

METODOLOGÍA DE DETECCIÓN DE MICROSISMOLOGÍA EN EL HUECO DE UNA CORTA MINERA RELLENA DE AGUA

METHODOLOGY FOR THE DETECTION OF MICROSEISMOLOGY IN A WATER-FILLED MINE HOLE

CARLA IGLESIAS COMESAÑA

Departamento de Ingeniería de los Recursos Naturales y Medio Ambiente. Universidad de Vigo, España. carlaiglesias@uvigo.es

JAVIER MARTÍNEZ TORRES

Centro Universitario de la Defensa, Academia General Militar, Zaragoza, España. jmtorres@unizar.es

JAVIER TABOADA CASTRO

Departamento de Ingeniería de los Recursos Naturales y Medio Ambiente. Universidad de Vigo, España. jtaboada@uvigo.es

Recibido para revisar Marzo 27 de 2012, aceptado Agosto 10 de 2012, versión final Agosto 21 de 2012

RESUMEN: La detección de microsismos debidos al movimiento de los planos de falla en un llenado artificial no es proceso trivial ni sencillo. En este trabajo se presenta una nueva metodología de detección de posibles microsismos (sismos de baja magnitud) producidos por el llenado de la corta de una mina restaurada basándose en los datos registrados por tres sismógrafos situados en diferentes puntos de la zona. Para llevar a cabo esta detección es necesario realizar un preproceso a las señales y un posterior procesado con el fin de aislar aquellos posibles eventos que puedan ser susceptibles de ser catalogados como microsismos. La metodología desarrollada permite la detección de posibles microsismos en la zona de influencia, discerniendo con acierto si los movimientos registrados corresponden a sismos originados en la zona de estudio. Gracias a los resultados obtenidos se puede concluir que la metodología resulta eficaz en su propósito.

PALABRAS CLAVE: microsismo, restauración, corta minera, lago.

ABSTRACT: The detection of microseisms due to the movement along fault planes during an artificial filling is not a trivial or easy process. In this work, a new methodology for the detection of possible microseisms produced by the filling of a restored mine hole is presented, based on the data registered by three seismographs set in different parts of the area. To accomplish this detection, it is necessary to preprocess the signals and do a postprocess, with the aim of isolating the possible events which could be classed as microseisms. The methodology developed here allows the detection of possible microseisms in the zone of influence, distinguishing in a correct way if the registered movements correspond to seisms produced in the studied area. Thanks to the obtained results, it can be concluded that the methodology is effective in its purpose.

KEYWORDS: microseism, restoration, open pit, lake.

1. INTRODUCCIÓN

A la hora de ejecutar las labores de restauración de un hueco minero, existe un amplio abanico de posibilidades, entre las cuales para cada explotación se elige la más adecuada de entre aquéllas que sean viables. Este trabajo se basa en la restauración de una corta minera en España, cuya producción finalizó en 2007, consistente en la formación de un lago mediante un proceso controlado de llenado. Las dimensiones del lago son de casi 18 km de perímetro, con una profundidad máxima de 206 metros y un volumen de 547 millones de metros cúbicos.

Durante el llenado del hueco, los esfuerzos del terreno varían paulatinamente, lo que puede originar pequeños movimientos sísmicos a raíz de la redistribución de los esfuerzos [1]. A lo largo de la historia, la construcción de presas de grandes volúmenes de agua ha dado lugar a algunos casos de sismicidad inducida, como los de Koyna (India) [2], Aswan (Egipto) [3], Nurek (Tayikistán) [4], o el de Itoiz (España) [5, 6]. Teniendo en cuenta estos precedentes, en la restauración de la mina estudiada se ha instalado la instrumentación necesaria para controlar los posibles movimientos sísmicos que son susceptibles de producirse, estudiando su relación con el llenado del hueco.

El campo de la sismología ha sido objeto de estudio constante dado el riesgo civil que conllevan los movimientos del terreno, no sólo en lo referente a la construcción de presas y embalses, sino también a otras estructuras civiles de edificación [7].

El proceso general de estudio de la sismicidad de una zona conlleva la instalación de una serie de sismógrafos en diferentes puntos del terreno, que registrarán en continuo y proporcionarán las señales de los terremotos ocurridos. Habitualmente, el epicentro de un terremoto cuya señal ha sido registrada en al menos tres equipos, se obtiene mediante diverso software, como Hypo71, Hypoinverse2000, EqLocate, Fasthypo o EPIGRAF [8-13]. Sin embargo, con este trabajo se pretende proporcionar una herramienta adaptada al caso concreto del llenado del hueco minero, que permita el análisis de los datos registrados por los equipos instalados en campo, teniendo en cuenta las particularidades y limitaciones relacionadas con las propias características del problema y con los objetivos perseguidos en el estudio.

1.1. Objetivos

El objetivo general es diseñar una metodología para analizar los movimientos sísmicos registrados por los equipos instalados en campo y discriminar si están relacionados con el proceso de llenado del hueco restaurado.

Para ello, se distinguen los siguientes objetivos particulares:

- Detectar los movimientos sísmicos a partir de las señales obtenidas con los equipos instalados en campo.
- Comprobar si el epicentro de dichos movimientos se localiza en las proximidades del lago artificial.

Para la consecución de los objetivos señalados se han tenido en cuenta los siguientes puntos que caracterizan el problema estudiado y lo diferencian de un caso general de sismología:

- En primer lugar, el objetivo último es diferente al perseguido en un caso general, consistente en localizar el epicentro de un sismo registrado

por una red de sismógrafos dentro de un área habitualmente extensa [14-15]. Por el contrario, el caso aquí analizado es más específico, tratándose de comprobar si los movimientos sísmicos registrados por los equipos instalados se originaron en las proximidades del lago artificial.

- En segundo lugar, el cálculo de la posición epicentral es un proceso iterativo que precisa una red de instrumentación instalada en campo, con un mínimo de cuatro sismógrafos que registren el evento [16], aunque lo habitual es contar con al menos cinco estaciones de medida [17]. En el caso aquí presentado se dispone de tres equipos, el número mínimo de sismógrafos que permite la localización del evento, lo que limita y condiciona dicho cálculo.
- Finalmente, los eventos que se espera estudiar se enmarcan dentro de la microsismología, entendiendo por microsismos aquéllos que por su baja magnitud (menor de 3 grados en la escala de Richter) no son normalmente sentidos por las personas, pero sí registrados por los sismógrafos.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Para el correcto entendimiento de la metodología planteada en este estudio es necesario presentar los conceptos matemáticos en los que se soporta, así como el modo de registro de los datos y las metodologías seguidas en su tratamiento.

2.1. Transformada de Fourier Discreta

La Transformada de Fourier Discreta (TFD) es una adaptación de la transformada de Fourier de una función al caso discreto, es decir, al caso en que se dispone de un vector x de longitud n . Así, la TFD viene dada por la expresión (1):

$$y_{p+1} = \sum_{j=0}^{n-1} w^{jp} x_{j+1} \quad (1)$$

donde w es un número complejo que representa la n -ésima raíz de la unidad, esto es,

$$w = e^{-2\pi i/n}$$

donde la letra i representa el número imaginario, siendo p y j los índices que recorren la dimensión del vector de la señal inicial.

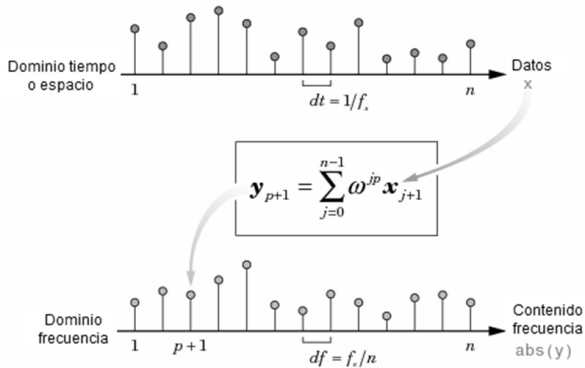


Figura 1. Esquema de la Transformada de Fourier.

De este modo, el primer elemento del vector y representa la frecuencia cero, es decir, la suma de los datos de la señal, por lo que usualmente es descartada sin afectar esto al resultado de la transformada final.

En la Figura 1 se puede observar de un modo esquemático el proceso de la transformada de Fourier.

2.2. Filtrado por criterio k-sigma

El filtrado por criterio k-sigma consiste en la construcción de una banda a partir del valor medio de una señal vectorial de tal modo que puedan ser identificados aquellos valores que se puedan catalogar como outliers desde un punto de vista estadístico. Así, los puntos que están dentro de la banda verificarán que están en el intervalo mostrado en (2),

$$(\bar{x} - k\sigma, \bar{x} + k\sigma) \tag{2}$$

donde \bar{x} , σ y k representan la media y la desviación típica del vector x y k es un número real positivo que representa el número de unidades de la desviación típica que se le quiere proporcionar a la anchura de la banda construida.

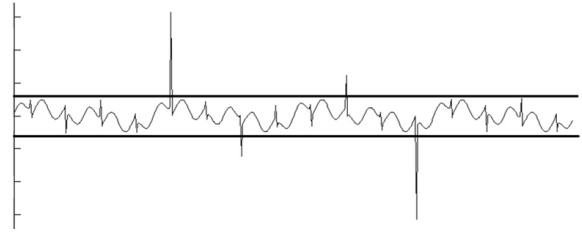


Figura 2. Ejemplo ilustrativo del filtrado por criterio k-sigma.

De este modo, en la Figura 2 se observa el resultado de la construcción de la banda donde, de un modo visual, se puede identificar aquellos puntos que salen de la normalidad establecida en el criterio de construcción de la banda, los cuales en un futuro serán candidatos a ser identificados como microsismos.

2.3. Adquisición de datos

Para la detección de los sismos que tienen lugar en la región estudiada se dispone de tres sismógrafos digitales, modelo CMG-40T de Guralp Systems, distribuidos geográficamente en diferentes lugares cercanos a la corta, formando, de manera aproximada, un triángulo (Figura 3). El sismógrafo A se ubica en el perímetro del hueco, mientras que el B y el C se encuentran más alejados y al sur.

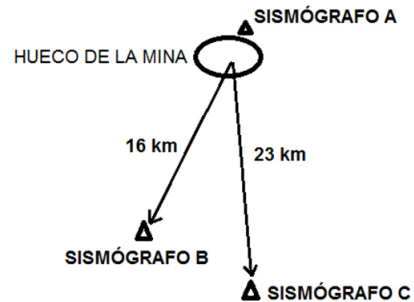


Figura 3. Esquema de la ubicación de los sismógrafos del estudio.

Los equipos registran en continuo, con una frecuencia de 100 Hz, en los tres ejes espaciales, resultando tres archivos por sismógrafo y día: E (eje este-oeste), N (eje norte-sur) y Z (eje vertical). Sistemáticamente se ha trabajado con los archivos correspondientes al eje E.

Como consecuencia de la frecuencia de muestreo de los equipos, cada archivo se compone de un total de 8.640.000 datos, siendo el tratamiento de tal volumen de información uno de los puntos clave del trabajo desarrollado.

Por otra parte, para la detección y cálculo horario de los eventos es necesario que los archivos de registro contengan una señal continua, sin huecos y que cubra las 24 horas del día. Por disponer del número mínimo de sismógrafos, la falta de señal de uno de ellos en un determinado momento conlleva la imposibilidad de realizar la triangulación para el cálculo del epicentro.

La buena detección de movimientos sísmicos depende de diversos factores, siendo clave el posicionamiento en campo de los equipos de medida, para lo que han de tenerse en cuenta distintos aspectos, como el nivel de ruido ambiental (que enmascara la señal sísmica), la distancia a núcleos habitados o infraestructuras (de cara a evitar el registro de señales originadas por la actividad humana), la accesibilidad y las condiciones climáticas (pueden condicionar el buen mantenimiento de los equipos) [13]. Asimismo, el ruido sísmico y las características geológicas del emplazamiento tienen una importante influencia en la calidad de los sismogramas obtenidos [13]. Por una parte, la presencia de suelos o materiales sueltos puede producir amplificaciones en las señales registradas. Por otra, se entiende por ruido sísmico aquella señal producida por diversos procesos rápidos de deformación ocurridos en la Tierra (presión atmosférica, cambios de temperatura, vibraciones antrópicas, etc.) y que se propaga por su interior, sumándose a la señal de origen sísmico.

En el caso tratado, los movimientos del terreno que se espera registrar en la zona son de baja magnitud (microsisimos), por lo que para su detección y discriminación frente a otras señales de origen no-sísmico se requiere una señal de buena calidad. La configuración óptima sería aquella en que los sismógrafos se encuentran aislados de perturbaciones externas, obteniendo una señal con un bajo nivel de ruido. Sin embargo, en la práctica se disponía de unas alternativas muy limitadas a la hora de emplazar los equipos de medida, optando por las localizaciones ya señaladas por permitir éstas la obtención de una señal aceptablemente buena, durante un periodo de tiempo prolongado (varios años), y cuya distribución

geográfica posibilita la posterior localización epicentral.

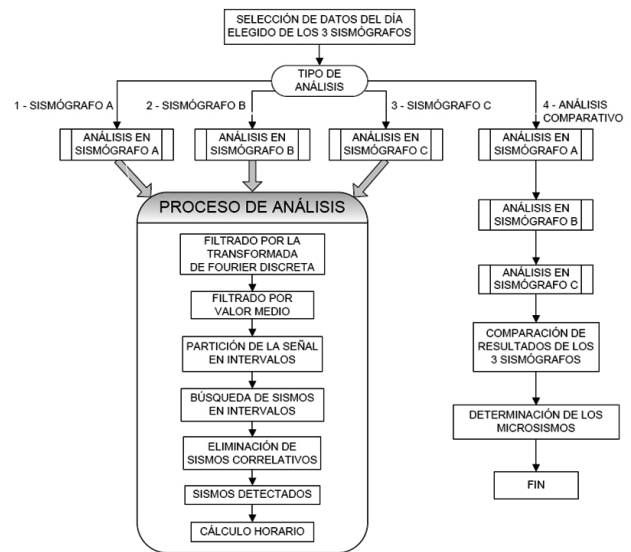


Figura 4. Procesado de los datos de los sismógrafos.

2.4. Metodología de detección

El proceso de tratamiento de los datos se esquematiza en la Figura 4. Con los archivos de los tres sismógrafos de un día, es posible realizar dos tipos de análisis: análisis de la señal de uno de los equipos, o análisis comparativo de las tres señales, siendo esta segunda opción la que permite representar los epicentros de los movimientos detectados.

Cualquiera que sea la opción elegida, se comienza realizando un preproceso a los datos para adaptarlos al formato establecido, para a continuación aplicar a la señal la transformada de Fourier discreta, que limpiará los ruidos que enmascaran las ondas sísmicas. El algoritmo aplicado al filtrar la señal es FIR (Respuesta de Impulso Finita) basado en la Transformada Rápida de Fourier (1).

El filtrado por criterio k-sigma (2) establece el baremo para la detección de índices correspondientes a sismos, considerándose que la señal de un movimiento sísmico será de mayor amplitud que el resto del registro. Por tanto, en el proceso de detección se considera como sismo toda señal cuya amplitud excede un valor establecido, proporcional a la desviación típica de la amplitud de toda la muestra.

La Figura 5 ilustra este preproceso, con la señal filtrada del sismógrafo A, en la que las líneas horizontales representan el valor umbral igual a 1.8 veces su desviación estándar.

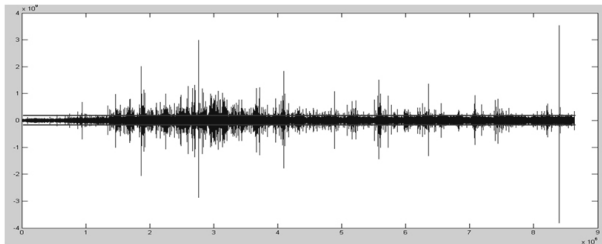


Figura 5. Señal filtrada del sismógrafo A, donde se señala con líneas horizontales la amplitud a partir de la cual se detectan los sismos del archivo.

A continuación, se divide cada señal en intervalos de tiempo, procediendo a comprobar si en cada uno de dichos intervalos hay un cierto número mínimo de índices que exceden el valor del filtro de valor medio, constituyendo en tal caso un sismo. Asimismo, aquellos intervalos consecutivos en los que se detecte un sismo constituirán un único evento, tomándose como referencia horaria la del primero de ellos.

Una vez realizado el análisis de cada sismógrafo y detectados los posibles eventos registrados, el análisis comparativo del conjunto comprueba si dichos eventos fueron detectados en todos los equipos con un determinado desfase temporal.

Por último, la metodología propuesta permite ejecutar el cálculo de los epicentros de los sismos basándose en el método gráfico, trazando tantas circunferencias como equipos de medida se tienen, y siendo el radio de cada circunferencia el producto entre el tiempo de detección del sismo por la velocidad de las ondas a través del terreno.

2.5. Metodología de localización epicentral

El cálculo de la posición epicentral de los sismos detectados se ve en este caso simplificado con respecto al caso general debido a los ya citados objetivos particulares, partiendo de una hipótesis básica: si el movimiento sísmico tiene su origen en la variación de esfuerzos en el terreno provocada por el llenado del hueco, el epicentro

se ubicará en las proximidades del mismo.

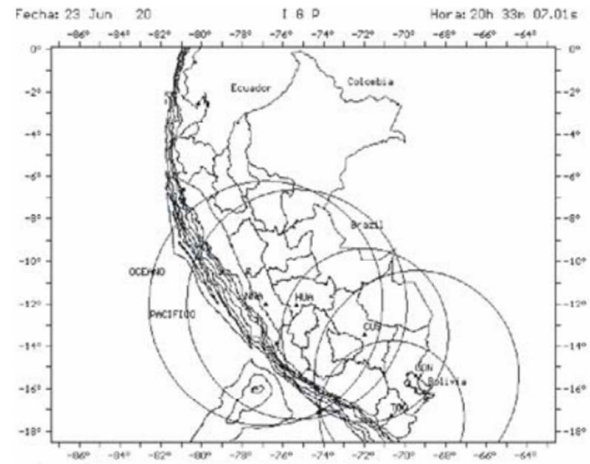


Figura 6. Ejemplo de localización de un epicentro. Fuente: [9].

En tales circunstancias, el sismógrafo A registraría en primer lugar el movimiento, seguido del B y el C, y al trazar las circunferencias con las respectivas distancias epicentrales éstas definirían una región o un punto común en las inmediaciones del hueco. Por el contrario, en caso de que el movimiento registrado no tenga relación con la restauración de la antigua explotación minera, su epicentro se encontrará alejado de dicha zona, por lo que siguiendo un procedimiento análogo al anterior las tres circunferencias resultantes no tendrán una región común, o ésta se encontrará alejada del hueco.

El método clásico de localización epicentral toma los tiempos de llegada de las primeras ondas (tipo P) y de las segundas (tipo S) en los sismogramas de varias estaciones, y con las velocidades de dichas ondas traza las correspondientes circunferencias [8-9], como ilustra la Figura 6.

Para la determinación de las distancias epicentrales desde cada equipo se toman los tiempos de llegada de las ondas tipo S y su velocidad de propagación en el terreno. Se considera que, debido a la baja magnitud de los microsismos estudiados, la identificación de manera fiable de la fase P no será posible en la mayoría de las ocasiones, pues su amplitud es menor que la de las ondas S y la fiabilidad de su detección depende de una relación señal/ruido de fondo óptima [13], lo que no se puede garantizar en este estudio.

3. RESULTADOS

3.1. Resultados de la detección de sismos

El proceso de determinación de los filtros óptimos se realizó minuciosamente por ser un factor clave dentro de la metodología, afectando directamente a los resultados de la misma. Así, se seleccionaron dichos filtros comparando los resultados obtenidos por la nueva metodología frente a la observación y determinación directa por parte del experto de las señales utilizando un software clásico de visualización de señales sísmicas.

Durante el proceso de optimización de la detección de sismos se diseñaron un total de 48 filtros, y se analizó la influencia de éstos y de otros parámetros en la calidad de la señal obtenida. Se observó que el patrón de los registros de los tres sismógrafos es diferente, mostrando distintos niveles de ruido, por lo que la búsqueda de los parámetros y del filtro óptimo se particularizó para cada uno de los equipos.

En el proceso de optimización de la detección de sismos se estudió la influencia de dos parámetros de diseño, como son el umbral a partir del cual la señal se considera un sismo y la diferencia temporal entre dos picos consecutivos para que éstos se consideren el mismo sismo.

En la Tabla 1, Tabla 2 y Tabla 3 se presentan los resultados representativos de la detección de sismos correspondientes a las diferentes pruebas realizadas, resaltándose los aciertos correspondientes a las configuraciones óptimas elegidas. Cada columna corresponde a un filtro particular, dividiéndose a su vez en tantas columnas como diferencias temporales entre dos picos consecutivos se hayan considerado (70 ms, 50 ms, 40 ms). Asimismo, en cada fila se indican los resultados obtenidos para diferentes anchos de banda, que establecen el rango de amplitudes fuera del cual se considera que la señal corresponde a un sismo (ver apartado 2.4). Los valores de los anchos de banda se calculan en función de la desviación típica de la muestra (2.8std, 2.7std, etc.).

Tabla 1. Resultados representativos sismógrafo A.

	Filtro 01			Filtro 02			Filtro 03			Filtro 04		
	70 ms	50 ms	40 ms	70 ms	50 ms	40 ms	70 ms	50 ms	40 ms	70 ms	50 ms	40 ms
2,8std	41%			47%			63%			71%		
2,6std	41%	48%		44%	51%		67%	69%		71%	71%	
2,5std		48%			54%		65%	69%		71%	72%	
A 2,3std		54%			56%			71%			76%	
2,1std					61%			73%			72%	
1,9std								73%			75%	
1,8std									72%			82%

Tabla 2. Resultados representativos sismógrafo B.

	Filtro 05		Filtro 03		Filtro 06		Filtro 02	
	70 ms	40 ms	70 ms	40 ms	70 ms	40 ms	70 ms	40 ms
2,5std	14%		12%		16%		22%	
2,2std		47%		53%		53%		66%
2std		32%		30%		60%		62%
B 1,8std		59%		60%		64%		64%
1,6std		35%		40%		43%		44%
1,4std		33%		48%		48%		51%

Tabla 3. Resultados representativos sismógrafo C.

	Filtro 07			Filtro 08			Filtro 09			Filtro 10	
	70 ms	50 ms	40 ms	70 ms	50 ms	40 ms	70 ms	50 ms	40 ms	50 ms	40 ms
C	2,2std	58%	58%	56%	56%		49%	58%			
	2std		60%		60%			55%		59%	
	1,8std		63%		57%			59%		66%	
	1,6std		57%	59%	61%	62%		59%	66%	66%	72%
	1,4std			60%		61%			66%		76%

Tabla 4. Resumen del acierto en la detección de sismos con la configuración final en una muestra representativa formada por 15 observaciones, correspondientes a dos meses diferentes.

	OBSERVACIÓN N°															Total
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Sismos presentes	1	4	8	2	11	27	11	13	1	9	7	3	10	3	1	111
Sismos detectados	1	1	6	1	7	26	9	10	0	7	5	2	10	3	1	89
Acierto	100%	25%	75%	50%	64%	96%	82%	77%	0%	78%	71%	67%	100%	100%	100%	80%

Los filtros y la configuración finalmente aplicados a las señales de cada sismógrafo son aquellos que maximizan el porcentaje de acierto. Así, la detección de microsismos en la zona estudiada en un periodo de tiempo representativo de 15 observaciones deparó el nivel de acierto de la Tabla 4.

Al analizar los registros de un día es posible que la metodología diseñada detecte cierto número de eventos, aunque sólo un reducido porcentaje de ellos corresponde a sismos reales. Las restantes señales detectadas con esta metodología son descartadas en base a diferentes criterios, que se explican a continuación.

En primer lugar, los eventos detectados pueden tener un origen artificial, con alguna o varias de las siguientes

características [13]: localización epicentral repetida y muy superficial; repetición horaria de los eventos; y grandes amplitudes de la fase P, comparables a la fase S. Además, la presencia de voladuras en la zona también constituye una fuente artificial de este tipo de señales.

Especialmente significativa es la característica referida a las grandes amplitudes de las ondas P, que en numerosas ocasiones será determinante para discriminar sismos reales (Figura 7a) de los que no lo son (Figura 7b). En los registros de terremotos reales se observa una primera fase P y una segunda fase S de mayor amplitud, pero frecuentemente las señales registradas por los tres equipos instalados en este trabajo presentan aumentos súbitos de amplitud que la metodología de análisis diseñada detecta e interpreta como una señal sísmica, a pesar de no serlo realmente.

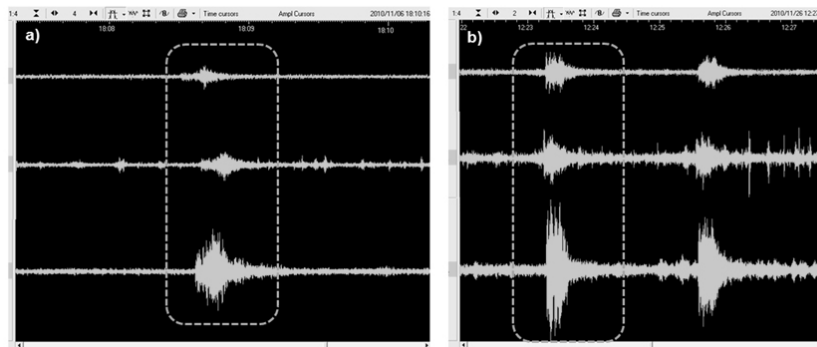


Figura 7. El ejemplo a) representa un sismo real registrado por la red de sismógrafos, mientras que el ejemplo b) se trata de un evento identificado como un sismo a pesar de no serlo en realidad.

En otras ocasiones, los eventos detectados son difícilmente identificables en los registros de los tres sismógrafos (en uno o dos se identifica claramente la señal detectada, pero no así en el tercer equipo). En el caso de interés, los sismos originados en las proximidades del hueco serán registrados de manera suficientemente nítida en los tres equipos considerados, una vez realizado el filtrado de las señales, por lo que los movimientos descritos son descartados.

3.2. Resultados de la localización de los sismos

La localización de los epicentros se realiza de acuerdo con la metodología y criterios expuestos en el apartado 2.5, a partir del método gráfico.

Considerando que el microsismo tenga lugar en las inmediaciones del hueco, las ondas sísmicas atravesarán inicialmente una formación de arcillas y un macizo granítico después, siendo la velocidad de propagación de las ondas S de 0'7 km/s [18], y 3'6 km/s [19], respectivamente. Teniendo en cuenta la extensión de cada tramo, la velocidad de propagación de las ondas S promediada entre las estaciones de medida será de 2'9 km/s.

Asumiendo que el A es el primer sismógrafo en detectar el sismo en nuestro caso de interés, se calcula la diferencia temporal entre su señal y la de los otros dos sismogramas, para a partir de dichos tiempos (en el caso del sismógrafo A, se toma un valor estimativo del tiempo transcurrido desde el inicio real del movimiento hasta su detección) y de la velocidad de las ondas S estimada, obtener las respectivas distancias epicentrales, que constituyen los respectivos radios de las circunferencias con centro en las ubicaciones de los equipos.

Teniendo esto en cuenta, la localización epicentral de los microsismos detectados con esta metodología constituye el discriminante último y permite determinar la existencia o ausencia de movimientos sísmicos en la zona analizada. Con el objetivo de comprobar la eficacia y la fiabilidad de esta localización del epicentro, se han supuesto un total de ocho hipotéticos microsismos distribuidos en un radio de hasta 50 km alrededor del hueco, de los cuales únicamente uno de ellos tiene su epicentro dentro del lago. A partir de los tiempos de llegada de las ondas desde los supuestos epicentros, se comprobó que la localización obtenida con la metodología descrita era acertada en todos los

casos, permitiendo descartar de manera fiable aquellos sismos originados fuera del área de interés.

4. CONCLUSIONES

En este estudio se plantea una metodología de detección de sismos de baja magnitud que permite el estudio de los archivos procedentes directamente de los tres equipos disponibles en campo, filtrando sus señales de ruidos para identificar los eventos sísmicos que se puedan haber producido y representando de manera aproximada la ubicación de sus epicentros con el fin de identificar posibles zonas de riesgo sísmico en las inmediaciones del lago. De este modo, es posible discernir si los movimientos de baja magnitud detectados se originan en una zona concreta de interés.

Se particulariza el proceso de cálculo del epicentro de un sismo para la situación concreta de la restauración de un hueco minero mediante la creación de un lago artificial, siendo el objetivo último determinar si se producen movimientos sísmicos causados por el llenado del hueco, pudiendo tratarse en dicho caso de sismicidad inducida.

La metodología diseñada permite detectar posibles microsismos a partir de la señal de únicamente 3 sismógrafos emplazados en campo, manejando un volumen de datos importante debido a la frecuencia de muestreo de dichos equipos.

Las aproximaciones consideradas para la detección de sismos y ubicación de sus epicentros son asumibles, habiéndose obtenido unos resultados de acierto en la detección de eventos del 80% y descartándose adecuadamente aquellos movimientos cuyo origen tiene lugar fuera de la zona de estudio, con un 97% de acierto en este aspecto.

Como líneas futuras de investigación se plantea la ampliación de la metodología presentada al caso de más aparatos de medida, así como la posible incorporación de los tres ejes de medida mencionados anteriormente, de cara a favorecer la robustez y estabilidad.

REFERENCIAS

- [1] Herraiz, M. y Lindo, R., Sismicidad inducida por embalses. Análisis del efecto de carga, Geogaceta, 20 (6), pp. 1352-1354, 1996.

- [2] Gupta, H. K., Narain, H., Rastogi, B. K. and Mohan, I., A study of the Koyna Earthquake of December 10, 1967, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59, pp. 1149-1162, 1969.
- [3] Kebeasy, R.M., Maamoun, M., Ibrahim, E., Simpson, D.W. and Leith, W.S., Earthquakes studies at Aswan reservoir, *Journal of Geodynamics*, 7, pp. 173-193, 1987.
- [4] Keith, C., Simpson, D.W. and Soboleva, O.V., Induced seismicity and style of deformation at Nurek reservoir, Tadjik, USSR, *Journal of Geophysical Research*, 8, pp. 4609-4624, 1982.
- [5] Casas-Sainz, A., Sismicidad inducida por el embalse de Itoiz. Internal report. Confederación Hidrográfica del Ebro. Disponible en: <http://www.chebro.es> [2005].
- [6] Ruiz, M., Gaspà, O., Gallart, J., Díaz, J., Pulgar, J.A., García-Sansegundo, J., López-Fernández, C. y González-Cortina, J.M., Aftershocks series monitoring of the September 18, 2004 M=4.6 earthquake at the western Pyrenees: A case of reservoir-triggered seismicity? *Tectonophysics*, 424, pp. 223-243, 2006.
- [7] Gómez, D., Marulanda, J. y Thomson, P., Sistemas de control para la protección de estructuras civiles sometidas a cargas dinámicas, *Dyna*, 75 (155), pp. 77-89, 2008.
- [8] Antayhua Vera, Y., Cálculo de los parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 8 de octubre de 1998, *Revistas de Trabajos de Investigación CNDG*, Instituto Geofísico del Perú, pp. 81-92, 2000.
- [9] Huayhua Calapuja, C. P., Cálculo de los parámetros hipocentrales del sismo del 23 de junio de 2001, *Compendio de Trabajos de Investigación CNDG*, Instituto Geofísico del Perú, Vol. 5, pp. 111-124, 2004.
- [10] Asad, A. M., Pullammanappallil, S. K., Anooshehpour, R. and Louie, J. N., Inversion of travel time data for earthquake locations and three-dimensional velocity structure in the Eureka Valley area, eastern California, *Bulletin of Seismological Society of America*, 89, pp. 796-810, 1999.
- [11] López-Fernández, C., Pulgar, J. A., González-Cortina, J. M., Gallart, J., Díaz, J. y Ruiz, M., Actividad sísmica en el noroeste de la Península Ibérica observada por la red sísmica local GASPI (1999-2002), *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 24, pp. 91-106, 2004.
- [12] González-Cortina, J. M., Pulgar, J.A., López-Fernández, C., Gallart, J., Díaz, J. y Ruiz, M., Terremoto de 19 de febrero de 2001 (mb 2'6, IGN) al E de La Vega de Riosa (Asturias): ¿un caso de sismicidad inducida en una mina española registrado instrumentalmente?, VII Congreso Geológico de España. Las Palmas de Gran Canaria, España, *Geo-Temas* (Madrid), 10, pp. 272-274, 2008.
- [13] López Fernández, C., Actividad sísmica, zonación sismotectónica y riesgo sísmico en el NO de la Península Ibérica [PhD Thesis], Universidad de Oviedo, Serie Nova Terra, nº35, Instituto Universitario de Geología, 2008.
- [14] Lee, C. P., Kim, K. H., Huang, B. S. and Huang, W. G., Seismicity, active faults, stress patterns, and rupture processes in the Hualien region, Taiwan, investigated using the 1990 Hualien earthquake sequence, *Tectonophysics*, 511, pp. 27-37, 2011.
- [15] Mandal, P. and Pandey, O. P., Relocation of aftershocks of the 2001 Bhuj earthquake: A new insight into seismotectonics of the Kachchh seismic zone, Gujarat, India, *Journal of Geodynamics*, Volume 49, Issue 5, pp 254-260, 2010.
- [16] Chiaraluce, L., Valoroso, L., Anselmi, M., Bagh, S. and Chiarabba, C., A decade of passive seismic monitoring experiments with local networks in four Italian regions, *Tectonophysics*, Volume 476, Issues 1-2, pp. 85-98, 2009.
- [17] Pérez Saiz, Á. y Roca Adrover, A. M., Criterios básicos sobre instrumentación sísmica de presas y embalses, *Revista de Obras Públicas*, 128, número 3194, pp. 499-505, 1981.
- [18] Rodríguez Segurado, M., Caracterización de la Respuesta Sísmica de los Suelos. Aplicación a la ciudad de Barcelona [PhD Thesis], Universidad Politécnica de Cataluña, 2005.
- [19] Tarbuck, E. J. y Lutgens, F. K., *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*, Prentice Hall, 1999.