

## ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DE RUPTURA DE LOS SISMOS OCURRIDOS EN 1990 Y 1991 EN EL VALLE DEL ALTO MAYO (MOYOBAMBA-PERÚ)

Hernando TAVERA<sup>1</sup>, Elisa BUFORN<sup>2</sup>, Isabel BERNAL<sup>1</sup> & Yanet ANTAYHUA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geofísico del Perú, Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología

<sup>2</sup>Departamento de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid

E-mail: jtavera@geo.igp.gob.pe

### RESUMEN

El proceso de ruptura de los sismos ocurridos el 30 de mayo de 1990 y 4, 5 de abril de 1991 en el Valle del Alto Mayo (VAM) es analizado, a fin de conocer las características de la importante deformación superficial que se produce en esta zona. El VAM se ubica en la Zona Subandina de la región Norte de Perú y es la fuente sismogénica continental de mayor importancia por su alto índice de sismicidad y deformación. Los parámetros focales de los sismos son obtenidos a partir de la polaridad de la onda P y modelado de ondas de volumen a distancias telesísmicas (registros sísmicos de banda ancha). Los resultados muestran mecanismos focales de tipo inverso con planos nodales, en promedio, orientados en dirección paralela a la Cordillera Andina y ejes de presión (P) orientados en dirección NE-SW y NW-SE que sugieren la presencia de procesos complejos de deformación asociados probablemente a la curvatura de la Cordillera Andina a la latitud de 6°S (deflexión de Cajamarca) y a la subsidencia del Escudo Brasileño. Los registros de estos sismos son complejos y su modelado ha permitido definir la presencia de funciones temporales para la fuente sísmica (STF) que se caracterizan por presentar una serie de dos y tres pulsos asociados a igual número de rupturas aleatorias en periodos de tiempo menores a 10 segundos. El sismo del 5 de abril, fue generado por dos rupturas importantes sobre el mismo plano de falla, pero con diferente ángulo de deslizamiento. Los focos sísmicos se distribuyen, en profundidad, sobre una línea con pendiente de 35° hacia el Oeste y que tiende a ser horizontal si la profundidad de los sismos aumenta. Esta característica permite configurar la geometría de una falla de tipo lítrica, propuesto por muchos autores para explicar el estilo de deformación en la Zona Subandina. Finalmente, se presenta un modelo sismotectónico que explicaría el origen de los sismos que se producen en esta zona debido a la subsidencia del Escudo Brasileño bajo la Cordillera Oriental.

**ABSTRACT.- ANALYSIS OF RUPTURE PROCESSES DURING THE 1990 AND 1991 EARTHQUAKES OCCURRED IN VALLE DEL ALTO MAYO (MOYOBAMBA, PERU)**

The rupture processes of 30 May of 1990 and 4-5 April of 1991 earthquakes in the "Valle Alto Mayo" (VAM) are analyzed in order to know characteristics of the important superficial deformation in this zone. The VAM is located in Subandean zone of northern Peru and is a seismogenic continental source of greater importance, due to its high seismicity and deformation. The focal parameters of the earthquakes are obtained from P-wave polarity and body wave inversion to teleseismic distances (broad band seismic records). The results show inverse focal mechanisms with nodal planes, oriented roughly parallel to the Andean Cordillera, and pressure axes (P) oriented in NE-SW and NW-SE directions. This distribution suggests a complex process of deformation associated probably with the curvature of Andean Cordillera in latitude 6°S (Cajamarca deflexion) and with underthrusting of Brazilian shield under the Andean Cordillera. The records of these earthquakes are complex and body wave inversion has permitted to define their source time function (STF) that are characterized by series of two and three pulses associated with equal number of random ruptures in periods of time less than 10 seconds. The April 5 earthquake was generated by two important ruptures on the same fault plane, but with different slip angle. The seismic foci are distributed, in-depth, on a line dipping 35° westward and tending to be horizontal at increasing depths. This characteristic permits to configure the geometry of a thrust fault type proposed by many authors to explain the deformation style in Subandean Zone. Finally, we present a seismotectonic model that would explain the origin of the earthquakes that are produced in this zone due to the underthrusting of the Brazilian Shield under the Cordillera Oriental.

### INTRODUCCION

En Perú, el borde Este de la Cordillera Andina es conocida como "Zona Subandina" y se constituye, de

Norte a Sur, como una banda estrecha sísmica y tectónicamente activa, la misma que controla el alto grado de deformación actual en esta zona. Desde el punto de vista sísmico, la zona Subandina es la principal fuente

sismogénica continental y sus características han sido ampliamente discutidas y analizadas por diversos autores (Suárez et al., 1983; Dorbath et al., 1990; Dorbath et al., 1991; Cahill y Isacks, 1992; Lindo, 1993; Tavera y Buforn, 1998; Tavera y Buforn, 2001). En la región norte de Perú, la Zona Subandina presenta un mayor índice de sismicidad, en comparación con las regiones centro y sur. Suárez et al (1983) y Tavera (1998) sugieren que en esta región, el proceso de subcendencia del Escudo Brasileño bajo la Cordillera Oriental se realiza a mayor velocidad, lo que explicaría la presencia de un mayor número de fallas geológicas. Sin embargo, en esta región, la ocurrencia de sismos de magnitud moderada es poco frecuente ( $m_b \sim 6$ ) y cuando ocurren producen gran destrucción y pérdidas económicas. La historia sísmica de esta región registra la ocurrencia de hasta ocho sismos con magnitudes  $m_b$  entre 6 y 7 antes de la última década (Silgado 1978), siendo los ocurridos en 1968 los mejor evaluados y estudiados (Martínez, 1968; Kuroiwa y Deza, 1968). En esta región, el Valle del Alto Mayo fue afectado en 1990 y 1991 por tres sismos con magnitudes  $m_b$  del orden de 6.5 y que a diferencia de los anteriores, cuentan con mayor información.

El Valle del Alto Mayo (VAM) se ubica en la Zona Subandina de la región norte de Perú, próximo a la zona de transición de los Andes hacia la selva amazónica, cuyas

aguas discurren de Noroeste a Sureste hasta desembocar en el río Huallaga. Los principales rasgos geomorfológicos de la región lo constituyen el VAM y las montañas circundantes al mismo, tal como se muestra en la Figura 1. El VAM se ubica a 600 m s.n.m. y corresponde a una cobertura sedimentaria lacustre y fluvial del Cuaternario. Las montañas circundantes forman dos cadenas orientadas en dirección NNW-SSE, siendo una de ellas el Macizo de Pucatanambo presente en la vertiente oriental de la Cordillera Oriental con altitudes de 3000 a 4000 m; mientras que, la Cordillera de Cahuapanas, con elevaciones de 2000 a 2500 m s.n.m, se ubica al Este del valle con relieves moderadamente ondulados, típicos de colinas subandinas (Figura 1). Desde el punto de vista geológico, las montañas que circundan al VAM están constituidas por rocas sedimentarias de origen continental y marino-deltaicas, con edades que van del Jurásico al Cretáceo Superior y rocas continentales del Terciario (Macharé y Martínez, 1991). Estas montañas deben su origen a una tectónica de pliegues y sobrecurrencios, tal como lo indica Monge (1991) y Caldas (1990). Estructuralmente, la Zona Subandina de la región norte de Perú, está constituida por un gran número de pliegues y fallas inversas de alto ángulo que forman sistemas imbricados (Montoya, 1991). Estos sistemas pueden disminuir su inclinación en profundidad para dar origen a fallas lítricas o estructuras en "thrust and fold belt" (Megard, 1978).

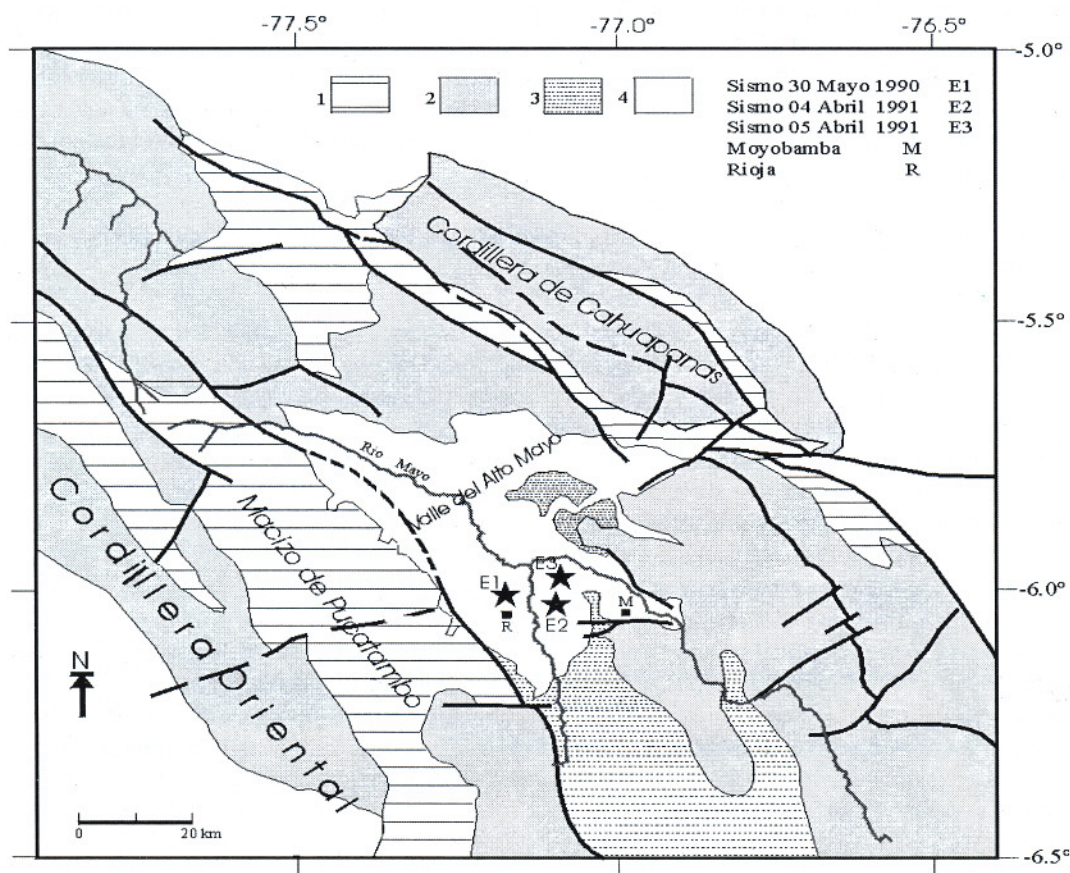


Figura 1.- Mapa geológico generalizado para la Zona Subandina de la región Norte de Perú según Caldas (1990). Las estrellas indican la ubicación epicentral de los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el VAM. Los trazos gruesos corresponden a las fallas inversas mayores y los discontinuos a los tramos inferidos. R, localidad de Rioja y M, Moyobamba. 1: Jurásico, 2: Cretáceo, 3: Terciario, 4: Cuaternario.

Muchas de las fallas ubicadas en esta región presentan en superficie trazas claras que sugieren la presencia de actividad reciente (Figura 1). Así, las fallas que se ubican al Este del VAM y sobre el Macizo de Pucambo, presentan escarpes longitudinales y rasgos morfológicos característicos de fallas transcurrentes activas (Soulas, 1987). Asimismo, en los flancos montañosos, al Norte y Sur de la localidad de Moyobamba, se observa la presencia de escarpes rectilíneos que corresponderían a fallas normales activas (Macharé y Martínez, 1991).

Los patrones de deformación y distribución de esfuerzos en la Zona Subandina, no ha podido ser determinado con exactitud por la falta de información geológica regional, que en el caso de los sismos, estos permitirían conocer en detalle los procesos complejos de deformación presentes en esta zona. Desde la instalación de la red sísmica mundial en la década de los años 60, los pocos sismos de magnitud moderada ( $m_b < 6.5$ ) ocurridos en esta región, no fueron registrados o localizados correctamente debido a que no se disponía de mucha información y por tanto, difícil de analizar la génesis de la fuente que los originó. Con el desarrollo de la sismometría e informática, a partir de los años 80, el tipo de registro de la red mundial pasa a ser digital con la consecuente mejora en la calidad de la información. Desde entonces, la red sísmica mundial cuenta con estaciones digitales de banda ancha, cuya característica principal es que su umbral de registro se encuentra entre 0.008 a 50 Hz aproximadamente. En estas nuevas condiciones, los sismos ocurridos en mayo de 1990 y abril de 1991 en el VAM, fueron registrados por un buen número de estaciones digitales de la red mundial, proveyendo información de calidad para la evaluación de estos sismos. En este estudio, se analiza los procesos de ruptura de los sismos ocurridos en el VAM a partir de las características del primer impulso de la onda P y del modelado de ondas de volumen (P y SH). Asimismo, esta información y métodos permitirán conocer el tamaño de los sismos, determinar la orientación de la fuente (mecanismo focal), las características de la función temporal de la fuente sísmica (STF) y ajustar la profundidad de los focos. Parte de estos resultados fueron previamente presentados por Tavera (1995), Tavera y Buforn (1998), Tavera y Buforn (2001); sin embargo, en este estudio se realiza un análisis más detallado de los procesos de ruptura de los sismos, así como una interpretación sismotectónica de carácter local a fin de identificar la orientación de los esfuerzos locales y proponer un modelo sismotectónico que explique el origen de los sismos que ocurren en el VAM y en la zona Subandina de la región norte de Perú.

## MECANISMO FOCAL

### Metodología

Los parámetros de la fuente sísmica de los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el VAM, son determinados a partir de la distribución del sentido del primer impulso de la onda P (polaridad) y del modelado de ondas de volumen

a distancias telesísmicas. Los datos utilizados corresponden a registros analógicos de algunas estaciones sísmicas de Sudamérica y digitales de la red sísmica mundial. Inicialmente, el mecanismo focal es determinado siguiendo la metodología desarrollada por Brillinger et al. (1980) y la polaridad de la onda P identificada en estaciones sísmicas localizadas a distancias  $\Delta > 10^\circ$ . Los ángulos de incidencia y acimut fueron generados a partir de los parámetros hipocentrales de cada sismo (Tabla 1) y el modelo de velocidad propuesto por Dorbath et al. (1991) para el borde oriental de la Cordillera Andina.

Tabla 1.- Parámetros hipocentrales de los sismos ocurridos en el VAM y estudiados en este trabajo según el National Earthquake Information Center (NEIC). Los asteriscos indican los sismos ocurridos en 1968 según Suárez et al (1983).

Fecha (d- m- a)	Hora Origen (h-m-s.s)	Localización		Prof. (km)	Mag. (mb)
		Latitud	Longitud		
30051990	023405.8	-6.016°	-77.229°	24	6.1
04041991	152320.7	-6.038°	-77.130°	20	6.0
05041991	041949.5	-5.982°	-77.094	19	6.5
19061968*	081334.6	-5.570°	-77.130°	16	6.2
20061968*	02383818	-5.530°	-77.220°	19	5.8

Por otro lado, la orientación de la fuente (mecanismo focal), la profundidad del foco (h), la función temporal de la fuente sísmica (STF) y el momento sísmico escalar ( $M_0$ ) son obtenidos a partir del modelado de la amplitud y forma de las ondas P y SH registradas en estaciones sísmicas localizadas en el campo lejano ( $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ ) y siguiendo la metodología desarrollada por Nabelek (1984). Este método, permite ajustar mediante la técnica de mínimos cuadrados el grado de correlación existente entre los registros observados y teóricos generados para una fuente puntual cuya orientación es definida previamente; es decir, el proceso iterativo pretende hacer mínima la desviación estándar de los residuos de la correlación entre los registros observados y teóricos, el mismo que es evaluado a partir del "error cuadrático medio" (RMS) del ajuste. Los sismogramas teóricos son construidos a partir de las fases directas P y S combinadas con las reflejadas en la superficie libre (pP, sP y sS) y cuyas amplitudes son corregidas por los factores de expansión geométrica y atenuación usando el operador de Futterman. A fin de facilitar el modelado de las ondas de volumen, las amplitudes de los sismogramas han sido normalizadas a una amplificación de 5000 y a una distancia epicentral de  $40^\circ$ . El procedimiento seguido durante el modelado es similar al de Taymaz et al. (1990), Tavera y Buforn (1998) y Tavera y Buforn (2001), el mismo que permite ajustar la orientación de la fuente (mecanismo focal), la profundidad del foco, el momento sísmico escalar y la función temporal de la fuente sísmica construida por una serie de triángulos isósceles cuyo número y duración son definidos a priori. El proceso de modelado de cada sismo, se inicia considerando como orientación para la fuente, la obtenida a partir de la polaridad de la onda P y

los parámetros hipocentrales reportados por el NEIC (Tabla 1). Como parte de la rutina, inicialmente la orientación de la fuente es fijada; mientras que, los valores para la profundidad del foco y la función temporal de la fuente sísmica varían de manera independiente hasta lograr obtener un valor mínimo para el RMS del ajuste entre los sismogramas observados y teóricos.

### Análisis del umbral de incertidumbre

La determinación del mecanismo focal de sismos que ocurren en el borde Oeste de Sudamérica, presenta como principal problema la ausencia de estaciones sísmicas por la presencia del Océano Pacífico. El problema de cobertura azimutal para el Perú, ha sido ampliamente discutida por Stauder (1975), Suárez et al. (1983) y Tavera (1995). Así, el rango de incertidumbre presente en la determinación del mecanismo focal a partir de la metodología de Brillinger et al. (1980), dependerá del número de datos disponibles para cubrir el total de la esfera focal. En este estudio, el total de los datos permitieron controlar la orientación de al menos uno de los planos nodales, aunque las desviaciones típicas de cada parámetro del mecanismo focal, permitieron observar que estos variaban con valores máximos de  $46^\circ$  en el caso del acimut,  $22^\circ$  en el buzamiento y  $51^\circ$  en el ángulo de deslizamiento; sin embargo, en todos los casos, la proporción de aciertos obtenida para cada solución fue mayor a 0.90. Este último parámetro cuantifica la solución obtenida en este estudio.

Los parámetros focales obtenidos a partir de la metodología de Nabelek (1984), fueron evaluados de manera individual mediante una serie de tests a fin de buscar ajustar correctamente la correlación entre los registros observados y teóricos. Para iniciar el modelado se procedió a fijar alguno de los parámetros de la fuente, por ejemplo su orientación obtenida a partir de la polaridad de la onda P y se deja libre los otros hasta encontrar el mejor ajuste en la solución, evaluado a partir de su RMS y

del análisis visual que se realiza sobre el ajuste entre los registros observados y teóricos. Una vez conseguida la mejor solución, se procedió a fijar otros parámetros como la profundidad, el momento sísmico o la función temporal de la fuente sísmica a fin de repetir el proceso. Asimismo, cada uno de los parámetros que definen la orientación del mecanismo focal (acimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento) fueron evaluados independientemente, con el propósito de mejorar la solución final. La longitud del registro seleccionado para el modelado fue suficiente para incluir las fases directas y reflejadas en la superficie libre (pP, sP, sS); por lo tanto, el momento sísmico escalar y la profundidad del foco pudieron ser determinados correctamente.

### Sismo del 30 de mayo de 1990

El epicentro del sismo del 30 de mayo fue localizado a 27 km al Oeste de la ciudad de Moyobamba (Figura 1), siendo las intensidades máximas observadas de VII en MM y sentido en un radio de 300 km. Este sismo produjo la muerte de 135 personas y más de 800 heridos (Huaco et al., 1990). El sismo presentó una magnitud mb de 6.0 y sus parámetros hipocentrales son presentados en la Tabla 1. Estudios preliminares realizados por Vásquez et al. (1990) ubican el epicentro del sismo a 20 km al SW de Moyobamba. Asimismo, estos autores realizan la localización de 83 réplicas ocurridas durante los primeros 25 días, pero indican que debido a problemas de cobertura azimutal de las estaciones sísmicas, no ha sido posible cuantificar los resultados por ellos obtenidos. Un análisis de la distribución de las intensidades y daños producidos por el sismo pueden ser encontrados en Vásquez et al. (1990) y Torres et al. (1990).

La calidad de los registros sísmicos obtenidos para este sismo (relación señal/ruido mayor a 150), permitió analizar y evaluar la complejidad de la onda P, tal como se observa en la Figura 2 y cuyos registros corresponden a estaciones de la red sísmica mundial. En esta figura, se

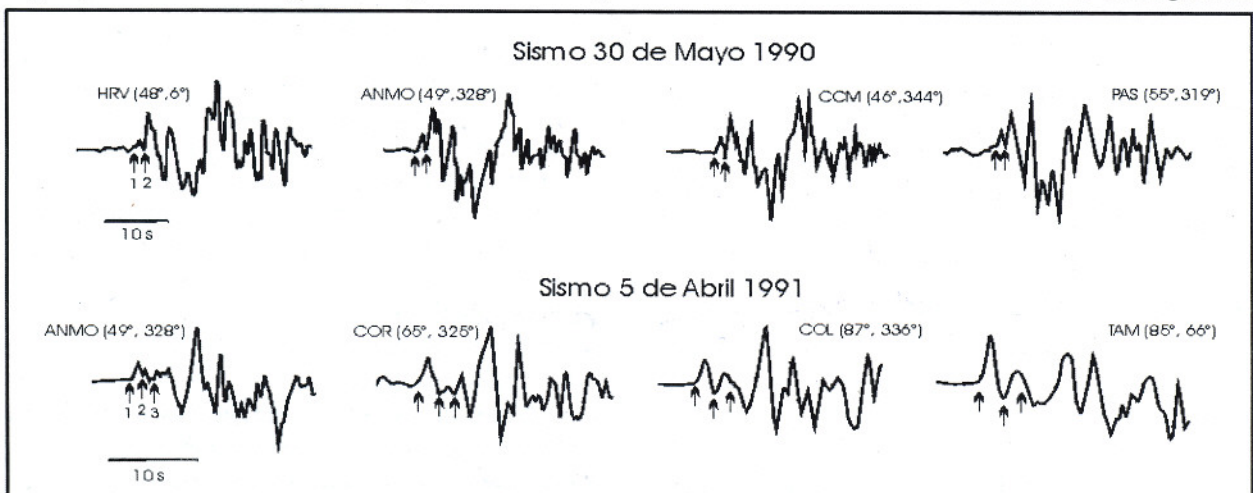


Figura 2.- Registros digitales de banda ancha, en velocidad, correspondientes a los sismos del 30 de mayo de 1990 y 5 de abril de 1991. En cada registro, las flechas indican el inicio de los posibles eventos que han producido dos y tres rupturas aleatorias con cada sismo. En la parte superior se indica el código de la estación de la red sísmica mundial y entre paréntesis la distancia epicentral y acimut en grados.

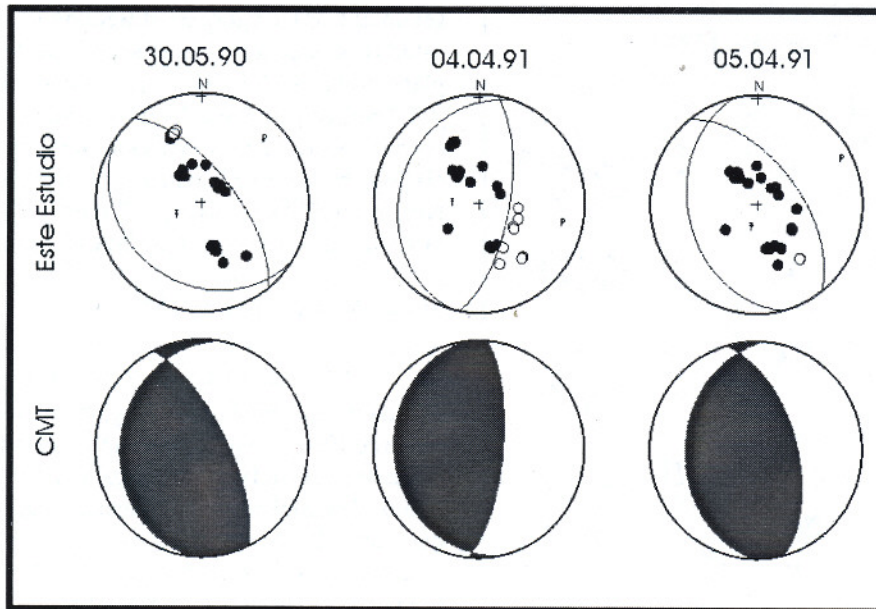


Figura 3.- Mecanismos focales obtenidos en este estudio para los sismos del VAM a partir de la distribución de la polaridad de la onda P y por el CMT. Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. Los círculos y áreas en negro corresponden a las compresiones y los blancos a las dilataciones. T y P representan los ejes de tensión y presión.

observa que los registros presentan al inicio de la señal, un pulso de amplitud pequeña y cuyo origen podría deberse a la ocurrencia de un sismo precursor dos segundos antes del principal. Asimismo, los registros muestran que la orientación del primer pulso de la onda para el sismo precursor y principal son similares, lo cual sugiere que ambos eventos presentarían fuentes sísmicas con orientación similar. Esta característica sugiere que el sismo del 30 de mayo se inició con un evento precursor. En general, la presencia de eventos de magnitud pequeña, segundos antes del registro del sismo principal, es causa de incertidumbre; sin embargo, esta característica ha sido observada en registros de otros sismos con diferentes regímenes tectónicos (Bezzeghoud et al., 1989; Ruff y Miller, 1994; Campos et al., 1994 y Fuenzalida et al., 1997).

El mecanismo focal para el sismo del 30 de mayo obtenido a partir del primer impulso de la onda P es mostrado en la Figura 3, que corresponde a un mecanismo de tipo inverso con uno de sus planos nodales cerca de la vertical y el otro casi horizontal, ambos orientados en dirección NW-SE. A fin de evaluar esta solución, se procedió a realizar el modelado de ondas de volumen de 9 registros de la onda P y 6 de la onda SH distribuidos en su mayoría en el primer y segundo cuadrante de la esfera focal (registros en velocidad). Según el procedimiento descrito anteriormente, el mejor ajuste entre los sismogramas observados (Obs) y teóricos (Teo) fue obtenido para un RMS de 0.39 y cuya solución se presenta en la Figura 4. En esta figura se observa que el mecanismo focal corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección NW-SE, buzando uno de los planos  $26^\circ$  hacia el SW y el otro  $65^\circ$  hacia el NE respectivamente. Esta solución para el mecanismo focal, a diferencia de la obtenida a partir de la polaridad de la onda P, ha permitido modelar correctamente el primero

pulso de la señal correspondiente al sismo precursor. En general, la correlación obtenida entre los registros observados y teóricos es buena; sin embargo, la amplitud del grupo de la onda P en los registros de TAM y TOL están parcialmente ajustados y probablemente sea debido a la distancia epicentro-estación, la misma que facilita el registro de la fase PcP y aumenta la amplitud del registro, pero que no resta validez a la solución.

Asimismo, en la Figura 4 se observa que la función temporal de la fuente sísmica es compleja (área sombreada, STF) y muestra que durante los 8 segundos de duración de la ruptura, la energía se ha liberado en tres etapas y por fuentes distribuidas sobre el mismo plano de falla. La primera fuente, corresponde a un sismo pequeño con una duración de 1.5 segundos; mientras que, el sismo principal está compuesto por dos fuentes que se inician inmediatamente después de la primera y tienen duraciones de 3 y 3.5 segundos. El modelado de ondas ha permitido estimar la profundidad del foco del sismo en 23 km y obtener un momento sísmico escalar total de  $5.2 \times 10^{18}$  Nm.

En la Tabla 2 se presenta el resumen de los resultados obtenidos en este estudio para el sismo del 30 de mayo, además del calculado por la Universidad de Harvard a partir del método del "Centroid Moment Tensor" CMT (Figura 3). La orientación del mecanismo focal obtenido a partir de la polaridad de la onda P y modelado, varían únicamente en la orientación del plano nodal que buza hacia el SW (acimut), con una diferencia de  $42^\circ$  en el sentido del movimiento de las agujas del reloj. Esta diferencia ha permitido modelar correctamente las formas de onda del sismo precursor y sismo principal identificados a priori (Figura 2). Esta nueva solución para la fuente sísmica, sugiere que el proceso complejo de ruptura del sismo del 30 de mayo, ha sido debido a tres fracturas sobre un único plano de falla y no a dos como sugiere Tavera (1995). La orientación del mecanismo focal

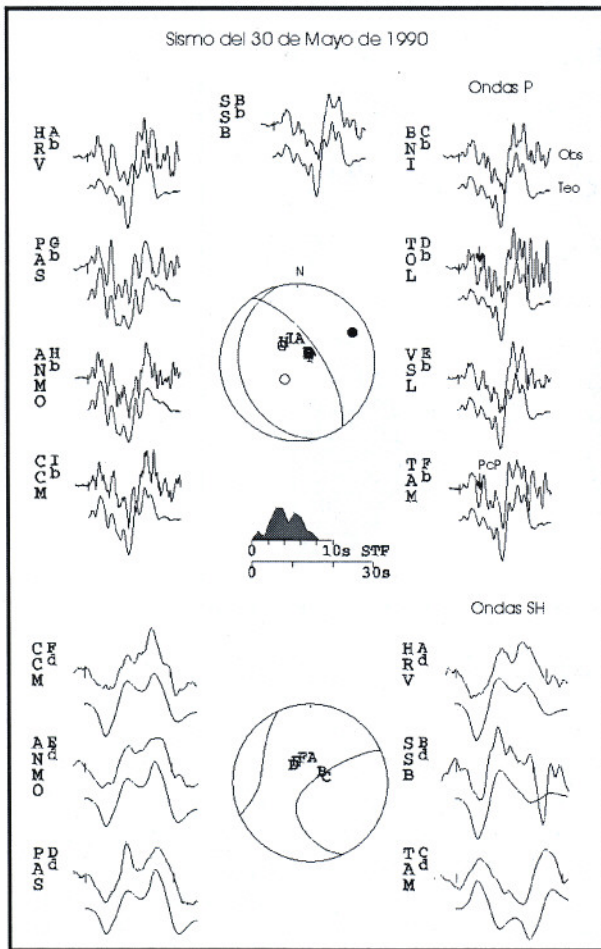


Figura 4.- Modelado de ondas P y SH para el sismo del 30 de mayo de 1990. En la parte superior se muestra los registros observados en velocidad (Obs) y en la inferior los teóricos (Teo). El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro seguidas de una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Los ejes T y P en la esfera focal, están representados por un círculo en negro y otro en blanco. En la parte central de la figura se presenta la función temporal de la fuente sísmica (STF) y debajo la escala horizontal en segundos para los registros utilizados. Las amplitudes de los registros han sido normalizadas a una magnificación de 5000 y a una distancia epicentral de 40°. Las flechas indican el registro de la fase PcP.

Tabla 2.- Parámetros del mecanismo focal del sismo del 30 de mayo de 1990.  $\varphi^\circ$ , acimut;  $\delta^\circ$ , buzamiento;  $\lambda^\circ$ , ángulo de deslizamiento;  $M_0$ , momento sísmico escalar en Nm;  $M_w$ , magnitud de momento. Los valores del mecanismo focal, obtenidos a partir de la polaridad de la onda P, están acompañados de sus desviaciones típicas.

Método	Orientación planos nodales			Prof. (km)	Mo ( $\times 10^{18}$ )	Mw
	$\varphi^\circ$	$\delta^\circ$	$\lambda^\circ$			
Polaridad onda P	A: 124 $\pm$ 17	25 $\pm$ 7	105 $\pm$ 32			
	B: 321 $\pm$ 10	65 $\pm$ 7	97 $\pm$ 20			
Modelado	A: 166	25	71	23 $\pm$ 2.5	5.3	6.4
	B: 325	66	99			
C.M.T.	A: 188	24	122	24	7.7	
	B: 333	70	77			

según el CMT (Figura 3), difiere de la obtenida en este estudio en el acimut y en el ángulo de deslizamiento del plano nodal que buza hacia el SW con diferencias de 22° y 51° respectivamente. La profundidad del foco ha sido correctamente ajustada en 23 km similar a la calculada por el CMT ( $h=24$  km). El momento sísmico escalar de  $5.3 \times 10^{18}$  Nm, es igual al calculado por Tavera (1995) y del mismo orden que el obtenido por el CMT ( $7.7 \times 10^{18}$  Nm).

#### Sismo del 4 de abril de 1991

El sismo del 4 de abril de 1991 se produjo después de casi un año en la misma región del ocurrido el 30 de mayo de 1990, aunque su epicentro fue localizado a 22 km al Oeste de la ciudad de Moyobamba (Figura 1). Para este sismo, el mecanismo focal obtenido a partir de la polaridad de la onda P corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección N-S buzando 24° y 66° hacia el Oeste y Este respectivamente (Figura 3). Asimismo, el modelado de ondas de volumen se realiza con 7 registros de onda P y 5 de onda SH (registros en velocidad), distribuidos en el primer y segundo cuadrante de la esfera focal (Figura 5). El mejor ajuste entre los sismogramas observados y teóricos ha sido obtenido para un RMS de 0.38 y la solución para el mecanismo focal es igual a la calculada a partir de la polaridad de la onda P, tal como se muestra en la Figura 5. Asimismo, en esta figura se observa que las fases principales (pP, sP y sS) están bien correlacionadas y han permitido ajustar correctamente la profundidad del foco; sin embargo, los registros de TAM y TOL presentan complejidades en el registro de la fase P y cuyo origen puede ser atribuido a la llegada de la fase PcP ( $\Delta > 80^\circ$ ). La función temporal de la fuente sísmica presenta dos pulsos con una duración de 6 segundos (área sombreada) y muestra que la energía se ha liberado en su mayor parte durante los primeros 4 segundos de fractura y en menor porcentaje durante los dos últimos. La profundidad del foco ha sido estimada en 22 km y el momento sísmico escalar en  $2.3 \times 10^{18}$  Nm.

En la Tabla 3 se presenta los resultados obtenidos en este estudio para el sismo del 4 de abril de 1991 e incluye los calculados por el CMT (Figura 3). La orientación del mecanismo focal obtenida a partir de la polaridad de la onda P y modelado de ondas de volumen son idénticas, pero ambas son diferentes a la calculada por el CMT en la orientación del plano nodal que buza hacia el Oeste con valores de 26° para el acimut, 4° para el buzamiento y de 19° para el ángulo de deslizamiento, los mismos que se encuentran dentro de las desviaciones estándares obtenidos para estos parámetros. Asimismo, se observa que la profundidad del foco de 22 km obtenido en este estudio, difiere en 5 km a la calculada por el CMT ( $h=27$  km); mientras que, las dimensiones del momento sísmico escalar ( $2.4 \times 10^{18}$  Nm) es prácticamente la mitad del calculado por el CMT ( $5.0 \times 10^{18}$  Nm). Estas diferencias pueden ser debidas a que se ha utilizado diferentes fases sísmicas y métodos para la estimación de los parámetros focales del sismo.

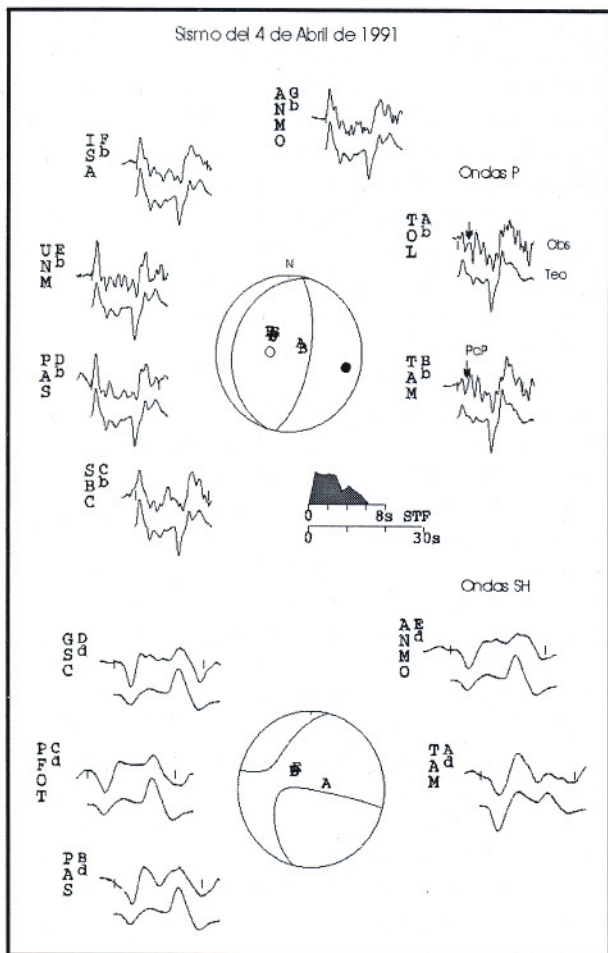


Figura 5.- Modelado de ondas P y SH para el sismo del 4 de abril de 1991. Otros, ver Figura 4.

**Sismo del 5 de abril de 1991**

El 5 de abril de 1991, 13 horas después de ocurrido el sismo del 4 de abril, se produce un nuevo sismo en esta región con epicentro localizado a 18 km al Oeste de la ciudad de Moyobamba (Figura 1). Este sismo, de mayor magnitud que los dos anteriores ocurridos en la misma zona, produce la muerte de 53 personas, 252 heridos y daños de consideración en 8000 viviendas de las ciudades de Rioja, Moyobamba y Nueva Cajamarca. Las intensidades máximas observadas fueron de VII MM en el área de Moyobamba y Rioja, y fue sentido en un radio de 300 km aproximadamente (Huaco et al, 1992). Una descripción detallada de los efectos del sismo en el terreno y viviendas puede ser encontrado en Macharé y Martínez (1991) y Cuadra y Chang (1991).

Al igual que para el sismo del 30 de mayo, los registros obtenidos para este sismo permitieron analizar la complejidad de la señal e identificar a priori la posible ocurrencia de al menos tres eventos, tal como se observa en la Figura 2. En general, este tipo de registros sísmicos siempre está asociado a procesos de ruptura compleja de gran duración y han sido característicos de sismos debidos a procesos de subducción y deformación continental (Campos et al., 1994; Fuenzalida et al., 1997; Tavera, 1998)

Para este sismo, la orientación del mecanismo focal obtenido a partir de la polaridad de la onda P (Figura 3) corresponde a una falla inversa con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE buzando uno de ellos 35° hacia el Oeste y el otro 57° hacia el NE. A fin de confrontar estos resultados, se realiza el modelado de 7 registros de onda P y 4 de onda SH (registros en velocidad) distribuidos en el primer y segundo cuadrante de la esfera focal (Figura 6). La rutina para el modelado permitió inicialmente ajustar de manera correcta los primeros 2 segundos de señal y así evaluar la variación del ángulo de deslizamiento y la profundidad del foco hasta converger a un valor mínimo para el RMS de 0.52 (Figura 6). Para modelar el total del registro, se consideró la existencia de una segunda fuente que explique las formas de onda más allá de los primeros dos segundos de señal. La orientación del mecanismo focal, la profundidad y la función temporal de la fuente sísmica para la primera fuente fueron fijadas y para la segunda, se consideró un mecanismo focal con orientación igual a la obtenida a partir de la polaridad de la onda P. Después de las primeras iteraciones se observó que la orientación del plano nodal que buza hacia el Oeste no mostraba mayor variación, por lo que se procedió a fijar su azimut y buzamiento. Nuevas iteraciones permitieron obtener una mejor correlación entre los registros teóricos y observados con un valor mínimo para el RMS de 0.41 (Figura 6). La solución final describe la ocurrencia de un sismo complejo formado por dos fuentes con diferente orientación y profundidad para el foco sísmico. Los mecanismos focales corresponden a fallas inversas con uno de los planos nodales común para las dos fuentes y orientado en dirección NNW-SSE (plano con buzamiento hacia el Oeste). La orientación del segundo plano varía desde NW-SE para la primera fuente, hasta NE-SW para la segunda.

La Figura 7 muestra el resumen de los tests realizados para modelar el sismo del 5 de abril. En la primera fila se muestra 5 registros seleccionados del total utilizado en el modelado (3 ondas P y 2 ondas SH) y la solución corresponde a la obtenida en este estudio. En la segunda fila se muestra la solución obtenida con la primera fuente y en la tercera con la segunda. La cuarta fila corresponde a la solución proporcionada por el mecanismo focal calculado mediante el CMT (Figura 3). Para las soluciones de las tres últimas filas, todos los parámetros fueron fijados

Tabla 3.- Parámetros del mecanismo focal del sismo del 4 de abril de 1991. Otros, ver Tabla 2.

Método	Orientación planos nodales			Prof. (km)	Mo (x10 <sup>15</sup> )	Mw
	φ°	δ°	λ°			
Polaridad onda P	A: 197±43	24±5	84±39			
	B: 10±13	66±5	93±17			
Modelado	A: 197	24	84	21±2	2.4	6.2
	B: 10	66	93			
C.M.T.	A: 171	20	103	27	5.0	
	B: 5	70	85			

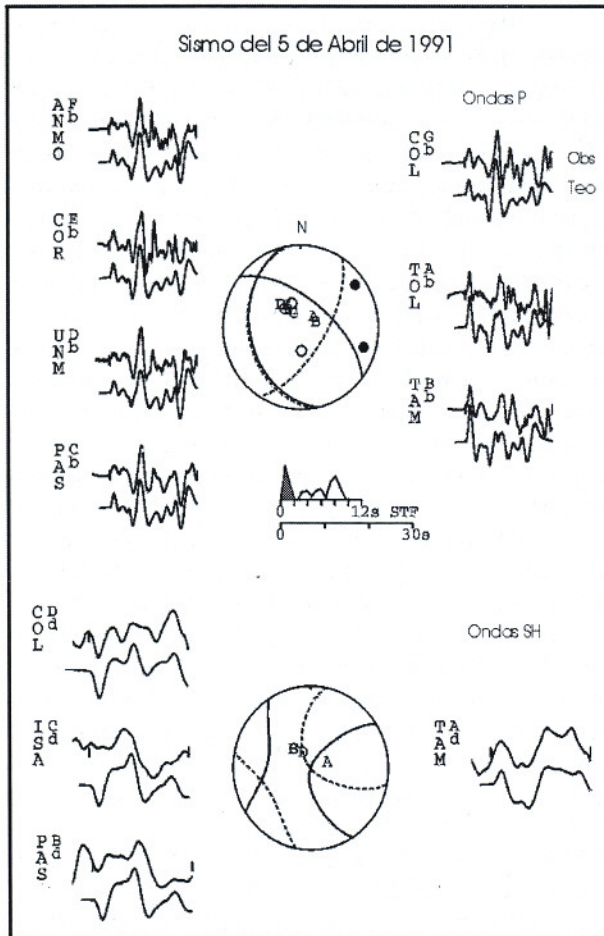


Figura 6.- Modelado de ondas P y SH para el sismo del 5 de abril de 1991. La interlinea sobre el mecanismo focal y la función temporal de la fuente sísmica en blanco, corresponden al segundo evento sísmico. Otros, ver Figura 4.

a excepción de la función temporal de la fuente sísmica. En general, en la segunda fila se observa que la correlación entre los registros observado-teórico es correcto para el primer impulso de la onda P y SH respectivamente, siendo el resto de la señal no modelada; mientras que, en la tercera fila la correlación entre los registros, después de los dos primeros segundos, es bastante buena. La suma de ambas soluciones permite obtener la solución mostrada en la primera fila. En la cuarta fila, se observa que el ajuste entre los registros teóricos-observados para la onda P y especialmente para la onda SH, es muy pobre si se considera el mecanismo focal calculado por el CMT para este sismo.

Asimismo, en la Figura 6 se observa que la función temporal de la fuente sísmica muestra la complejidad del proceso de ruptura del sismo del 5 de abril (área sombreada). La duración total de la ruptura es de 10 segundos con un momento sísmico escalar de  $5.9 \times 10^{18}$  Nm. La función fuente para el primer evento es simple y esta formada por un triángulo con una duración de 2 segundos y momento sísmico escalar de  $1.9 \times 10^{18}$  Nm. El segundo evento ocurre 2.5 segundos después del primero, tiene una duración de 8 segundos, un momento sísmico escalar de  $4.0 \times 10^{18}$  Nm y esta separado del primero

por una distancia de 11 km en dirección N226°. El proceso de ruptura de la segunda fuente se inicia con una lenta liberación de la energía durante los primeros 5 segundos, para luego liberar en los 3 últimos la mayor cantidad de la misma. La profundidad de la primera y segunda fuente ha sido estimada en 16 y 23 km respectivamente.

Los resultados finales para el sismo del 5 de abril se presentan en la Tabla 4, además de los calculados por el CMT (Figura 3). El análisis realizado a priori sobre los registros del sismo, permitió considerar la ocurrencia de al menos dos eventos durante su proceso de ruptura. Esta observación ha permitido modelar con éxito la forma de onda de los registros seleccionados. La orientación del mecanismo focal obtenida a partir de la polaridad de la onda P y la modelización para la primera y segunda fuente, tienen en común la orientación del plano nodal que buza hacia el Oeste ( $\varphi=167^\circ$ ,  $\delta=35^\circ$  y  $\lambda=69^\circ$ ); mientras que, la orientación del segundo es diferente en cada solución. Así, la variación en el acimut y el ángulo de deslizamiento del primer y segundo evento es mayor en comparación con la solución obtenida a partir de la polaridad de la onda P (Figura 4). La orientación del mecanismo focal calculada por el CMT está más cerca de la obtenida a partir de la polaridad de la onda P con diferencias menores de  $22^\circ$  para el acimut,  $2^\circ$  para el buzamiento y  $5^\circ$  para el ángulo de deslizamiento (Figura 4). Sin embargo, para modelar el total de los registros sísmicos ha sido necesario considerar dos fuentes y cuyas soluciones permiten explicar el proceso de ruptura de este sismo. La profundidad estimada para la primera y segunda fuente ( $h=16$  y  $23$  km) son menores a la calculada por el CMT ( $h=40$  km); mientras que, el momento sísmico escalar obtenido en este estudio ( $5.9 \times 10^{18}$  Nm) es 5 veces menor que el calculado por el CMT ( $3.0 \times 10^{19}$  Nm). Estas diferencias podrían deberse a que se ha hecho uso de diferentes metodologías y fases sísmicas para estimar los mismos parámetros.

#### MECANISMOS FOCALES Y ESTADO DE ESFUERZOS

En la Zona Subandina de la región norte de Perú, son pocos los sismos para los cuales se ha elaborado mecanismos focales, debido a que los sismos de magnitud moderada ( $m_b \leq 6.5$ ) no son muy frecuentes. Sin embargo,

Tabla 4.- Parámetros del mecanismo focal del sismo del 5 de abril de 1991. Otros, ver Tabla 2.

Método	Orientación planos nodales			Prof. (km)	Mo ( $\times 10^{18}$ )	Mw
	$\varphi^\circ$	$\delta^\circ$	$\lambda^\circ$			
Polaridad onda P	A: 167±46	35±19	69±51			
	B: 322±37	57±22	104±39			
Modelado	A1: 167	35	57	16±1.5	1.9	6.5
	B1: 308	61	111			
	A2: 170	33	127	23±2.5	4.0	
	B2: 32	64	68			
C.M.T.	A: 183	33	74	40	30.0	
	B: 344	58	100			



para los sismos ocurridos en 1968 con magnitudes mb de 5.8 y 6.0, Suárez et al. (1993) obtiene los mecanismos focales a partir del modelado de registros de período largo de la red mundial, siendo éstos del tipo inverso y describen un patrón compresivo con ejes de presión (P) orientados en dirección E-W y WNW-ESE. Estos sismos tendrían su origen en los diferentes sistemas de fallas activas distribuidos en el extremo norte del VAM, tal como se muestra en la Figura 8. En esta misma figura se presenta los mecanismos focales obtenidos en este estudio para los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el VAM, los mismos que en general, corresponden a fallas inversas con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE (sismo del 30 de mayo) y N-S para el sismo del 4 de abril; mientras que, el sismo del 5 de abril presenta dos mecanismos focales con planos orientados en direcciones NNW-SSE y N-S aproximadamente. De acuerdo a las características sismotectónicas de la región, discutidos anteriormente, los planos de falla se orientan paralelos a la Cordillera Andina y buzamiento hacia el Oeste; por lo tanto, en los mecanismos focales obtenidos en este estudio (Figura 8), los planos nodales con buzamiento al Oeste y Suroeste corresponderían a los planos de falla y estos tendrían ángulos de inclinación del orden de 33°.

En la Figura 8 se presenta además, la proyección horizontal de los ejes de presión (P) obtenidos para los sismos ocurridos en el VAM a partir de los mecanismos focales (flechas en blanco) y los obtenidos por Suárez et al. (1983) para los dos sismos ocurridos en 1968 (flechas en gris). En esta figura se observa que los ejes P se concentran principalmente entre las localidades de Rioja y Moyobamba con orientaciones que van desde NE-SW a NW-SE; es decir, la orientación del eje P varía en el

orden de 90° y muestran la complejidad de los esfuerzos causantes de los procesos de deformación en esta área. La orientación de los ejes P para los sismos ocurridos en 1968 muestran similares orientaciones, lo cual confirma lo indicado anteriormente. Tal como sugiere Tavera (1998), esta complejidad podría ser generada por la curvatura que sufre la Cordillera Andina al pasar de una orientación NW-SE a N-S a la altura de la latitud de 6°S, conocida como la deflexión de Cajamarca. En general, los sismos ocurridos en el VAM presentan ejes P que buzando con ángulos menores a 25° y ponen en evidencia un proceso compresivo que coincide con el estilo de colisión existente entre el Escudo Brasileiro y la Cordillera Andina. En esta situación, los ejes de tensión (T) serían casi verticales en respuesta a las fuerzas que llevan al Escudo Brasileiro hacia abajo y que producen el cabalgamiento de la Cordillera Andina. La colisión de tipo continental, existente en esta zona, contribuye de manera importante en la topografía andina. Según Tavera (1998) y Tavera y Buforn (2001), la orientación de los ejes P para sismos que ocurren frente a la costa de Perú y en la Zona Subandina, muestran que la fosa peruano-chilena y la Cordillera Andina controlan la distribución de los esfuerzos regionales en el Perú.

**MODELO SISMOTECTONICO**

El modelado de ondas de volumen, ha permitido ajustar correctamente la profundidad de los focos de los sismos ocurridos en el VAM. Así, la profundidad estimada para el sismo del 30 de mayo fue de 23.0±2.5 km, para el sismo del 4 de abril de 21±2.0 km y de 16±1.5 y 23±2.5 km para los dos sismos del 5 de abril. La distribución de estos sismos, en función de la profundidad de sus focos y según

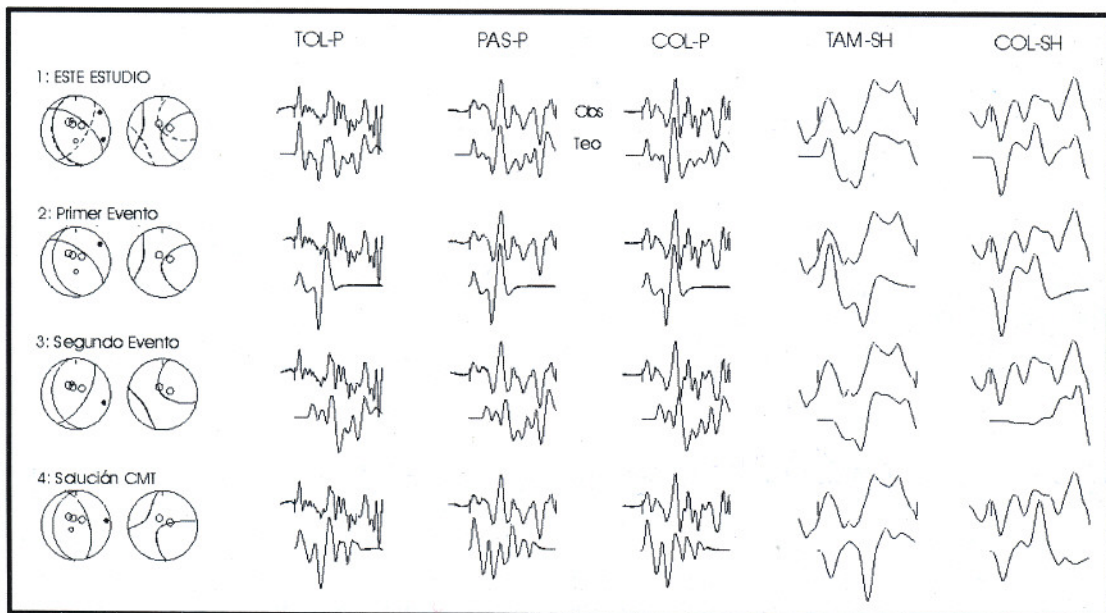


Figura 7.- Registros seleccionados para evaluar la solución obtenida, a partir del modelado de ondas de volumen, para el sismo del 5 de abril de 1991. En la parte superior se indica el código de la estación que identifica al registro en cada columna, además el tipo de onda utilizada (P y SH). Los círculos vacíos sobre la esfera focal indican la posición de las estaciones seleccionadas. Cada fila corresponde a: 1: solución obtenida en este estudio, 2: solución para el primer evento, 3: solución para el segundo evento y 4: solución obtenida a partir de los parámetros del CMT.

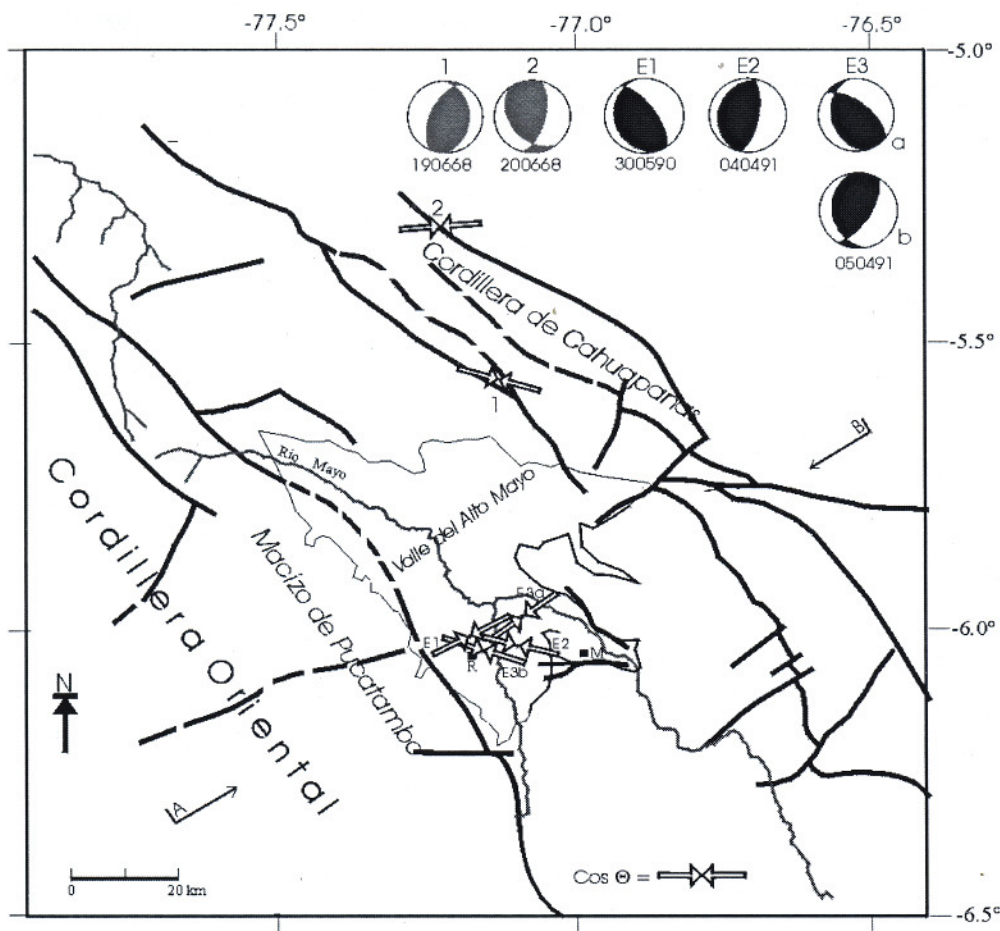


Figura 8.- Proyección horizontal de los ejes de presión (P) para los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el VAM (flechas en blanco) y en 1968 (flechas en gris), según Suárez et al. (1983). Se incluye los mecanismos focales obtenidos para los sismos indicados. Otros ver Figura 1.

la dirección A-B indicada en la Figura 8, se muestra en Figura 9a. En esta figura se observa que los sismos se distribuyen, en profundidad, sobre una línea con pendiente del orden de  $35^\circ$  a la profundidad de 15 km para luego disminuir a mayor profundidad y hacerse casi horizontal a una profundidad del orden de 23 km. Esta distribución para los focos sísmicos, permite configurar la geometría de fallas de tipo lístrica, las mismas que fueron propuestas por muchos autores para explicar la geometría, en profundidad, de los diferentes sistemas de fallas presentes en la Zona Subandina de la región norte de Perú. Una distribución similar siguen los sismos ocurridos en 1968, la misma que podría corresponder a otro sistema de fallas con orientación paralela a la que produjo los sismos de 1990 y 1991 (Figura 9a). El tipo de deformación que sugiere la distribución de los sismos, es coherente con la orientación de los ejes de presión (P). En la Figura 9b, se presenta un esquema sismotectónico que permite explicar el tipo de deformación presente en la Zona Subandina de la región norte de Perú como producto de la subcendencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Oriental, el mismo que ha permitido la formación de plegamientos con altitudes y longitudes diferentes, además de estar bordeados por fallas inversas que buzcan hacia el Oeste y que se orientan en dirección paralela a la Cordillera Andina.

#### CARACTERÍSTICAS DE LA FUNCION TEMPORAL DE LA FUENTE SISMICA (STF)

Muchos autores han mostrado que la función temporal de la fuente sísmica (STF), obtenida a partir del modelado de ondas de volumen, es una representación fiel del carácter simple o complejo de los procesos de ruptura de los sismos; es decir, la STF esta formada por una serie de uno, dos o más pulsos que representan la heterogeneidad de los procesos físicos que tienen lugar en el foco sísmico (Deschamps et al., 1982; Beck y Ruff, 1984; Bezzeghoud et al., 1986). Dos modelos de ruptura han sido propuestos a fin de buscar explicar estas heterogeneidades, el modelo de Barreras y el de Asperezas, los mismos que han sido ampliamente descritos y discutidos por Das y Aki (1977), Kanamori y Stewart (1978) y Tavera (1992). De estos modelos, el de asperezas es frecuente utilizado para explicar los procesos de ruptura en las zonas de subducción; mientras que, el de barreras explicaría las rupturas de la corteza en zonas continentales. En este modelo, los sismos son producidos por las fracturas de muchas áreas que están separadas por otras denominadas "barreras" que permanecen irrompibles después del sismo. Finalmente, el sismo estaría formado

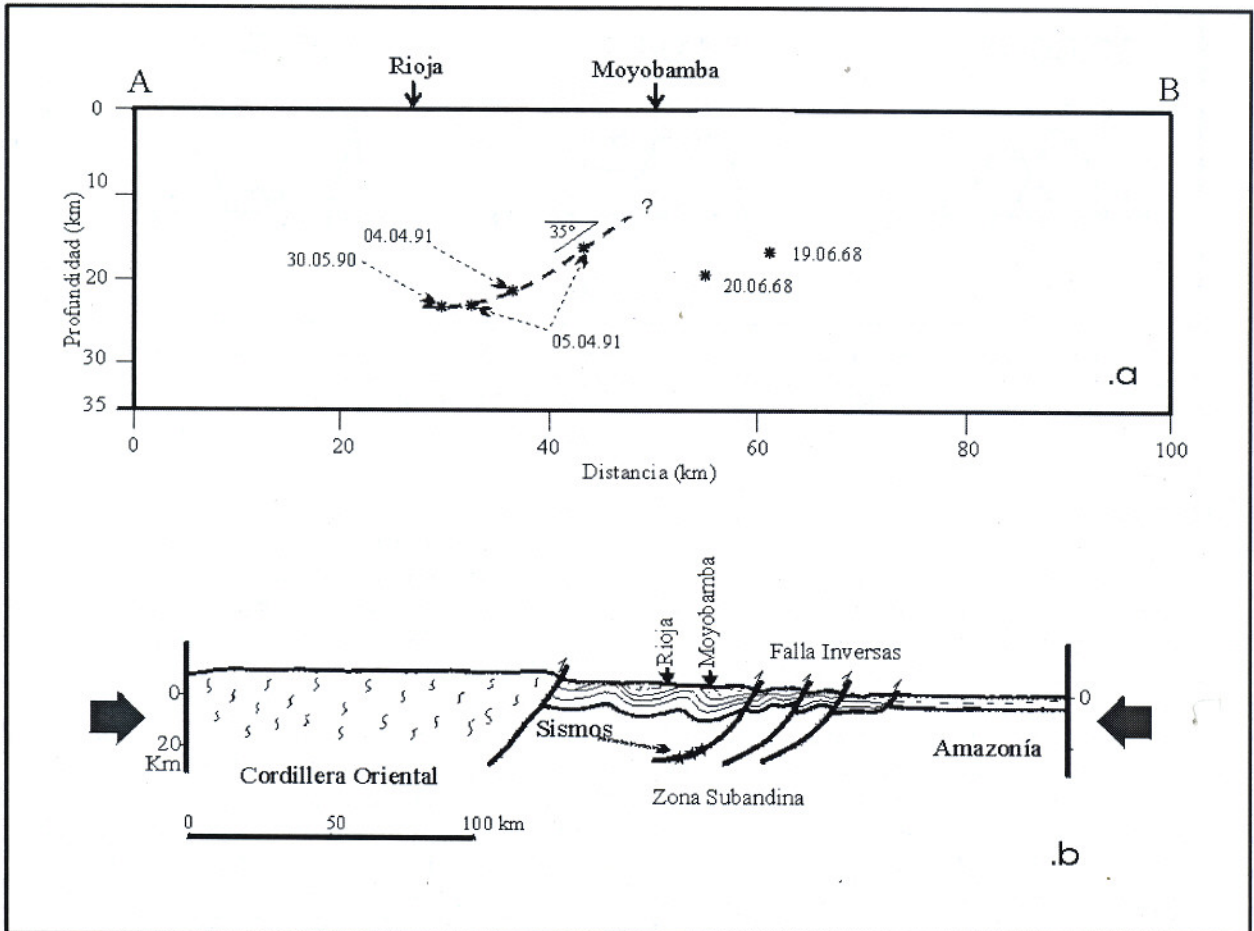


Figura 9.- a). Perfil vertical de los sismos ocurrido en 1990 y 1991 en el VAM y 1968 según la línea A-B de la Figura 8. b). Esquema sismotectónico para la Zona Subandina de la región Norte de Perú mejorado del propuesto por Vasquez et al. (1990). Obsérvese la alineación de los sismos en profundidad y de las fallas del tipo listricas formadas a consecuencia de la subcendencia del Escudo Brasileño bajo la Cordillera Oriental.

por la superposición de muchas fracturas o eventos sísmicos.

En la Figura 10, se presenta las STF obtenidas en este estudio para los sismos ocurridos en el VAM, las mismas que presentan más de un pulso y sugieren a priori la ocurrencia de rupturas complejas. En esta figura se observa que la SFT para el sismo del 30 de mayo presenta tres pulsos equivalentes a igual número de rupturas que ocurren de manera aleatoria en un período de tiempo de 8 segundos. De estos pulsos, el primero es de duración y amplitud menor que los dos restantes y representan el 7%, 48% y 45% del total del momento sísmico escalar ( $5.2 \times 10^{18}$  Nm). El sismo del 4 de abril presenta una SFT compuesta por dos etapas de liberación de energía durante un período de tiempo de 6 segundos y en este caso, la última es de menor duración y corresponden al 70% y 30% del momento sísmico escalar ( $2.3 \times 10^{18}$  Nm). La STF para el sismo del 5 de abril es más compleja y describe dos procesos de ruptura asociados a diferentes eventos ocurridos sobre el mismo plano de falla. El primer evento tiene una SFT compuesta por un pulso simple de dos segundos de duración ( $M_0 = 1.9 \times 10^{18}$  Nm) y el segundo por tres segundos, siendo los dos primeros de menor duración (2.5 segundos cada uno) y el tercero de 4 segundos,

equivalentes al 17%, 20% y 63% del momento sísmico escalar total ( $4.0 \times 10^{18}$  Nm).

Estos resultados muestran que los procesos de ruptura de sismos intraplaca con magnitudes mb de 6.0 o más, presentan SFT complejas y casi siempre están acompañados de réplicas en respuesta a la heterogeneidad del material que se rompe. La complejidad de las STF de los sismos ocurridos en el VAM, es menor de los que frecuentemente se observa en sismos debidos a procesos de subducción. Por lo tanto, debe suponerse que sismos con magnitudes mb menores a 6.0 presentan SFT simples y tengan menor duración, tal como lo señala Tavera (1998). Sin embargo, las STF de sismos con focos superficiales son más complejas que los que corresponden a sismos de profundidad intermedia o profunda. Asimismo, si se considera que las características de las STF están directamente relacionadas con las dimensiones del área de fractura, STF de mayor duración indican áreas grandes de ruptura con relación a las de corta duración. En términos del modelo de barreras, estos resultados sugieren que la liberación total de la energía está asociada a la ruptura aleatoria de barreras de diferentes dimensiones y propiedades físicas en períodos cortos de tiempo, de ahí las variaciones en tamaño y duración, de cada pulso de la STF.

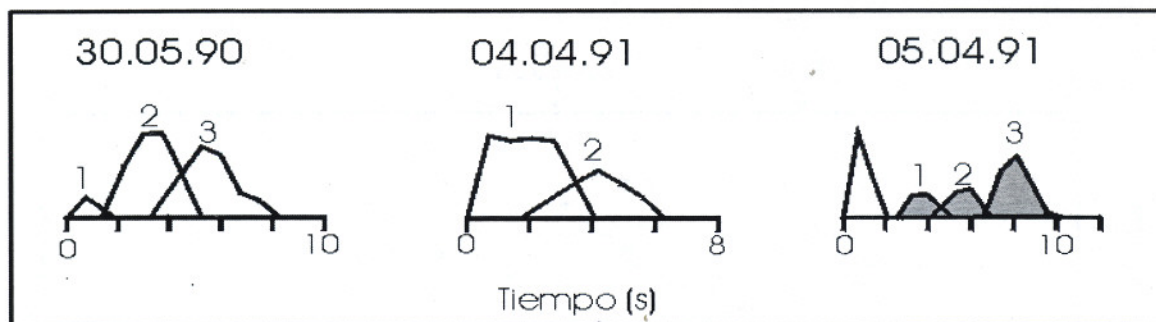


Figura 10.- Características de la función temporal de la fuente sísmica (STF) obtenidos a partir del modelado de ondas para los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el VAM. Los números indican las diferentes rupturas aleatorias para cada sismo y las áreas en gris, la ocurrencia de una ruptura con diferente orientación que la primera. La amplitud de cada STF está normalizada al valor del momento sísmico obtenido para cada sismo.

## CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en el presente estudio muestran que los procesos de deformación en la Zona Subandina de la región norte de Perú, son por demás complejos. La complejidad de estos procesos fue analizada y evaluada a priori a partir de la forma de los registros de los sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el VAM. Para estos sismos, se ha identificado la ocurrencia de hasta tres posibles rupturas aleatorias en períodos cortos de tiempo. Apreciaciones que posteriormente fueron cuantificadas con el modelado de ondas de volumen.

La geometría de las fallas presentes en la Zona Subandina y descritos en diversos estudios de geología y tectónica, fue puesta en evidencia a partir del estudio de tres sismos ocurridos en el VAM. Los mecanismos focales de estos sismos sugieren la presencia de fallas inversas con planos de falla (plano nodal con buzamiento hacia el Oeste) paralelos a la Cordillera Andina y buzamientos menores a  $35^\circ$  en dirección Oeste y Suroeste, coherentes con la tectónica de la región.

La complejidad de la deformación en la Zona Subandina es posiblemente generada por la diversidad existente en la orientación de los ejes de presión (P), los mismos que varían de NE-SW a NW-SE con inclinaciones menores a  $25^\circ$  y cuyo origen podría ser asociado a la curvatura de la Cordillera Andina a la altura de la latitud de  $6^\circ\text{S}$  (deflexión de Cajamarca) como producto de las fuerzas que controlan el proceso de subducción en el borde Oeste de Sudamérica.

El modelado de ondas de volumen ha permitido calcular correctamente la profundidad de los focos de los sismos del VAM. En profundidad, siguen una alineación que permite configurar la geometría de las fallas lístricas, las mismas que son coherentes con el tipo de deformación superficial como producto de la subcendencia del Escudo Brasileño bajo la Cordillera Oriental y cuyos plegamientos y fallas se deslizarían sobre una base cristalina que se ubicaría a una profundidad del orden de 25 km. Se propone un esquema sismotectónico a fin de explicar el origen de los sismos que ocurren en la Zona Subandina de la región Norte de Perú.

Los procesos complejos de ruptura de los sismos

ocurridos en 1990 y 1991 en el VAM, son puestos nuevamente en evidencia a partir de las características de las STF obtenidas en el modelado de ondas de volumen. Estas STF muestran que los sismos ocurridos el 30 de mayo y 4 de abril se debieron a 3 y 2 rupturas aleatorias sobre el mismo plano de falla durante períodos de tiempo de 6 y 8 segundos. Contrariamente, el sismo del 5 de abril, presenta dos rupturas principales sobre el mismo plano de falla pero con deslizamientos en diferente dirección, siendo la segunda ruptura asociada a tres pequeñas durante un periodo de 8 segundos. El momento sísmico obtenido para cada sismo permite obtener magnitudes  $M_w$  de 6.4 (30 de mayo), 6.2 (4 de abril) y 6.5 (5 de abril).

La Zona Subandina de Perú constituye la fuente sismogénica continental más importante, siendo las regiones Norte y Centro donde se han producido el mayor número de sismos de magnitud pequeña y moderada, a diferencia de la región Sur y cuyo origen puede estar relacionado con la topografía y geometría de la Cordillera Andina, la misma que acondiciona el modo de la subcendencia del Escudo Brasileño bajo la Cordillera Oriental.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento al profesor M. Bezzeghoud por su apoyo en el modelado de ondas de volumen y al Ing. J. Gómez por sus comentarios y críticas. La atenta y correcta revisión del Dr. Rodolfo Ayala permitió mejorar este artículo. Publicación No.007-2001-CNDG-IGP.

## BIBLIOGRAFIA

BECK S. & RUFF, L. (1984).- The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: Evidence for the asperity model. *J. Geophys. Res.* **89**, 9281-9292.

BEZZEGHOUD M., DESCHAMPS A. & MADARIAGA R. (1989).- Broad-band P wave signals and spectra from digital stations. En: R. Cassinis, G. Nolet and G. Panza (eds). *Digital Seismology and Fine Modeling of the Lithosphere*. Planum Press, Londres., 351-374.

- BRILLINGER D., UDIAS A. & BOLT B.** (1980).- A probability model for regional focal mechanism solutions. *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 1479-1485.
- CAHILL T. & ISACK B.** (1992).- Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.* **97**, 17503-17529.
- CALDAS J.** (1990).- Mapa geológico de la zona subandina del norte del Perú. Inédito, Petroleos del Perú.
- CAMPOS J., MADARIAGA R., NABELECK J., BUKCHIN B. & DESCHAMPS A.** (1994).- Faulting process of the 1990 June 20 Iran earthquake from broadband records. *Geophys. J. Int.* **118**, 31-46.
- CUADRA C. & CHANGL** (1991).- El sismo de Moyobamba del 4 de Abril de 1991. Ediciones CISMID, 44 pp.
- DAS S. & AKI K.** (1977).- Fault planes with barriers: A versatile earthquake model. *J. Geophys. Res.* **82**, 5648-5655
- DESCHAMPS A., GAUDEMER Y. & CISTERNAS A.** (1982).- The El Asnam complex of October 10, 1980 multiple-source mechanism from long period records. *Bull. Soc. Seism. Am.* **72**, 111-128
- DORBATH C., DORBATH L., CISTERNAS A., DEVERCHERE J. & SEBRIER M.** (1990).- Seismicity of the Huancayo Basin (Central Peru) and the Huaytapallana fault. *Journal of South American Earth Sciences.*, **3**, 21-29
- DORBATH L., DORBATH C., JIMENEZ E. & RIVERA L.** (1991).- Seismicity and tectonics deformation in the eastern cordillera and the sub-andean zone of central Peru. *Journal of South American Earth Sciences.*, **4**, 13-24.
- FUENZALIDA A., DORBATH L., CISTERNAS A. & RIVERA L.** (1997).- Mechanism of the 1992 Erzincan earthquake and aftershocks, tectonics of the Erzincan Basin and decoupling on the North Anatolian fault. *Geophys. J. Int.* **129**, 1-28.
- HUACOP, VASQUEZ M., MARIN G. & MONTESINOS V.** (1990).- Intensidades regionales asociados al sismo del 30 de Mayo de 1990 en el Departamento de San Martín (Perú). *Informe Interno*. Instituto Geofísico del Perú. Lima, Perú. 30 pp.
- HUACO P., PONCE L., MARIN G., GOMEZ J. & FERNADEZ E.** (1992).- Intensidades sísmicas en áreas urbanas y regionales del Sismo del 5 de Abril de 1991 en el Departamento de San Martín (Perú). *Informe Interno*. Instituto Geofísico del Perú. Lima, Perú. 36 pp.
- KANAMORI H. & STEWART G.** (1978).- Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *J. Geophys. Res.* **83**, 3427-3434.
- KUROIWA J. & DEZA E.** (1968).- Daños causados en Moyobamba por el sismo del 19 de Junio de 1968. Informe Inédito, 30 pp.
- LINDOR.** (1993).- *Seismotectonique des Andes du Pérou Central: Apport des données sismologiques de haute precision*. Tesis Doctoral. Universidad Louis-Pasteur de Strasbourg, Francia.
- MACHARE J. & MARTINEZ J.** (1991).- El sismo del Alto Mayo, Perú, 5 de Abril de 1991. DST, Instituto Geofísico del Perú, Informe Interno, 28 pp.
- MARTINEZ A.** (1968).- Geología y geotecnia de Moyobamba y alrededores (después del sismo de 19-6-68). Ediciones LGGA, Univ. Nac. Ingeniería, Lima, 59 pp.
- MÉGARD F.** (1978).- Etude geologique des Andes du Pérou Central. *Mem. ORSTOM.* **86**, 310 pp.
- MONGE F.** (1991).- Efectos geológicos del terremoto del 29 de Mayo de 1990 en el departamento de San Martín, Informe Interno, Instituto Geofísico del Perú, Lima, 14 pp.
- MONTOYA M.** (1991).- Estilos estructurales en la cuenca del Oriente peruano. VII Congreso Peruano de Geología, Lima, V-1, 339-344.
- NABELECK J.** (1984).- *Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves*. Tesis Doctoral. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 361 pp.
- RUFF L. & MILLER A.** (1994).- Rupture process of large earthquake in the northern Mexico subduction zone. *Pageoph.* **142**, 101-171.
- SÉBRIER M., MERCIER J., MEGARD F., LAUBACHER G. & CAREY-GAILHARDIS E.** (1985).- Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of Peru. *Tectonics.* **4**, 739-780.
- SILGADO E.** (1978).- Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, 1513-1974. *Instituto Geológico Minero del Perú*. Lima, Perú. 131 pp.
- SOULAS J.** (1987).- Curso de Neotectónica para fines de riesgo sísmico. UNDR0-EPN, Quito, Notas inéditas.
- STAUDER W.** (1975).- Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. *J. Geophys. Res.* **80**, 1058-1064.
- SUAREZ G., MOLNAR P. & BURCHFIELD B.** (1983).- Seismicity, fault plane solution, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador y southern Colombia. *J. Geophys. Res.* **88**, 10403-10428.

- TAVERA H. & BUFORN E.** (2001).- Source Mechanism of Earthquake in Peru. *Journal of Seismology* (en prensa).
- TAVERA H. & BUFORN E.** (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.** (1998).- *Mecanismo focal de terremotos en Perú y Sismotectónica*. Tesis PHD, Universidad Complutense de Madrid, España, 400 p.
- TAVERA H.** (1995).- Mecanismo focal de terremotos en Perú: 30 de Mayo de 1990 y 18 de Abril de 1993. Tesis de Maestría. Universidad Complutense, Madrid, 81 pp.
- TAVERA H.** (1992).- El proceso de ruptura sísmica: Barrera o aspereza?. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, N° 83, 61-66.
- TAYMAZ T., JACKSON J. & WESTAWAY R.** (1990).- Earthquake mechanism in the Hellenic Trench near Crete. *Geophys. J. Int.* 102, 695-731.
- TORRES R., ISHIYAMA Y., ALVA J., FUKUMOTO, S. & CHARIASE V.** (1990).- Terremoto de Rioja, 29 de Mayo de 1990. Informe Preliminar, UNI, CISMID, Lima, Peru, 28 pp.
- VASQUEZ M., TAVERA H., MACHARÉ J. & CHANG M.** (1990).- Informe Sismológico del Terremoto del Nororiente Peruano del 30 de Mayo de 1990. DST, Instituto Geofísico del Perú, Informe Interno, 30 pp.