

RELOCALIZACIÓN DE LOS EVENTOS SÍSMICOS DEL VOLCÁN TUNGURAHUA Y SU ANÁLISIS DE ERROR

C. Indira Molina P.¹
Álvaro P. Acevedo²
Mario C. Ruiz¹

1 Instituto Geofísico/
Departamento de Geofísica.
Escuela Politécnica
Nacional, Quito.
2 Observatorio Vulcanológico
y Sismológico Ingeominas.
Manizales, Colombia.

Resumen

La localización de los eventos sísmicos es uno de los factores de mayor trascendencia en el monitoreo volcánico. Hoy en día muchos sismólogos dirigen sus esfuerzos para optimizar tanto el proceso como el resultado de este parámetro. Para ello inicialmente se debe calcular un modelo de velocidades de la corteza apropiado, mediante el cual se nos permita conocer la confiabilidad tanto de la red sísmica como el de la localización misma del evento.

Abstract

The location of seismic events is one of the factors of great importance in volcano monitoring. It is for this that presently there is much effort directed towards optimizing the results of this parameter. To determine a velocity model is of supreme importance, because it allows us to know the reliability of both the seismic network and the event location.

imolina@igepon.edu.ec

INTRODUCCIÓN

El Tungurahua es uno de los volcanes más activos del Ecuador. Este volcán se encuentra ubicado cerca de una de las ciudades más turísticas del país: Baños, y, por lo tanto su vigilancia instrumental requiere ser analizada, con el fin de conocer el grado de precisión e incertidumbre con el cual se obtienen los datos. El monitoreo instrumental del Tungurahua se inició en 1981, cuando INECEL operó una red sísmica alrededor del volcán durante tres meses. Luego, a mediados de 1989 el Instituto Geofísico instala una estación sísmica ubicada a 8.5 km del cráter en el flanco norte del volcán. En 1992 ya se contaba con 3 estaciones sísmicas (RUNT, MSON y ARAY) y posteriormente en 1993 dicha red sísmica fue reforzada con la instalación de 2 estaciones más de monitoreo (JUIVE y RETU). Ya para 1994 la red se encontraba conformada por 5 estaciones permanentes, de las cuales 3 (ARAY, RUNT y JUIVE) fueron necesariamente reinstaladas en sitios muy cercanos a los originales debido a problemas de tipo geológico (inestabilidad del terreno) y a altos niveles de ruido ambiental. Debido a las anomalías que el volcán comenzó a presentar en 1999, se instalaron otras 4 estaciones sísmicas (ULBA, SUIZA, IGUA y PATA). Es decir que cuando se inició el ciclo eruptivo del volcán, se contaba con 11 estaciones sísmicas de período corto cuya ubicación varió entre 2 y 11 km desde el cráter del volcán (figura 1).

El principal propósito de este trabajo, es estudiar la confiabilidad de uno de los parámetros que caracterizan un evento sísmico: *la localización*. Para ello, inicialmente se obtuvo un modelo de velocidades 1-D y mediante el trazado de rayos teóricos se evaluó la confiabilidad de la red sísmica actual del Tungurahua, en función del ERH (error horizontal), ERZ (error vertical) y RMS (error medio cuadrático) (Lee W.H.K., y Lahr, J.C., 1975).

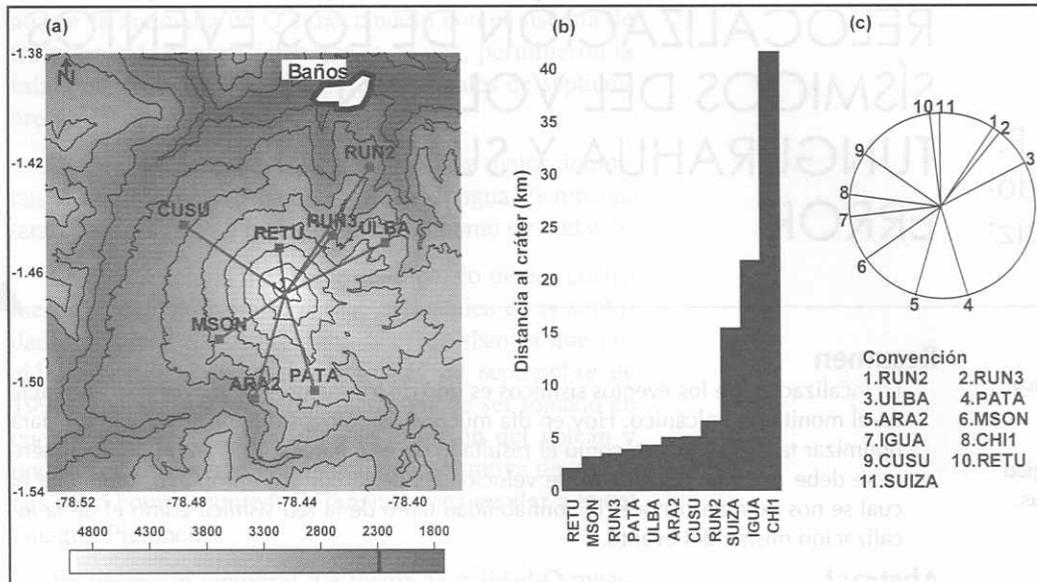


Figura 1. a) Red de monitoreo sísmico actual (septiembre de 1999) respecto al cráter y la ciudad de Baños (no constan Suiza, Igua y Chi1 que están fuera del mapa), b) Distribución de las estaciones de acuerdo con la distancia epicentral (respecto al cráter), c) Distribución angular (azimutal) de las estaciones (respecto al cráter).

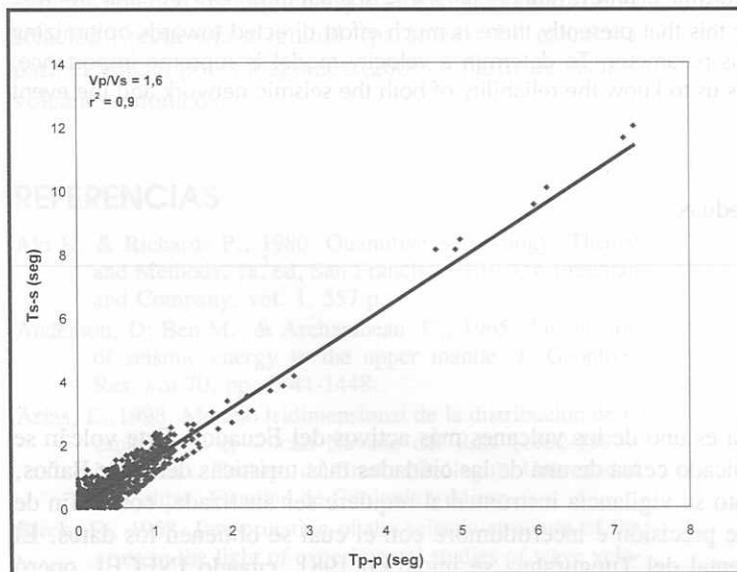


Figura 2. Diagrama de Chatelain (Chatelain, 1978) $T_p - p$ vs $T_s - t_s$. La pendiente de la recta de regresión lineal es igual a $V_p/V_s = 1.6$. El factor de correlación lineal (r^2) de la recta es de 0.9.

MODELO DE VELOCIDADES

Para el cálculo del modelo de velocidades del Tungurahua, se tomaron 615 sismos (entre octubre de 1994 y mayo de 1999) detectados por las redes sísmicas existentes, con epicentros localizados en un radio máximo de 10 km alrededor del volcán. Se trabajó con 4 a 5 estaciones sísmicas alrededor del volcán y tres adicionales en los flancos de los volcanes Cotopaxi y Chimborazo. Inicialmente estos eventos fueron procesados con el modelo de velocidades regional ASW (modelo original) obtenido por el Proyecto Nariño (EMAP-Q, 1988). Luego de haber procesado estos sismos con dicho modelo, se realizó una depuración de acuerdo con 3 selecciones: mínimo 7 fases (P y S) leídas, una buena lectura (factor de correlación lineal aceptable determinado a partir del diagrama de Wadati (Wadati K., 1933) y finalmente no se tuvieron en cuenta aquellos sismos cuyo tiempo de origen (T_o) calculado con el diagrama de Wadati no con-

cordaran con el tiempo de origen calculado por el programa Hypo71 (Lee W.H.K., y Lehr, J.C., 1975; modificado por J. Frechet y J.P. Glot., 1984), para esto se consideró aceptable una diferencia de dos segundos como máximo, debido a que si la diferencia entre los tiempos es grande, el sismo probablemente no se encuentre bien localizado. Esta última selección realizada probablemente introduce una ligera dependencia de la solución con el modelo de velocidades original ASW (EMAP-Q, 1988; modificado internamente por el Instituto Geofísico). Finalmente quedaron 58 eventos a los cuales se aplicó el método de Wadati (Wadati K., 1933) y/o Riznichenko (Riznichenko Y.V., 1958), obteniendo un valor para la relación de velocidad de P a velocidad de S (V_p/V_s) de 1.65 y de 1.6 mediante el método de Chatelain (Chatelain, 1978) (figura 2). Posteriormente, mediante el método de ensayo y error se halló el mejor valor de velocidad de P (V_p) promedio con una población de datos de 134 eventos correspondientes a aquellos sismos con 7 fases de lectura. Estos eventos fueron localizados con un modelo de una sola capa cuyo V_p/V_s fue de 1.65 y un V_p que varió entre 0.1 y 5 km/s con intervalos de 0.1 km/s. Debido a que los resultados por cada V_p establecido en cada uno de los 50 modelos de prueba arrojaron localizaciones, ERH (error horizontal), ERZ (error vertical) y RMS (error medio cuadrático) diferentes, se realizó una nueva selección de los datos de entrada, que consistía en eliminar aquellos eventos que arrojaron valores extremos (muy altos) de ERH, ERZ y RMS de manera simultánea en todos los modelos de

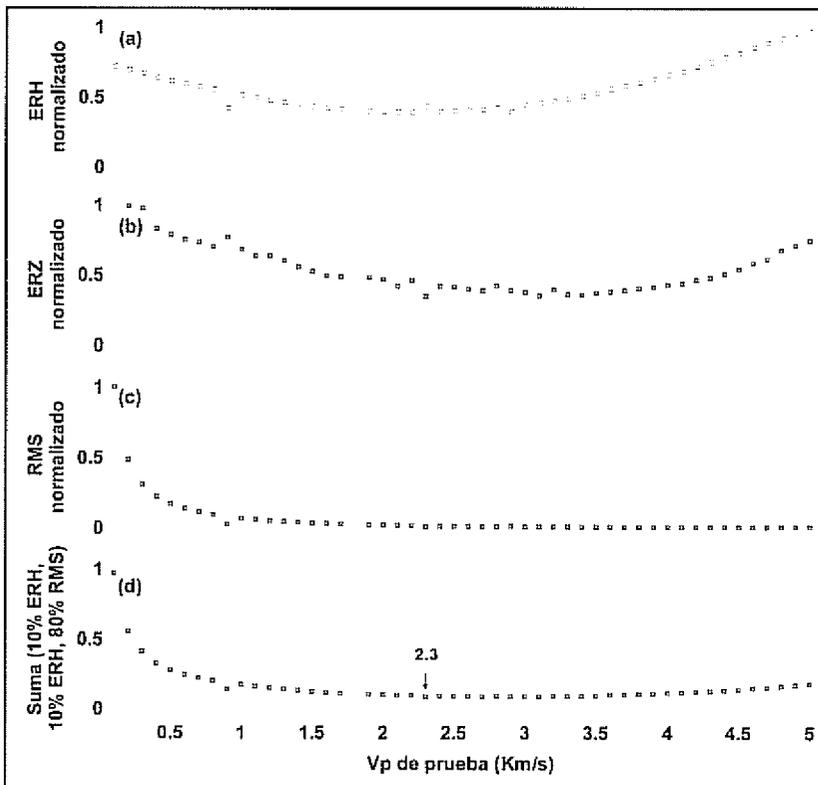


Figura 3. (a) Variación del ERH respecto a cada Vp prueba, (b) Variación del ERZ respecto a cada Vp prueba, (c) Variación del RMS respecto a cada Vp prueba, (d) Variación de la suma del 10% del ERH, 10% de ERZ y 80% de RMS. La flecha indica el valor más pequeño en la curva correspondiente a un Vp de 2.3 km/s.

prueba, con el fin tener una muestra homogénea sobre la cual realizar las comparaciones posteriores. Finalmente, quedaron 78 eventos para cada modelo-prueba, con los cuales se calcularon promedios de ERH, ERZ y RMS a partir de todos los eventos en cada uno de los modelos de ensayo. Como resultado, por cada Vp prueba se tenía un valor de ERH, ERZ y RMS promedio. El punto mínimo en cada curva resultante debería indicar el valor de Vp más conveniente para seleccionar, sin embargo, por cada curva había un valor mínimo que correspondía a un valor de Vp diferente de una curva a otra, por lo cual se sumaron los tres parámetros (ERH, ERZ y RMS) en una sola curva, obteniendo dos picos mínimos: uno en un Vp de 2.3 km/s y otro en 2.9 km/s. Entonces se hizo una selección más exhaustiva (eliminación de más eventos extremos) quedando con 38 eventos para hacer nuevamente promedios de ERH (fig. 3-a), ERZ (fig. 3-b) y RMS (fig. 3-c) por cada modelo-prueba. Estos nuevos promedios se sumaron, obteniendo que el Vp medio convergía a 2.3 km/s (fig. 3-d). Una vez obtenido este Vp medio, se procedió a distribuirlo en dos capas de velocidad y un semi-espacio. La primera capa fue desde el nivel de referencia hasta 1.5 km de profundidad, límite donde se encuentra el basamento, la segunda capa se fijó a 5.5 km de profundidad, en donde se observó una fuerte dispersión en los datos. La profundidad media de los datos se tomó a 7 km, en donde la dispersión de los datos fue total. Con estos límites de capa, tomando un Vp medio de 2.3 km/s y un Vp para la segunda capa (basamento metamórfico) que se varió entre 2.3 y 4.5 km/s (que es el

rango de Vp teórica para los esquistos (Dobrin M., 1976)), fue posible hallar el Vp correspondiente a lo que sería el edificio volcánico como tal. De esta manera se ensayaron 23 modelos de dos capas obteniéndose un modelo de velocidades ajustado al modelo geológico. La primera capa tuvo un Vp de 1.78 y la segunda capa un Vp de 2.5.

Así, el nuevo modelo de velocidades presentó las mejores calidades (Q_s) respecto al modelo original, además de que con este nuevo modelo los hipocentros se agruparon más hacia el centro de la red (menores gaps) y las soluciones hipocentrales fueron menos dispersas (figura 4). Estas mismos resultados se han observado en otros estudios al momento de ensayar diferentes modelos de velocidades, de tal forma que el mejoramiento de las localizaciones hipocentrales es aparente cuando el modelo de velocidades es mucho más constreñido (Chiu, J., Chiu, S., y Kim, S., 1997).

EVALUACIÓN DE LA RED SISMOGRÁFICA

Una vez conocido el modelo de velocidades en el Tungurahua fue posible evaluar la calidad de la localización de los eventos sísmicos. Esta calidad depende de varios factores como: la geometría de la red, el modelo de propagación y la lectura de las distintas fases sísmicas. En este caso, asumimos que el modelo de velocidades es el adecuado, las lecturas de las fases sísmicas para un hipocentro teórico dado se obtienen mediante la Ley de Snell con el programa Locteo (Acevedo, A., 1988) y con dichas fases se relocalizan los eventos de tal manera que se puedan comparar los valores calculados (arrojados por el programa de localización) con los teóricos. La red sísmica actual (sin las estaciones de Chi1 e Igua donde no se suelen registrar los eventos) presentó una resolución tal que los epicentros ubicados directamente en el centro de la red presentaban los menores ERH, ERZ y RMS. En cuanto a su distribución respecto a la profundidad, se notó que solo por el efecto de la red y el mo-

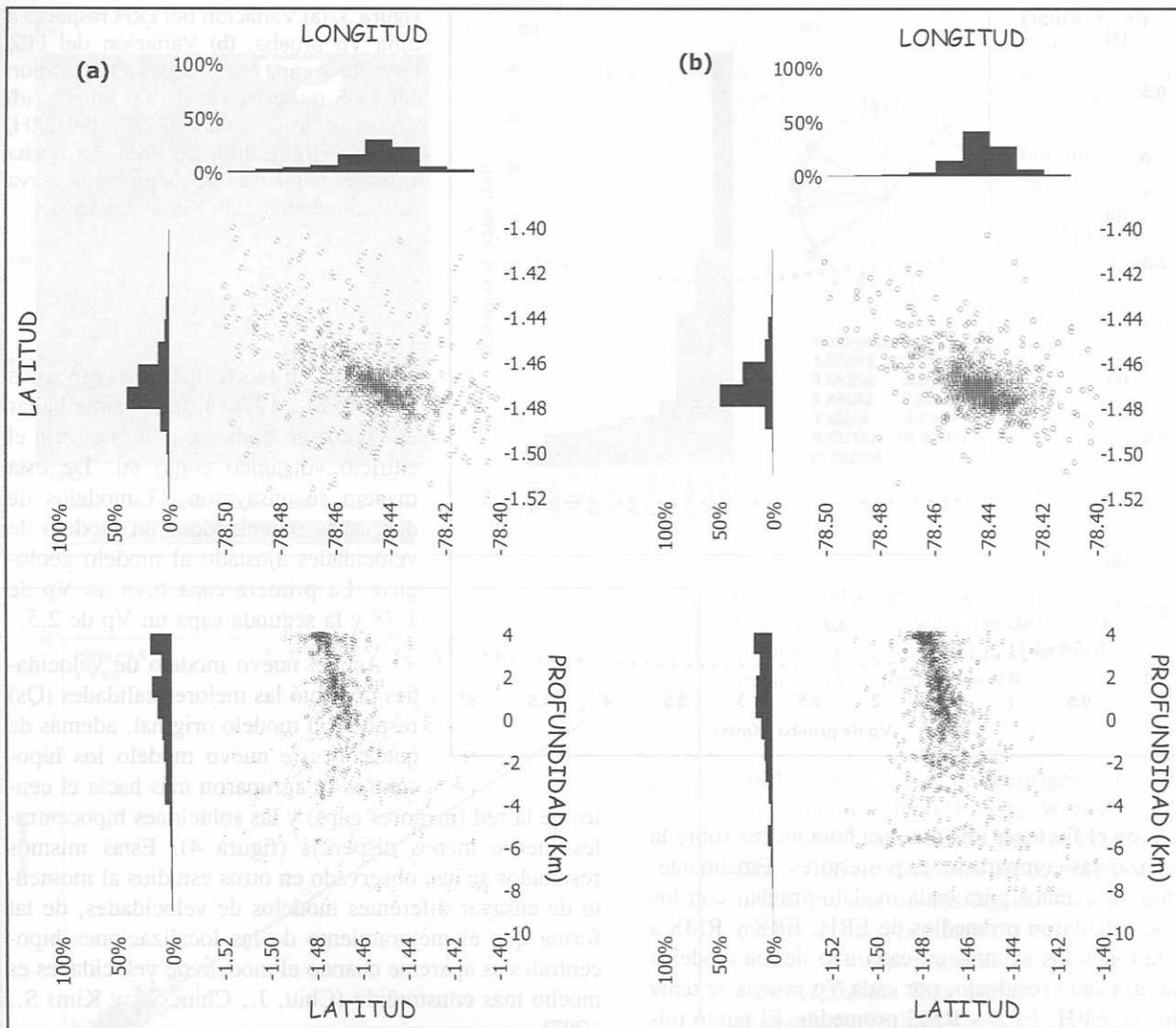


Figura 4. Eventos localizados desde octubre de 1994 hasta septiembre de 1999, mediante: **a)** Modelo ASW (original), **b)** Modelo de capas (Definitivo).

delo de velocidades, se espera que una localización dentro de los primeros 10 km de profundidad presente un ERH y ERZ máximo de 2 km y un RMS de máximo de 0.34 segundos. La variación del RMS siguió un patrón en el que dicho valor disminuía pasando por los límites de capa. Este patrón de varios mínimos en la curva de RMS es explicado mediante el problema de *múltiples mínimos* que presenta el Hypo71 en el momento de buscar un RMS mínimo (Lahr, J. C., 1992). En cuanto a la variación hipocentral de datos teóricos respecto a los calculados se notó que, en planta, los vectores que unen el epicentro teórico con el calculado son casi nulos hasta los 3 km de profundidad para el centro de la red sísmica. A partir de los 3 km, dichos vectores se vuelven notables en los extremos de la red, presentando una dirección NW-SE en la parte SE de la red y NS a SW en la parte SW de la misma. Por otra parte la mayoría de eventos cambiaron su profundidad teórica a profundidades un poco mayores (figura 5).

Una vez analizada la red sísmica actual, se efectuaron 3 variaciones teóricas en la misma con el fin de es-

tudiar la influencia de la geometría: (1) La red sísmica actual con una estación teórica en la cumbre; (2) La red sísmica actual sin la estación de "Suiza" (una de las estaciones más lejanas); (3) La red sísmica actual sin la estación de "Suiza" y con una estación teórica en la cumbre. Para todos los casos hay una influencia en los límites de capa, sobre todo para los casos 2, 3 y para el caso 1 después de los 8 km de profundidad. Por otra parte se nota una mejoría en el control hipocentral con una estación en la cumbre (ya sea en los casos 1 ó 3). La ausencia de la estación Suiza genera en su mayor parte un carácter multimodal (rango de distribución mayor del hipocentro calculado respecto al teórico) en la distribución hipocentral. La variación del **RMS** para los tres casos está entre 0.2 y 0.4 segundos, pero se observa una distribución más estrecha (menos multimodal) para los casos que contemplan una estación en la cumbre. Para el caso 2 la distribución de rangos (cada 0.05 segundos) de

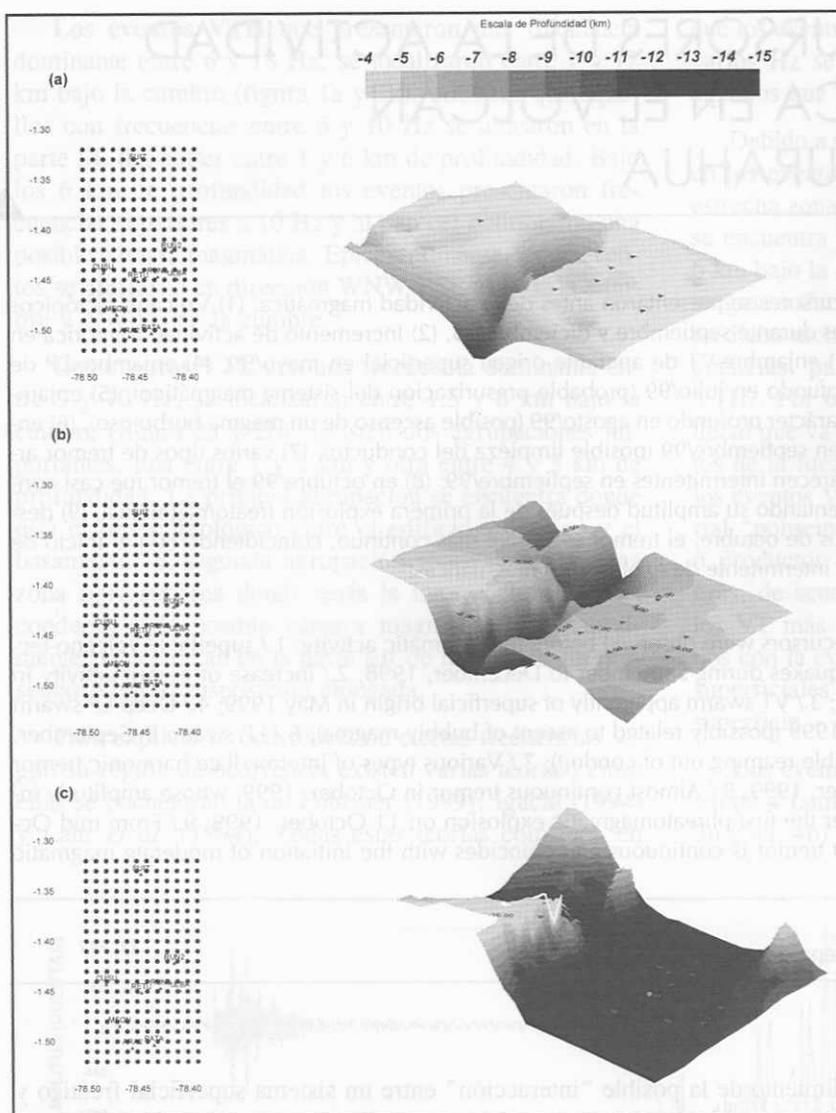


Figura 5. En la parte izquierda se muestran los vectores de desplazamiento y en la parte derecha una interpolación de las profundidades resultantes. Note que la línea que corta el plano deformado, representa la intersección de un plano de profundidad teórica: (a) a 0 km, (b) 5 km y (c) 10 km.

puede ver que sin ella hay un mayor rango de variación para el ERH y ERZ, pero ello aún no responde qué tan crítico es tener a “Suiza” o si simplemente la solución obedece a un número de fases mucho mayor, lo cual debe profundizarse en estudios posteriores. Del análisis anterior, se resume que el caso que presentó los menores errores estadísticos y localizaciones hipocentrales respecto a las teóricas fue la configuración 1. Ello quiere decir que una estación en la cumbre sería bastante importante para el control de la profundidad y por ende para el mejoramiento de los errores estadísticos. Por otra parte, se ve que los límites de capas afectan un poco los resultados de los hipocentros, ya que estos suelen quedar “atrapados” en dichos límites, por lo cual es necesario buscar una profundidad confiable en la localización de los eventos sísmicos y la forma de hacerlo, es cambiando la profundidad de iteración directamente en el programa de localización Hypo71.

RMS es mucho mayor. Comparando lo crítico que es tener la estación “Suiza” para la red sísmica actual se nota que la distribución de rangos de RMS se vuelve mucho mayor sin dicha estación y los rangos de frecuencias máximas mucho mayores o a veces iguales pero no involucran un porcentaje mayor. En cuanto al ERH y ERZ, se nota que los casos 1 y 3 presentan un rango de distribución aproximadamente bimodal (un rango alrededor de la profundidad teórica y el otro ubicado en el límite de la capa adyacente), además son los casos con menores errores y frecuencias máximas de distribución mucho mayores dentro del intervalo de 0 a 2 km de error. Para el caso 2 la distribución de errores igualmente es bimodal pero abarca un mayor número de clases comparado con los casos 1 y 3.

CONCLUSIONES

De manera general los valores de ERH son mucho menores y se constriñen mucho más que los de ERZ para todas las redes probadas. Determinando qué tan crítica es la estación de “Suiza” para la red sísmica actual, se

REFERENCIAS

- Acevedo, A., 1988. *Programa Locteo*.
- Chiu, J., Chiu, S., y Kim, S., 1997. The significance of the crustal velocity model in local earthquake locations from a case example of a PANDA experiment in the Central United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 87, p. 1537-1552.
- Dobrin M., 1976. *Introduction to geophysical prospecting*, 3, p. 29.
- Emap-Q, 1988. *Estudios de Riesgo Sísmico para el Proyecto Mica-Tambo*. Informe Final, Quito.
- Lahr, J. C., 1992. *Local earthquake location programs*. En: *A Course on: Pc-Based Seismic Networks*. Open-File Report, p. 92-441.
- Lee W.H.K., y Lahr, J.C., 1975. *HYP071 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes*. U.S. Geol. Surv. Open-File Report 75-311, 116 pp.
- Riznichenko Y.V., 1958. *Methods for large-scale determination of focus coordinates of nearby earthquakes and velocities of seismic waves in the focal region*. Tr. Inst. Fiz Zemli. Akad. Nauk SSR, 4.
- Wadati K., 1933. *On the travel time of earthquake waves*. Prt II, *Geoph. Mag.*, 7, p. 101-111.