

INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU

CENTRO NACIONAL DE DATOS GEOFISICOS

SISMOLOGIA



EL TERREMOTO DE AREQUIPA DEL 3 DE ABRIL DE 1999 (Mw=6.6)

por:

Hernando Tavera

E. Fernandez, I. Perez-Pacheco, H. Salas, S. Rodriguez

L. Vilcapoma, B. Sanchez, A. Inza, C. Agüero

CNDG-IGP

Lima, Abril de 1999

1.- INTRODUCCION

El sábado 3 de Abril de 1999 y cerca de la 1h y 17m (hora local), un terremoto de magnitud 6.0 mb (6.2 mb, NEIC) afectó gran parte de la zona sur de Perú. El epicentro del terremoto fue localizado en continente y cerca de la línea de costa; esto es, a 18 km al NW de la localidad de Camana, Departamento de Arequipa. Este terremoto llamado "Terremoto de Arequipa", tuvo características importantes entre las que destaca la complejidad de su registro, observado en todas las estaciones sísmicas digitales de la Red Sísmica Nacional (Instituto Geofísico del Perú, IGP), la profundidad de su foco (intermedia) y el haber sido seguido por una serie de nueve réplicas registradas en estaciones localizadas entre 135 y 150 km al SE del epicentro.

El terremoto de Arequipa del 3 de Abril, es el primero que ocurre en la región Sur de Perú durante el presente año a niveles intermedios de profundidad. Este terremoto de tipo "tensional", se produjo en respuesta a los esfuerzos extensivos generados por el propio peso de la placa de Nazca que tiende a introducirse en el manto.

Las localidades mas afectadas fueron Caraveli, Ocoña, Aplao, Camana y Arequipa. De acuerdo con la destrucción causada por el terremoto y otros efectos se observó una intensidad máxima, restringida, de VI en la escala de Mercalli Modificada. El sistema de Defensa Civil de Perú, informó de la muerte de una persona por desplome de una pared y heridos leves en las localidades de Caraveli y Camana. Así mismo, se ha observado daños materiales de consideración en 15 viviendas aproximadamente y daños menores (fisuras y rajaduras) en mayor número en las localidades de Camana, Ocoña, Caraveli y Arequipa.

El objetivo del presente informe es presentar los parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999, sus implicaciones sismotectónicas y describir las características y efectos del terremoto en base a los estudios preliminares realizados por el Instituto Geofísico del Perú.

2.- PRINCIPALES CARACTERISTICAS SISMOTECTONICAS

La actividad sísmica en Perú es debida principalmente al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, presente de Norte a Sur en su borde Oeste, con una velocidad relativa del orden de 8-10 cm/año (Minster y Jordan, 1978). El margen continental Oeste de Sudamérica, donde la placa de oceánica subduce bajo la continental, es uno de los mas activos y de los bordes de placa el mayor en la Tierra. Como resultado de este proceso, se ha formado la Cordillera de los Andes y la fosa Peruano-Chilena en diferentes etapas orogénicas. La alta velocidad de convergencia de placas permite que se genere un fuerte acoplamiento entre ellas, produciendo sismos de diferentes magnitudes a diversos niveles de profundidad.

Las características de la sismicidad de Perú han sido descritas por diversos autores (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Tavera y Buforn, 1997; Tavera y Buforn, 1998; Tavera, 1998); siendo las principales, las relacionadas con la distribución de los focos en superficie y en función de su profundidad. En la Figura 1a se muestra el mapa de sismicidad de Perú para el periodo comprendido entre los años 1980 y 1995 (Engdahl et al, 1998) e incluye sismos con magnitudes mayor o igual a 5.2 con focos a profundidad superficial ($h \leq 60$ km), intermedia ($60 < h \leq 300$ km) y profunda ($h > 300$ km). Los sismos con foco superficial (círculos en blanco), se localizan entre la fosa y la línea de costa de Norte a Sur y a lo largo de la zona Subandina. La actividad sísmica con foco intermedio (cuadrados en blanco), se distribuye en el interior del continente agrupados cerca de la línea de costa (entre 9°S y 13°S), en la zona Subandina y en la región Sur de Perú. Los terremotos con foco profundo (triángulos en blanco), se localizan próximos a los limites de Perú con Brasil y Bolivia.

La distribución en profundidad de la sismicidad localizada en la región Sur de Perú, puede ser analizada en la Figura 1b. En esta Figura se observa que la profundidad de los focos aumenta de Oeste a Este, desde la fosa hasta una profundidad de 300 km en el interior del continente, siguiendo una línea de pendiente de 30° y a

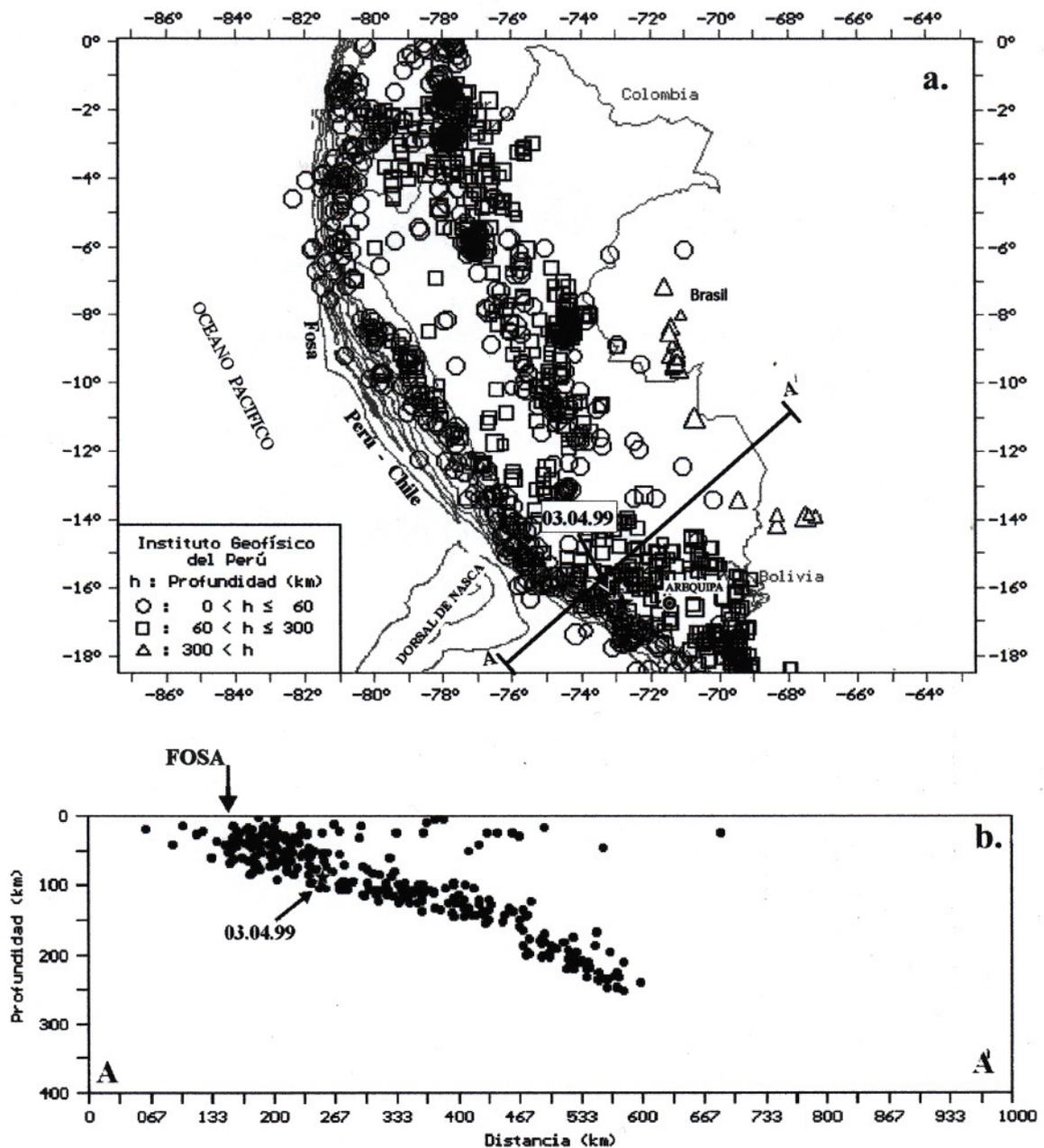


Figura 1.- a) Sismicidad de Perú para el periodo 1980 - 1995 ($M \geq 5.2$) según Engdahl et al (1998). La estrella indica la localización del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999. Los símbolos indican el rango de profundidad de los sismos, círculo = sismos con foco superficial, cuadrados = sismos con foco intermedio y triángulos = sismos con foco profundo.
 b) Sección vertical de sismicidad para el periodo antes indicado, según la línea AA' de la figura 1a.

partir de esta profundidad, que en superficie corresponde a una distancia de 450 km desde la fosa, la actividad sísmica prácticamente desaparece (Tavera, 1998; Tavera y Buforn, 1998). En esta región y hacia el interior del continente, los sismos con foco superficial se localizan en profundidad de manera dispersa sin mostrar un patrón coherente. Los sismos con foco profundo, no han sido considerados; sin embargo, ellos se concentran cerca del límite fronterizo entre Perú y Bolivia y a profundidades comprendidas entre 500 y 650 km (Tavera y Buforn, 1998; Tavera, 1998).

En el borde Oeste de Perú, los terremotos de magnitud elevada que han generado diferentes niveles de destrucción en superficie, presentan focos superficiales cuyos mecanismos focales son del tipo inverso y están asociados a la colisión de las placas de Nazca y Sudamericana (Figura 2). Sin embargo, algunos terremotos con foco a profundidad intermedia, ocurridos en la región sur de Perú, han sido frecuentemente sentidos en superficie con intensidades del orden de IV-VI (Mercalli Modificada) produciendo cierto grado de destrucción en áreas urbanas que se caracterizan por presentar mayormente construcciones rústicas (Figura 2). La profundidad de estos terremotos oscila entre 80 y 150 km y sus procesos de ruptura corresponden a mecanismos focales de tipo normal cuyo eje de tensión horizontal se orienta predominantemente en dirección E-W, paralelo a la dirección de convergencia de placas. El terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999 y que afectó a gran parte de la región Sur de Perú, forma parte de este grupo de terremotos.

3.- EL TERREMOTO DE AREQUIPA DEL 3 DE ABRIL DE 1999 ($M_w=6.6$)

3.1.- Parámetros Epicentrales

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó la localización preliminar del epicentro del terremoto del 3 de Abril de 1999, en las coordenadas 16.57°S , 72.79°W ; esto es, a 110 km al Oeste de la ciudad de Arequipa. A fin de realizar el recalcu del epicentro del terremoto de Arequipa, se procedió a seleccionar la información sísmica teniendo en cuenta la calidad de los registros (relación señal/ruido), el mayor número de fases correctamente identificables (fases P y S) y una buena cobertura azimutal de las 27 estaciones sísmicas que integran la Red Sísmica Nacional (RSN), teniendo en cuenta la localización preliminar del epicentro. La localización final para el epicentro del terremoto de Arequipa se presenta en la Figura 2 y corresponde a las siguientes coordenadas: 16.61°S , 72.82°W ; es decir, a 18 km al NW de la localidad de Camana, departamento de Arequipa. Para esta localización se ha considerado la información de 15 estaciones sísmicas de la RSN, las lecturas de los tiempos de llegada de 15 fases P y 6 fases S y una buena cobertura azimutal sobre el epicentro preliminar. En la Figura 2 se observa, que el epicentro del terremoto de Arequipa se localiza cerca de la línea de costa en comparación con la obtenida por el National Earthquake Information Center (NEIC) utilizando estaciones de la red mundial (Tabla 1), que posee el epicentro más al interior del continente. En general, los epicentros determinados en base a datos telesísmicos, para el lado Oeste de Sudamérica, se encuentran algo desplazados hacia el continente en comparación con las determinaciones en base a datos de estaciones cercanas (Lomnitz, 1971; Spence et al, 1975); siendo estas últimas, de mayor precisión. Así mismo, Rodríguez y Vasquez (1987) y Rodríguez y Tavera (1988) han demostrado que únicamente utilizando redes sísmicas regionales se puede reducir los errores en el cálculo de los parámetros hipocentrales de un terremoto.

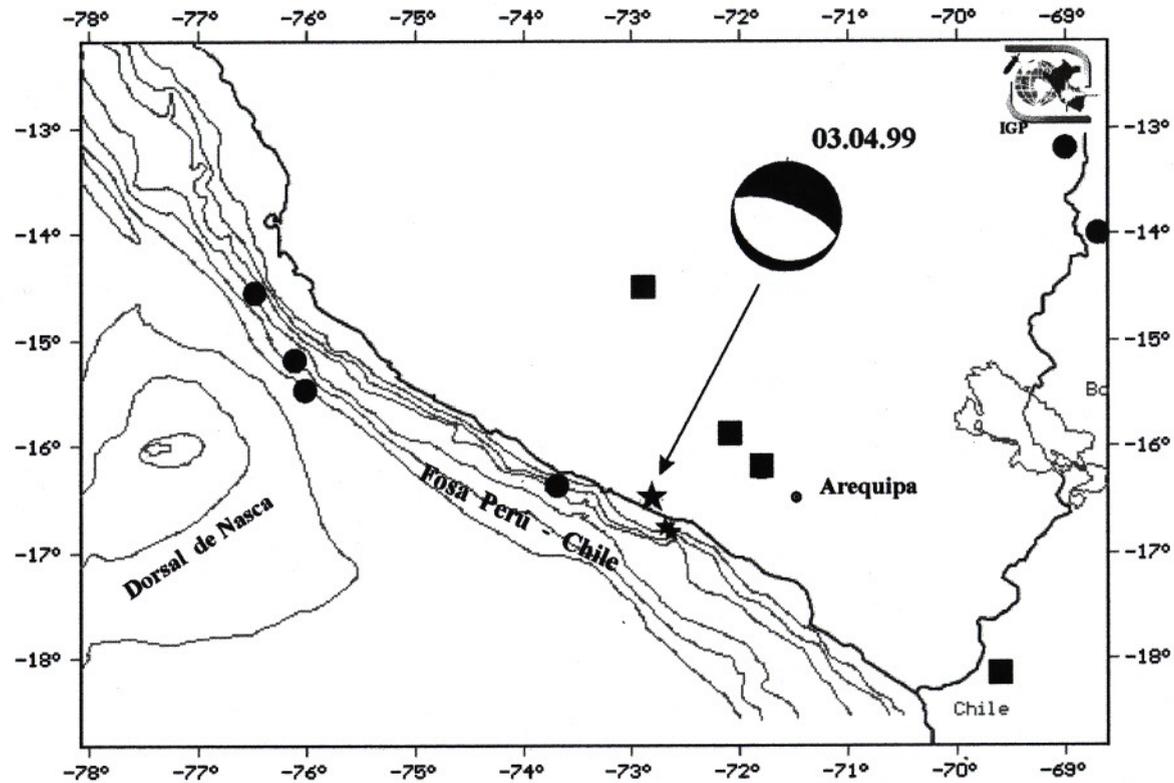


Figura 2.- Mapa de sismicidad que muestra los sismos con $M \geq 5.5$ ocurridos entre 1994 - 1999 en la región sur del Perú. ($I \geq IV$ MM). La estrella grande indica la localización del terremoto del 3 de Abril de 1999 y las pequeñas la localización de las replicas. El mecanismo focal del terremoto del 3 de Abril corresponde al calculado por el CMT representado sobre el hemisferio inferior de la esfera focal. Círculos = sismos superficiales, cuadrados = sismos intermedios.

Tabla 1

Parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999.

IGP: Instituto Geofísico del Perú

NEIC: National Earthquake Information Center

T. Origen hh.mm.ss.s	Latitud (°)	Longitud (°)	Prof. (km)	Mag. (mb)	Agencia
09:16:21.3	-16.61	-72.82	92	6.0	IGP
09:16:23.2	-16.39	-72.51	94	6.2	NEIC

3.2.- Estimación de la Profundidad del Foco

La profundidad del foco del terremoto de Arequipa del 3 de Abril, fue estimada en 92 ± 3 km a partir del cálculo hipocentral utilizando la información sísmica de la Red Sísmica Nacional, IGP (Tabla 1); sin embargo, a fin de cuantificar esta profundidad, se ha procedido a utilizar un método directo basado en el cálculo de la diferencia de los tiempos de llegada de las fases pP y P. Para tal objetivo, se ha leído los tiempos de llegada de estas fases a cuatro estaciones de la red sísmica mundial localizadas a distancias epicentrales comprendidas entre 35° y 82° (Tabla 2). En la Figura 3 se presenta como ejemplo el registro en velocidad y desplazamiento del terremoto de Arequipa en la estación de Albuquerque (ANMO) y en ella se indica con flechas los tiempos de llegada de las fases P, pP y sP. De acuerdo a los valores presentados en la Tabla 2, la diferencia entre los tiempos de llegada de pP-P varía entre 23.8 y 26.4 segundos. Utilizando las tablas de recorrido-tiempo de la Asociación Internacional de Sismología y Física del Interior de la Tierra (IASPEI, Kennett, 1991), la diferencia entre los tiempos de llegada de pP-P equivale a una profundidad media de 93 ± 2 km.

Esta profundidad para el foco del terremoto de Arequipa, es similar a la obtenida en el cálculo hipocentral considerando estaciones de la Red Sísmica Nacional (IGP) y con el calculado por el NEIC utilizando estaciones de la red sísmica mundial.

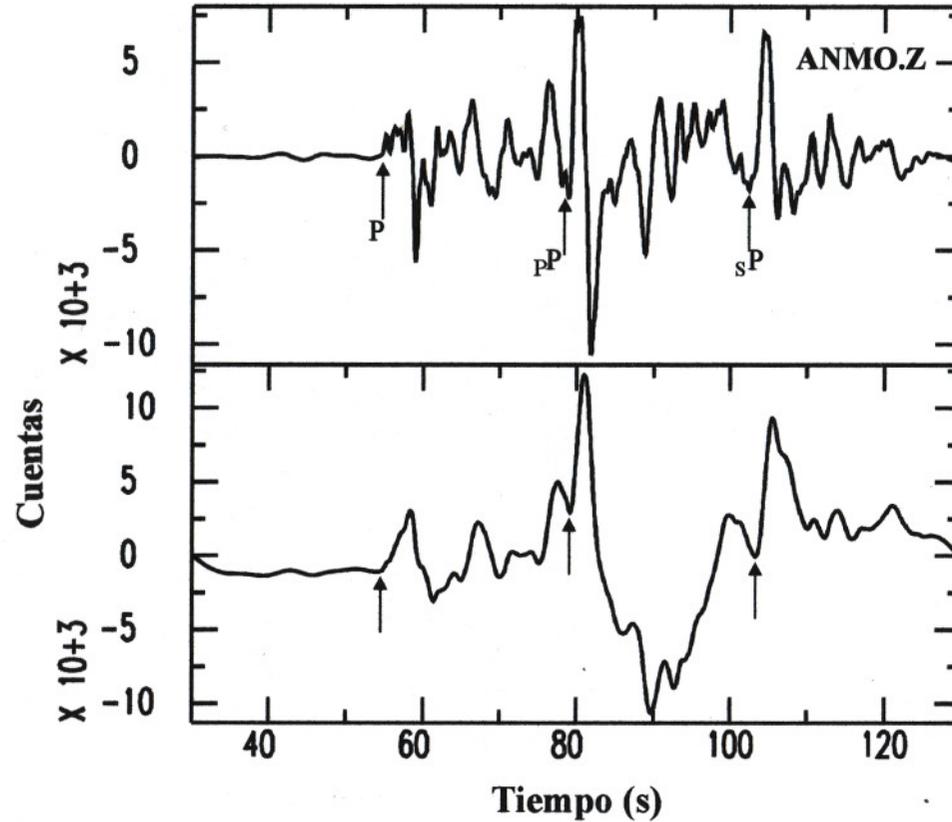


Figura 3.- Registro en la estación de ANMO ($\Delta = 60^\circ$, $\Phi = 328^\circ$) del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999. Las flechas indican los tiempos de llegada de las fases P y pP utilizadas para estimar la profundidad del foco del terremoto.
Registro superior en velocidad e inferior en desplazamiento.

Tabla 2

*Diferencia de tiempos de llegada de las fases pP-P
Terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999*

Estación	Código	Distancia Epicentral (°)	pP - P (s)	Prof. (km)
San Juan	SJG	35.0	23.8	95.1
Albuquerque	ANMO	60.4	24.4	91.1
Tucson	TUC	60.8	24.6	91.8
San Fernando	SFUC	81.8	26.4	94.7

3.3.- Características de la Señal Sísmica

Los registros del terremoto de Arequipa del 3 de Abril obtenidos de las estaciones sísmicas digitales de banda ancha de la Red Sísmica Nacional (IGP), han permitido observar el carácter complejo del proceso de ruptura del terremoto y la fuerte influencia del medio en la cual se han propagado las ondas sísmicas. En la Figura 4, se muestra los registros del terremoto de Arequipa correspondientes a las estaciones de Tambomachay (TAM) localizada a 360 km al Oeste del epicentro y de la estación de Ñaña (NNA) localizada a 650 km al Norte del epicentro. En estas figuras se observa claramente la complejidad de la señal, siendo posible identificar hasta cuatro grupos de fases que inicialmente pueden ser confundidas fácilmente con el grupo de la fase S. A fin de buscar una explicación para estos trenes de onda, se ha realizado una correlación entre los tiempos de llegada de estas fases y las obtenidas a partir de las tablas de recorrido-tiempo para distancias regionales. Preliminarmente, los resultados sugieren que estas fases podrían corresponder a las fases que se propagan y se refractan en la capa granítica y basáltica; es decir, fases Pn, P*, Pg, Sn, S* y Sg; las mismas que debido a la magnitud del terremoto (6.0 mb), a la profundidad de su foco (h=93 km) y a la geometría compleja del proceso de subducción en la región Sur de Perú, han soportado una importante amplificación en su registro.

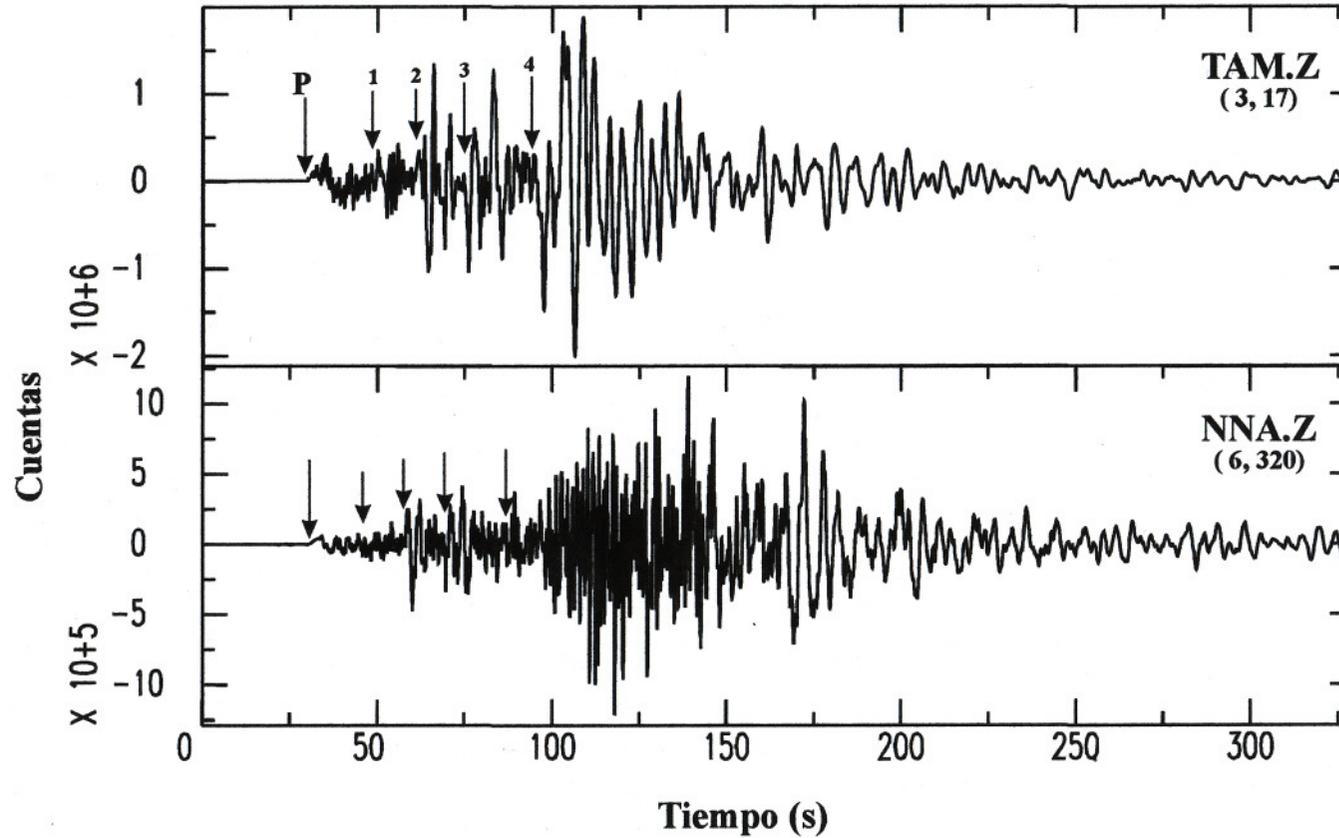


Figura 4.- Registro de banda ancha del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999. Obsérvese la complejidad del registro del terremoto con la llegada de hasta 4 grupos de fases indicadas con flechas numeradas del 1 al 4. Las estaciones de TAM y NNA forman parte de la Red Sísmica Nacional (IGP). Entre paréntesis se indica la distancia epicentral y el azimut en grados.

3.5.- Replicas

El terremoto de Arequipa del 3 de Abril fue seguido por un total de 9 replicas registradas durante las primeras 24 horas por las estaciones Misti (MIS), Cayma (CAY), Cerro San Ignacio (CSI) y San Gregorio (SGR). Las tres primeras estaciones se localizan entre 135-150 km al SE del epicentro y la estación SGR a 12 km en dirección SW. En la Figura 5 se muestra el registro del terremoto de Arequipa del 3 de Abril (Figura 5a) y dos de sus replicas en la estación SGR indicadas como R₁ y R₂ (Figura 5b) Obsérvese que el registro del terremoto principal se encuentra saturado; mientras que, en los registros de las replicas las fases principales (P y S) pueden ser correctamente identificadas.

Del total de las replicas, solamente dos han sido registradas en cuatro estaciones (MIS, CAY, CSI y SGR); por lo tanto, estas pudieron ser localizadas a 25 km al Sur del epicentro del terremoto principal (Figura 2 y Tabla 3). Las siete replicas restantes, fueron registradas únicamente en dos estaciones como máximo, no pudiendo ser posible su localización.

Tabla 3

Parámetros epicentrales de las réplicas (registradas en cuatro estaciones) del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999

Fecha (d-m-a)	T. Origen (hh-mm-ss.s)	Latitud (°)	Longitud (°)	Prof. (km)
03.04.1999	062630.4	-16.74	-72.67	75
03.04.1999	121932.6	-16.79	-72.64	73

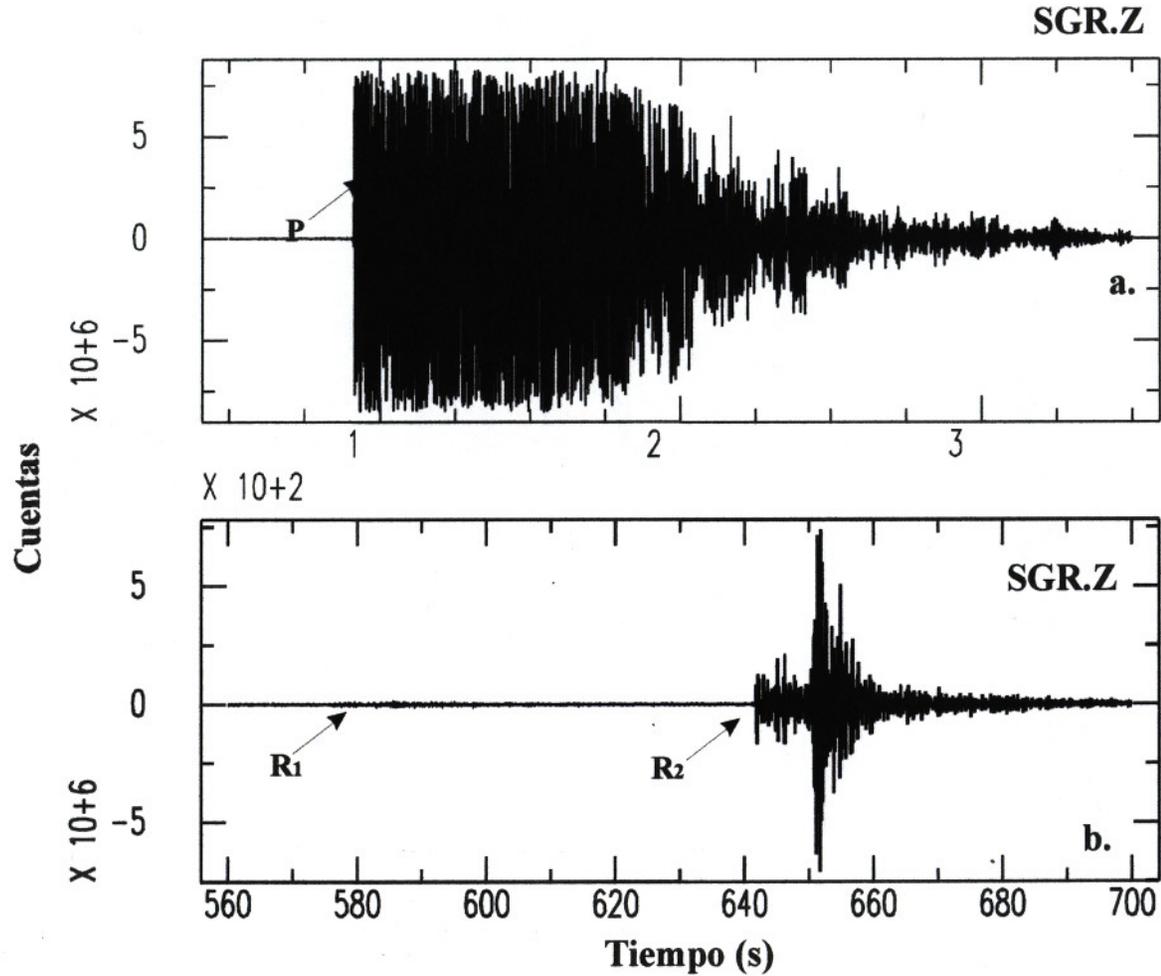


Figura 5.- a) Registro en la estación de San Gregorio (SGR) en Camaná, del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999.
 b) Registro de las dos primeras replicas registradas en la estación SGR a horas 06:26 y 12:19 GMT (R1 y R2)

3.6.- Mecanismo focal

El mecanismo focal del terremoto de Arequipa del 3 de Abril, fue calculado por la Universidad de Harvard utilizando el método del Centroide y registros de ondas de volumen y del manto de periodo largo, según el procedimiento desarrollado por Dziewonski et al (1981).

La solución obtenida para el mecanismo focal, Figura 2, corresponde a un mecanismo de tipo normal casi puro y eje T horizontal orientado en dirección NE-SW; siendo uno de los planos casi vertical y el otro próximo a la horizontal, ambos orientados en dirección NW-SE. Esta solución para el mecanismo focal, es similar a la obtenida para otros terremotos ocurridos en la misma región y a los mismos niveles de profundidad (Stauder, 1975; Tavera y Buforn ,1998).

3.7.- Distribución de Intensidades Sísmicas Regionales

El mapa de intensidades sísmicas regionales ha sido elaborado a partir de la información recopilada vía línea telefónica, inmediatamente después de ocurrido el terremoto de Arequipa e interpretada utilizando la escala de Mercalli Modificada. En la Figura 6 se muestra el mapa de intensidades y en el se observa que el área de percepción del terremoto fue de 90,000 km² aproximadamente, la misma que corresponde a la isosista de grado III (MM). El área de intensidad máxima corresponde a la encerrada por la isosista de grado VI (MM) con evidente orientación en dirección NW-SE y abarcando las localidades de Camana, Ocoña, Aplao, Chuquibamba y Caraveli.

El sistema de Defensa Civil informó que durante el terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999, se produjo la muerte de una persona y otras 20 aproximadamente con heridas leves en la localidad de Caraveli, Camana y Ocoña (área de mayor intensidad observada). Los daños materiales fueron mayores en la ciudad de Arequipa,

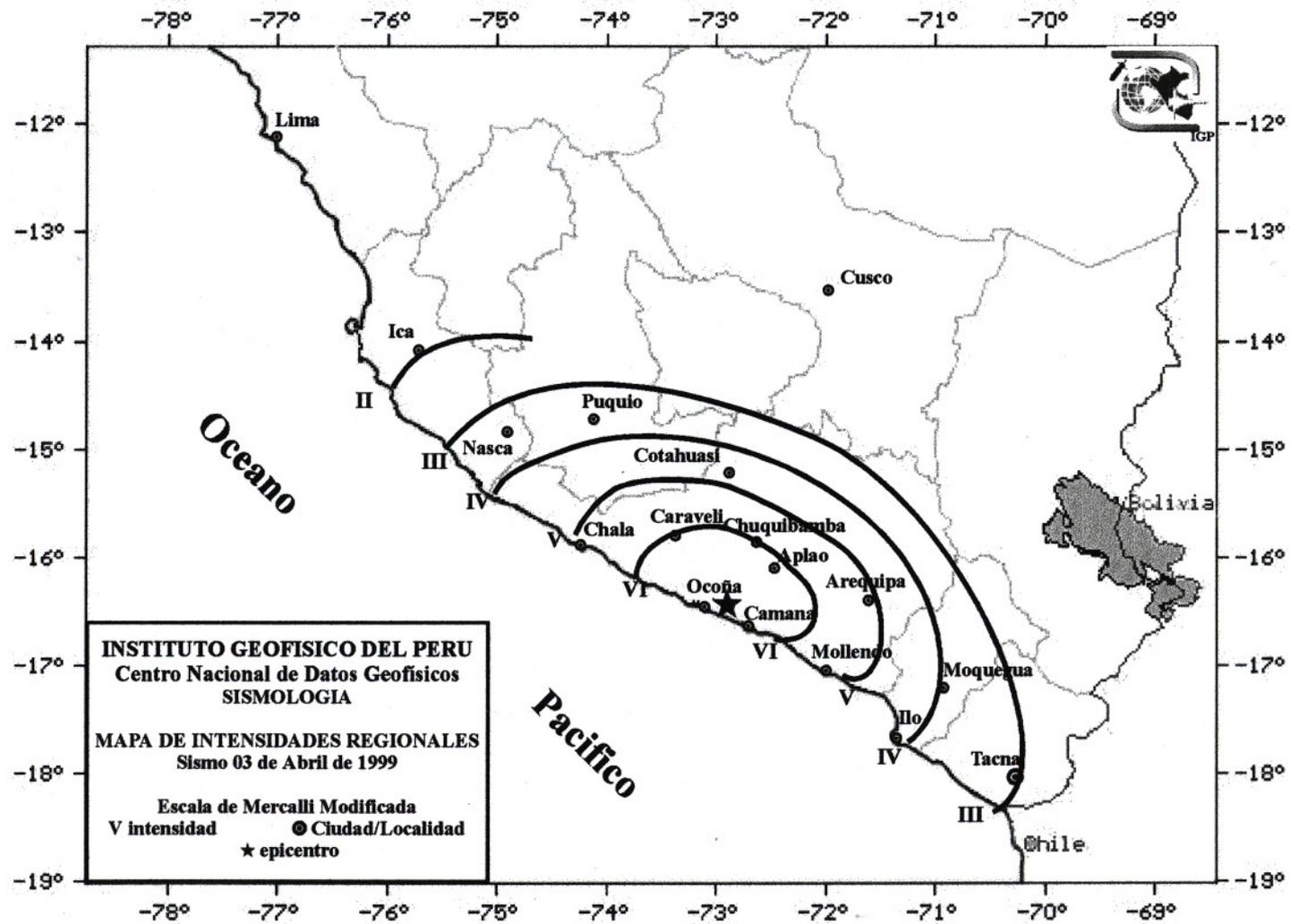


Figura 6.- Mapa de intensidades regionales del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999.

observándose la presencia de agrietamientos en algunas de las paredes de las iglesias, conventos, hospitales y casas antiguas. En algunos distritos de esta misma ciudad, se observaron resquebrajaduras en viviendas de construcción precaria y ruptura de vidrios en aulas de la Universidad San Agustín de Arequipa (isosista de grado V MM). En las localidades de Ocoña, Camana y Caraveli el terremoto produjo rajaduras en algunas viviendas y desplome de paredes de adobe. Así mismo, se produjeron deslizamientos de piedras en varios tramos de la carretera Panamericana Sur y rajaduras pequeñas en el tramo Arequipa-Mollendo.

3.8.- Momento Sísmico Escalar y Radio de Fractura

El método del análisis espectral ha sido utilizando a fin de calcular el momento sísmico escalar y el radio de fractura del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999. En general para una dislocación por cizalla y para un modelo de falla circular, la frecuencia esquina del espectro de amplitud de ondas de volumen (f_c) es proporcional a las dimensiones de la fuente (r_0), mientras que los valores de $f < f_c$, son asumidos como un valor constante (Ω_0) proporcional al momento sísmico escalar (Aki, 1967; Brune, 1970).

Para calcular el momento sísmico escalar y radio de fractura del terremoto Arequipa, se ha utilizado el espectro de la amplitud del desplazamiento de la onda P registrada en la estación de Albuquerque (ANMO), la misma que se localiza a 60° del epicentro (Figura 7). El momento sísmico ha sido calculado a partir de la amplitud de la parte plana del espectro utilizando la relación de Keilis-Borok (1960) y Stavrakakis et al (1991), obteniéndose para el momento sísmico escalar un valor de $M_0 = 1.2 \times 10^{19}$ Nm. Este valor, es similar al calculado por la Universidad de Harvard según el método del Centroide ($M_0 = 2.0 \times 10^{19}$ Nm). Así mismo, el radio de fractura ha sido calculado a partir de la frecuencia esquina (f_c) del espectro de amplitud y la relación de Brune (1970) en $r_0 = 8$ km.

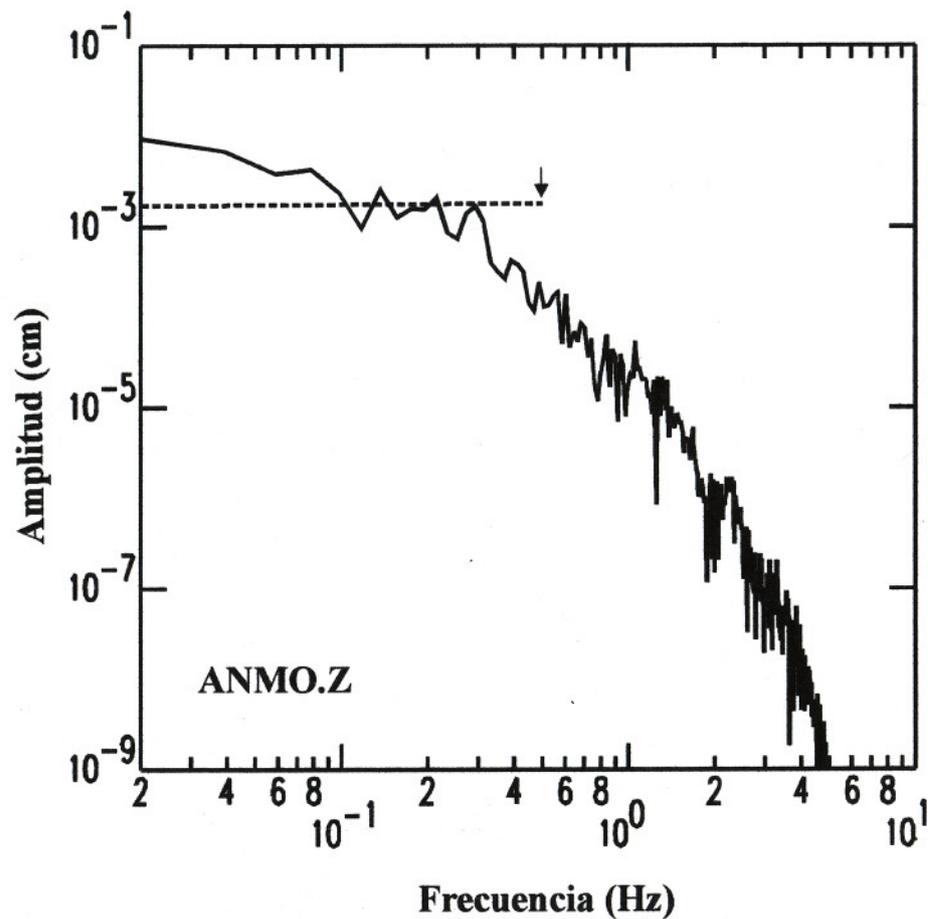


Figura 7.- Espectro de la amplitud del desplazamiento de la onda P registrada en la estación de ANMO (banda ancha) correspondiente al terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999. La línea discontinua y la flecha indican la parte plana del espectro y la frecuencia esquina.

3.9.- Caída de Esfuerzos, Desplazamiento medio y Magnitud Mw.

Conocidos el momento sísmico escalar (M_0) y el radio de fractura (r_0), la caída de esfuerzos ($\Delta\sigma$), el desplazamiento medio (Δu) y la magnitud Mw pueden ser determinados a partir de las siguientes relaciones:

$$\Delta\sigma=7.M_0/16.r^3, \quad \Delta u=M_0/\mu.\pi.r^2 \quad \text{Brune (1970)}$$

$$M_w= (1/1.5).\log(M_0) - 10.7 \quad \text{Kanamori (1977)}$$

donde, $\mu=7 \times 10^{11}$ dina.cm⁻² es la rigidez del medio para un foco localizado en el manto.

Así, se obtiene una caída de esfuerzos de $\Delta\sigma=10$ MPa, un desplazamiento medio de $\Delta u=80$ cm y una magnitud de 6.6 Mw. El valor obtenido para la caída de esfuerzos es coherente con los valores estimados por Kanamori y Anderson (1975) para terremotos intraplaca.

4.- INTERPRETACION SISMOTECTONICA

La mayor fuente de actividad sísmica en el borde Oeste de Perú, la constituye el proceso de subducción de la placa de Nasca bajo la Sudamericana generando terremotos de diversas magnitudes a diferentes rangos de profundidad. A diferencia de las regiones norte y centro, en la región sur de Perú la actividad sísmica se distribuye en profundidad según una línea con pendiente de 30° aproximadamente hasta una profundidad de 300 km, permitiendo configurar la geometría del proceso de subducción en esta región (Figura 1b). El terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999, se localiza en esta región y de acuerdo a la profundidad de su foco (93 km), está asociado al proceso de subducción de la placa de Nasca bajo la Sudamericana.

Los terremotos con foco superficial asociados al proceso de subducción, presentan mecanismos focales de tipo inverso generados por procesos netamente compresivos; mientras que, los terremotos con foco intermedio presentan mecanismos de tipo normal y son asociados con procesos extensivos. En ambos casos, los ejes de presión y tensión, se orientan en dirección paralela a la dirección del proceso de subducción (Isack y Molnar, 1971; Stauder, 1975; Tavera y Buforn, 1998).

El terremoto de Arequipa del 3 de Abril, presenta mecanismo focal de tipo normal y su eje de esfuerzo principal orientado en dirección de la máxima pendiente de la placa que subduce. En general este proceso extensivo, propio de sismos con foco intermedio, es debido a que la placa oceánica guiada por su propio peso tira hacia abajo a fin de introducirse en el manto. En la Figura 8 se esquematiza este proceso. La importante deformación que soporta la placa de Nasca a estos niveles de profundidad, es generada por fuerzas netamente tensionales.

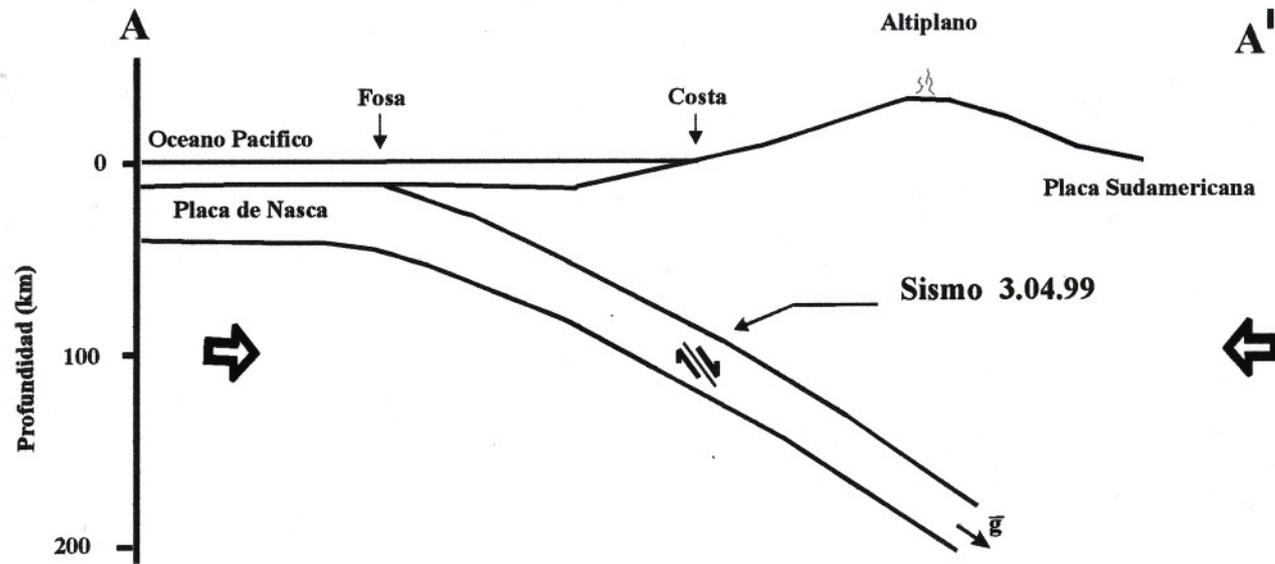


Figura 8.- Esquema sismotectónico para el terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999. La orientación es en dirección del perfil AA' según la Figura 1. Las flechas grandes indican la dirección del movimiento relativo de las placas. \bar{g} indica la fuerza de gravedad.

5.- CONCLUSIONES

Los parámetros hipocentrales y los efectos del terremoto ocurrido en la región sur del Perú el 3 de Abril de 1999 (“Terremoto de Arequipa”), han sido determinados por el Instituto Geofísico del Perú utilizando registros de las estaciones sísmicas que integran la Red Sísmica Nacional y la red sísmica mundial. Algunos parámetros como la profundidad del foco y el tamaño del terremoto han sido estimados utilizando métodos directos (diferencia de tiempos de llegada de fases pP-P y análisis espectral de ondas de volumen).

El epicentro del terremoto de Arequipa ha sido localizado en continente y cerca de la línea de costa; esto es, a 18 km al NW de la localidad de Camana. La magnitud del terremoto ha sido estimada en función de la duración de su registro en 6.0 mb; mientras que, la intensidad máxima observada ha sido de VI MM en las localidades de Caraveli, Ocoña, Aplao y Camana. La profundidad del foco del terremoto ha sido ajustada en 93 km.

El mecanismo focal calculado por el CMT es de tipo normal con eje de tensión horizontal orientado en dirección NE-SW, coherente con resultados obtenidos para otros terremotos localizados en la misma región y a los mismos niveles de profundidad.

El momento sísmico escalar calculado a partir del análisis espectral ($M_0 = 1.2 \times 10^{19}$ Nm), ha permitido estimar la magnitud del terremoto de Arequipa en 6.6 Mw. Así mismo, a partir de la frecuencia esquina del espectro de amplitud, se ha calculado un radio de fractura de 8 km. A partir de estos valores (M_0 y r_0), se ha estimado una caída de esfuerzos de 10 MPa y un desplazamiento medio de 80 cm.

El terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999 ($M_w = 6.6$), es del tipo tensional y se ha producido en respuesta a los esfuerzos extensivos generados por el propio peso de la placa de Nasca que tiende a introducirse en el manto.

Los parámetros sísmicos calculados para el terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999 son:

Fecha:	03-04-99
Hora Origen:	06h 17m 17.22s (GMT)
Latitud:	-16.61
Longitud:	-72.82
Profundidad:	93 km
Magnitud:	6.0 mb
Intensidad Máxima:	VI (MM)
Momento Sísmico Escalar:	1.2×10^{19} Nm
Radio de Fractura:	8 km
Magnitud Mw:	6.6
Caída de Esfuerzos:	10 MPa
Desplazamiento medio:	80 cm

6.- BIBLIOGRAFIA

- AKI, K. (1967): Scaling law of energy spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231.
- BARAZANGI, M. y ISACK, L. (1976): Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- BRUNE, J. (1970): Tectonics stress and spectra of seismic shear waves. *J. Geophys. Res.*, 75, 4,997-5009.
- CNDG (1999): Informe de Actividades, Proyectos y Desarrollo correspondiente al Tercer y Cuarto Trimestre de 1998 y Primer Trimestre de 1999. Informe Interno, Instituto Geofísico del Perú, 30 pp.
- DZIEWONSKI, A., CHOU, T. y WOODHOUSE, J. (1981): Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Jour. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852.
- ENGDAHL, R., VAN DER HILST, R. y BULAND, R. (1998): Global teleseismic earthquakes relocation with improved travel times and procedures of depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 722-743.
- ISACKS, B. y MOLNAR, P. (1971): Distribution of stress in the descending lithosphere from global survey of focal mechanism solution of mantle earthquakes. *Rev. Geophys.*, 9, 103-174.
- KANAMORI, H. y ANDERSON, D. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.

- KANAMORI, H. (1977): The energy release in great earthquakes., *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- KEILIS-BOROK, V. (1960): Investigation of the mechanism of earthquakes. *Soc. Res. Geophys.*, 4, 29.
- KENNETT, B. (1991): *IASPEI 1991 Seismological Tables*. Res. School. Earth. Sci., Canberra, 167 pp.
- LOMNITZ, C. (1971): Travel time errors in the lateraly inhomogenous earth. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 1639-1654.
- MINSTER, J. y JORDAN, T. (1978): Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, 5,331-5334.
- RODRIGUEZ, L. y VASQUEZ, M. (1987): Problemas asociados a la determinación hipocentral. Optimización - Parte I. Dir. de Servicios Técnicos - IGP, 60 pp.
- RODRIGUEZ, L. y TAVERA, H. (1988): Problemas asociados a la determinación hipocentral. Optimización - Parte II. Dir. de Servicios Técnicos - IGP, 110 pp.
- SPENCE, W., LANGER, C., JORDAN, J. (1975): A tectonic study of the Perú earthquake of October 3 and November 9, 1974. USGS: Branch of Seismicity and Risk Analysis, Pre-print.
- STAUDER, W. (1975): Subduction of the Nazca under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. *J. Geophys. Res.*, 80, 1,053-1064.
- STAVRAKAKIS, G., BLIOMA, S. y GOUTIS, C. (1991): Dynamic sources parameters of the 1981 Gulf of Corinth (central Grece) earthquakes. *Tectonophysics*, 185, 261-275.

TAVERA, H. y BUFORN, E. (1997): Seismic sources of earthquakes in Peru.

European Geophysics Society, XXII General Assembly, Viena, Italy.

TAVERA, H. (1998): *Mecanismo focal de Terremotos de Perú y Sismotectónica.*

Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 400 p.

TAVERA, H. y BUFORN, E. (1998): Sismicidad y Sismotectónica de Perú. En:

Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica; Buforn, E. y Udías A. (eds.), Física de la Tierra, Univ. Complutense de Madrid, 10, 187-219.