

Localización de terremotos intermedios del Mar de Alborán durante el despliegue de redes temporales densas

RESUMEN

05/09/2016

Autor: Nerea Santos Bueno

Director: Daniel Stich

El Sur de la Península Ibérica y el Norte de África están caracterizados por una fuerte actividad sísmica que se une geográficamente en el Mar de Alborán. Dicha localización está ligada entre otros factores a que allí encontramos el límite de convergencia oblicua entre las placas tectónicas de Eurasia y Nubia (África). Este límite se caracteriza por ser heterogéneo, presentando características muy diferentes según nos encontremos en una región u otra. Esta complejidad se debe a la interacción de las placas a través de una zona continental adelgazada, como es el substrato del Mar de Alborán, a la superposición de procesos locales de extensión en el límite de placas y a la presencia de una banda de cizalla Trans-Alborán, sinistra en dirección N35°E (Stich *et al.*, 2006).

La sismicidad que nos es de interés se presenta en una banda con dirección NE-SW (Stich *et al.*, 2006) entre latitudes de 34° y 39° y longitudes de -6° a -2,5°. Los hipocentros de los terremotos podemos encontrarlos en profundidades muy variables, ya que existen terremotos someros, intermedios (de ~30 a ~120 kilómetros) y profundos (hasta los 650 kilómetros (Bufo *et al.*, 1997)). Esta variación en profundidad se ha interpretado previamente con la presencia de un slab de subducción que conecta la superficie con la zona de transición mantélica, además de una región delaminada de manto litosférico bajo el Mar de Alborán y la Cordillera Bética (Bezada *et al.* 2013).

El objetivo de este estudio es la obtención de mejores localizaciones de terremotos intermedios de baja magnitud en base a la utilización de distintos modelos de velocidad del medio 1D propuestos con anterioridad por diversos organismos y/o autores. Para ello se va a estudiar la sismicidad ocurrida entre Noviembre de 2007 y Octubre de 2012 en la zona del Mar de Alborán con una cobertura de estaciones sísmicas sin precedentes, incluyendo estaciones permanentes y dos redes sísmicas temporales pertenecientes a los proyectos TopoIberia (Iberarray) y Picasso, respectivamente. Para ello se van a buscar terremotos comprendidos entre las fechas indicadas y situados en latitudes de 35°N-38°N, longitudes de 6°W-2.5°W y profundidades mayores a 30 km.

Para conseguir este objetivo debemos determinar los tiempos de llegada de las ondas P y S para cada evento en las distintas estaciones que lo registraron. De esta forma seremos capaces de conocer la situación geográfica y en profundidad de los hipocentros de los terremotos a partir de las coordenadas de las estaciones sísmicas, un modelo de velocidad del medio y los ya nombrados tiempos de llegada.

Para el picado de la llegada de las ondas sísmicas se va a utilizar la herramienta EEV del software SEISAN, la cual nos permite la visualización de las tres componentes del sismograma registrado en cada una de las estaciones y el marcado de la onda P, onda S y CODA. Dicho software nos permite también realizar zoom en las señales sísmicas e incluso filtrarlas, con el objetivo de marcar con precisión la llegada de cada fase sísmica.

La relocalización (Fig.1) se va a realizar con tres modelos de velocidad del medio diferentes, propuestos por diversos autores u organismos. En primer lugar, se tendrá en cuenta la localización original realizada por el IGN y que se presenta en su catálogo. Después, utilizando su mismo modelo de velocidad, se van a relocalizar los terremotos con nuestros tiempos de llegada de las diferentes fases sísmicas. Además de este modelo, se utilizarán el modelo de localización usado rutinariamente por el IAG y un modelo regional promedio propuesto por STICH (Stich *et al.*, 2005).

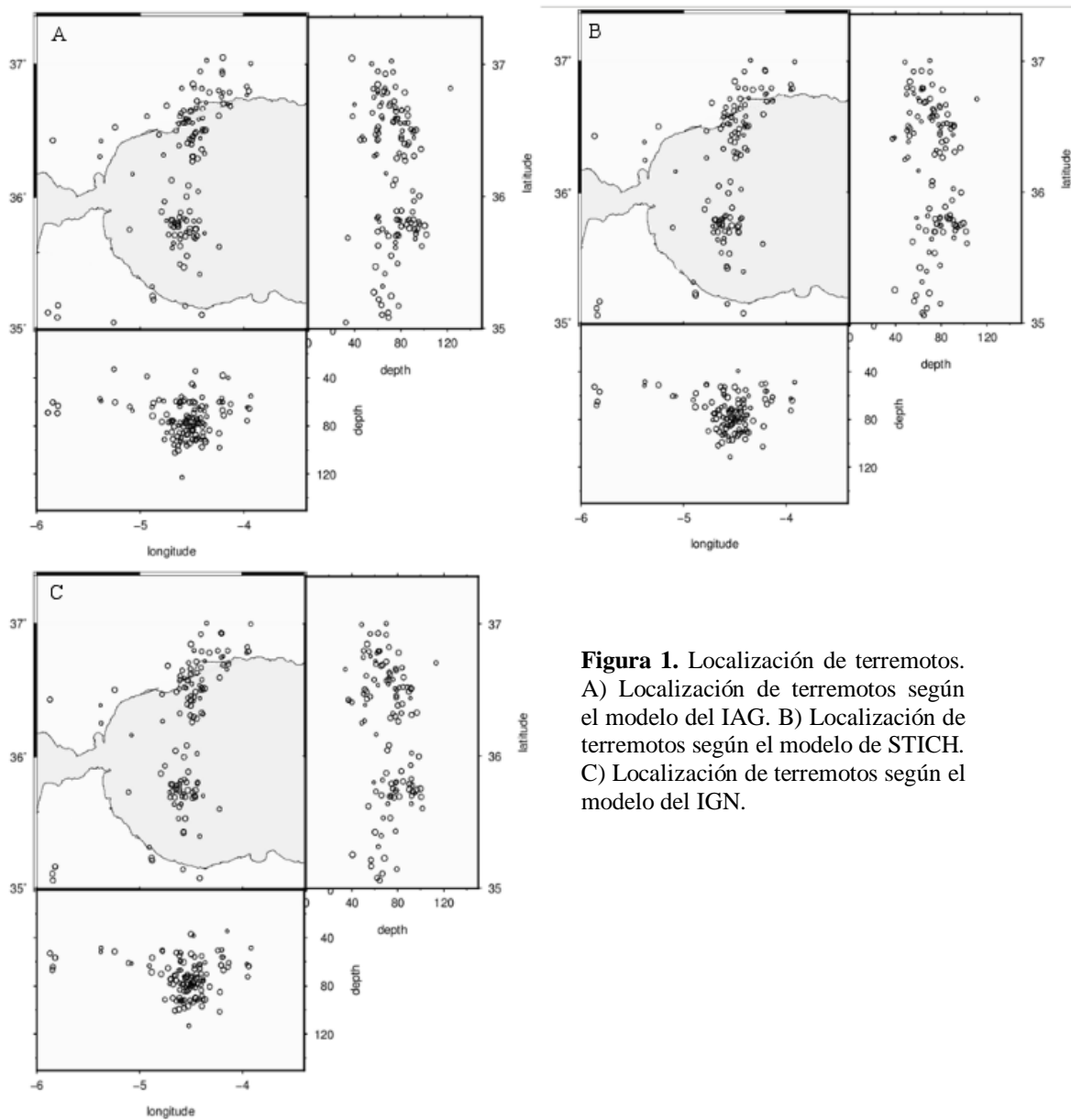


Figura 1. Localización de terremotos. A) Localización de terremotos según el modelo del IAG. B) Localización de terremotos según el modelo de STICH. C) Localización de terremotos según el modelo del IGN.

Tras realizar una comparación de la relocalización de los terremotos según los tres modelos con el catálogo inicial del IGN observamos como la mayor cobertura del terreno con estaciones sísmicas da lugar a una elevación y desplazamiento hacia el Este generalizada de los hipocentros de los terremotos. Esta comparación también nos permitió apreciar como la relocalización según el modelo del IGN y STICH son muy semejantes, mientras que la relocalización según el modelo del IAG se desvía de las anteriores. Este hecho se ha corroborado con la comparación de los RMS que arroja cada uno de las relocalizaciones.

Si representamos en un mapa la relocalización según STICH, una de las más adecuadas según nuestro estudio, y observamos también la distribución de los terremotos en profundidad (Fig. 2), podemos llegar a algunas conclusiones.

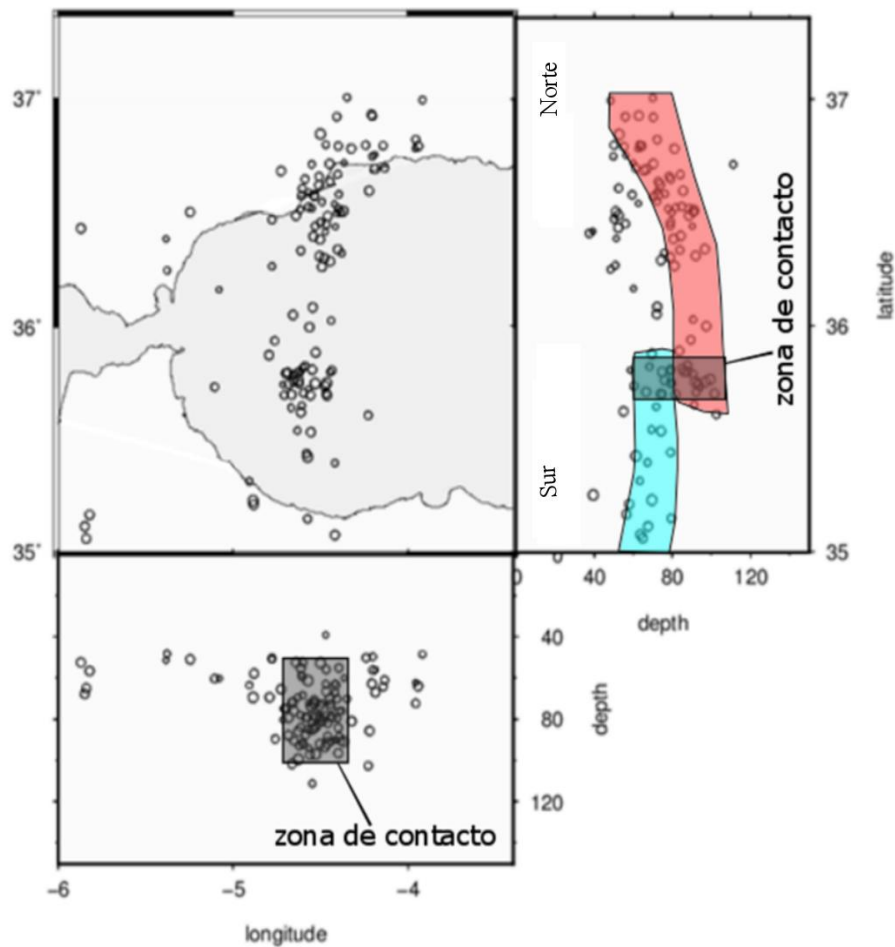


Figura 2. Mapa de la localización de los terremotos según el modelo de velocidad del medio propuesto por STICH y distribución en profundidad de los mismos, tanto de Norte a Sur como de Este a Oeste. En color rojo se ha representado la parte Norte de la laja delaminada y en color azul, la parte Sur de la misma. El rectángulo gris representa la zona de contacto existente entre los dos fragmentos.

Se observa como la laja delaminada se encuentra seccionada bajo latitudes de 36°N . En la parte Norte de esta laja encontramos un grupo de terremotos, los cuales se sitúan bajo el Sur de la Península Ibérica y Norte del Alborán. Dichos eventos pueden estar provocados por la flexión de la laja, al pasar de una situación inclinada a otra más horizontal, tras posicionarse bajo la parte Sur de la laja.

Por otro lado, en la zona central del Alborán aparece una segunda concentración de hipocentros que incluye un mayor número de terremotos. La extensión en profundidad de este grupo, de unos 45-50 kilómetros, es significativamente mayor que en zonas adyacentes hacia el Norte y Sur. Este hecho puede observarse con facilidad al visualizar la distribución en profundidad de los terremotos de Norte a Sur. Interpretamos este patrón como una duplicación del espesor sísmico de la laja delaminada y proponemos que representa un contacto de cabalgamiento entre dos segmentos de la placa, provocado por la convergencia entre Eurasia y Nubia.

Dicho contacto entre los dos fragmentos se da a lo largo de 20,62 km, lo cual, con ayuda del modelo geológico MORVEL2010 (DeMets *et al.*, 2010), nos permite conocer el tiempo que lleva desplazándose la parte Norte bajo la parte Sur, en la componente Norte del movimiento. Se ha obtenido un periodo de movimiento de 5,60 Millones de años, situando el comienzo del desplazamiento en torno a finales del Messiniense (Mioceno), momento en el que tuvo lugar la crisis de salinidad del Mediterráneo.

Por otro lado, modelos geodésicos que han tratado con datos GPS de las últimas décadas (GEODVEL2010 (Argus *et al* 2010)), indican velocidades de movimiento menores, por lo que concluimos que la convergencia en la componente Norte en el límite entre Eurasia y Nubia se ha reducido en los últimos años.