



ALERTA POR TERREMOTO: UNOS SEGUNDOS QUE PUEDEN SALVAR VIDAS

Antonio Ángel PAZOS GARCÍA



L campanario se viene abajo! A las 17:05 horas del 11 de mayo de 2011, un terremoto de magnitud 4,5 desató el pánico en Lorca. Mientras la gente todavía no se había recuperado del susto, a las 18:47 vivimos en directo por televisión una segunda sacudida, de mayor intensidad que la anterior, que provocaba que la torre del campanario de la iglesia se viniese abajo y que algunos edificios se redujeran a escombros en unos instantes.

Este segundo terremoto fue un evento de magnitud moderada de 5,1; sin embargo, causó nueve víctimas mortales (debido principalmente a la caída de cornisas y elementos no estructurales de edificios), más de 300 heridos y alrededor de 460

millones de euros en pérdidas económicas directas. Apenas hubo edificios caídos, tan solo uno colapsó durante el temblor y, aunque afectó a casi el 70 por 100 de las edificaciones de la ciudad, únicamente el 5 por 100 sufrió daños estructurales graves y cerca del 7 por 100 moderados. Asimismo, un número importante del patrimonio arquitectónico se vio afectado en mayor o menor medida.

Las graves pérdidas y el elevado pico de aceleración registrado (0,376 g) en la ciudad de Lorca, más alto de lo que cabría esperar para un terremoto moderado de esa magnitud, se pueden justificar por la cercanía de ambos epicentros (a unos cinco kilómetros), el hecho de que fueran superficiales (aunque no se observó ruptura en superficie) y, posiblemente, a un efecto de directividad que concentró parte de la energía liberada hacia la ciudad, además de un efecto de amplificación.

Pero en este artículo no vamos a analizar este suceso, sus causas o sus consecuencias. Para ello podemos consultar numerosas publicaciones científicas que estudian en profundidad los datos existentes y proponen diversas teorías que explicarían las observaciones, aunque todavía quedan preguntas por resolver y datos que comprobar. Con este ejemplo, tan solo se pretende llamar la atención sobre este fenómeno natural, los terremotos, que nos azotan con mucha frecuencia, a diario, aunque generalmente de forma imperceptible, y a los que solamente les prestamos atención cuando nos afectan, como este, quizás el más significativo que ha azotado a España en la última década.

Terremotos: algunos conceptos

Un terremoto (del latín *terraemōtus*, movimiento de la Tierra), sismo o seísmo, es un fenómeno de sacudida brusca y pasajera de la corteza terrestre producida por la liberación de energía acumulada en forma de ondas sísmicas. Su causa es consecuencia de la actividad tectónica, principalmente en los bordes de las placas, aunque también pueden tener un origen volcánico, asociado al fraccionamiento de la roca debido al movimiento del magma, e incluso puede ser inducido por la actividad humana (*fracking*, grandes embalses, explosiones subterráneas...).

La Tierra, aunque nos parezca muy rígida, tiene, como todos los sólidos, algo de elasticidad. Las tensiones a las que está sometida provocan su deformación, acumulando energía hasta que se supera el límite de elasticidad, momento en el que se produce la ruptura de la falla, es decir, el terremoto, que solemos localizar mediante su aproximación focal, a pesar de que la falla puede tener una longitud considerable de varios cientos de kilómetros. Así, el *hipocentro* o *foco* es el punto interior de la Tierra donde se inicia el terremoto, mientras que el *epicentro* es el punto sobre la superficie que se encuentra en su vertical.

Durante la ruptura se libera una enorme cantidad de energía de forma brusca, en unos pocos segundos, y una pequeña parte de esta se propaga por el interior de la Tierra en todas las direcciones en forma de ondas elásticas, que pueden ser de tres tipos principalmente (figura 1):

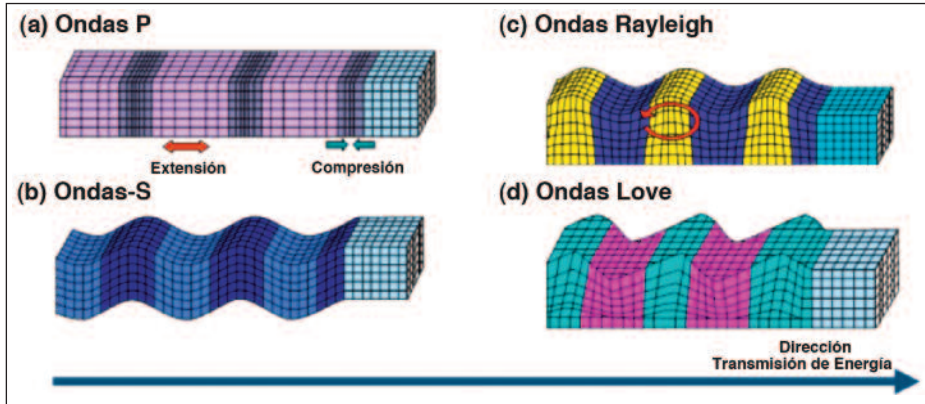


Figura 1. Tipos de ondas sísmicas.

- *Ondas P*, primarias o longitudinales, que se propagan por el interior de la Tierra, de forma que la vibración es en el mismo sentido que la dirección en la que se propagan (presión o dilatación). Este tipo de ondas son las que viajan a mayor velocidad, en torno a los seis kilómetros/segundo en la tierra y a 1.500 m/s en los líquidos.
- *Ondas S*, secundarias o transversales, que también se propagan por el interior de la Tierra, aunque a menor velocidad que las ondas P (aproximadamente unas 1,73 veces más lentas) y donde la vibración es perpendicular a la propagación. Su velocidad ronda los cuatro kilómetros/segundo. Estas ondas no se propagan por los líquidos.
- *Ondas superficiales* (Rayleigh y Love) que se propagan siguiendo la superficie, son las más lentas (unos 3,5 km/s) y, junto con las ondas S, son las causantes de los principales daños.

Como se ha mencionado, la mayoría de los terremotos (más del 90 por 100) se producen en los bordes de las placas tectónicas. Aunque la deriva continental fue postulada por Alfred Wegener en 1912, no es hasta la década de 1960 cuando se desarrolla la teoría de placas que explica el movimiento de los continentes, originándose diversos tipos de límite dependiendo de la forma en que se desplacen unas placas con respecto a otras. Estos límites quedan patentes con un simple vistazo del relieve de la corteza terrestre, tanto de los continentes como

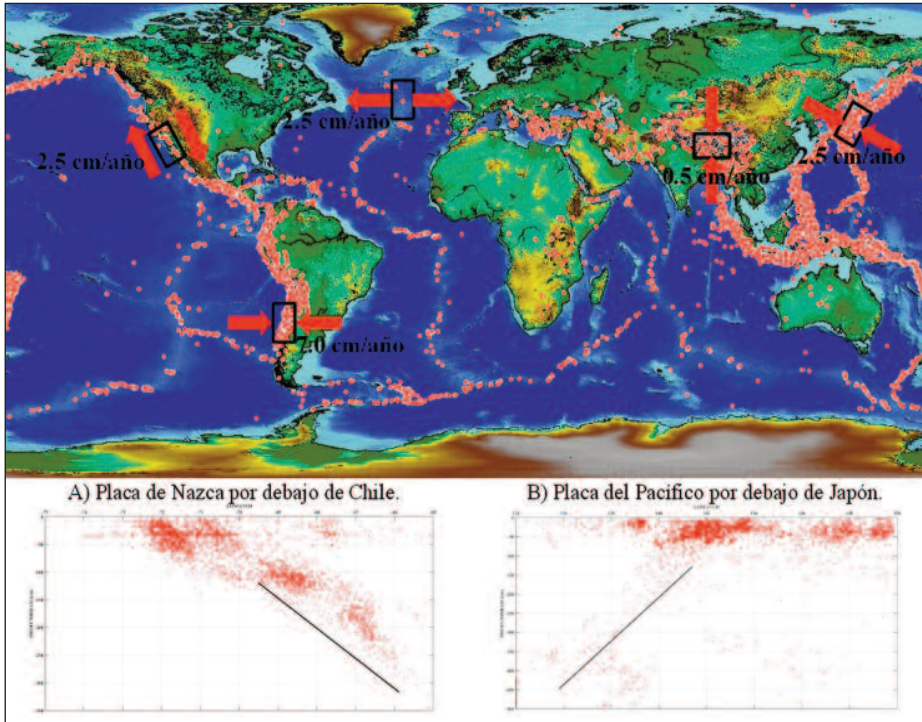


Figura 2. Sismicidad mundial desde 1970. Los rectángulos y flechas rojas indican diversos ejemplos de límites de placas tectónicas y su desplazamiento relativo. A) Proyección de la sismicidad en Chile. B) Proyección de la sismicidad en Japón.

del fondo oceánico. En la figura 2 se presentan los epicentros de los 10.000 terremotos de mayor magnitud (mayor que 5,7) registrados a nivel mundial desde 1970, pudiendo observar claramente su alineación a lo largo de los bordes de las placas tectónicas.

El límite convergente se produce cuando el movimiento relativo es de compresión. Cuando la placa oceánica (más densa) colisiona con una continental, la primera es empujada por debajo, produciéndose una zona de subducción; un claro ejemplo es el caso de Chile, donde la placa de Nazca subduce por debajo de Sudamérica (figura 2 A), al igual que la placa del Pacífico lo hace por debajo de Japón (figura 2 B). Este tipo de contacto se caracteriza, por tanto, por una sismicidad tanto superficial (menos de 50 km de profundidad) como intermedia (entre 50 y 150 km) y profunda (más de 150 km) siguiendo el contacto de la placa oceánica a medida que se introduce por debajo la continental. Debido a la fricción de esta subducción, los materiales se funden a medida que penetran en el interior de la Tierra y salen a la superficie a través de

las fisuras del terreno, generando una gran actividad volcánica. Pero cuando la convergencia sucede entre placas de igual densidad, se producen extensas cadenas montañosas, como es el caso del Himalaya, y la sismicidad se caracteriza por ser superficial e intermedia.

Los límites divergentes, como sucede en la dorsal atlántica, se producen al separarse las placas, y es donde se crea nueva corteza al rellenarse el hueco de magma procedente del interior de la Tierra. La sismicidad en estas zonas es principalmente superficial y existe una actividad volcánica muy intensa, como la que puede observarse en Islandia, que está atravesada por la dorsal atlántica, lo que implica que parte de la isla se asienta en el continente norteamericano y la otra en el euroasiático.

Finalmente, los límites transformantes se producen cuando el desplazamiento relativo entre placas tectónicas es lateral y se caracteriza por su sismicidad superficial. Un ejemplo de este tipo de contacto es la bien conocida falla de San Andrés, de unos 1.300 km, en el oeste de Norteamérica.

El lento pero continuo movimiento de las placas tectónicas provoca la acumulación de energía, principalmente en sus bordes, que se libera al rebasar los límites elásticos, originando los terremotos. El sistema funciona como una cinta transportadora, creándose nueva corteza en las zonas de divergencia y transportándola lentamente hacia las zonas de convergencia, donde se destruye.

La sismicidad en nuestro entorno: la Península

Observando el mapa de sismicidad mundial de la figura 2, vemos la menor actividad que se registra en nuestro entorno frente a otras regiones, y que además se concentra en el sur de la Península por estar más cerca del borde de contacto entre la placa euroasiática y la africana.

Un análisis más detallado nos muestra la complejidad de nuestra área, donde el sureste peninsular se encuentra ampliamente deformado a lo largo de una ancha franja (de centenares de kilómetros) muy fracturada. El régimen de esfuerzos general, para toda la zona, es de compresión en la dirección noroeste-sureste, con una velocidad de convergencia entre cuatro y seis milímetros/año, y la sismicidad se caracteriza por ser de magnitud moderada y de profundidad superficial o intermedia. En la figura 3 se muestran los epicentros de los sismos registrados desde 1970 con magnitud superior a 3,5, pudiendo apreciarse la existencia de un bloque de sismicidad intermedia al este del estrecho de Gibraltar, que se extiende desde las Béticas hasta el Rif (Marruecos), siguiendo una dirección norte-sur. Si proyectamos los hipocentros de los terremotos de esta zona sobre un plano vertical, según un paralelo (figura 3A), podemos observar cómo este bloque alcanza una profundidad de unos 130 kilómetros.

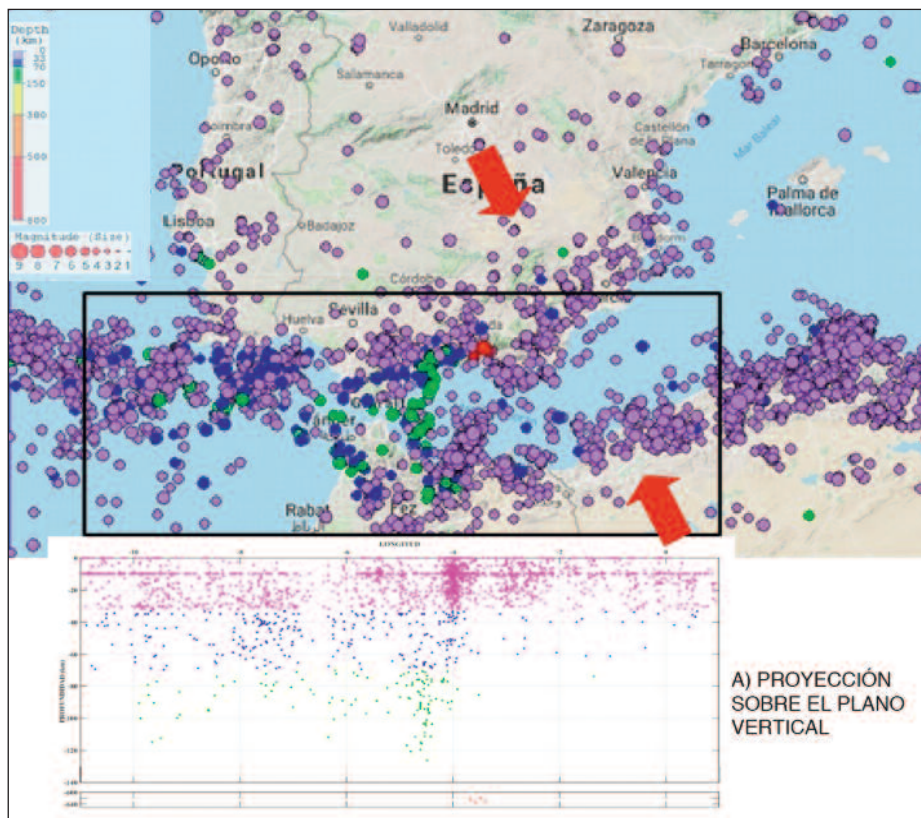


Figura 3. Sismicidad en el entorno de la Península. Terremotos de magnitud superior a 3,5 registrados desde 1970, y la proyección de la sismicidad del Sur peninsular sobre el plano vertical.

Pero, aunque la sismicidad tenga carácter moderado, no podemos olvidar que históricamente han acaecido terremotos destructivos en toda la zona (figura 4), siendo el máximo exponente el conocido como terremoto de Lisboa del 1 de noviembre de 1755, con una intensidad máxima de X (muy destructor), y que causó más de 60.000 víctimas. Caben destacar, además, el terremoto de Arenas del Rey (Granada) de 1884, que causó 839 muertes; el de Torrevieja (Alicante) de 1829, con 389; el de Queralbs (Girona) de 1428, con intensidades máximas entre IX y X (entre destructores y muy destructores), así como el de Montesa (Valencia) de 1748, con una intensidad máxima de IX.

En la costa africana, también ha habido terremotos destructivos, especialmente en la zona argelina, como el de Boumerdès (Argelia) de 2003, con magnitud 6,8 e intensidad máxima de X, que causó más de 2.000 víctimas;

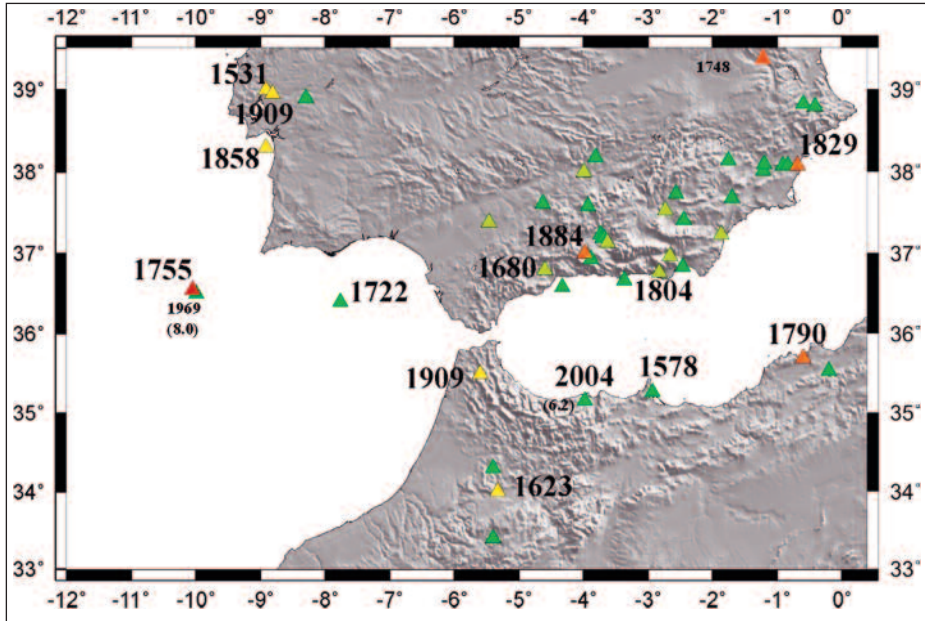


Figura 4. Sismicidad histórica: terremotos de intensidad máxima superior a VII. Verde: VII (dañino). Amarillo: VIII (gravemente dañino). Naranja: IX (destructor). Rojo: X (muy destructor).

el de Orán de 1790, con intensidad máxima entre IX y X, o en Marruecos el de Alhucemas de 2004, de magnitud 6,2 e intensidad máxima de VIII (gravemente dañino), que produjo más de 550 muertes.

Todas estas circunstancias, unidas al hecho de que también se registran algunos terremotos a más de 600 km de profundidad, con epicentros localizados en los alrededores de Dúrcal (Granada), nos dan una idea de la complejidad tectónica de nuestro entorno.

SAST: Sistemas de Alerta Sísmica Temprana

Los parámetros principales de un terremoto, localización hipocentral, tiempo origen y magnitud, son estimados a partir del registro completo del sismo. Esto implica que normalmente hay que esperar unos minutos antes de disponer de ellos para poder emitir una alerta, ya que se deben tener los registros de las ondas P y S en varias estaciones.

Los sistemas de alerta sísmica temprana (SAST o EEWS por sus siglas en inglés) se basan en la posibilidad de determinar la localización y magnitud de un terremoto a partir tan solo del registro de unos pocos segundos de las ondas

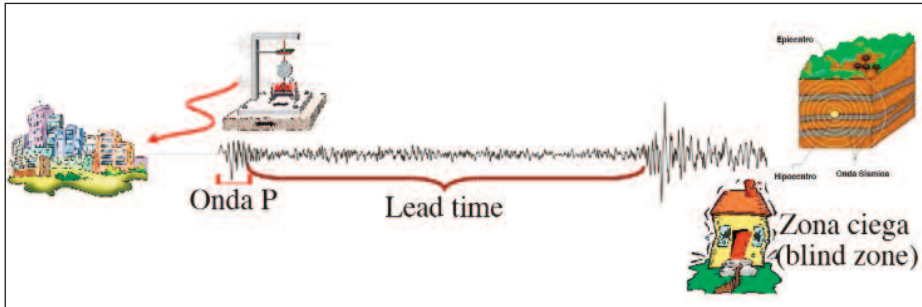


Figura 5. Esquema básico del funcionamiento de un Sistema de Alerta Sísmica Temprana (SAST).

primarias. En la figura 5 se muestra el funcionamiento básico de un SAST. Al ocurrir un terremoto se generan los diversos tipos de ondas sísmicas que se propagan en todas las direcciones. La onda P, menos energética y más rápida, llegará primero, pero los daños serán causados por las ondas S y superficiales, que llegarán más tarde. Cuando estas ondas P son registradas por los sismógrafos, los datos son analizados rápidamente para estimar los parámetros del terremoto y, en caso de riesgo, se emitiría una alerta sísmica antes de que las ondas más destructivas alcancen a la población o a las infraestructuras.

Para entender mejor el funcionamiento básico de un SAST, permítanme hacer una analogía con una carrera de Fórmula 1. Cuando el semáforo se pone en verde, toda la parrilla sale a la vez pisando a fondo, aunque cada coche lo hará con diferente aceleración y velocidad. En la primera curva, todos los vehículos llegan casi a la vez, apelonándose, y no hay prácticamente diferencias de tiempo entre el paso de la cabeza de carrera y el resto. De nada serviría que el primer piloto nos alertase de la llegada del resto de coches, porque antes de terminar de hablar ya los tendríamos encima. Pero en las curvas más alejadas, por ejemplo en la última, la carrera se habrá estirado, y tras el paso del vehículo de cabeza pasarán unos segundos hasta la llegada del grueso que todavía permanecerá agrupado. Estas diferencias de tiempo irán aumentando a medida que avanza la carrera, esto es, que se recorra más distancia. En este símil, la parrilla de salida representaría el origen del terremoto, y los coches las ondas sísmicas, representando la cabeza de carrera las ondas P y el grueso de coches apelonados las ondas S y las superficiales.

Por tanto, un SAST debe poder evaluar en muy pocos segundos, a partir de los primeros datos de la onda P, los parámetros del terremoto y emitir una alerta que proporcione un valioso tiempo disponible (*lead time*) antes de la llegada de las ondas S, más energéticas. Para determinar los parámetros de un terremoto —la localización de su hipocentro, la hora origen y su magnitud— es necesario disponer de los datos de varias estaciones sísmicas; por ello, estos sistemas se denominan regionales. En las últimas décadas, países como Japón,

Estados Unidos, México o Italia han desarrollado este tipo de sistema de alerta sísmica, y aunque están en continuo desarrollo (más de 30 años), en Japón se mantienen operativos a pleno rendimiento, mientras que en el resto todavía continúan en pruebas.

Pero volviendo al símil de la Fórmula 1, si estamos en la primera curva, esto es, muy cerca del hipocentro, el SAST no tendrá tiempo de alertarnos con antelación de la llegada de las ondas más energéticas; es la denominada zona ciega. Para minimizar esta zona, los SAST regionales se pueden complementar con SAST *in situ*, capaces de proporcionar alarmas de forma mucho más rápida, aunque solo a nivel local. Estos están compuestos por una única estación y, aunque no pueden determinar los parámetros del terremoto (magnitud, hora origen y localización), si podrán emitir un nivel de alerta local con antelación a la llegada de las ondas destructivas.

Unos segundos que pueden salvar vidas

Está claro que los SAST nos proporcionan a lo sumo unos pocos segundos de tiempo para reaccionar y con seguridad pensaremos que no es suficiente para hacer nada. ¡Cuán equivocados estamos!

Volvamos al principio de este artículo; en el terremoto de Lorca, la mayoría de las víctimas fueron debidas a la caída de cornisas o elementos no estructurales de edificios. Si hubieran dispuesto de tan solo un segundo de aviso, quizás habrían salvado la vida. El simple gesto de proteger la cabeza con los brazos puede suponer la diferencia entre la vida y la muerte.

Las alertas de los SAST podrían activar muchas acciones cruciales de forma automática o semiautomática: parar, o al menos frenar, trenes (como sucede en Japón con el tren bala al superarse cierto nivel de aceleración en los sensores), detener el tráfico en las calles, impedir la toma o despegue de aviones, parar líneas de montaje o trasiego de combustible y un largo etcétera. Incluso en menos de un segundo de tiempo, se podría posponer una operación quirúrgica, tener tiempo para protegernos bajo un mueble sólido o alejarnos de la caída de cascotes. Muchas de estas simples acciones suponen aumentar enormemente las posibilidades de supervivencia.

Les recomiendo que vean el vídeo «!!Destructivo terremoto en la CDMX!!», disponible en https://www.youtube.com/watch?v=R3mGb_GByl8, de menos de dos minutos de duración, en el que claramente se puede apreciar el tiempo disponible desde que comienza a sonar la alarma de alerta sísmica hasta que la llegada de las ondas S hace temblar todas las estructuras. Solo pasan unos pocos segundos, pero al ver el vídeo y observar la reacción de la gente, podemos comprobar que efectivamente el título de este apartado no es solamente una frase bonita: «unos segundos que pueden salvar vidas».

Un SAST para el sur de la Península

Entre 2011 y 2016, el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) desarrolló un SAST regional para el sur de la Península, que integra además un sistema *in situ* para las estaciones sísmicas del ROA y que se encuentra operando en tiempo real en pruebas. Este SAST, ALERTES-SC3, se basa en el *software* libre SeisComp3 —creado por Alemania para el sistema de alerta temprana de maremotos de Indonesia— desarrollado en el marco de dos proyectos de investigación (ALERTES y ALERTES-RIM), en los que participaban además la Universidad Complutense de Madrid y el Instituto Cartográfico y Geológico de Cataluña, y que fueron financiados por el MINECO. Desde 2016 se ha continuado trabajando en estos sistemas, aunque de forma menos activa debido a la falta de financiación para los nuevos proyectos.

Del estudio de viabilidad de un SAST regional, realizado en la fase inicial de estos proyectos, se deduce que para terremotos con origen al suroeste del cabo de San Vicente (como el de Lisboa de 1755), el sur de Portugal estaría en la zona ciega o bien dispondría de muy poco tiempo (unos cinco segundos en Faro), mientras que la costa de Huelva tendría algo más de 30 segundos de margen, 40 Cádiz y Lisboa, y unos 60 Sevilla. En el caso de terremotos localizados en el propio golfo de Cádiz, frente a las costas de Huelva, casi toda la costa del suroeste de la Península se encontraría en la zona ciega; de ahí la importancia de incluir en los desarrollos los sistemas *in situ*.

El sistema ALERTES-SC3 (figura 6) está funcionando en tiempo real en fase de test, analizando los datos recibidos no solo de las estaciones de la red sísmica del ROA, sino también de las del Instituto Geográfico Nacional y de la red portuguesa. Al detectar la llegada de ondas P en alguna estación, determina el nivel de alarma local. Cuando un mínimo de seis estaciones (este número fue seleccionado por tener la mejor relación error-tiempo) registran las primeras llegadas, el sistema estima los parámetros del sismo y emite la correspondiente alarma (mapas de aceleración prevista, intensidades, tiempos disponibles, etc.).

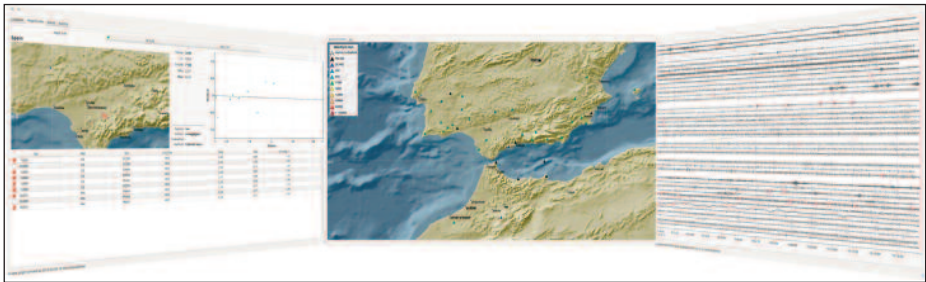


Figura 6. Pantallas básicas del sistema ALERTES-SC3 desarrollado en el ROA: localización y parámetros del terremoto, control de las estaciones sísmicas y pantalla de datos en tiempo real.

Toda la información se va actualizando continuamente a medida que se obtienen datos de más estaciones, y cuando las ondas S comienzan a llegar a las diversas estaciones sísmicas, la estimación de los parámetros a partir del registro completo cobra mayor peso, pasando el sistema a operar de forma clásica.

Los SAST *in situ*, además de reducir las zonas ciegas, pueden ser utilizados para alertar a los equipos de rescate cuando operan en lugares afectados por terremotos catastróficos, ya que las numerosas réplicas podrían ponerlos en peligro. Por ello, el ROA desarrolló un prototipo de sistema *in situ* de bajo coste (PI-EEWS), basado en la placa computadora reducida Raspberry Pi y acelerómetros MEMS triaxiales, actualmente en fase de pruebas.

Medidas ante un terremoto

Si se produce un terremoto de cierta intensidad, se pueden generar diversas reacciones de ansiedad, pero debemos concentrarnos en evitar riesgos y seguir las recomendaciones indicadas por la Dirección General de Protección Civil y Emergencias y que se sintetizan a continuación:

- En el interior de un edificio:
 - Refugiarse bajo un dintel, muebles robustos o junto a estructuras sólidas.
 - Mantenerse alejado de ventanas, vitrinas, cristaleras, tabiques y objetos que puedan caerse.
 - No utilizar el ascensor y evitar el uso de cualquier tipo de llama (velas, mechero...).
- En el exterior:
 - Alejarse de edificios dañados y dirigirse a una zona abierta.
 - Distanciarse de puentes, postes eléctricos, zonas de desprendimientos, etcétera.
 - Permanecer en el vehículo si estamos en él.

Y la más importante, y posiblemente la más difícil de lograr, mantener la calma. Recordar que tras el terremoto es usual que haya réplicas, alguna de las cuales podría ser importante. Por ello, debemos responder a las llamadas de ayuda y seguir las indicaciones de los servicios de emergencias y evitar curiosear por las zonas afectadas.

Conclusiones

La sismicidad en el entorno de la península Ibérica se caracteriza por ser de magnitud moderada y de profundidad superficial o intermedia, sin olvidar que históricamente han ocurrido grandes terremotos destructores, como el de Lisboa de 1755 de intensidad máxima X.

Los sistemas de alerta sísmica temprana se basan en el análisis de los primeros segundos de la onda P para determinar los parámetros del terremoto y poder emitir una alerta antes de la llegada de las ondas S y superficiales, más energéticas y destructivas. Disponer de estos segundos de aviso previo puede significar la diferencia entre la vida y la muerte.

El ROA ha desarrollado, en el marco de los proyectos de investigación ALERTES y ALERTES-RIM, un SAST regional e *in situ*, ALERTES-SC3, y uno de bajo coste, PI-EEWS, que operan en tiempo real en fase de prueba.

Finalmente debemos remarcar las ideas básicas de autoprotección. En especial, evitar la entrada y salida de edificios, recordar que la mayoría de víctimas del terremoto de Lorca fueron a causa de caída de cornisas o elementos no estructurales. Y, sobre todo, conservar la calma en la medida de lo posible.

