

CAPACIDAD DE LOCALIZACIÓN DE UNA RED SISMOGRÁFICA

F. Alejandro Nava, José Acosta y José Frez

Departamento de Sismología,

División de Ciencias de la Tierra, CICESE

E-mail: fnava@cicese.mx, jchang@cicese.mx, jofrez@cicese.mx

RESUMEN

Se presenta un método para estimar la capacidad de localización hipocentral de una red de sismógrafos en un área determinada, que es la probabilidad de que haya cobertura suficiente para la localización para cada punto del área considerada. El método considera la distribución espacial de las estaciones y requiere de una ley de atenuación y de una relación Gutenberg-Richter. Se presenta, como ejemplo de motivación y aplicación, el análisis de la capacidad de una red sismográfica para interpretar los resultados de un estudio de microsismicidad efectuado en la falla de Agua Blanca, en Baja California, México. El método puede ser generalizado para el diseño de redes sismográficas.

INTRODUCCIÓN

Este trabajo propone un método simple para determinar el efecto de la distribución espacial de las estaciones de una red sismográfica en su capacidad de localización. Discutiremos el problema para el caso 2D, cuando no hay gran variación en las profundidades hipocentrales, pero el método es inmediatamente extensible a 3D.

Es obvio que una red sismográfica tiene mejor capacidad de localización donde la densidad de estaciones es mayor. Sin embargo, a veces conviene tener una estimación cuantitativa de dicha capacidad con objeto de ayudar en la interpretación de la sismicidad registrada. La estimación cuantitativa permite discriminar las agrupaciones espaciales o temporales reales de aquellas que son artefactos de la distribución de las estaciones sísmicas. Permite también interpretar adecuadamente diferencias en parámetros como la magnitud de cobertura completa (Wiemer y Wyss, 2000) o aparentes

cambios de magnitud en el tiempo (Zúñiga y Wyss, 1995) debidos a cambios geográficos de actividad a regiones con mejor o peor cobertura.

El problema de detección de datos telesísmicos, orientado principalmente a la detección de explosiones nucleares, ha sido ampliamente tratado para redes de gran apertura y complejos arreglos diseñados para dicho fin; pero el problema de detección para redes locales o regionales enfocadas al estudio de sismos naturales no ha recibido la misma atención. Con el fin de estimar la capacidad de detección/localización de estas redes Gombert (1991) utiliza el modelo de atenuación de la fórmula de magnitud para estimar la capacidad de detección en estaciones particulares y de allí obtiene una amplitud de detección promedio para los puntos de interés; Schorlemmer y Woessner (2008) parten de probabilidades para cada estación, estimadas a partir de estadísticas de fases sísmicas observadas, y a partir de éstas

obtienen probabilidades síntesis para la región de interés. El método aquí propuesto utiliza un método más directo que requiere menos suposiciones que los arriba mencionados.

Ilustraremos el método propuesto con un ejemplo de monitoreo exploratorio de la actividad sísmica en la falla de Agua Blanca, situada al sur de la ciudad de Ensenada en Baja California, México. El objetivo del estudio fue contribuir a determinar si dicha falla es actualmente activa; no presentamos aquí detalles sobre tectónica, geología, análisis sísmológico o conclusiones finales, que son reportadas en Frez et al. (2009). Aquí sólo es mencionado el efecto de la distribución de estaciones de la red en el análisis de la distribución espacial de sismos.

La Figura 1 muestra la región de la falla de Agua Blanca, en el norte de Baja California, e indica por un polígono convexo, el área de estudio que cubre unos 15 km a ambos lados de la falla,

contenida dentro de la red de 41 estaciones portátiles de periodo corto y tres componentes, que operó durante dos meses en 2001. La Figura 1 muestra también los epicentros de los sismos localizados durante el monitoreo en cuestión; puede verse una concentración de epicentros que forma un nido sísmico en el valle de la Trinidad y que claramente no representa actividad en la falla de Agua Blanca y, por tanto, no será tomada en cuenta con respecto a esta actividad.

Del análisis de las localizaciones y de la distribución en profundidad de los hipocentros dentro del polígono, por razones que se detallan en Frez et al. (2009) y que no vienen al caso para la presente discusión, decidimos considerar como posible actividad asociada con la falla, aquellos eventos cuyos epicentros se encuentran en una banda de 8km de ancho a lo largo del trazo principal de la falla (Figura1). Si planteamos como hipótesis nula que la presencia de la falla de Agua Blanca (o de alguna otra zona sismogénica en

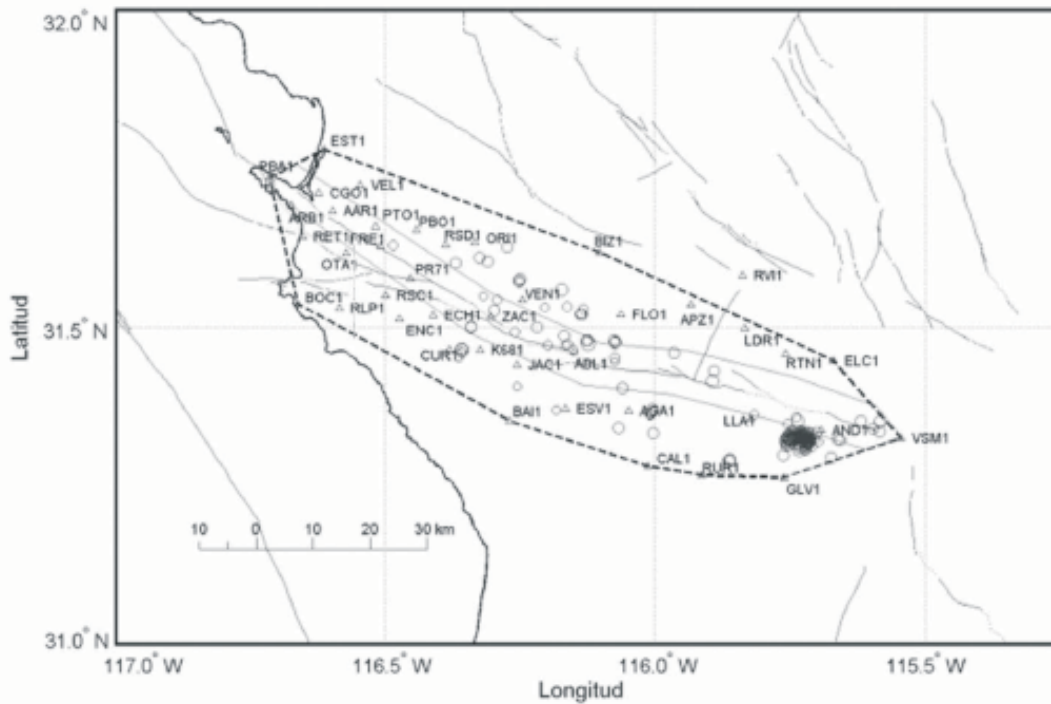


Figura 1. Mapa que muestra la región de la falla de Agua Blanca, el arreglo de estaciones (triángulos), el área de estudio (polígono convexo, línea punteada), la sismicidad localizada dentro del área de estudio y la banda, mencionada en el texto, alrededor de la falla (polígono de línea continua).

el área) no tiene influencia sobre la distribución de eventos en la región, entonces los eventos estarían repartidos de manera uniforme sobre el área de estudio, y la probabilidad de que un epicentro caiga dentro de la banda corresponde a la razón de áreas de banda y polígono, $p_0 = 0.2663$. Del total de 56 eventos dentro del polígono, 25 están dentro de la banda y la probabilidad binomial de esta proporción es

$$\Pr(25,56 | p_0) = C_{56,25} p_0^{25} (1-p_0)^{56-25} = 0.0016,$$

lo que nos permite rechazar la hipótesis nula al nivel de confianza de 99.7 %. Por tanto, se podría concluir que sí hay actividad asociada con la falla de Agua Blanca. Sin embargo, surge la pregunta: Dado que la red sismográfica fue instalada expresamente para observar la actividad asociada con la falla, ¿puede la concentración observada en la banda ser un artefacto de la distribución espacial de la red? Para contestar esta muy pertinente pregunta, empleamos el método descrito a continuación.

MÉTODO

El método, de sencilla aplicación, consiste en determinar, para un área de estudio dada, dónde es más probable que la ocurrencia de sismos de distintos tamaños pueda ser registrada por un número de estaciones $N \geq N_{crit}$, donde N_{crit} es considerado el mínimo que permite obtener una localización confiable. Llamamos criterio de cobertura adecuada a tener $N \geq N_{crit}$ y cobertura acimutal adecuada. El criterio puede considerar otros factores según necesidades particulares.

El método consta de los siguientes pasos:

La primera etapa consiste en definir el arreglo de estaciones de la red sismográfica y el área considerada.

La segunda etapa consiste en definir un arreglo de puntos dentro del área, los cuales servirán

como epicentros para probar la sensibilidad de la red de estaciones.

La tercera etapa consiste en determinar, para cada punto del arreglo, es decir para cada epicentro simulado, la distancia radial mínima, r , dentro de la cual se cumple el criterio de cobertura adecuado. Para toda la red se determina la distancia mínima r_a para la cual todos puntos del arreglo tienen cobertura adecuada, y la distancia mínima r_{min} para la cual hay al menos un punto con cobertura adecuada.

La cuarta etapa consiste en evaluar la sensibilidad de cada punto, mediante tres procesos:

1. A partir de la mínima magnitud con cobertura apropiada, M_a (magnitud de completez (Wiemer y Wyss, 2000)), determinada del histograma Gutenberg-Richter (G-R) (Gutenberg y Richter, 1954) para la zona de estudio, y la distancia r_a , se determina la mínima amplitud observable sobre el nivel de ruido. Esta determinación se puede hacer con base en alguna relación de atenuación (teórica o empírica); nosotros utilizamos $A_0(r)$ de la fórmula para la magnitud de Richter (Richter, 1958),

$$M = \log A - \log A_0(r) \quad (1)$$

Si los instrumentos no son todos iguales, o los sitios tienen respuestas locales muy diferentes, será necesario introducir correcciones por instrumento.

2. A partir de dicha amplitud se determina, con base en la misma curva de atenuación, la mínima magnitud observable M_r , para cada r .

3. De la relación G-R,

$$\log N(M) = a - b M \quad (2)$$

se estima para cada r el número de sismos esperados, N_r (sismos con magnitudes $M \geq M_r$).

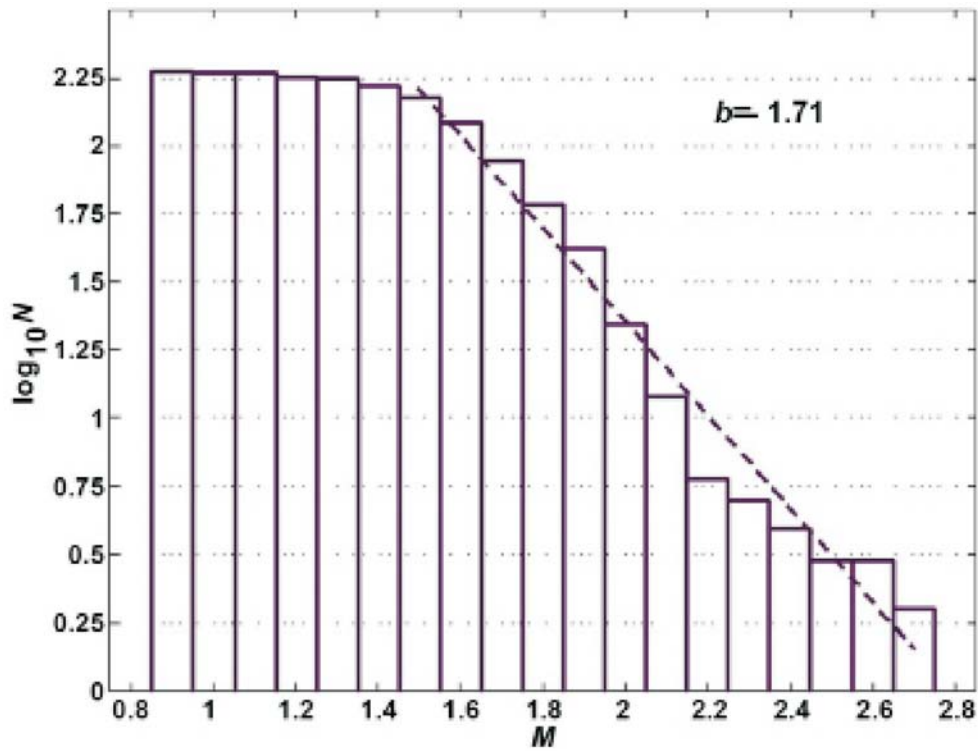


Figura 2. Histograma Gutenberg-Richter observado, donde $N(M)$ es el número de sismos con magnitud $\geq M$.

4. Se calcula la probabilidad P_r asociada a cada punto mediante la normalización de los valores N_r por el número total de sismos esperados para M_{\min} , la mínima magnitud observada por algunas estaciones de la red, $N(M_{\min})$, de manera que el o los puntos que registren todos los sismos tengan probabilidad uno.

EJEMPLO DE APLICACIÓN

A continuación se describe con mayor detalle las cuatro etapas del método, junto con la descripción de su implementación.

El área definida en la primera etapa es usual, pero no necesariamente, el área contenida dentro de la red; esto es, los puntos internos a los triángulos formados por las combinaciones de estaciones tomadas de tres en tres (puede obtenerse

como el menor polígono convexo que contiene a las estaciones). El área considerada en nuestro ejemplo es el polígono convexo mostrado en la figura 1. En esta etapa se determina la magnitud más pequeña detectada por la red sismográfica M_{\min} , y la magnitud mínima M_a , que sigue el patrón de Gutenberg-Richter.

El arreglo de puntos de la segunda etapa puede tener cualquier distribución que permita observar variaciones en la sensibilidad de la red sismográfica; sin embargo es recomendable emplear los nodos de una malla regular, ya que las distancias entre nodos determinan el nivel de detalle del estudio. En nuestro ejemplo, consideramos una malla con elementos de $0.5 \times 0.5 \text{ km}^2$.

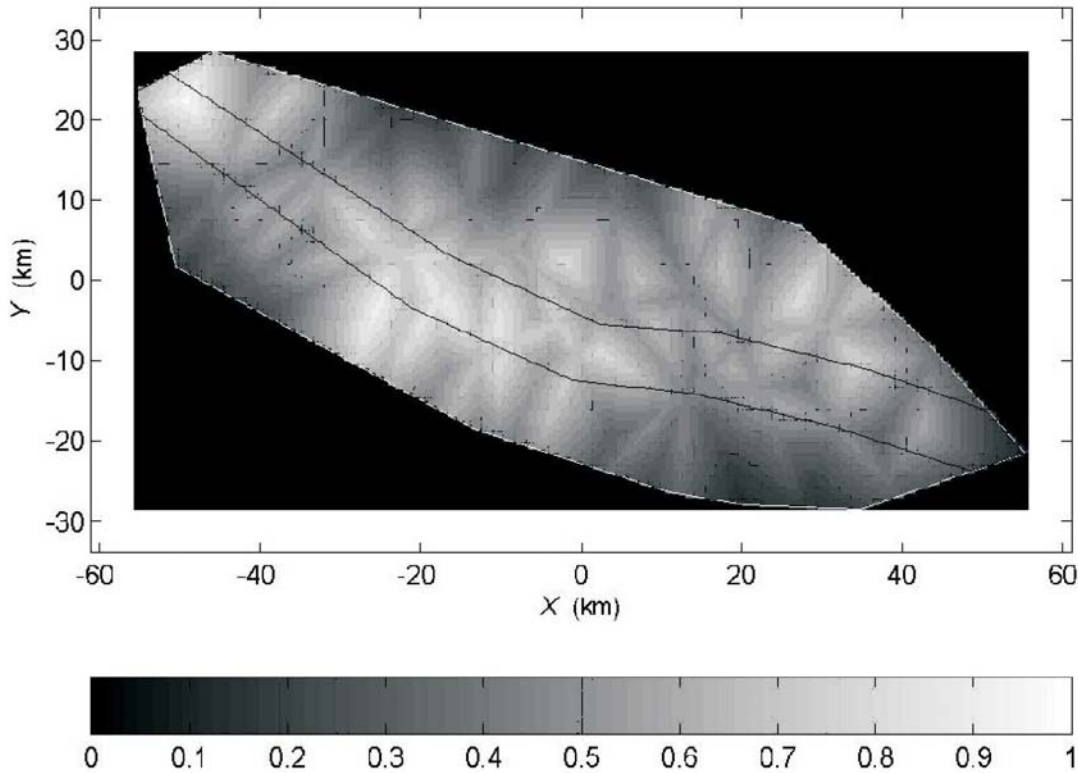


Figura 3. Probabilidades de cobertura adecuada en el área de estudio.

La búsqueda de la distancia radial mínima de la tercera etapa se realiza para cada uno de los nodos de la malla, probando si el criterio de cobertura apropiada es satisfecho para distancias que decrecen a partir de r_a en decrementos Δr . Como r_a no se conoce inicialmente, se utiliza una distancia inicial grande, del orden de la separación media entre estaciones y r_a se determina a posteriori. La precisión de las determinaciones aumenta conforme disminuye Δr , pero los resultados finales no dependen fuertemente de dicha precisión. Para nuestro ejemplo, $r_a=27\text{km}$, $\Delta r=1\text{ km}$ y $r_{\min}=7\text{ km}$.

Para la cuarta etapa, el histograma G-R de todos los sismos registrados en el área, mostrado en la Figura 2, indica que la cobertura es adecuada para sismos con magnitud mayor o igual a $M_a=1.5$ y que no fue posible localizar sismos para magnitudes menores a $M_{\min}=1.1$; estas magnitudes deben aproximadamente corresponder, por tanto, a los alcances r_a y r_{\min} , respectivamente.

Donde la cobertura es completa el histograma G-R es ajustado por la recta $\log N(M)=4.77-1.71M$, de donde calculamos $N_r=N(r)$ y, finalmente P_r .

La Figura 3 muestra las probabilidades resultantes del análisis, codificadas en color (edición electrónica) o tonos de gris (edición impresa) según la barra de la parte inferior; los tonos más claros corresponden a las probabilidades más altas. Vemos que las probabilidades son más bien altas para la banda a lo largo de la falla, y la probabilidad de que un epicentro se encuentre en esta banda, de acuerdo a la hipótesis nula, aumenta a $p=0.3047$.

La correspondiente probabilidad $\Pr(25,56|p)=0.0089$, permite rechazar la hipótesis nula al nivel de confianza de 98.2%, con la seguridad de que la concentración observada no es artefacto de la geometría de la red.

CONCLUSIONES

Presentamos un método para estimar la probabilidad de cobertura adecuada para una red sismográfica y mostramos un ejemplo de aplicación. Obviamente, es posible dar muchas otras aplicaciones al conocimiento de dicha probabilidad, incluyendo el propio diseño de redes. Para diseño, r_a y r_{\min} son determinados a partir de la distribución propuesta de estaciones; obviamente no se cuenta con un histograma G-R medido por la red, por lo que es necesario determinar M_a y M_{\min} a partir de observaciones de ruido en los sitios propuestos y una curva de atenuación, empírica o teórica; para estimar $N(M)$ puede usarse una relación G-R regional o aproximar ésta con un valor estándar $b \sim 1$.

El caso común de que la red tenga diferentes configuraciones para distintos periodos, puede ser fácilmente tratado considerando cada configuración por separado o, si se desea, obtener una probabilidad promedio sumando ponderadamente las probabilidades para las distintas configuraciones y renormalizando.

Debido a las particulares características del estudio de ejemplo, el método pudo emplearse en su forma más simple, pero es sencillo adecuarlo para tratar complicaciones como instrumentos con distintas amplificaciones, estaciones con elevaciones significativas, o estimación de probabilidades en un volumen tridimensional.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro reconocimiento a los colegas que arbitraron este trabajo. Agradecemos a Ramón Zúñiga sus valiosos comentarios. Esta investigación fue financiada por CONACYT, proyecto 35228-T, y CICESE.

REFERENCIAS

- Frez, J., Acosta, J., Nava, F., Suárez, F., González, J., Arellano, G., Álvarez, S., Carlos, J., García-Arthur, R. y Alvarez, M. (2009) Microseismicity studies in northern Baja California, Mexico: the Agua Blanca fault, Bull.Seismol.Soc.Am., sometido.
- Gomberg, J. (1991) Seismicity and detection/location threshold in the southern Great Basin seismic network. J.Geophys.Res. 96, 16401-16414.
- Gutenberg, B. & Richter, C. (1954) Seismicity of the Earth and related phenomena. Princeton Univ.Press, 768pp.
- Richter, C. (1958) Elementary seismology. W.H.Freeman & Co, USA, 768pp.
- Schorlemmer, D. y Woessner, J. (2008) Probability of Detecting an Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America 98, 2103-2117; DOI: 10.1785/0120070105,
- Wiemer, S. y Wyss, M. (2000) Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. Bull. Seismol.Soc.Am. 90, 859–869.
- Zúñiga, R. y Wyss, M. (1995) Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs: Influence on b-value estimates. Bull. Seismol.Soc.Am. 85, 1858-1866.

Recepción del manuscrito: 13 de abril 2009
Aceptación del manuscrito: 4 de agosto 2009