



El Terremoto de foco profundo de Bolivia 1994 a 8.2 Mw

C. Jimenez ^{*1}, H. Tavera², M. Saavedra¹ y M. Calvo¹

¹FENLAB, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú

²Area de Sismología, Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

Recibido 08 agosto 2014 – Aceptado 20 octubre 2014

El terremoto de Bolivia de 1994, con hipocentro a 641 km de profundidad, es el de mayor magnitud registrado instrumentalmente en los últimos 50 años. No produjo daños en la superficie pero fue percibido en la mayor parte del hemisferio sur. Este evento sísmico tuvo un proceso de ruptura múltiple y complejo durante 55 s y la ruptura se propagó en la dirección N-E con una velocidad promedio de 1.6 km/s. La longitud de la ruptura fue de 90 km y la aspereza principal estuvo contenida en un área de $40 \times 40 \text{ km}^2$. La ruptura corresponde a un mecanismo focal de tipo normal con planos orientados en dirección E-O, siendo el plano de ruptura cercano a la vertical. El momento sísmico escalar calculado mediante inversión de ondas de volumen es $2.30 \times 10^{21} \text{ Nm}$ y corresponde a una magnitud de 8.2 Mw.

Palabras claves: sismo profundo, directividad, momento sísmico.

The 1994 Bolivia deep focus earthquake at 8.2 Mw

The 1994 Bolivia earthquake, with hypocenter at 641 km depth, is the greater magnitude earthquake recorded instrumentally in the last 50 years. This earthquake did not produce damage in the surface but was perceived in most of the southern hemisphere. This seismic event had a multiple (complex) rupture process during 55 s and the rupture propagated towards N-E direction with a 1.6 km/s mean velocity. The size of the rupture was around 90 km; however, the principal asperity was contained within an area of $40 \times 40 \text{ km}^2$. The rupture corresponds to a focal mechanism of normal type with planes oriented in the E-W direction, being the fault plane close to the vertical. The scalar seismic moment calculated by teleseismic body waveform inversion is $2.30 \times 10^{21} \text{ Nm}$ and corresponds to a magnitude of Mw 8.2.

Keywords: deep earthquake; directivity; seismic moment.

De acuerdo a los datos de sismicidad mundial, los terremotos de foco profundo (de 300 km a 700 km de profundidad) se generan en las zonas de subducción entorno a la placa del Pacífico. En Sudamérica, el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, genera sismos de foco profundo en los límites de Perú-Bolivia y Perú-Brasil, Figura 1. La sismicidad entre los 300 km y 500 km es baja, sugiriendo una probable discontinuidad de la corteza subducente. Sin embargo, las investigaciones de James y Snoke [1] proponen y demuestran la continuidad de la corteza subducente. Más allá de los 700 km de profundidad cesa toda actividad sísmica, tal como se observa en el perfil de sismicidad, Figura 2.

Según Stauder [2], los terremotos de foco profundo tienen su origen en la fractura interna de un trozo de placa subducente que flota en el interior del manto a niveles de profundidad de 500 km a 700 km. Sin embargo, el patrón

de radiación de muchos terremotos profundos puede ser explicado por un modelo de fuente sísmica de doble par de fuerzas con torque resultante nulo [3]. Sin embargo, debido a las condiciones termodinámicas de alta presión y temperatura en la región de la fuente, no es probable que ocurra el mecanismo de fractura de cizalla, común en los sismos de foco superficial, por lo que se debe considerar otro mecanismo de generación.

Hipótesis recientes consideran el origen de los sismos profundos asociado a procesos mineralógicos como la transformación de fase de olivino a espinela. Green y Burnley [4] y Kirby [5] proponen la transformación de fase del olivino a espinela como un posible mecanismo de generación de los terremotos profundos. En este caso, la transición de fase del material dispara el proceso de ruptura, pero la ruptura principal ocurre bajo un ambiente de esfuerzos de cizalla. Además, la caída de esfuerzos en

*cjimenezt@unmsm.edu.pe

los terremotos profundos es mayor, mientras que, las dimensiones de la geometría de ruptura son menores que en los terremotos superficiales. A la fecha, aún está en debate el origen de estos terremotos, pero las ideas expuestas corresponden a las dos hipótesis de mayor aceptación.

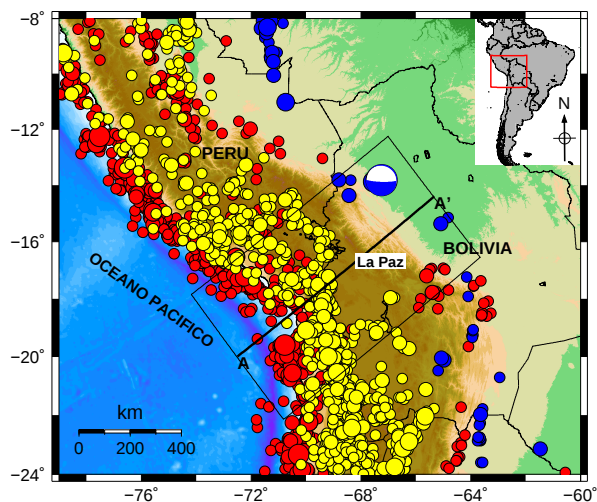


Figura 1: Se muestra el mapa de la sismicidad, para $M > 5.0$ Mw, en la zona de Bolivia, el sur del Perú y el norte de Chile, según el catálogo del NEIC 1970-2014. Color rojo: sismos superficiales, $h < 60$ km; color amarillo: sismos intermedios, $60 \text{ km} < h < 300$ km, y color azul: sismos profundos, $h > 300$ km. El diagrama focal representa a la fuente sísmica del sismo de Bolivia 1994.

La gran magnitud del terremoto de Bolivia de 8.2 Mw y la disponibilidad de los registros telesísmicos de calidad en <http://www.iris.edu> permiten aplicar diversos métodos de análisis para calcular los parámetros de la fuente sísmica tales como el mecanismo focal, la orientación del plano de la ruptura y la distribución de la dislocación, *slip distribution*.

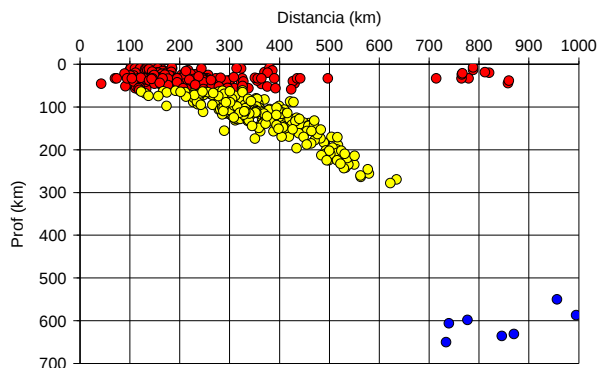


Figura 2: Perfil de la sismicidad para el corte AA' del mapa de sismicidad de la Figura 1.

La paradoja de los terremotos profundos consiste en su propia existencia. Puesto que a las profundidades entre

500 km a 700 km, estos no deberían existir, debido a las condiciones termodinámicas extremas de presión y temperatura que hacen que el material litosférico elástico se transforme en un material plástico.

Los parámetros hipocentrales

Los parámetros hipocentrales del terremoto de Bolivia de 1994 han sido tomados del reporte final del *National Earthquake Information Center*, NEIC, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map>, último acceso en junio del 2014. El epicentro estuvo ubicado a 300 km al norte de la ciudad de La Paz en Bolivia, donde fue sentido con VI grados de intensidad en la escala de Mercalli Modificada. La magnitud del terremoto fue de 8.2 Mw; otros parámetros, ver Tabla 1.

Fecha	09 Jun 1994
Hora GMT	00:33:16
Latitud	-13.84°
Longitud	-67.55°
Profundidad	631 km
Magnitud	8.2 Mw
Intensidad	VI en La Paz
Referencia	300 km al N de La Paz

Tabla 1: Los parámetros hipocentrales del sismo de Bolivia 1994 según el reporte del NEIC.

El terremoto produjo un nivel de sacudimiento del suelo de grado VI en la ciudad de La Paz, Bolivia y fue sentido en el continente sudamericano, así como en las ciudades de Arizona, Toronto y en las islas del Caribe, todas ubicadas en el hemisferio norte. En el Perú, el terremoto fue percibido en las ciudades de Arequipa y Tacna con intensidad IV, en Iquitos con intensidad III, en Santiago de Chile con intensidad II; mientras que en Quito, Ecuador, con intensidad IV. En algunas ciudades de Brasil fue sentido con intensidad V en la escala de Mercalli Modificada.

El proceso de ruptura

Los registros sísmicos de grandes terremotos profundos, Figura 3, frecuentemente revelan la presencia de un número de fases importantes dentro del tren inicial de ondas P. El análisis detallado de estos registros en desplazamiento sugiere la ocurrencia de subeventos. Un gran terremoto profundo puede ser interpretado como un conjunto de subeventos sísmicos que toman lugar sucesivamente en cortos intervalos de tiempo y distancia [6] durante la propagación de la ruptura [7]. Oliver y Isacks [8] sostienen que los hipocentros del enjambre de eventos sísmicos múltiples ocurren sobre el plano de la ruptura.

En la parte superior de la Figura 3, se muestra el registro de desplazamiento de la estación de San Juan de

Puerto Rico, SJG, el cual indica una etapa inicial de propagación de la ruptura que precede a la ruptura principal por 10 segundos, donde al menos 3 subeventos pueden ser determinados en este intervalo. También, se observa que la polaridad de las ondas P indican que el mecanismo de estos subeventos es similar al de la ruptura principal.

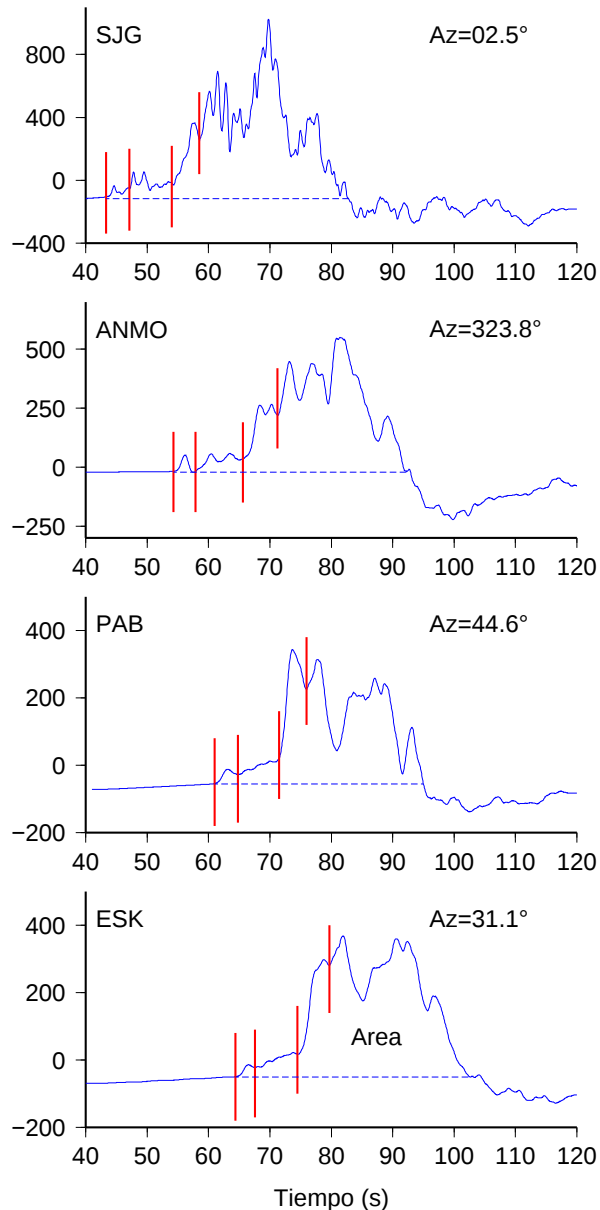


Figura 3: De arriba para abajo, se muestran los registros por desplazamiento correspondientes a las estaciones SJG, ANMO, PAB, ESK. Las líneas de color rojo indican el tiempo de las fases múltiples T1, T3, T5 y T7, respectivamente. La línea azul punteada delimita el área bajo la curva.

El tren de ondas P refleja todo el proceso de la rup-

tura, si este presenta un pulso corresponde a un proceso de ruptura simple. Si presenta varios pulsos corresponden a procesos de rupturas múltiples. A partir de los diversos pulsos es posible proponer un escenario de la ruptura.

Los registros sísmicos de terremotos profundos generalmente consisten de pulsos simples de fases directas y reflejadas. Sin embargo, los sismogramas del terremoto de Bolivia 1994 muestran algunas formas de ondas complejas en los arribos P iniciales, Figura 3. Las fases originadas por la reflexión de las ondas fueron descartadas debido a que los tiempos de arribo observados difieren demasiado de los tiempos de arribo teóricos. Además, las amplitudes de estas fases son demasiado grandes. Es probable que estas fases tengan su origen en eventos sísmicos múltiples [6].

Para localizar los hipocentros de los subeventos sísmicos, se identifica en los registros sísmicos la diferencia de tiempos de arribo $t_n - t_1$, donde t_n es el tiempo de arribo del n-ésimo subevento y t_1 es el del primer evento. Para identificar los tiempos de arribos de fases secundarias grandes, se toma en cuenta la correlación de sismogramas de estación en estación. Las diferencias de tiempos de arribo de las fases secundarias, identificadas en los sismogramas, se muestran en la Tabla 2.

STN	$Az(^{\circ})$	$id(^{\circ})$	$T_{13}(s)$	$T_{15}(s)$	$T_{17}(s)$
BRG	39.00	23.87	4.3	10.6	14.9
CLL	38.42	23.87	4.3	10.4	15.1
HGN	37.51	24.44	4.1	10.0	15.2
TBT	48.17	34.51	3.9	9.8	16.0
MOX	38.81	24.17	3.8	10.5	15.0
FUR	41.12	24.44	3.5	11.0	15.1
CLZ	37.43	24.17	-	9.9	15.0
BUG	37.17	24.17	3.2	10.3	15.6
BFO	40.34	24.17	3.6	10.1	15.6
VSL	48.94	24.70	3.8	10.9	15.8
NEW	328.36	29.65	4.3	-	-
CEH	347.87	40.67	2.9	10.9	16.3
DUG	324.13	32.33	4.0	-	17.4
BINY	352.46	37.70	2.8	10.8	16.4
DSB	32.10	25.84	-	10.2	-
UNM	316.22	36.81	-	12.7	-
CMB	318.42	31.12	4.3	11.7	17.3
ANMO	323.83	35.77	3.6	11.3	16.9
COR	322.69	28.78	3.9	11.5	16.5
PAB	44.64	27.88	3.8	10.5	15.0
SJG	02.51	49.07	3.8	10.7	15.2
TUC	318.83	35.44	-	11.9	16.9
PAS	316.17	32.98	3.8	11.9	17.3
ESK	31.05	25.01	3.2	10.1	15.3

Tabla 2: Diferencia de tiempo de arribo de la n-ésima fase con respecto a la primera ($T_{1n} = T_n - T_1$). STN: estación.

De acuerdo al sistema de coordenadas de la Figura 4 se tienen los siguientes parámetros: O_1 , O_n : hipocentros del primer y n-ésimo evento. L : distancia entre 2 eventos.

θ : ángulo con la vertical del n-ésimo evento con relación al primero. φ : azimuth del n-ésimo evento con relación al primer evento. O_1W : rayo sísmico que sale del hipocentro a la estación j-ésima. i_{dj} : ángulo de incidencia del rayo sísmico. Az_j : azimuth de la j-ésima estación sísmica.

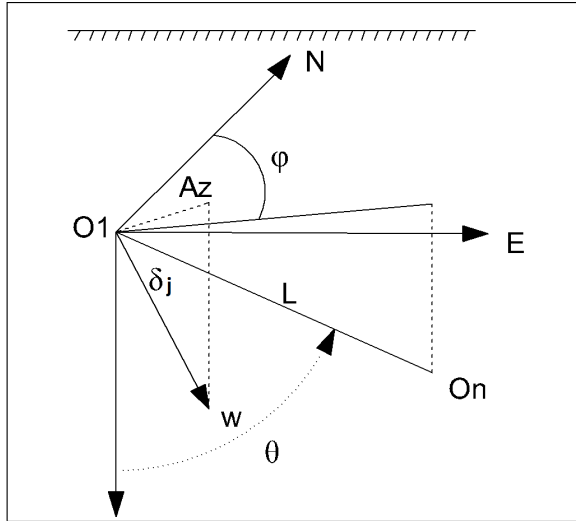


Figura 4: Sistema de coordenadas y la notación correspondiente explicada en el texto.

Para el cálculo de L y φ se utiliza un procedimiento de ajuste lineal por mínimos cuadrados. Asumiendo que las fases indicadas en la Figura 3 son eventos sísmicos independientes, la diferencia de tiempos de arribo, Δt_j en la j-ésima estación entre ondas P radiadas de dos focos separados por una distancia L y por un tiempo t_0 puede ser aproximada por la ecuación de Oike [9]:

$$\Delta t = t_0 - \frac{L}{v_p} \cos \delta_j \quad (1)$$

donde δ_j es el ángulo subtendido por el rayo sísmico que conecta el primer hipocentro a la estación j-ésima y el elemento de línea que conecta los dos focos y v_p es la velocidad de la onda P en la región de ruptura, 10 km/s. Si la dirección del segundo foco con respecto al primero es correctamente elegida, entonces pueden calcularse los δ_j y luego t_0 y L pueden ser estimados por un procedimiento de regresión no-lineal.

La dependencia del ángulo δ en función de los datos conocidos se muestra a continuación,

$$\cos \delta = \sin i_d \cos Az \sin \theta \cos \varphi + \sin i_d \times \sin Az \sin \theta \cos \varphi + \cos i_d \cos \theta \quad (2)$$

Luego, reemplazando la ecuación (2) en (1) se tiene

$$\Delta t = t_0 - \frac{L}{v_p} (\sin i_d \cos Az \sin \theta \cos \varphi + \sin i_d \sin Az \sin \theta \cos \varphi + \cos i_d \cos \theta) \quad (3)$$

Si la dirección del segundo foco con respecto al primero es correctamente elegida, se puede calcular los δ_j y luego pueden calcularse t_0 y L . El método para determinar el mejor conjunto de t_0 y L consiste en variar la dirección del elemento de línea, es decir, variar los ángulos θ y φ hasta que se encuentre la mínima desviación estándar o el máximo coeficiente de la correlación, de la diferencia de tiempo observado [7].

La gráfica de Δt vs. $\cos \delta$ con el mejor ajuste lineal para el evento 3 se muestra en la Figura 5.

Los parámetros del hipocentro relativo del evento 3 con respecto al primero son la diferencia de tiempo origen $t_0 = 9.04$ s, la separación espacial $L = 67$ km, $\varphi = 8^\circ$, $\theta = 58^\circ$ y la desviación estándar = 0.32 s. Mientras que, los parámetros del hipocentro relativo del evento 5 con respecto al primero son la diferencia de tiempo origen, $t_0 = 19.64$ s; la separación espacial, $L = 95$ km; $\varphi = 24^\circ$, $\theta = 36^\circ$ y la desviación estándar = 0.33 s. Finalmente, los parámetros del hipocentro relativo del evento 7 con respecto al primero son la diferencia de tiempo origen, $t_0 = 25.5$ s, la separación espacial, $L = 104$ km, $\varphi = 26^\circ$, $\theta = 34^\circ$ y la desviación estándar = 0.36 s.

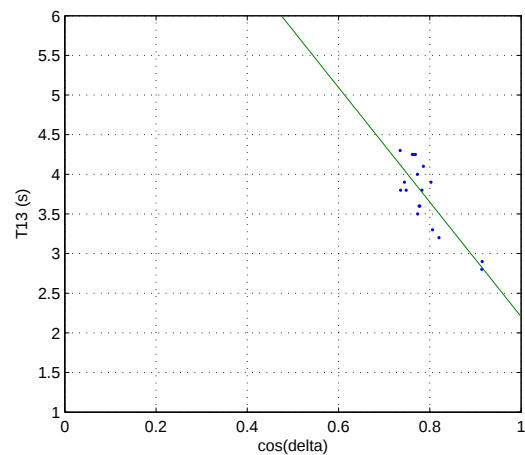


Figura 5: Gráfica de $\cos \delta$ vs. Δt según ecuación (3), para el tercer subevento.

Donde la dirección del elemento de línea está dada en términos del ángulo azimuthal φ medido desde el norte y en sentido de las agujas del reloj y el ángulo polar θ medido desde la vertical, y v_p es la velocidad de las ondas P en la región de la ruptura donde se asume un valor de 10 km/s. De los datos obtenidos se llegó a la conclusión de que la ruptura se propagó en dirección N-E. En la Tabla 3

se muestra un resumen de los parámetros de las subfuentes. Para subeventos mayores a 7 ($N > 7$) la desviación estándar es muy grande, lo que implica una correlación muy pobre, por lo que no se incluye en los resultados.

N	$t_0(s)$	$L(km)$	$\varphi(^{\circ})$	$\theta(^{\circ})$	$\sigma(s)$
3	9.0	67	8	58	0.32
5	19.6	95	24	36	0.33
7	25.5	104	26	34	0.36

Tabla 3: Parámetros de la fuente múltiple y directividad (σ : desviación estándar).

Es paradójico que el terremoto haya sido sentido en algunas ciudades de Norteamérica y no en el sur de Argentina o Chile, que están más próximos al epicentro. Este hecho es debido a la directividad del proceso de la ruptura del terremoto que va de sur-oeste a nor-este, es decir la fuente de emisión de ondas se desplaza en la dirección nor-este, por lo tanto se producirá una interferencia constructiva con mayor probabilidad hacia el norte de la zona de la fuente.

La inversión de las ondas telesísmicas

Para el cálculo del mecanismo focal del terremoto de Bolivia 1994, se ha trabajado con 14 estaciones sísmicas de banda ancha de la red IRIS, <http://www.iris.edu> para una distancia epicentral entre 30° y 90° con una buena cobertura azimutal, Figura 6. Estas señales sísmicas han sido digitalmente procesadas, para lo cual se ha quitado la respuesta del instrumento mediante un proceso de deconvolución y se ha filtrado la señal entre 0.002 Hz y 0.1 Hz para una ventana de tiempo de 240 s con un intervalo de muestreo de 0.5 s. Finalmente, se ha realizado una rotación de ejes para obtener las componentes P y SH. Se ha asumido el modelo estándar de Jeffreys-Bullen para la estructura de la Tierra o modelo de velocidades de la onda P. Se ha utilizado el modelo numérico de Kikuchi y Kanamori [10] para modelar las formas de onda de volumen.

Como condición inicial para la modelización de las formas de onda de volumen, se ha tomado los valores del mecanismo focal proporcionados por el CMT, <http://www.globalcmt.org>: *azimut (strike)*= 302° , *buzamiento (dip)*= 10° , *ángulo de dislocación (rake)*= -60° . Luego, el ángulo azimutal (*strike*) y el ángulo de buzamiento (*dip*) varían manualmente de grado en grado hasta encontrar el menor error o varianza. El ángulo de dislocación (*rake*) es variado por el modelo numérico en forma automática. La solución obtenida es similar a la propuesta por Kikuchi y Kanamori [3].

Luego de realizar la inversión de las formas de onda, Figura 7, se obtuvieron los siguientes parámetros del mecanismo focal: *strike*= 337° , *dip*= 14° y *rake*= -28° para

una profundidad de 641 km, con un error o varianza normalizada de 0.21. El mecanismo focal obtenido es de tipo normal.

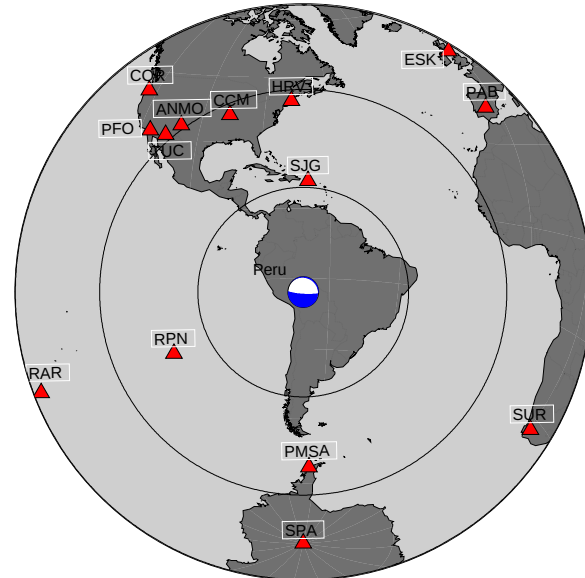


Figura 6: Distribución de las estaciones telesísmicas usadas en la inversión. Cada círculo concéntrico representa una distancia epicentral de 30° . El diagrama focal representa a la fuente sísmica del terremoto de Bolivia de 1994. Se observa que en el hemisferio norte hay una mayor densidad de estaciones sísmicas.

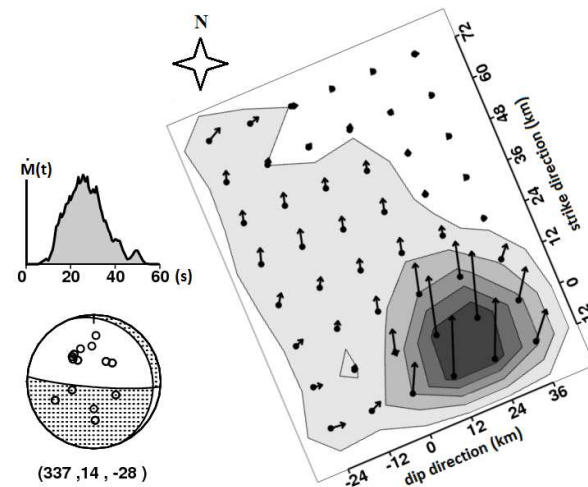


Figura 7: La función temporal de la fuente indica una duración del proceso de ruptura de 55 s. El mecanismo focal indica: *strike*= 337° , *dip*= 14° y *rake*= -28° . A la derecha se muestra la distribución de los vectores de desplazamiento. El error o varianza normalizada es de 0.21.

La función temporal de la fuente sísmica indica un proceso de ruptura complejo con la presencia de varios

subeventos y la duración total del proceso de ruptura de alrededor de 55 s. De la comparación de los registros sísmicos de la Figura 3 y de los registros teóricos de la Figura 7, se deduce que para sismos de foco profundo, el registro de desplazamiento de la onda P directa es una buena aproximación de la función temporal de la fuente sísmica.

El momento sísmico total calculado es de 2.30×10^{21} Nm, correspondiente a una magnitud de momento de 8.2 Mw, valor similar al obtenido por el USGS-NEIC. La longitud de ruptura es alrededor de 90 km en la dirección del ángulo azimutal del plano de ruptura, Figura 7, lo que concuerda con el cálculo realizado anteriormente por el método de ajuste lineal por mínimos cuadrados. Se observa una gran aspereza en un área de aproximadamente $40 \times 40 \text{ km}^2$ en el extremo sur del área de ruptura, la misma que corresponde al área de desplazamiento máximo o de mayor liberación de energía.

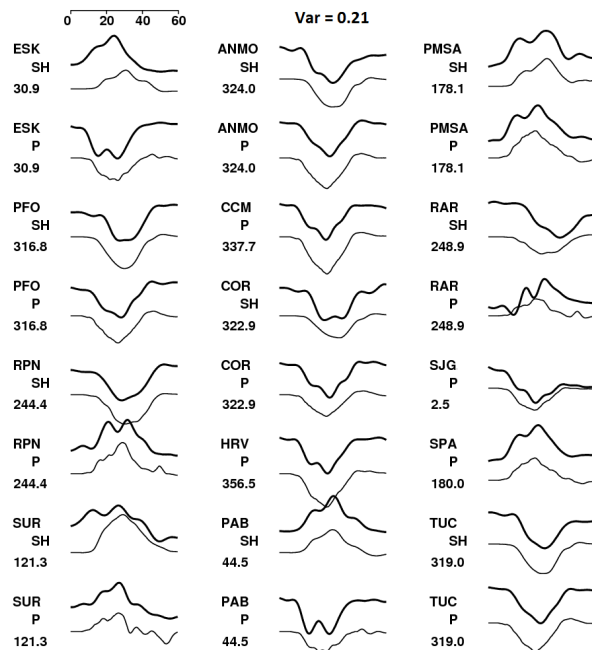


Figura 8: Comparación entre las señales observadas (superior) y sintéticas (inferior) para una ventana de tiempo de 60 s. En general, hay una buena correlación excepto para la onda P de la estación RAR, esto se debe al alto nivel de ruido en la estación, la cual está ubicada en una isla en medio del océano Pacífico. La leyenda a la izquierda de cada par de señales indica: código de la estación, tipo de señal (P o S) y ángulo azimutal de la estación con respecto al epicentro.

Teóricamente, la velocidad de ruptura es el 75 % de la velocidad de propagación de la onda S. Si la longitud de la ruptura es de 90 km y la duración total del proceso de ruptura es 55 s, entonces la velocidad de ruptura promedio es de 1.6 km/s. Esto contrasta con el valor $v_r = 1.0$ km/s obtenido por Kikuchi y Kanamori [3]. Una depen-

dencia general de la velocidad de ruptura con respecto al estado térmico de la placa subducente ha sido propuesta por Tibi et al. [11], en la cual los terremotos que se generan en placas subducentes más calientes, por lo tanto, más profundas, se propagan más lentamente.

En la Figura 8 se muestra las señales observadas y las señales sintéticas para una ventana de tiempo de 60 s. En total hay 24 señales, 14 correspondientes a la componente P y 10 a la componente SH; en general, se observa una buena correlación con un error o varianza normalizada de 0.21.

El momento sísmico escalar

Teniendo los registros sísmicos del tren de ondas de desplazamiento P se puede calcular el momento sísmico escalar del terremoto mediante la ecuación de Hirasawa y Stauder [12],

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v_p^3 R_t}{R_{\theta\varphi}} \int_{\tau_1}^{\tau_2} s(t) dt \quad (4)$$

donde ρ es la densidad media de la Tierra, 3800 kg/m^3 , v_p es la velocidad de las ondas P en la región de la fuente, 10 km/s , $R_{\theta\varphi}$ es el coeficiente del patrón de radiación para las ondas P, R_t es el radio medio de la Tierra, 6370 km , y $s(t)$ representa la forma de onda P en el registro de desplazamiento. La integral de la ecuación representa el área bajo la curva $s(t)$ y su cálculo se lleva a cabo mediante algún algoritmo de integración numérica como el método del trapecio o el método de Simpson. Las áreas son consideradas similares a las de la Figura 3.

STN	Area (m×s)	$R_{\theta\varphi}$	$M_0 (\times 10^{21} \text{ Nm})$
BINY	1.214	0.96445	3.83
CBM	1.158	0.94408	3.73
CCM	1.070	0.91664	3.55
CMB	0.830	0.67312	3.75
COR	0.839	0.68059	3.75
DSB	0.810	0.66374	3.71
DUG	0.980	0.74803	3.98
PAB	0.695	0.58928	3.59
PAS	0.808	0.67099	3.66
SJG	1.112	0.97017	3.49
TBT	0.640	0.60446	3.22
TUC	0.927	0.73048	3.86
VSL	0.512	0.51329	3.03

Tabla 4: Momento sísmico escalar M_0 para cada estación. El momento sísmico promedio es $3.62 \times 10^{21} \text{ Nm}$ con una desviación estándar de $0.26 \times 10^{21} \text{ Nm}$.

Con respecto a los límites de integración, τ_1 es el primer disparo en el tren de ondas P y τ_2 representa el final del tren de ondas P, libre de ruido y contaminación. Estos límites de integración no necesariamente corresponden al

tiempo real de disparo inicial y final de la forma de onda debido a la contaminación y ruido. Sin embargo, la incertidumbre en el cálculo del momento sísmico, a pesar de estas fluctuaciones, puede ser menor que el 15 % [6].

El momento sísmico, el coeficiente del patrón de radiación $R_{\theta\varphi}$ y la integral de $s(t)$ o el área bajo la curva de desplazamiento para cada estación están tabulados en la Tabla 4. El momento sísmico promedio es 3.62×10^{21} Nm, equivalente a una magnitud de 8.3 Mw. Este cálculo solo difiere en una décima con respecto al valor calculado por el método de inversión de ondas de volumen, 8.2 Mw. La desviación estándar es de 0.26×10^{21} Nm.

Conclusiones

El proceso de ruptura del terremoto de Bolivia de 1994 corresponde a un evento múltiple, es decir, el proceso puede considerarse como una sucesión de varios subeventos, dentro del área de ruptura. La longitud de la ruptura es

de alrededor de 90 km; sin embargo, la aspereza principal está contenida en un área aproximada de 40×40 km².

La duración del proceso de ruptura fue de alrededor de 55 s y la velocidad de ruptura promedio es 1.6 km/s, esto implica la ocurrencia de un sismo con un proceso de ruptura relativamente lento, característico de los sismos de hipocentro profundo.

En cuanto a la directividad del proceso de ruptura del evento de Bolivia 1994, los resultados muestran que la ruptura se propagó en la dirección N-E, esto explicaría por qué fue sentido en algunas ciudades del hemisferio norte lejos del epicentro.

El momento sísmico escalar promedio calculado por el método de inversión de formas de ondas telesísmicas es de 2.30×10^{21} Nm y corresponde a una magnitud de 8.2 Mw; mientras que, el momento sísmico escalar obtenido a partir del área de las formas de ondas de desplazamiento P es de 3.62×10^{21} Nm correspondiente a una magnitud de 8.3 Mw.

Referencias

-
- [1] E. James y A. Snoke, J. Geophys. Res. **95**, 4989 (1990).
 - [2] H. Stauder, J. Geophys. Res. **80**, 1053 (1975).
 - [3] M. Kikuchi y H. Kanamori, Geophys. Res. Lett. **21**, 2341 (1994).
 - [4] H. W. Green y P. C. Burnley, Nature **341**, 733 (1989).
 - [5] S. Kirby, W. Durham y L. A. Stern, Science **252**, 216 (1991).
 - [6] J. Koyama, Phys. Earth Planet. Inter. **16**, 307 (1991).
 - [7] Y. Fukao, Phys. Earth Planet. Inter. **5**, 61 (1972).
 - [8] J. Oliver y B. Isacks, J. Geophys. Res. **72**, 4259 (1967).
 - [9] K. Oike, Bull. 19, Disaster Prev. Res. Inst., Kyoto Univ. pp. 55–65 (1969).
 - [10] M. Kikuchi y H. Kanamori, *Notes on Telesismic Body-Wave Inversion Program* (2003). <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/>
 - [11] R. Tibi, B. Bock y D. Wiens, J. Geophys. Res. **108**, 2091 (2003).
 - [12] I. Hirasawa y W. Stauder, Bull. Seism. Soc. Am. **55**, 237 (1965).