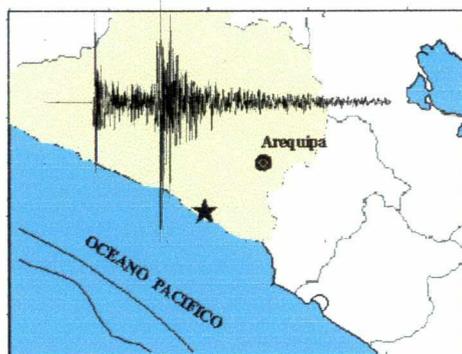




INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU

CENTRO NACIONAL DE DATOS GEOFISICOS
SISMOLOGIA



EL SISMO DEL 13 DE JULIO DE 2000 MOLLENDO - AREQUIPA

Por:

Hernando Tavera, Henry Salas
Luis Vilcapoma, Orlando Macedo, Yvonne Perez-Pacheco

CNDG-IGP
Lima, Julio de 2000

I Tavera
X 1132



Contenido

Resumen

- 1.- Introducción
- 2.- Parámetros Hipocentrales
- 3.- Características de la Señal Sísmica
- 4.- Replicas
- 5.- Tamaño del Sismo
- 6.- Distribución de Intensidades Regionales
- 7.- Interpretación y Discusión
- 8.- Bibliografía

Resumen

El día jueves 13 de Julio de 2000 a 00h 25min (hora local), la región sur de Perú fue sacudida por un sismo de magnitud 4.8 mb con epicentro localizado en continente cerca de la línea de costa; esto es, a 7 km al Sur-Este de la localidad de Mollendo y a 92 km al Sur-Oeste de la de la ciudad de Arequipa (Figura 2).

El sismo del 13 de Julio se produjo a una profundidad de 28 km y se localizaría sobre un plano de falla, perpendicular a la dirección de la subducción, generado por un desacople termal y no estaría asociado directamente al proceso de fricción entre las placas de Nazca y Sudamericana. Los terremotos, como el ocurrido el 13 de Julio, serían generados por procesos netamente extensivos con el eje principal de esfuerzo orientado en dirección perpendicular a la del movimiento de las placas (Figuras 1, 2, 6 y 7).

De acuerdo a la distribución de las intensidades observadas, el mayor daño se ha concentrado en los alrededores del epicentro; es decir, en las localidades de Cocachacra y Punta de Bombon. En las localidades afectadas con intensidades de IV (MM), como la ciudad de Arequipa y las localidades de La Joya, Yura, Majes, Vitor y Camaná el sismo causó únicamente pánico ya que su intensidad no fue suficiente como para producir daños personales ni materiales.

1.- Introducción

La actividad sísmica en Perú es debida principalmente al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la 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 oceánica subduce bajo la continental, es uno de los más activos y de los bordes de placa el mayor en la Tierra. Como resultado de este proceso se ha formado la Cordillera Andina en diferentes etapas orogénicas. La alta velocidad de convergencia o choque de placas permite que se genere un fuerte acoplamiento entre ellas, produciendo frecuentemente sismos de diferentes magnitudes a diversos niveles de profundidad.

Las características de la sismicidad de Perú han sido ampliamente analizadas y discutida por diversos autores (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Cahill y Isacks, 1993; Tavera y Buforn, 1998 y Tavera y Buforn, 2000); siendo las principales, las relacionadas con la distribución de los focos sísmicos en superficie y en función de su profundidad. En la Figura 1, se presenta el mapa de sismicidad de Perú para los años 1980-1998 e incluye sismos con magnitudes mayor o igual a 5.0 y focos localizados a profundidades superficiales, intermedias y profundas. Los sismos con foco superficial (círculos) se localizan entre la fosa y la línea de costa de Norte a Sur y a lo largo de la zona subandina. Los sismos con foco intermedio (cuadrados), se distribuyen en el interior del continente agrupados cerca de la línea de costa (entre 9°S y 13°S), en la zona subandina y en toda la región Sur de Perú. Los sismos con foco profundo (triángulos), se localizan próximos a los límites Perú con Brasil y Bolivia. Para la región Sur de Perú, se observa que la profundidad de los focos sísmicos aumenta de Oeste a Este, desde la fosa por debajo del continente siguiendo una línea de pendiente próxima a 30° hasta profundidades

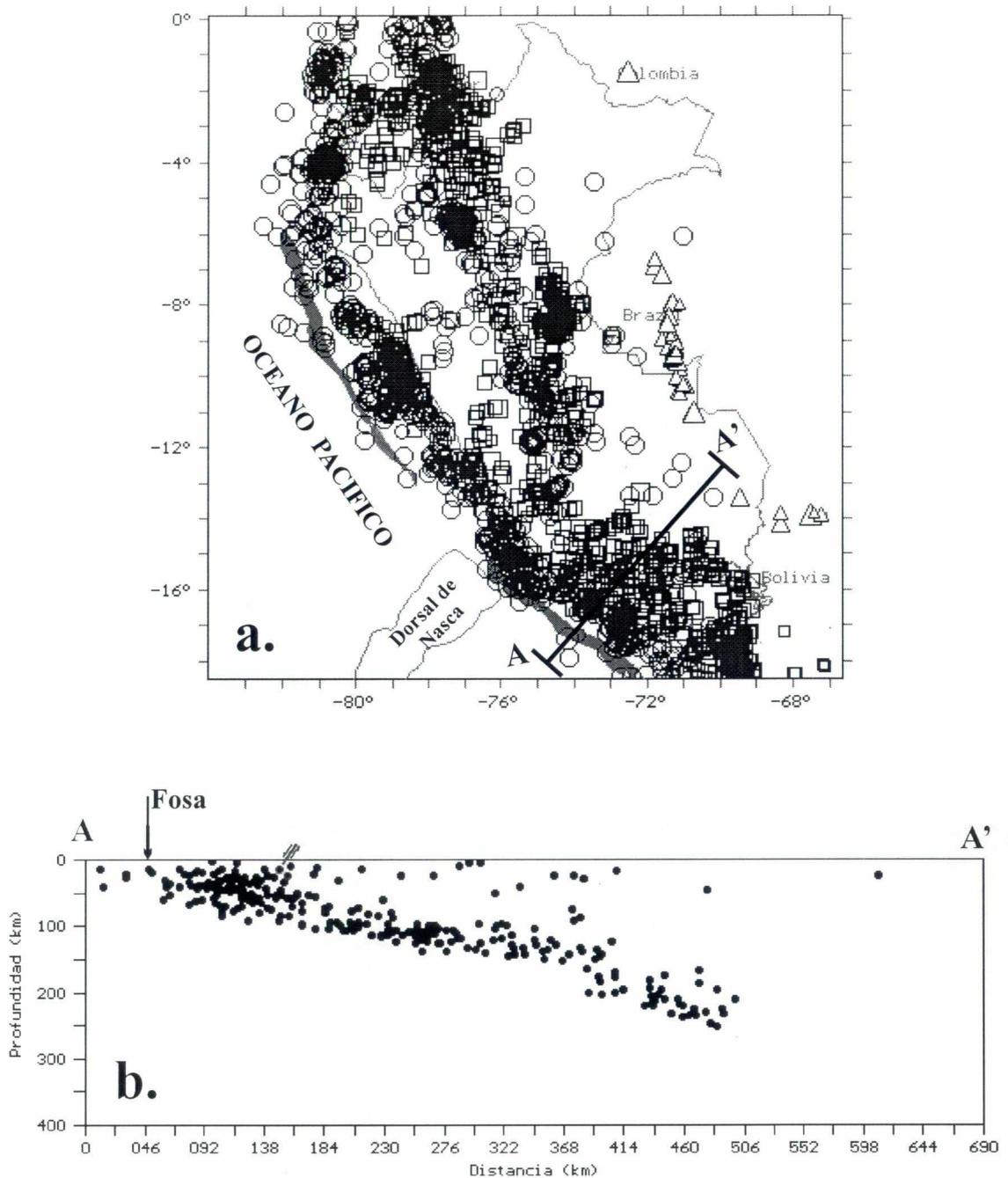


Figura 1.a) Sismicidad de Perú para el período 1980-98 ($m_b > 5.0$).
 Los símbolos indican el rango de profundidad de los sismos.
b) Sección vertical de la sismicidad para la región sur de Perú,
 según la línea AA' de la Figura 1a. Las flechas indican el
 posible proceso que se produciría en esta región, según
 Rodríguez y Tavera (1991).

del orden de 300 km (Figura 1b). Asimismo, se observa un alineamiento de la sismicidad cerca de la línea de costa, perpendicular a la dirección de la subducción, el mismo que fue ampliamente discutido por Grange (1984) y Rodriguez y Tavera (1991). Esta sismicidad puede haber generado un fracturamiento que llega hasta la superficie con evidente presencia de esfuerzos tensionales que estarían desplazando parte de la corteza continental (cerca de la línea de costa) en dirección Oeste (Figura 1b).

En la región sur de Perú, el día jueves 13 de Julio de 2000 a las 00h 25min (hora local), ocurrió un sismo de magnitud 4.8 mb y epicentro localizado en continente cerca de la línea de costa; esto es, a 7 km al Sur-Este de la localidad de Mollendo y a 92 km al Sur-Oeste de la de la ciudad de Arequipa. El objetivo de este informe, es presentar los parámetros hipocentrales de este sismo, describir sus características y efectos en superficie, así como analizar sus implicancias sismotectónicas a partir de los estudios preliminares realizados por el Instituto Geofísico del Perú.

2.- Parámetros Hipocentrales

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó la localización preliminar del epicentro del sismo del 13 de Julio de 2000 en las coordenadas 16.98°S y 71.97°W ; esto es, a 7 km al NE de la localidad de Mollendo. Sin embargo, dado la importancia del sismo se procedió de manera inmediata a recolectar el total de la información de toda la Red Sísmica Nacional a cargo del IGP (RSN, 30 estaciones), a fin de realizar el recálculo del epicentro del sismo. Para tal fin, y como paso preliminar se seleccionó la información teniendo en cuenta la calidad de los registros, el mayor número de fases correctamente identificables (fases P y S) y una buena cobertura azimutal de las estaciones sísmicas.

La localización final del sismo del 13 de Julio se presenta en la Tabla 1 y Figura 2. Así, el epicentro fue localizado a 7 km al SE de la localidad de Mollendo y a 92 km al SW de la ciudad de Arequipa. Para esta localización se ha considerado información sísmica de 10 estaciones, las lecturas de los tiempos de llegada de 10 fases P y 3 fases S, además de una buena cobertura azimutal sobre el epicentro preliminar. La profundidad del foco ha sido correctamente ajustada en 28 km. En la Figura 2 se observa que el epicentro del sismo del 13 de Julio, en comparación con la obtenida por el National Earthquake Information Center (Red Sísmica Mundial), se localiza en continente cerca de la línea de costa y próximo al epicentro preliminar reportado inicialmente por el IGP. En general, para el lado Oeste de Sudamérica, los epicentros localizados utilizando datos telesísmicos (distancias epicentrales mayores a 1000 km), son desplazados hacia el continente en comparación con las obtenidas utilizando datos de redes regionales o cercanas al epicentro (Lomnitz, 1971; Spence et al, 1975; Rodríguez y Tavera, 1991; Tavera et al, 1999); siendo estas últimas, las que brindan mayor precisión en la localización de los epicentros. Por lo tanto, la localización obtenida por el IGP es óptima.

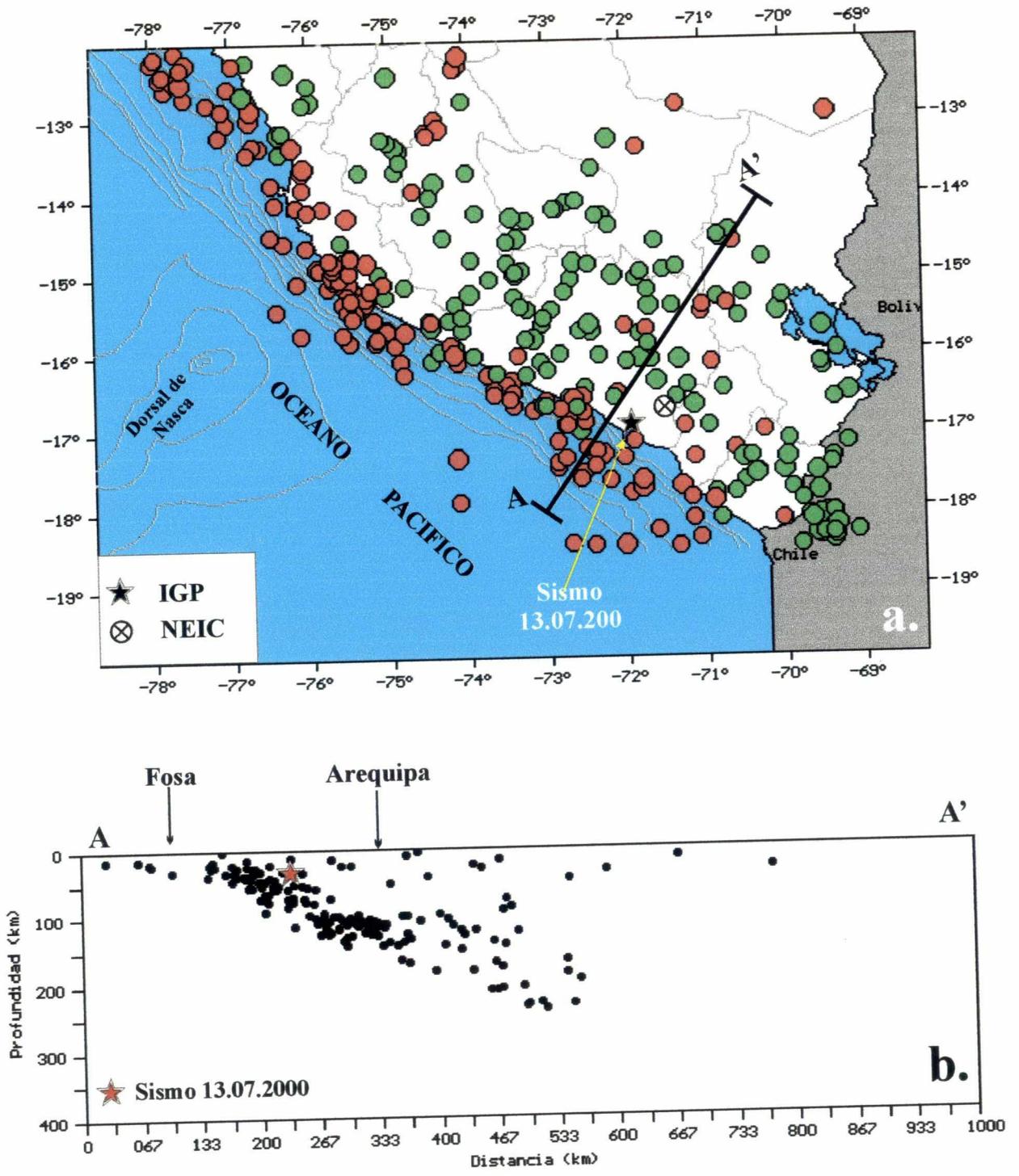


Figura 2.a) Localización del sismo del 13 de Julio de 2000 y sismicidad en la región sur de Perú ($m_b > 5.0$). Círculos rojos = foco superficial, círculos verdes = foco intermedio.
 b) Sección vertical según la línea AA' y localización del sismo del 13 de Julio.

Tabla 1

Fecha	O. Origen h:min:s	Lat-S. (°)	Long-W (°)	Prof. (km)	Mag.	Agenci a
13:07:00	05:24:16.2	17.09	71.94	28	4.8	IGP
13:07:00	05:25:18.0	16.68	71.45	38	5.0	NEIC

3.- Características de la Señal Sísmica

Los registros del sismo del 13 de Julio obtenidos de las estaciones sísmicas digitales de banda ancha (RSN), han permitido observar el carácter complejo de su señal producto del proceso de ruptura o del medio en el cual se han propagado las ondas sísmicas. En la Figura 3 se muestra los registros en las estaciones de Toquepala (TOQ), La Yarada (LYAR) y Huancayo (HUA) localizadas a 144, 186 y 660 km del epicentro respectivamente. En todos los registros fácilmente se identifica la llegada de la onda P; sin embargo, y a excepción del registro en la estación de TOQ, la onda S difícilmente puede ser identificada en las estaciones LYAR y HUA debido a la presencia de una fase de gran amplitud que perturba totalmente el registro del sismo. Esta fase de gran amplitud, llamada F1 (Figura 3), llega después de la fase P con un retardo de 1.2 segundos a TOQ, 11.6 segundos a LYAR y 35 segundos a HUA. Actualmente, se viene analizando y evaluando el origen de esta fase, pero los resultados preliminares indican que esta corresponde a una fase reflejada en la base de la corteza oceánica. La complejidad de los registros de sismos que ocurren en la región Sur de Perú, ya ha sido observada para otros sismos ocurridos a diferente profundidad (Antayhua, 2000; Tavera et al, 1999).

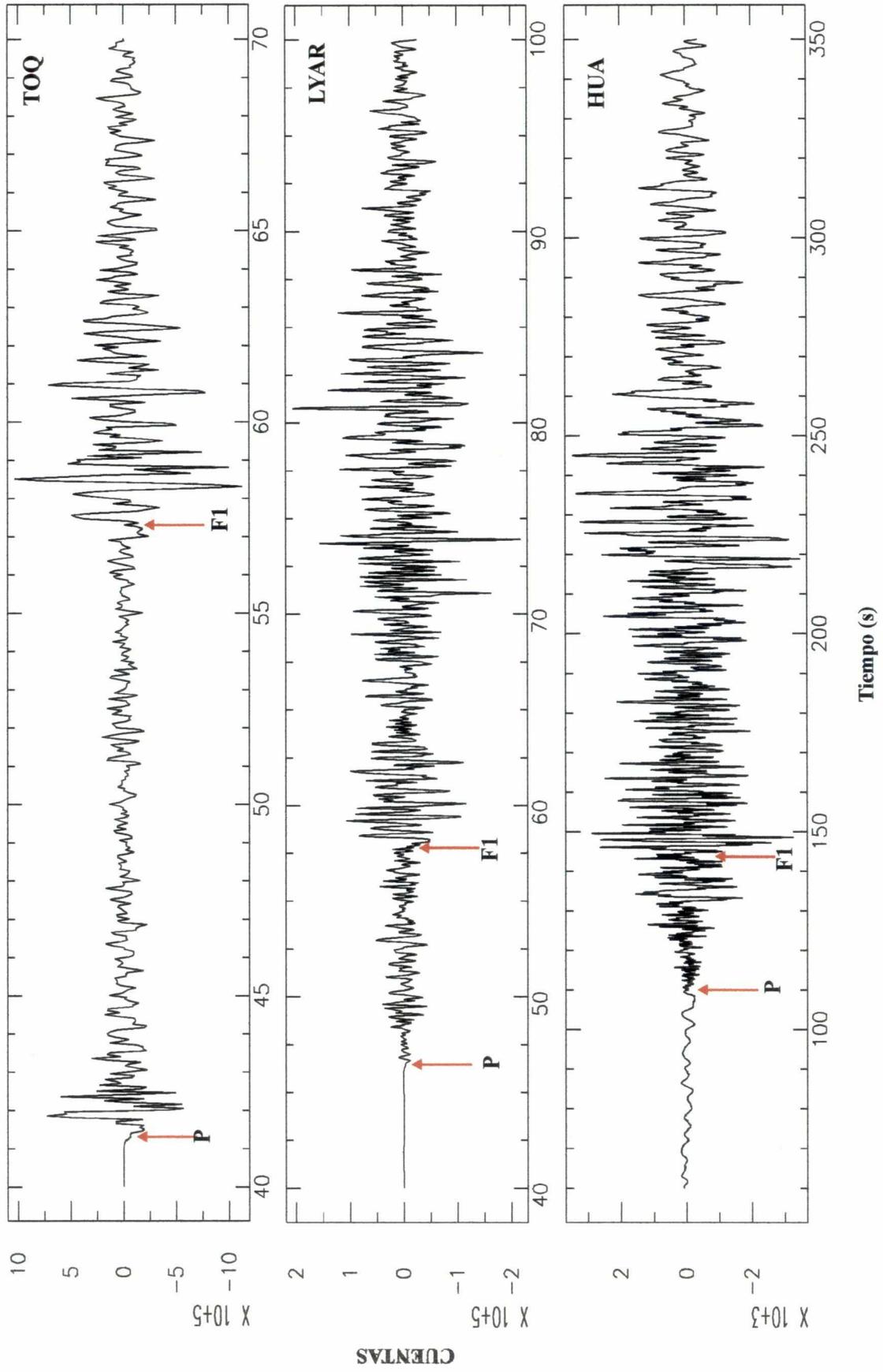


Figura 3. Registros del sismo del 13 de Julio de 2000 en tres estaciones de la RSN. Obsérvese que la onda P es fácilmente identificable a diferencia de la onda S. F1, ver en el texto.

4.- Replicas

El sismo del 13 de Julio fue seguido al menos por 3 replicas con magnitudes menores a 2ML; por lo tanto, no fueron sentidos por la población. De estas replicas, la mayor ocurrió a las 22h con 40 minutos (GMT) y las pequeñas a las 05h 59min y 06h 02min; las mismas que no pudieron ser localizadas debido a que por el momento, solo se cuenta con registros de la estación TOQ. En la Figura 4 se presenta el registro de estas replicas.

5.- Tamaño del Sismo

Debido a la complejidad del registro del sismo del 13 de Julio, no fue posible calcular su magnitud con los procedimientos convencionales definidos internacionalmente para tal fin. Por tal motivo, la magnitud fue estimada en función de la duración de su registro en la estación de Guadalupe (GUA) localizada a 570 km al NW del epicentro, utilizando la siguiente relación (CNDG, 1999):

$$Mb(d)= 2.94*\log(d) - 2.26$$

donde, **mb** es la magnitud de ondas de volumen y **d** la duración del registro del sismo en segundos.

Así, la magnitud el sismo fue estimada en 4.8 mb. Este valor de magnitud difiere poco de la proporcionada por el NEIC utilizando ondas de volumen y estaciones de la red mundial. Se debe considerar que el valor de magnitud proporcionado por el NEIC es el promedio del total de las estaciones que a nivel mundial han registrado e informado sobre los parámetros del sismo (Tabla 1).

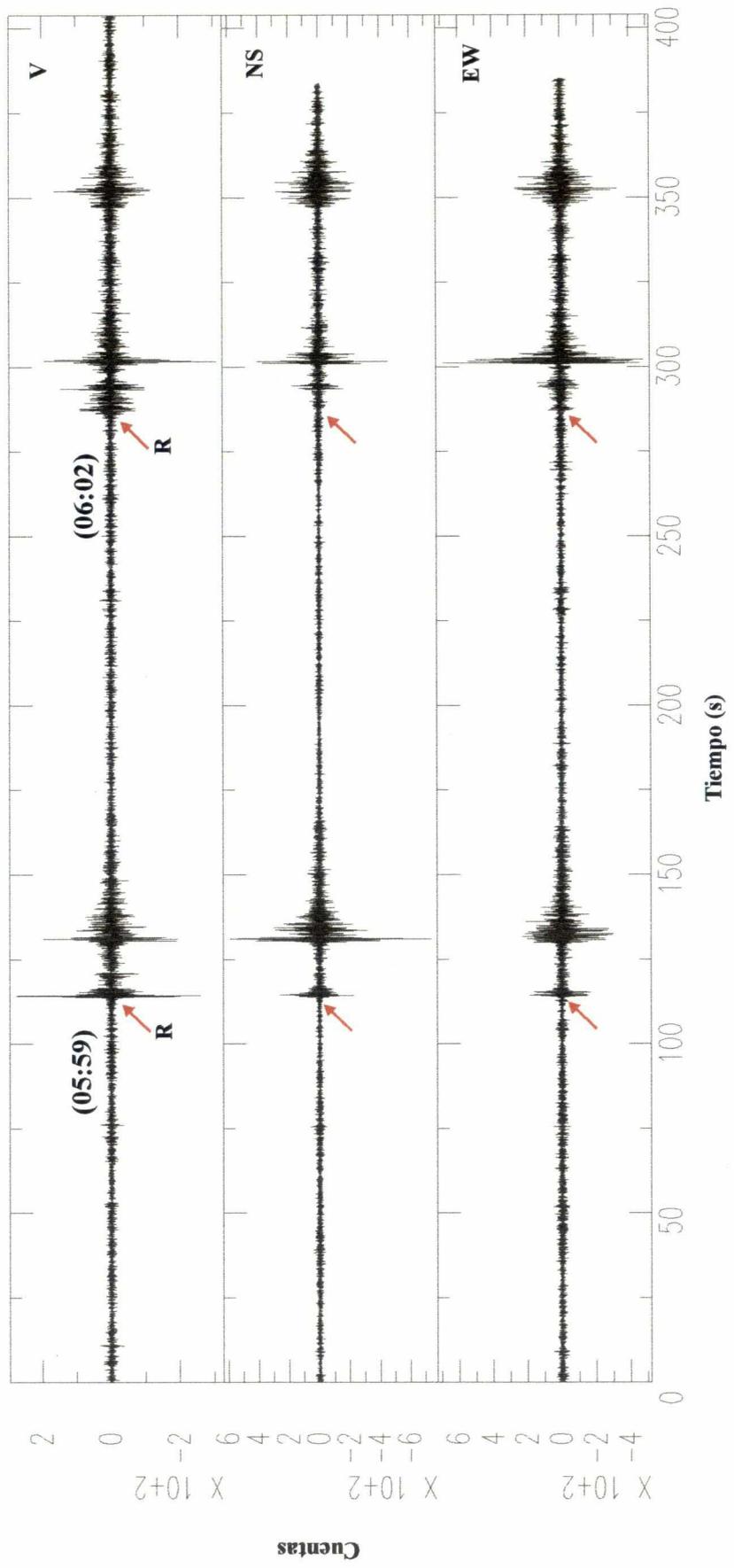


Figura 4. Continuación...

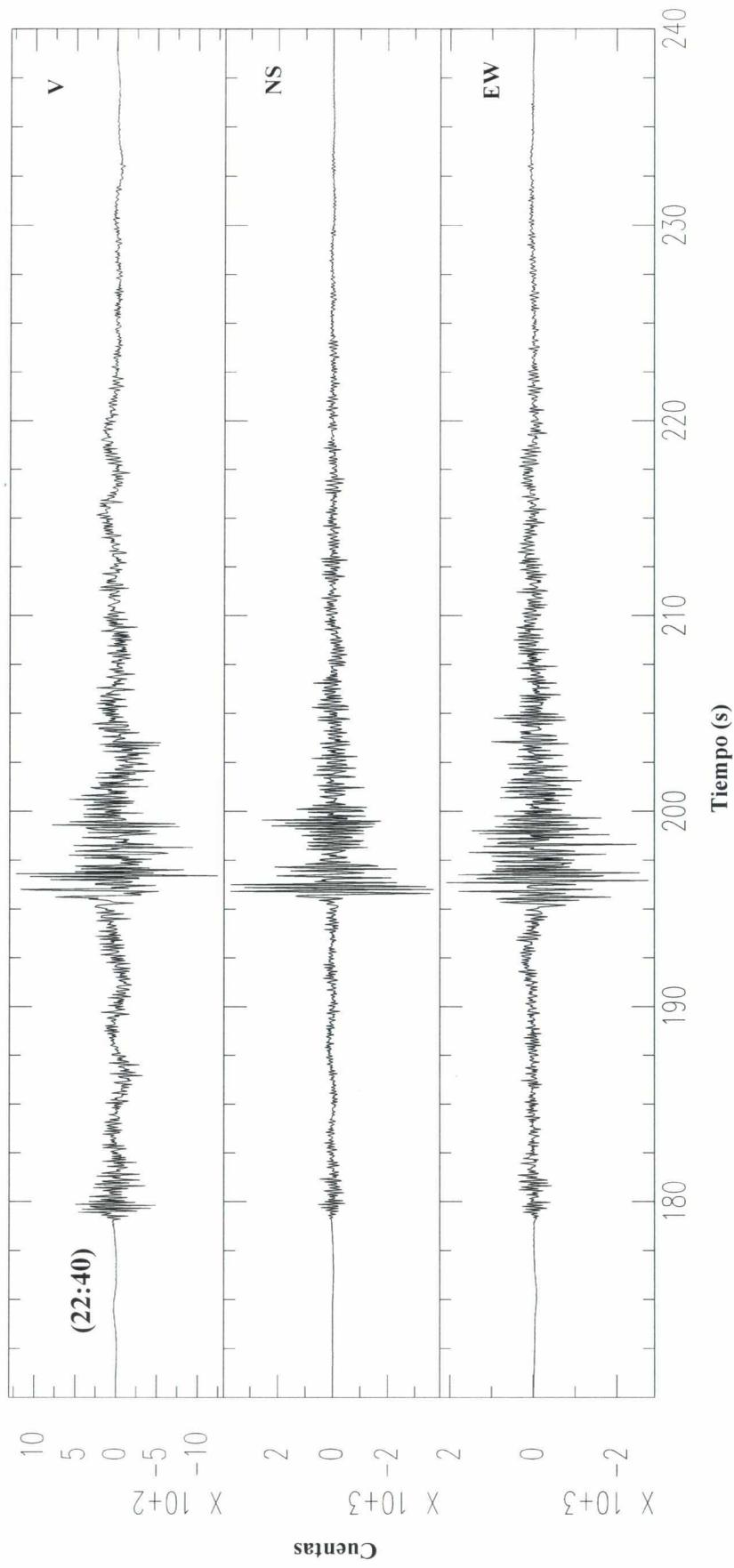


Figura 4. Replicas del sismo del 13 de Julio de 2000, registrados en las tres componentes de la estación sísmica de Toquepala TOQ (Banda Ancha) . En paréntesis se indica la hora y minuto del registro de la réplica (GMT).

6.- Distribución de Intensidades Regionales

A fin de elaborar el mapa de intensidad regional, se procedió a recolectar información vía línea telefónica inmediatamente después de ocurrido el sismo. La información obtenida corresponde a las localidades de Mollendo, Punta de Bombon, Matarani, El Arenal, Vitor, Camaná, Cocachacra, La Joya, Yura, Arequipa, Toquepala, Candarave, Chivay, Chuquibamba, El Perdegal, Corire, Ocoña, Pampacolca, Locumba, Calana, Viraco, Aplao, Omate, Ilo, Chala, Caraveli, Chivay y Tacna. Esta información ha sido interpretada utilizando la escala de Mercalli Modificada (MM). En la Figura 5 se presenta el mapa de isosistas del sismo del 13 de Julio y en el se observa que el área de percepción fue de 43,000 km² aproximadamente, la misma que corresponde a la isosista de grado III (MM). El área de máxima intensidad es de 3,000km² y corresponde a la encerrada por la isosita de grado V (MM) con evidente orientación en dirección NW-SE y abarcando las localidades de Matarani, Mollendo, Punta de Bombon y Cocachacra.

Asimismo, se informó que el sismo dejó como saldo la caída de 12 viviendas de construcción precaria en Cocachacra (adobe y quincha); además, de otros desmoronamientos en techos de adobe. El saldo final, considera 13 familias damnificadas y 21 viviendas inhabitables. La Panamericana Sur fue interrumpida en muchos tramos en donde se produjeron derrumbes y caída de piedras (Sigwas, Tambo, Chala, Ocoña, Cerro de Arena, Chuquibamba). En Chucarapi se desmoronaron dos techos de adobe de igual número de casas. En Matarani se observo desprendimiento de piedras que cerraron la carretera hacia Arequipa y en La Punta de Bombon solo se observaron daños en una antigua casona. En los distritos de Deán Valdivia, Mejía y Mollendo no se reportaron daños mayores. En la ciudad de Arequipa el sismo fue sentido con intensidad IV, suficiente para generar pánico y alarma en la población pero no daños personales ni materiales.

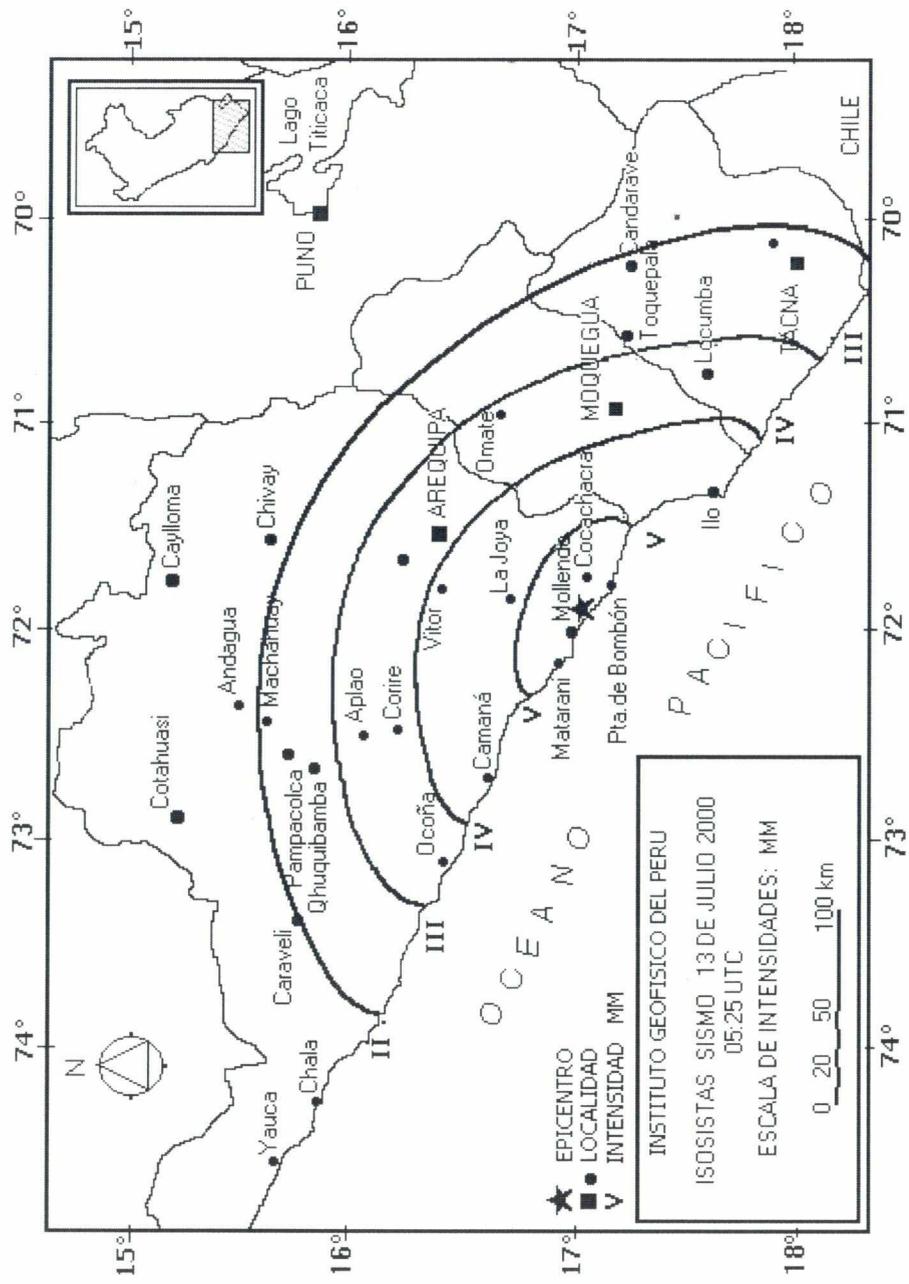


Figura 5. Mapa de intensidades regionales del sismo del 13 de julio de 2000 (Mollendo - Arequipa)

7.- Interpretación y Discusión.

A diferencia de las regiones norte y centro de Perú, en la región sur la actividad sísmica se distribuye sobre una línea con pendiente de 30° hasta una profundidad de 300 km, permitiendo configurar la geometría del proceso de subducción para esta región (Figura 1). Sin embargo, estudios más detallados han mostrado la existencia de un alineamiento de sismos en dirección perpendicular a la subducción hasta alcanzar la superficie (Grange, 1984; Rodriguez y Tavera, 1991). Esta sismicidad habría dado origen a un fracturamiento de la corteza continental, cerca de la línea de costa, el mismo que fue atribuido por Rodriguez y Tavera (1991) a un desacople termal que produciría el hundimiento de la corteza cerca de la línea de costa, tal como se muestra en la Figura 6.

El sismo del 13 de Julio, de acuerdo a la profundidad de su foco (28 km), se localizaría sobre un plano de falla producido por un desacople termal y no estaría asociado directamente al proceso de fricción entre las placas de Nazca y Sudamericana. Los terremotos como el ocurrido el 13 de Julio, serían generados por procesos netamente extensivos con el eje principal de esfuerzo orientado en dirección perpendicular a la del movimiento de las placas. Este proceso está esquematizado en la Figura 7.

De acuerdo a la distribución de las intensidades observadas, el mayor daño se ha concentrado en los alrededores del epicentro; es decir, en las localidades de Cocachacra y Punta de Bombon, tal como lo demuestra la evaluación de los daños producidos por el sismo. En las localidades afectadas con intensidades de IV (MM), como la ciudad de Arequipa y las localidades de La Joya, Yura, Majes, Vitor y Camaná el sismo causó únicamente pánico ya que su intensidad no fue suficiente como para producir daños personales ni materiales.



Figura 6. Esquema de la geometría del desacople termal presente en la región sur del Perú, según Rodríguez y Tavera (1991).

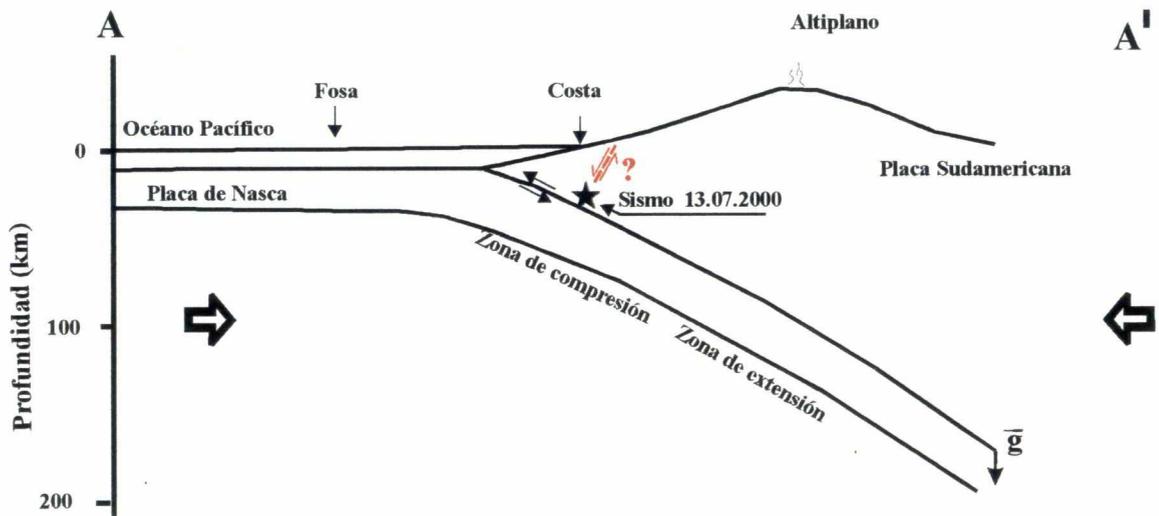


Figura 7. Esquema sismotectónico para el sismo del 13 de Julio de 2000. La orientación es en dirección del perfil AA' según la figura 2. Las flechas grandes indican la dirección del movimiento de placas y g la fuerza de gravedad.

8.- Bibliografía

- Antayhua, Y. (2000). Calculo de los parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998, *Revista de Trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el año 1999*, CNDG-Biblioteca, Instituto Geofísico del Perú.,81-93.
- Barazangi, M. y Isacks, L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- Cahill, T. y Isacks, B. (1993). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate., *J. Geophys. Res.*, 97, 17503-17529.
- 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.
- Grange, F. (1984). Etude sismotectonique detaille de la subduction lithospherique au Sud Perou. These PHD. Univ. De Grenoble.
- 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, 5331-5334.
- Spence, W., Langer, C., Jordan, J. (1975). A tectonic study of the Peru earthquake of october 3 and november 9, 1974. USGS: Branch of Seismicity and Risk Analysis.

- Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity. *J. Geophys. Res.*, 80, 1053-1064.
- Rodriguez, L. y H. Tavera (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona Wadati-Benioff en el Perú Central. *Rev. Brasileira de Geofísica*, 9(2), 141-159.
- Tavera, H. y E. Buforn (1998). Sismicidad y Sismotectónica de Perú. En: Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica; Buforn, E. Y Udias, A. (eds.), Física de la Tierra, Univ. Complutense de Madrid, 10, 187-219.
- Tavera, H. y E. Buforn (2000). Source Mechanism of earthquakes in Peru. *Journal of Seismology* (in press).
- Tavera, H., Fernandez, E., Salas, H., Antayhua, Y. y I. Bernal (1999). Mecanismo focal de los terremotos de Arequipa del 8 de Octubre de 1998 ($M_w=6.0$) y 3 de Abril de 1999 ($M_w=6.5$). *Boletín Soc. Geológica*, 89, 21-31.