.016000E08	6.016000E08
ECAL	022/2002-041/2002	6.194720E08	6.274470E08	6.250480E08
	043/2002-356/2003	6.321320E08	6.410500E08	6.351970E08
	357/2003-250/2004	6.279120E08	6.359490E08	6.326600E08
	251/2004- Actualidad	6.333000E08	6.354000E08	6.356000E08
ECEU	101/2007-170/2008	6.212970E08	6.264480E08	6.286310E08
	171/2008- Actualidad	6.263000E08	6.273000E08	6.329000E08
ECHE	174/2012- Actualidad	4.804000E08	4.804000E08	4.804000E08
EGOR	034/2011- Actualidad	6.055850E08	6.064390E08	6.104920E08
EGRO	347/2001-127/2008	6.317950E08	6.356780E08	6.368720E08
	128/2008- Actualidad	6.052000E08	6.000000E08	6.067200E08
EIBI	187/2001-212/2003	6.365710E08	6.374290E08	6.387940E08
	213/2003-167/2005	6.238730E08	6.315190E08	6.303560E08
	168/2005-117/2011	6.290000E08	6.298000E08	6.320000E08
	118/2011- Actualidad	6.213810E08	6.247350E08	6.303120E08
EJON	081/2002-072/2003	6.266400E08	6.232800E08	6.182400E08
	073/2003-204/2008	6.258000E08	6.225000E08	6.174000E08
	205/2008- Actualidad	6.234720E08	6.234720E08	6.276620E08
ELGU	299/2011- Actualidad	5.968000E08	5.944000E08	6.016000E08
ELOB	129/2001-217/2003	6.425510E08	6.392620E08	6.395220E08
	218/2003- Actualidad	6.016000E08	6.040000E08	6.056000E08
ELUQ	299/2001-165/2004	7.866000E08	7.866000E08	7.866000E08
EMAL	351/1999- Actualidad	6.354500E08	6.419700E08	6.476100E08
EMIJ	184//2004- Actualidad	6.050000E08	6.050000E08	6.102000E08
EMIN	333/2001-168/2003	6.385280E08	6.457570E08	6.437510E08
	169/2003- Actualidad	6.287000E08	6.316000E08	6.283000E08
EMLI	172/2002-062/2009	7.739910E08	7.792340E08	7.878620E08
	063/2009- Actualidad	6.281600E08	7.792340E08	7.878620E08
EMOS	068/2001- Actualidad	6.415560E08	6.393920E08	6.395760E08
EMUR	185/2001-009/2004	6.426170E08	6.378790E08	6.444720E08
	010/2004-298/2007	6.347990E08	6.372070E08	6.796500E08
	299/2007-189/2008	6.379000E08	6.350140E08	6.450000E08
	190/2008- Actualidad	6.217960E08	6.217960E08	6.226340E08
ENIJ	195/2010- Actualidad	5.904000E08	5.944000E08	6.008000E08
EORO	117/2007-107/2011	4.586100E08	4.612120E08	4.647060E08
	108/2011- Actualidad	6.068000E08	6.032000E08	6.008000E08
EPAB	304/2000-305/2002	8.685000E08	8.632100E08	8.752200E08
EPLA	150/2008- Actualidad	8.252000E08	7.964000E08	8.224000E08
EPOB	264/2001-261/2002	6.306580E08	6.427840E08	6.352040E08
	262/2002-185/2006	6.288200E08	6.346000E08	6.341790E08
	186/2006-009/2007	5.968000E08	5.992000E08	6.056000E08
	010/2007- Actualidad	5.976000E08	6.040000E08	5.960000E08

EQES	170/2001-146/2006	6.254910E08	6.357310E08	6.328950E08
	147/2006- Actualidad	5.984000E08	6.040000E08	6.000000E08
EQTA	215/2005- Actualidad	6.382000E08	6.388000E08	6.381000E08
ERTA	298/2000-190/2002	6.303370E08	6.336730E08	6.255710E08
	191/2002-072/2003	6.221640E08	6.246600E08	6.249900E08
	073/2003-224/2005	6.339230E08	6.360080E08	6.295550E08
	225/2005-280/2005	6.246660E08	6.321720E08	6.291400E08
	281/2005-332/2005	6.288360E08	6.313380E08	6.249900E08
	333/2005-187/2006	6.213500E08	6.313380E08	6.266500E08
	188/2006-246/2009	6.209000E08	6.226000E08	6.248000E08
	247/2009- Actualidad	6.371760E08	6.221640E08	6.208040E08
ESAC	298/2000-071/2003	6.281600E08	6.289920E08	6.259970E08
	072/2003-194/2006	6.165120E08	6.190080E08	6.198400E08
	195/2006-220-2006	6.198400E08	6.281600E08	6.248320E08
	221/2006-144/2007	6.277320E08	6.262480E08	6.241200E08
	145/2007-171/2007	6.158600E08	6.143760E08	6.137180E08
	172/2007-206/2007	6.208400E08	6.226560E08	6.219780E08
	207/2007- Actualidad	6.333000E08	6.354000E08	6.325000E08
ESPR	176/2002-339/2008	6.266400E08	6.331840E08	6.300000E08
	340/2008-014/2019	6.406070E08	6.396800E08	6.476830E08
	020/2019-237/2019	6.406070E08	6.396800E08	6.476830E08
	238/2019- Actualidad	6.249600E08	6.308400E08	6.291600E08
ETOB	271/200-292/2006	6.567400E08	6.344670E08	6.398920E08
	293/2006- Actualidad	5.960000E08	6.056000E08	6.040000E08
ETOS	143/2002-297/2006	6.354460E08	6.324830E08	6.307820E08
	298/2006- Actualidad	6.233000E08	6.258000E08	6.250000E08
EVO	001/2006- Actualidad	5.880000E08	5.880000E08	5.880000E08
GUD	165/2008-270/2011	6.256250E08	6.269930E08	5.968040E08
	271/2011- Actualidad	5.439330E08	5.437430E08	5.441230E08
IELO	200/2008- Actualidad	1.856970E09	1.852880E09	1.877990E09
IFR	150/2007- Actualidad	5.880000E08	5.880000E08	5.880000E08
LIJA	296/2001-156/2004	7.866000E08	7.866000E08	7.866000E08
MAHO	001/2006- Actualidad	5.880000E08	5.880000E08	5.880000E08
MELI	351/1999- Actualidad	6.354500E08	6.419700E08	6.476100E08
ORGV	297/2001-176/2003	7.866000E08	7.866000E08	7.866000E08
PAB	226/2009- Actualidad	3.402750E10	3.350410E10	3.314500E10
PBAR	135/2009- Actualidad	6.149500E08	6.114930E08	6.130840E08
PBDV	086/2009- Actualidad	4.747660E08	4.611560E08	4.523220E08
PCVE	344/2007- Actualidad	6.128430E08	6.147170E08	6.091280E08
PESTR	058/2007- Actualidad	9.296830E08	9.310560E08	9.434670E08
PFVI	001/2007- Actualidad	4.607720E08	4.605300E08	4.637860E08
PMAFR	182/2006- Actualidad	6.291470E08	6.291470E08	6.291470E08
PMRV	269/2008- Actualidad	9.282360E08	9.231250E08	9.125970E08
PNCL	270/2008- Actualidad	5.984440E08	6.061370E08	6.141450E08
PVAQ	357/2006- Actualidad	9.238890E08	9.192050E08	9.349590E08
PVLZ	342/2004- Actualidad	5.880000E08	5.880000E08	5.880000E08
RETOR	347/2005-170/2010	6.316200E08	6.235200E08	6.330600E08
	171/2010-308/2010	8.328000E08	7.960000E08	7.972000E08
	309/2010-194/2011	6.316200E08	6.235200E08	6.330600E08
	195/2011- Actualidad	6.325110E08	6.261740E08	6.207320E08

SFS	302/2001- Actualidad	6.150000E08	6.150000E08	6.150000E08
UCM	173/2010- Actualidad	5.880000E08	5.880000E08	5.880000E08
VLZ	304/2001-342/2004	7.866000E08	7.866000E08	7.866000E08
YARA	335/2009- Actualidad	1.878900E09	1.870810E09	1.852640E09

Anexo VI

Base de datos para homogeneizar las magnitudes

Listado de Terremotos empleados en el análisis de la homogeneidad de las magnitudes del catálogo del Instituto Geográfico Nacional. Se muestra la fecha, latitud y longitud del epicentro. En la cuarta columna se muestra la M_w calculada a partir del momento sísmico escalar por varios autores (Mancilla *et al.*, 2002; Buforn *et al.*, 2005; Rueda y Mézcua, 2005; Akoglu *et al.*, 2006; Cesca *et al.*, 2006; Fernández-Ibáñez *et al.*, 2007; Grandin *et al.*, 2007; Stich *et al.*, 2010; Cabañas *et al.*, 2011; Pro *et al.*, 2013; Domingues *et al.*, 2013). El resto de columnas muestran la magnitud que aparece en el catálogo del Instituto Geográfico Nacional (M_c).

Tabla VI.1- Listado de los terremotos, magnitud M_w y magnitud catálogo IGN (M_c)

FECHA	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	M_w	$M_c=mb_{(V-C)}$	$M_c=mb_{Lg(L)}$	$M_c=M_w$
23/08/2000	35.51	-1.58	4.0	4.5		
04/02/2002	37.09	-2.55	4.7; 4.6			4.6
28/03/2002	37.99	-9.36	3.8		3.6	
27/06/2002	35.63	-4.03	3.8		3.4	
06/07/2002	35.63	-3.92	4.2		3.8	
06/08/2002	37.54	-1.50	4.6; 5.0; 4.5			5
07/08/2002	37.85	-1.82	3.5		3	
07/08/2002	37.87	-1.84	4.0			3.9
24/08/2002	36.46	-4.56	4.2	4.8		
15/09/2002	37.16	-5.27	4.1		3.7	
10/12/2002	36.19	-7.47	5.0; 4.8			4.6
11/12/2002	43.05	-0.32	3.7		3.6	

12/12/2002	43.02	-0.36	4.0	4.1	
12/01/2003	41.53	-6.00	3.8	4.2	
23/01/2003	41.54	-6.01	4.2; 3.9	4.4	
24/01/2003	37.74	-4.70	4.2; 4.4		4.4
15/02/2003	35.58	-3.83	4.0	3.1	
18/02/2003	35.84	-3.53	4.9		4.9
18/02/2003	35.67	-3.61	3.9	3.8	
19/02/2003	35.73	-3.49	4.0; 4.2		4.2
21/02/2003	35.69	-3.62	4.2; 4.4		4.4
21/02/2003	35.69	-3.60	3.8; 3.9	3.4	
22/02/2003	35.70	-3.55	3.7	3.3	
09/04/2003	37.87	-1.82	3.5	3.0	
18/07/2003	36.97	-6.57	4.0	3.7	
25/07/2003	36.90	-5.56	3.5	3.5	
29/07/2003	35.69	-10.56	5.3		5.3
10/09/2003	37.11	-3.79	3.8	3.6	
16/09/2003	39.39	0.02	4.0	4.2	
16/09/2003	39.39	0.02	3.3	3	
21/09/2003	39.39	0.04	4.1	4.3	
21/09/2003	39.41	0.01	4.2		4.2
30/10/2003	37.76	-2.07	3.5	3.1	
16/11/2003	37.53	-2.65	4.1; 4.0		4.0
24/02/2004	35.14	-4.00	6.3; 6.5		6.2
24/02/2004	35.17	-4.08	4.3	4.9	
24/02/2004	35.05	-4.08	4.1	4.5	
24/02/2004	35.07	-3.91	4.0	4.6	
24/02/2004	35.11	-3.95	4.0	4.7	
25/02/2004	35.12	-3.93	4.4	5.1	
25/02/2004	35.05	-3.86	5.2	5.2	
25/02/2004	35.17	-3.94	4.0	4.5	

26/02/2004	35.19	-4.06	4.9		4.8
27/02/2004	35.13	-3.99	4.4		4.3
27/02/2004	35.13	-3.96	4.3	5.1	
27/02/2004	35.18	-3.92	4.5		4.5
28/02/2004	35.02	-4.01	4.2		4.2
02/03/2004	35.14	-3.87	4.4		4.4
07/03/2004	35.06	-4.01	5.0		5
10/03/2004	34.91	-4.08	4.0	4.8	
12/03/2004	34.92	-4.05	4.9		4.8
15/03/2004	35.11	-4.20	3.9		3.9
20/03/2004	35.00	-4.15	4.5		4.5
24/03/2004	36.01	-8.71	3.8	5	
01/04/2004	35.09	-4.09	4.0	4.3	
06/04/2004	35.05	-4.11	4.2		4.2
16/04/2004	37.67	-1.38	3.9		3.8
20/06/2004	34.94	-3.88	4.3; 3.9		4.3
10/07/2004	35.16	-4.07	3.7	4.4	
14/08/2004	34.87	-3.89	3.8	4.1	
18/09/2004	42.77	-1.49	4.5		4.5
30/09/2004	42.86	-1.53	4.0		4
10/10/2004	35.07	-4.06	4.0		3.9
02/12/2004	34.95	-2.96	4.9		4.9
04/12/2004	34.99	-3.00	5.1		5
09/12/2004	34.97	-3.08	4.5		4.5
13/12/2004	36.25	-9.98	4.8		4.9
03/01/2005	36.68	-7.55	3.9		4
29/01/2005	37.88	-1.78	4.7; 4.8		4.8
01/02/2005	38.02	-1.70	3.6		3.4
03/02/2005	37.82	-1.79	3.8; 4.2		4.3
04/02/2005	37.82	-1.80	3.9		4

20/02/2005	38.02	-6.01	3.7		3.9
22/03/2005	34.93	-2.98	4.4		4.4
30/06/2005	36.68	-1.57	3.8		3.8
2005/07/02	35.72	-3.54	4.2		4.1
2005/07/06	35.71	-3.53	3.9		3.9
2005/07/19	36.26	-11.53	4.5		4.6
2005/08/29	36.59	-11.19	4.6	5.3	
2005/10/24	35.13	-4.02	3.8		3.4
2005/12/01	40.06	-8.61	3.5		3.9
2005/12/29	38.88	-8.23	3.5		4
2005/12/29	38.88	-8.23	3.7		4.4
2006/01/10	36.15	-7.71	3.7	5.1	
2006/01/22	38.51	-6.56	3.7		4
2006/01/30	35.06	-4.01	4.2		4.2
2006/03/08	37.71	-1.61	3.5		3.5
2006/03/10	40.02	-1.25	4.3		4.3
2006/03/11	36.87	-4.98	3.9		4.4
2006/03/26	36.83	-5.04	3.7		3.5
2006/04/05	38.17	-1.08	3.7		3.7
2006/04/15	39.30	-9.17	3.6		3.5
2006/04/23	43.66	-9.03	4.2		4.3
2006/06/10	42.44	-6.48	4.1		4.1
2006/06/21	35.93	-10.47	4.7; 4.6		4.9
2006/07/07	35.40	-9.57	3.8		4.4
2006/08/10	35.50	-9.91	4.4	5.4	
2007/01/02	37.11	-5.39	3.6		3.6
2007/01/02	37.16	-5.33	3.6		3.6
2007/01/04	37.19	-3.77	3.7		3.8
2007/02/12	35.90	-10.31	6.0; 5.9		6.1
2007/04/10	36.93	- 8.86	3.6		3.6

2007/06/09	37.06	-3.63	3.4		3.3
2007/06/30	37.07	-5.44	4.4		4.4
2007/06/30	37.08	-5.42	3.6		3.6
2007/07/01	36.55	-12.06	4.5	5.8	
2007/08/11	33.19	-5.31	4.7	5.3	
2007/08/12	39.35	-2.99	4.7		4.7
2007/09/03	37.32	-1.88	3.4		3.1
2007/09/08	35.68	-3.49	4.4		4.4
2007/09/14	37.08	-5.47	3.6		3.5
2007/09/14	37.08	-5.47	3.6		3.6
2007/09/18	37.01	-5.43	3.9		3.9
2007/10/01	37.05	-3.93	3.5		3.3
2007/11/06	35.92	-9.07	3.5		3.5
2008/01/09	35.64	-0.64	4.7	5	
2008/01/11	36.49	-9.99	4.5;4.9		4.4
2008/02/06	36.99	-2.20	4.2		4.3
2008/02/25	42.62	-9.22	3.5		3.6
2008/03/02	37.95	-0.90	3.5		3.2
2008/04/14	37.3	-9.31	3.6		3.6
2008/04/28	39.71	-3.46	3.6		4.1
2008/04/30	38.15	-1.70	3.4		3.3
2008/05/10	35.97	-10.77	3.9	5.1	
2008/05/18	43.10	-0.12	3.8		3.9
2008/06/06	35.88	-0.69	5.5		5.5
2008/06/06	35.83	-0.63	4.2		3.9
2008/06/15	39.02	-0.42	3.3		3.3
2008/07/17	36.24	-9.89	3.9	4.8	
2008/07/21	39.01	-0.42	3.7		3.6
2008/07/24	35.64	-0.98	4.4		4.3
2008/09/14	38.27	-0.90	3.7		3.6

2008/10/02	37.04	-5.42	4.5; 4.6		4.7
2008/10/02	37.02	-5.43	3.9		3.9
2008/10/02	37.06	-5.43	3.4		3.6
2008/10/02	37.06	-5.40	3.2		3.2
2008/10/08	37.06	-5.41	3.5		3.5
2008/10/20	36.49	-2.57	3.7		3.5
2008/10/21	36.47	-2.56	4.3		4.3
2008/10/21	36.47	-2.59	4.3		4.2
2008/10/21	36.47	-2.52	3.8		3.8
2008/10/26	36.47	-2.57	4.0		4
2008/11/07	36.47	-2.57	4.4		4.4
2009/02/17	38.07	- 8.57	3.4		3.7
2009/05/22	36.86	- 9.67	3.3	5	
2009/07/05	36.04	- 10.44	4.1		4.6
2009/09/05	36.69	- 12.71	4.0	5.2	
2009/12/17	36.51	-9.9	5.5; 5.7		5.5
2010/03/31	36.76	- 9.76	3.7		3.9
2010/04/22	35.32	- 6.32	3.9	5.1	
2010/07/23	35.93	- 10.34	3.9		3.9
2010/07/25	36.23	- 7.71	3.8		3.9
2011/05/11	37.70	-1.68	4.5		4.5
2011/05/11	37.69	-1.68	5.1		5.1

Anexo VII

Valor de P_d y τ_c en cada estación

Análisis de las correlaciones para cada estación por separado. Se muestra aquellas con un número mayor de 10 terremotos registrados y que no están incluidas en el texto principal. Al final a modo de resumen se muestra una tabla con el promedio del error relativo y la desviación estándar para todas las estaciones analizadas.

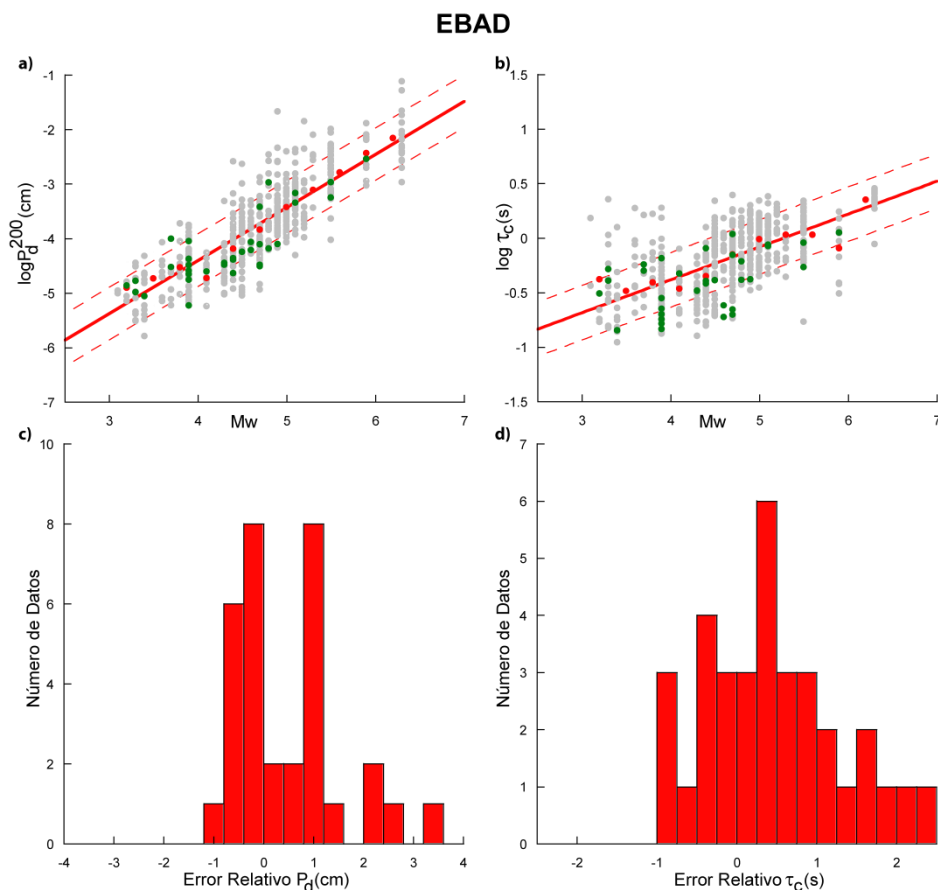


Figura VI.1: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w b) Logaritmo de τ_c frente a M_w . verde - valores de la estación EBAD. c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

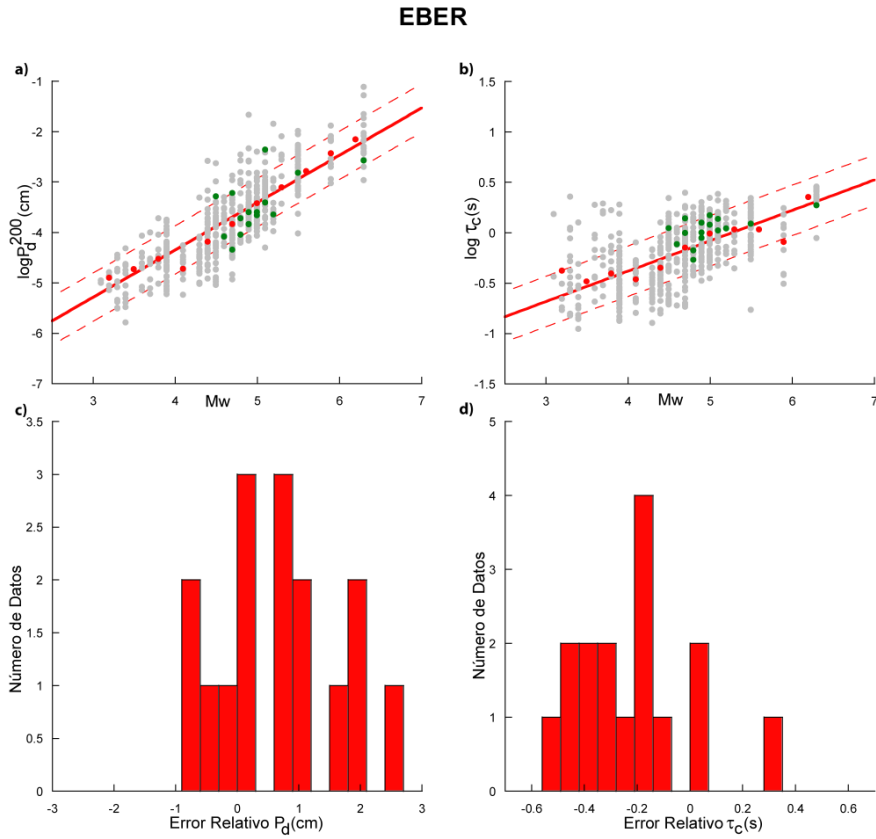


Figura VI.2: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w b) Logaritmo de τ_c frente a M_w . verde - valores de la estación EBER. c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

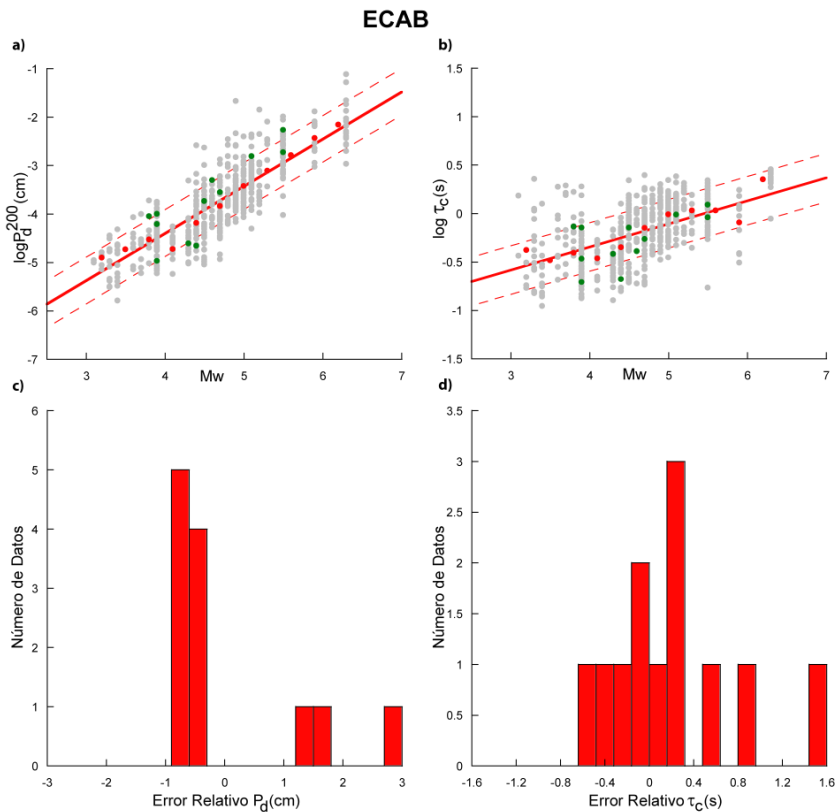


Figura VI.3: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w b) Logaritmo de τ_c frente a M_w . verde - valores de la estación ECAB. c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

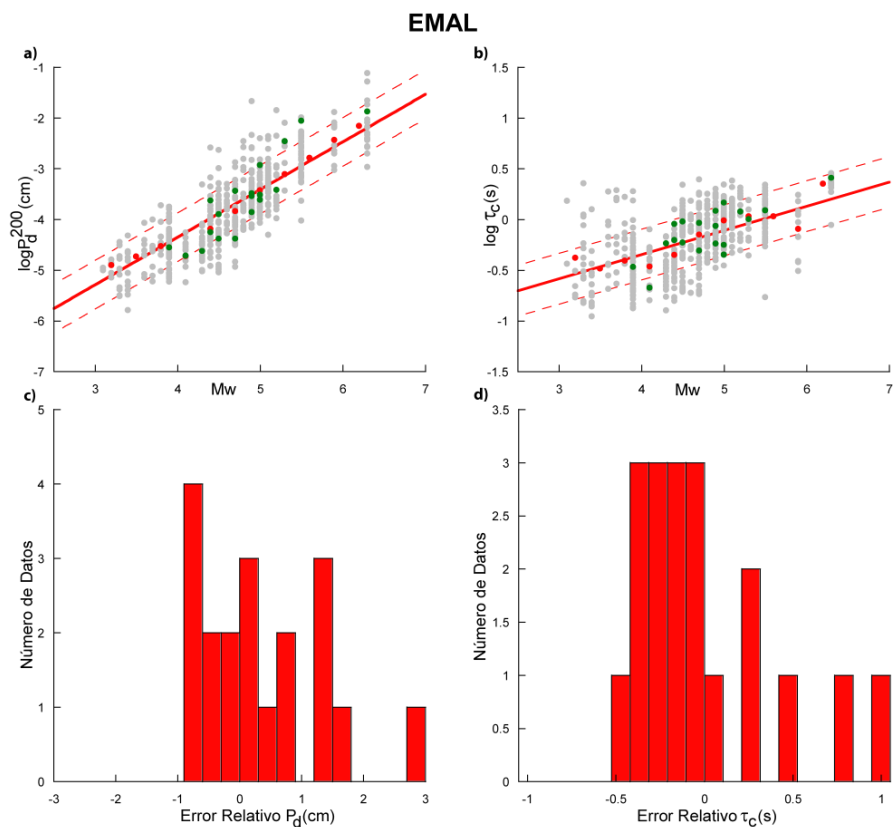


Figura VI.4: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w b) Logaritmo de τ_c frente a M_w . verde - valores de la estación EMAL. c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

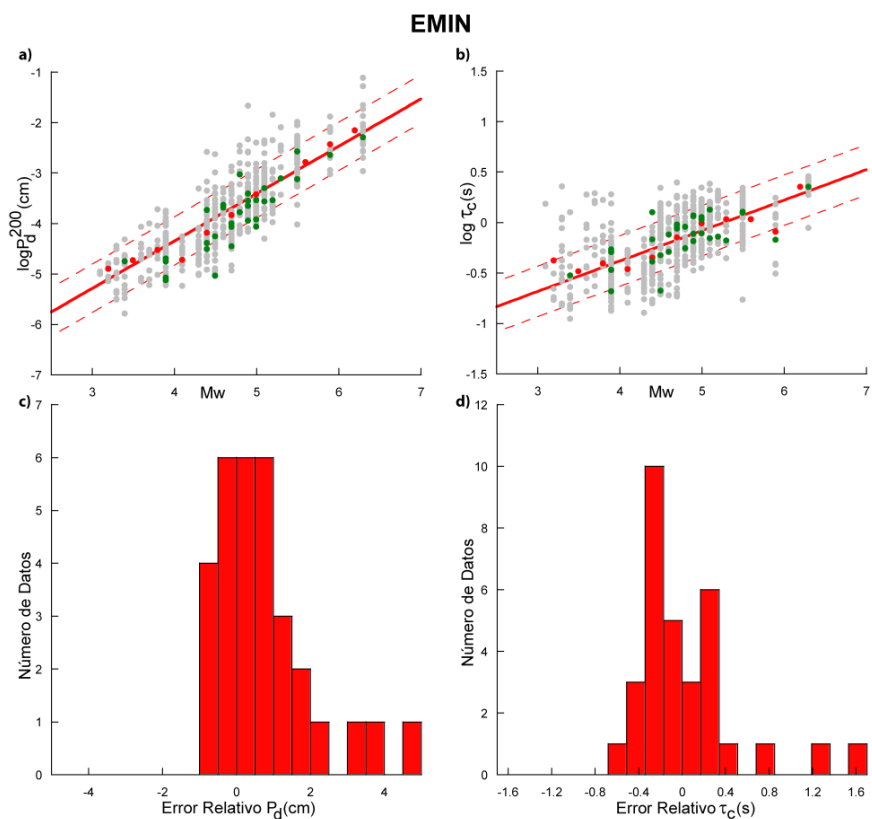


Figura VI.5: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w b) Logaritmo de τ_c frente a M_w . verde - valores de la estación EMIN. c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

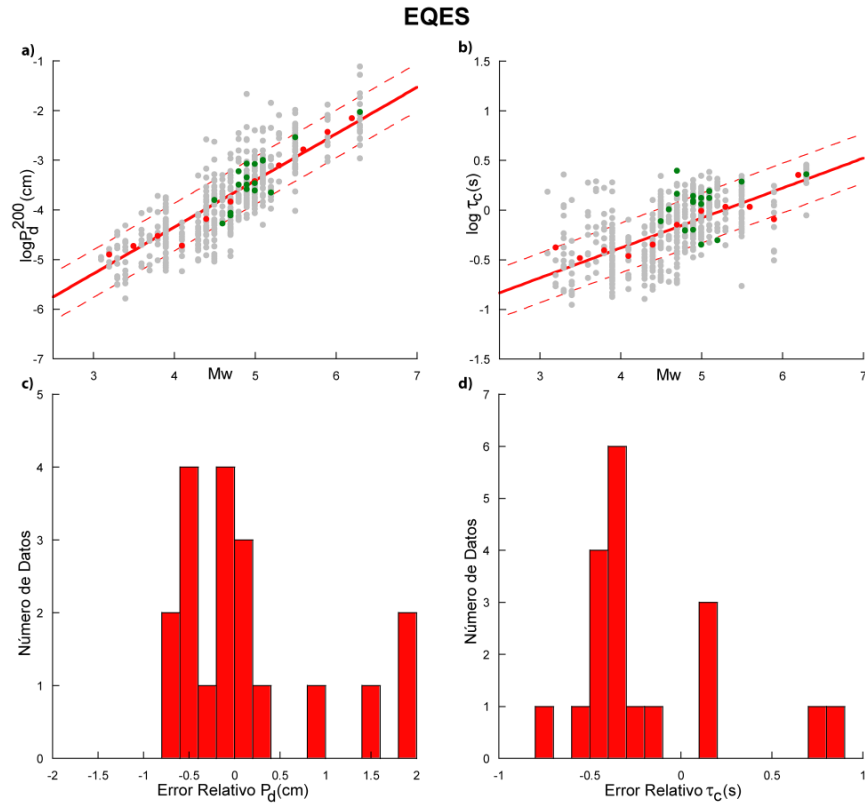


Figura VI.6: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w b) Logaritmo de τ_c frente a M_w . verde - valores de la estación EQES. c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

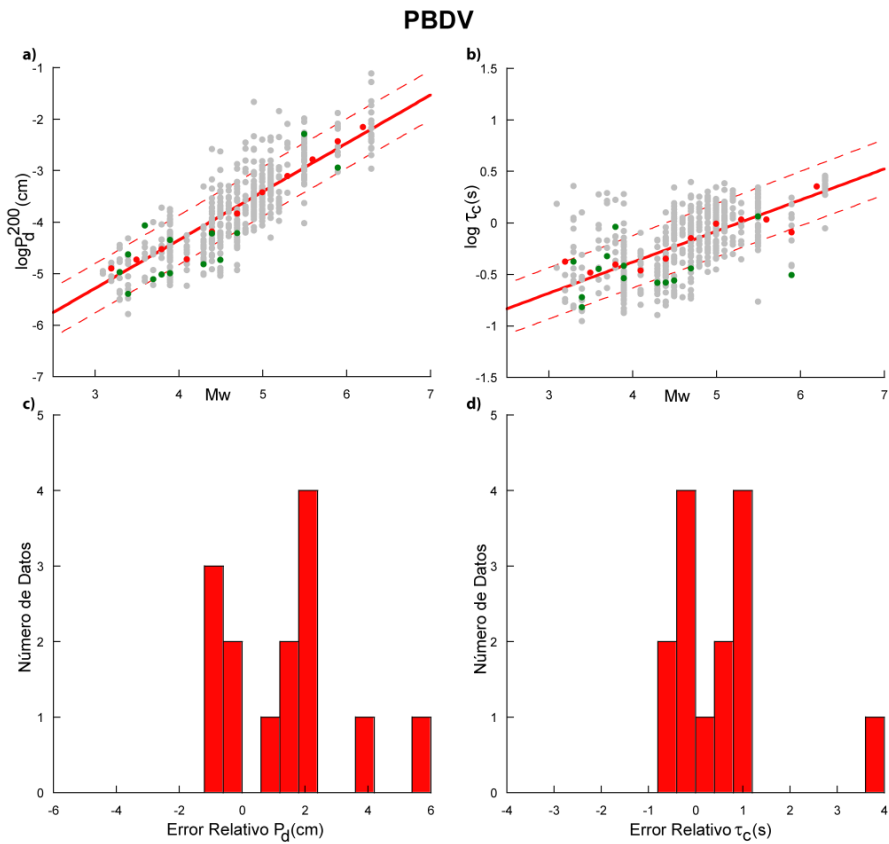


Figura VI.7: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w b) Logaritmo de τ_c frente a M_w . verde - valores de la estación PBDV. c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

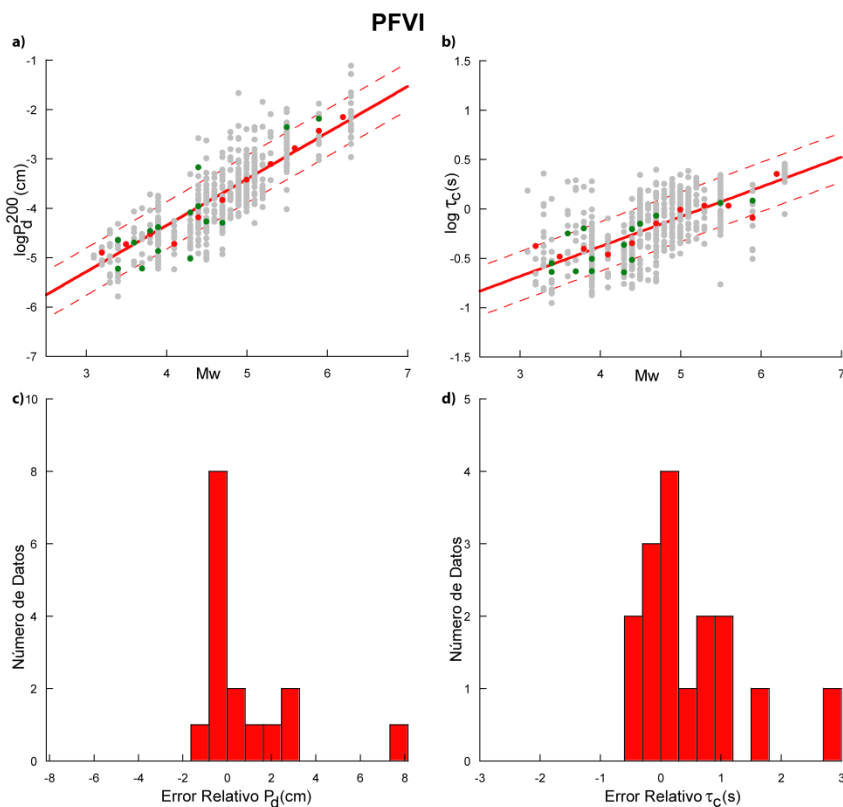


Figura VI.8: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w b) Logaritmo de τ_c frente a M_w . verde - valores de la estación PFVI. c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

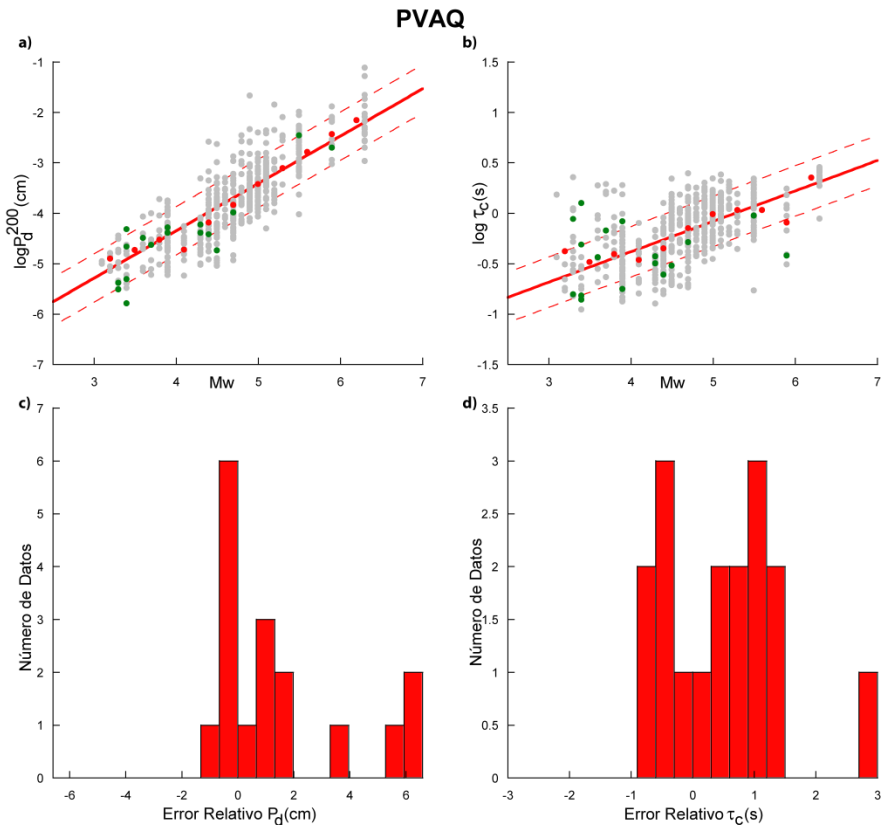


Figura VI.9: a) Logaritmo de P_d^{200} frente a M_w b) Logaritmo de τ_c frente a M_w . verde - valores de la estación PVAQ. c) Error relativo de P_d^{200} y d) Error relativo de τ_c .

Tabla VII.1.- Promedio del error relativo de los parámetros P_d y τ_c y desviación estándar, para las estaciones analizadas.

ESTACIÓN	NºDatos	$\mu(\tau_c)$	$\mu(P_d)$	$\sigma^2(\tau_c)$	$\sigma^2(P_d)$
EADA	30	-0.141	0.275	0.190	3.649
EBAD	34	0.451	0.959	0.680	3.736
EBER	16	-0.224	-0.396	0.050	0.638
ECAB	12	0.195	0.418	0.334	4.125
EGRO	45	0.407	0.645	0.559	2.017
EMAL	19	-0.005	0.139	0.166	2.267
EMIJ	21	-0.144	1.202	0.080	5.57
EMIN	33	0.037	0.518	0.228	2.043
EQES	18	-0.176	-0.570	0.190	0.523
ESPR	43	0.349	-0.042	0.509	1.583
EVO	15	1.468	2.092	2.209	22.645
PBDV	14	0.536	0.841	1.194	2.469
PFVI	16	0.531	0.137	0.793	1.584
PVAQ	17	0.618	1.054	1.199	3.982

Anexo VIII

Configuración de PRESTo

Listado de parámetros de configuración del software PRESTo para su funcionamiento en la región Ibero-Mogrebí

File params.txt

```
# Parameters suitable for the WM&IGN Networks

# Simulation

simulation_speed          5
simulation_movie_period   0
simulation_write_displacement 0
simulation_lag_mean       0
simulation_lag_sigma      0

# Debug (Simulation Only)

debug_gaps_duration       0
debug_gaps_period        0

# Debug

debug_save_rtloc         0

# SeedLink (Real Time)

slink_timeout_secs       60
slink_delay_secs         10
slink_keepalive_secs     0
slink_log_verbosity      0

# Display

display_heli_max_num     40
display_heli_min_accel   0.001
display_heli_min_vel     0.0001
display_heli_lag_threshold 20
display_heli_secs        60
display_heli_width       0.245
display_map_fixed_size   1
display_map_station_scale 0.8
display_map_pdz_opacity  0.2

240
```

```
display_heli_show_mag      1
display_show_onsite       1
display_real_quake        0

# Waveform

waveform_rmean_secs       30.0
waveform_clipping_secs    30.0
waveform_min_snr          5

# Picker

picker_filterWindow       0.5
picker_longTermWindow     5.0
picker_threshold1         9.0
picker_threshold2         12.0
picker_tUpEvent           0.5

# Binder

binder_stations_for_coincidence 5
binder_secs_for_coincidence     45.0
binder_secs_for_association     180.0
binder_quakes_life              40.0
binder_quakes_separation        200.0

binder_apparent_vel_min        3.0
binder_apparent_vel_max        20
binder_apparent_vel_stations_spacing 300
binder_apparent_vel_max_distance 1100

# Locate

locate_ignore_error  0

locate_force_sac      0
locate_force_lon      -12345
locate_force_lat      -12345
locate_force_dep      -12345

locate_use_non_triggering_stations 0
locate_period                       1.0

# Magnitude

debug_save_rtmag      0
magnitude_max_value   9.0
magnitude_outlier_threshold 3.5

magnitude_low_fmin    1.0
magnitude_low_fmax    25

magnitude_high_threshold 5.0
magnitude_disp_ratio_threshold 1.5

magnitude_high_fmin    0.075
magnitude_high_fmax    5.0
```

```
magnitude_p_secs_short      2
magnitude_p_secs_long       4
magnitude_s_secs            2

magnitude_p_can_overlap_s   0
magnitude_peak_to_peak      0

magnitude_secs_before_window 7

# On-Site

onsite_p_secs                3.0

onsite_low_fmin              1.0
onsite_low_fmax              1000.0

onsite_disp_ratio_threshold 1.5

onsite_high_fmin             0.075
onsite_high_fmax             1000.0

onsite_disp_threshold        0.00002
onsite_tauc_threshold        0.55
onsite_vel_threshold         0.0001

onsite_all_picks             0

# Alarms

alarm_heartbeat_secs         60
alarm_during_simulation      0
alarm_max_period             1.0

# Latencies

latency_log_period_secs     86408
```

File config.txt

Screen size. screen_w / screen_h must equal 4/3 (1.3333). Try 0 / 0 for auto window size.

```
screen_w  0
screen_h  0

fullscreen 0
vsync      0
sound      1
```

File rtloc.txt

Travel time grids to load in memory (i.e. stations and targets)

STA AFON
STA UCM
STA CART
STA MAHO
STA EADA
STA EALB
STA EBAD
STA EBEN2
STA EBER
STA ECAB
STA ECEU
STA ECHE
STA EGRO
STA EIBI
STA ELGU
STA EMIJ
STA EMIN
STA EMLI
STA EMOS
STA EMUR
STA ENIJ
STA EPLA
STA EQES
STA EQTA
STA ESPR
STA ETOB
STA ETOS
STA EVO
STA GUD
STA RETOR
STA AVE
STA CEU
STA EMAL
STA IFR
STA PVLZ
STA MELI
STA SFS
STA PFVI
STA PVAQ

Targets

STA T_HUE
STA T_CAD
STA T_SEV
STA T_CEU
STA T_MEL

STA T_MAL
 STA T_MUR
 STA T_VAL
 STA T_ALI
 STA T_GRA
 STA T_COR
 STA T_ALM
 STA T_CAS
 STA T_ALB
 STA T_BAL
 STA T_BAD
 STA T_TOL
 STA T_JAE
 STA T_ALG
 STA T_CAC
 STA T_LOR
 STA T_MAD
 STA T_LIS
 STA T_SIN
 STA T_FAR
 STA T_EVO
 STA T_POR
 # Parameters

SUM 1
 POW 1
 SIGMA 0.5

SEARCH OCT 09 10 4 0.5 10000 1

PDFCUT 0.1

File rtmag.txt

```

# S: ML ISNet (Bobbio et al. 2009)
# P: derived from S, using theoretical peak scaling (Festa, not published)
#
# WIN COMP A dA B dB C dC SE Msat
#
# 2P ZNE -8.35 0.2 1.02 0.03 -1.70 0.08 0.2 6.5
# 4P ZNE -8.35 0.2 1.02 0.03 -1.70 0.08 0.2 10
# 2S ZNE -8.05 0.2 1.02 0.03 -1.70 0.08 0.2 10
# 2P ZNE -7.69 0.06 1.00 0.00 -1.89 0.03 0.2 6.5
# 4P ZNE -7.69 0.06 1.00 0.00 -1.89 0.03 0.2 10
# 2S ZNE -7.30 0.06 1.00 0.00 -1.80 0.03 0.2 10
#
# Gutenberg-Richter Beta
#
# GR 0
  
```

File stations.txt

```

# Por seguridad se ha sustituido las ip de conexión por #####
# Station information for Western Mediterranean Network and IGN Network.
# The conversion factor [(m/s^2)/counts] is logger/sensor, use 1/1 if SAC files are already in
m/s^2
#If sensitivity is know logger=1 sensor=sensitivity
#code  type  clip      logger(V/counts)      sensor(V/(m/s^2))      ip[:port]      net
[loc_code]channel (ZNE)
AFON VEL  7000000  1.0  1.5000e9  ##### ES  HHZ HHN HHE
UCM  VEL  7000000  1.0  5.8800e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
CART VEL  7000000  1.0  6.1759e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
MAHO VEL  7000000  1.0  6.5006e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
EADA VEL  7000000  1.0  6.3627e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EALB VEL  7000000  1.0  5.9920e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EBAD VEL  7000000  1.0  5.9760e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EBEN2 VEL 7000000  1.0  6.2752e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EBER VEL  7000000  1.0  6.2891e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
ECAB VEL  7000000  1.0  5.9990e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
ECEU VEL  7000000  1.0  6.2630e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
ECHE VEL  7000000  1.0  5.2141e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EGRO VEL  7000000  1.0  6.0520e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EIBI  VEL  7000000  1.0  6.2138e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
ELGU VEL  7000000  1.0  5.9680e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EMIJ VEL  7000000  1.0  6.0500e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EMIN VEL  7000000  1.0  6.2870e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EMLI VEL  7000000  1.0  6.2816e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EMOS VEL  7000000  1.0  6.4156e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EMUR VEL  7000000  1.0  6.3790e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
ENIJ VEL  7000000  1.0  5.9040e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EPLA VEL  7000000  1.0  8.2520e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EQES VEL  7000000  1.0  5.9840e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EQTA VEL  7000000  1.0  6.3820e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
ESPR VEL  7000000  1.0  6.2496e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
ETOB VEL  7000000  1.0  5.9600e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
ETOS VEL  7000000  1.0  6.2330e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
GUD  VEL  7000000  1.0  5.4393e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
RETOR VEL 7000000  1.0  6.3251e8  ##### ES  HHZ HHN HHE
EVO  VEL  7000000  1.0  5.8800e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
AVE  VEL  7000000  1.0  5.8800e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
CEU  VEL  7000000  1.0  7.8600e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
EMAL VEL  7000000  1.0  6.3545e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
IFR  VEL  7000000  1.0  5.8800e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
PVLZ VEL  7000000  1.0  5.8800e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
MELI VEL  7000000  1.0  6.3545e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
SFS  VEL  7000000  1.0  5.8800e8  ##### WM  HHZ HHN HHE
PFVI VEL  7000000  1.0  4.6077e8  ##### PM  HHZ HHN HHE
PVAQ VEL  7000000  1.0  9.2389e8  ##### PM  HHZ HHN HHE
#END

```

Anexo IX

Contribuciones científicas

Contribuciones científicas a las que ha dado lugar esta tesis, publicaciones en revistas del SCI, y estancias en instituciones extranjeras:

Publicaciones SCI:

- **Carranza, M.**, E. Buforn, A. Zollo (2015). Testing the Earthquake Early-Warning Parameter Correlations in the Southern Iberian Peninsula. *Pure Appl. Geophys.*, 172, Issue 9, 2435-2448, doi: 10.1007/s00024-015-1061-6
- Picozzi, M., S. Colombelli, A. Zollo, **M. Carranza**, E. Buforn (2015). A threshold based earthquake early warning system for offshore events in Southern Iberia. *Pure Appl. Geophys.*, 172, Issue 9, 2467-2480, doi: 10.1007/s00024-014-1009-2
- **Carranza, M.**, E. Buforn, S. Colombelli, A. Zollo (2013). Earthquake early warning for southern Iberia: A P wave threshold-based approach. *Geophys. Res. Lett.* 40, 4588–4593, doi: 10.1002/grl.50903.

Otras Publicaciones:

- E. Buforn, A. Pazos, A. Roca, **M. Carranza**, J. M. Dávila, A. Udías, A. Zollo, M. López and the ALERTES team (2016). ALERTES: An Earthquake Early Warning System for the Ibero-Maghrebian region. *ECGS & ESC/EAAE Joint Workshop Proceedings Book*, 31-40
- **Carranza M.**, E. Buforn, C. Pro, A. Zollo, A. Pazos, L. Lozano, F. Carrilho (2013). Estimation of Pd and τ_c Parameters for S. Vicente Cape and Gulf of Cadiz Earthquakes. *7AHPGG Proceedings Book*, S02, 171-174

Contribuciones a Congresos:

- **Carranza, M.,** E. Buforn, and A. Zollo (2016). Relación entre el Pico Inicial del Desplazamiento y la Ruptura del Terremoto. 9ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Madrid (España). 28-30 Junio 2016
- **Carranza, M.,** E. Buforn, S. Colombelli and A. Zollo (2016). Study of the Initial Peak Displacement Evolution of Ibero-Maghrebian Earthquakes: Application for Earthquake Early Warning. *European Geosciences Union*. Viena (Austria). 23-28 Abril 2016
- Buforn, E., C. Pro, J. Borges, C. Sousa Oliveira, **M. Carranza,** A. Udías, J.M. Martínez-Solares, A. Gómis & Maurizio Mattesini (2015). Synthetic PGV and PGA values for the 1969 St. Vincent Cape earthquake Ms=8.1. *American Geophysical Union*. San Francisco (EEUU). 14-18 Diciembre 2015
- **Carranza, M.,** E. Buforn, S. Colombelli, Y.M. Wu and A. Zollo (2015). Towards the Confirmation of the Differences on the Rupture Initiation of Earthquakes from the First Seconds of P-wave, *ECGS & ESC/EAAE Joint Workshop*. Luxemburgo (Luxemburgo). 18-20 Noviembre 2015
- **Carranza, M.,** E. Buforn and A. Zollo (2015) Origin of anomalous Earthquake Early Warning Parameter Values for Earthquakes in the Ibero-Maghrebian Region. *European Geosciences Union*. Viena (Austria). 12-17 Abril 2015
- **Carranza, M.,** E. Buforn, A. Pazos, A. Zollo, S. Colombelli, C. Pro, L. Lozano and F. Carrilho (2014) EEWS Parameters in Southern Iberia. *Workshop on Earthquake Early Warning Systems: Applications to the Ibero-Maghrebian Region*, Madrid (España). 4-5 Febrero 2014
- **Carranza, M.,** E. Buforn, A. Pazos, A. Zollo, S. Colombelli, C. Pro, L. Lozano and F. Carrilho (2014). A P-wave Threshold-Based Earthquake Early Warning System for Southern Iberia. 8ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Evora (Portugal). 29-31 Enero 2014
- **Carranza, M;** Buforn, E.; Pro, C.; Zollo, A.; Pazos, A.; Lozano, L.; Carrilho, F. (2013). Test of the GMPE obtained for South Iberia. *IAHS-IAPSO-IASPEI Joint Assembly*. Gotemburgo (Suecia). 22-26 Julio 2013

- **Carranza, M;** Buforn, E.; Pro, C.; Zollo, A.; Pazos, A.; Lozano, L.; Carrilho, F. (2013). Preliminary Results of EEWS Parameters for SW Iberia. *European Geosciences Union*. Viena (Austria). 7-12 Abril 2013

Estancias en Centros Extranjeros:

- RISSC-Lab Università degli Studi di Napoli Federico II, Nápoles (Italia), 4 meses entre dos etapas en el año 2013 y 2015. Financiación 2013: Beca Nera Project (AMRA-Analysis and Monitoring of Environmental Risk). Financiación 2015: Erasmus Training Project (Universidad Complutense de Madrid).
- Department of Geoscience of the National Taiwan University (NTU), Taipei (Taiwán), 2 meses en el año 2014. Financiación: Summer Institute Programme of the Ministry of Science and Technology of Taiwan

