

03077
3
24



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Unidad Académica de los Ciclos Profesional y Posgrado
del Colegio de Ciencias y Humanidades
Instituto de Geofísica
Posgrado en Geofísica

MODELACION DE ONDAS P Y SH EN EL SUROESTE
DEL PERU Y DETERMINACION DE TIPS EN EL PERU

T E S I S

QUE PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRO EN SISMOLOGIA Y FISICA
DEL INTERIOR DE LA TIERRA
P R E S E N T A,
JULIO CESAR CUENCA SANCHEZ

Ciudad Universitaria

Julio, 1993

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

RESUMEN

El comportamiento tectónico de la placa de Nazca es establecido a partir de cinco eventos fuertes modelados con la técnica de Nabelek (1984). Se usa las estaciones de la red mundial estandar de sismógrafos (WWSSN) para determinar los parámetros focales, profundidad, momento sísmico y la función de la fuente, a partir de la modelación de ondas de volumen P y SH, en la región de 15° S a 17° S y 71° W a 74° W. En esta zona de transición el cambio de ángulo en el buzamiento de la placa descendente y la ocurrencia de sismos sobre ella tiene importancia para la sismotectónica del Perú.

Se modelan 5 sismos importantes con $m_b \geq 5.5$. El evento del 11-agosto-1968 ($m_b=5.6$), ocurre en el extremo noroeste, tiene mecanismo tensional con rumbo de 358°, buzamiento 50° y deslizamiento del plano de falla -80°. El evento del 28-julio-1973 ($m_b=5.6$), ubicado muy cerca de la ciudad de Arequipa, de mecanismo inverso con rumbo de 193°, buzamiento 31.2° y deslizamiento del plano de falla 3.0°. El evento del 31-diciembre-1977 ($m_b=5.6$), al extremo noreste del área de estudio y más distante de la trinchera, con mecanismo tensional con rumbo de 328.7°, buzamiento 76.1° y deslizamiento del plano de falla -119.9°. El evento más fuerte ocurrió el 16-febrero-1979 ($m_b=6.2$ y $m_s=6.9$), afectando a la ciudad de Arequipa, con mecanismo focal inverso el rumbo del plano de falla preferencial es 52.3°, buzamiento 29° y deslizamiento del plano de falla -30.8°. El evento del 18-junio-1984 ($m_b=5.8$), en la parte central de este estudio, el mecanismo focal es tensional con rumbo de 315.7°, buzamiento 65.4° y deslizamiento del plano de falla -140.6°.

El detalle de la contorsión de la placa de Nazca es comprobado por las direcciones perpendiculares de los ejes de tensión (T) de los eventos modelados a las curvas de isoprofundidad del modelo de Grange (1984) y siguen la contorsión.

Se explica la zona transicional de la placa subducente, respecto a la microsismicidad local con los eventos fuertes relocalizados, corroborando la zona sismogénica de acoplamiento hasta los 50 km de eventos inversos y debajo hasta los 200 km la zona desacoplada con eventos preferentemente tensionales.

A la altura de los 16° S, el ángulo de subducción cambia a más abrupto de 30° (englobando la actividad cuaternaria), este ángulo en el Perú Norte y Central es normal (subhorizontal). En la convergencia de la dorsal de Nazca en el Océano Pacífico comienza el eje de conos volcánicos activos, extendiéndose hacia Chile.

Un estudio de la determinación de TIPs mediante el uso de la técnica de Reconocimiento de Patrones es ejecutada por medio de los algoritmos de diagnóstico CN y M8 en el Perú. Esta técnica aplicada define el incremento de probabilidad en tiempo de la ocurrencia de un sismo fuerte, arriba de una magnitud umbral, en una zona determinada por su flujo sísmico y de diferentes niveles de energía, dentro de una ventana deslizante de tiempo.

Se investiga la posibilidad para diagnosticar el Tiempo de Probabilidad Incrementada (TIP) de sismos fuertes en Perú. El estudio de los TIPs, demuestra la probabilidad de ocurrencia de eventos fuertes para un rango dado de magnitudes y un área local, de un juego de características del flujo sísmico. Es considerado el proceso en el cual la generación de sismos fuertes es similar, en una amplia variedad de ambientes neotectónicos y de rangos de energía, confirmando una autosimilitud de la sismicidad. Por importancia de probabilidad las áreas de Rioja, Chimbote, Lima, Arequipa e Ica expresan la mayor liberación de energía. En la zona Rioja el flujo sísmico parece ser constante con una recurrencia aun vigente (STIP) hasta 1994.

El análisis sísmico de la zona, del estado de esfuerzos mediante la modelación y la probabilidad en tiempo para una área, nos conlleva a entender mejor los procesos que suceden y el potencial sísmico en la región de Arequipa (Perú), donde la peculiaridad sismotectónica se encuadra dentro de un ambiente volcánico activo.

INDICE

	Página
RESUMEN	
I.- INTRODUCCION	1
II.- MARCO GEOLOGICO SISMOTECTONICO	3
II.1.- Geología General	3
II.2.- Volcanismo	5
II.3.- Estructura Cortical	6
II.4.- Sismotectónica	7
II.4.1.- Sismicidad y Geometría de la Placa	7
II.4.2.- Mecanismos Focales y Estado de Esfuerzos	9
III.- MODELACION DE ONDAS P Y SH	
III.1.- Selección de los Sismos y Estaciones	20
III.2.- Método	22
III.3.- Preparación de los Datos	24
III.4.- Sismo del 11-agosto-1968	26
III.4.1.- Ubicación y Datos	26
III.4.2.- Inversión	27
III.4.3.- Análisis	27
III.5.- Sismo del 28-julio-1973	27
III.5.1.- Ubicación y Datos	28
III.5.2.- Inversión	28
III.5.3.- Análisis	29
III.6.- Sismo del 31-diciembre-1977	29
III.6.1.- Ubicación y Datos	29
III.6.2.- Inversión	30
III.6.3.- Análisis	31
III.7.- Sismo del 16-febrero-1979	31
III.7.1.- Ubicación y Datos	31
III.7.2.- Inversión	32
III.7.3.- Análisis	32

III.8.- Sismo del 18-junio-1984	33
III.8.1.- Ubicación y Datos	33
III.8.2.- Inversión	35
III.8.2.- Análisis	35
IV.- ANALISIS DE SISMICIDAD LOCAL	53
IV.1.- Estaciones e Instrumentos	53
IV.2.- Lecturas Hipocentrales	54
IV.3.- Perfiles de Sismicidad	54
IV.4.- Relocalización	55
V.- ALGORITMOS DE RECONOCIMIENTO DE PATRONES	64
V.1.- Algoritmo CN	64
V.2.1.- Introducción	64
V.2.2.- Características	65
V.2.3.- Reconocimiento de Patrones	66
V.2.4.- Diagnóstico de TlPs	66
V.2.- Algoritmo M8	68
V.3.1.- Introducción	68
V.3.2.- Características	68
V.3.3.- Funciones	68
V.3.4.- Diagnosis de TlPs	69
VI.- DISCUSION	
VI.1.- Sismotectónica	83
VI.2.- Modelación de Ondas P y SH	87
VI.2.1.- Sismo del 11-agosto-1968	90
VI.2.2.- Sismo del 28-julio-1973	90
VI.2.3.- Sismo del 31-diciembre-1977	90
VI.2.4.- Sismo del 16-febrero-1979	90
VI.2.5.- Sismo del 18-junio-1984	91
VI.3.- Sismicidad de Eventos Fuertes ($m_p \geq 5.5$).	92
VI.3.- Determinacion de TlPs	94
VII.- CONCLUSIONES	101
BIBLIOGRAFIA	103

I.- INTRODUCCION

El borde suroeste del Perú meridional, que conforma una parte del "cinturón de Fuego" o cinturón sísmico Circum-Pacífico, es una región de alta actividad tectónica, resultante de la subducción de la Placa de Nazca a lo largo de la Trinchera Perú-Chile, con cambios de ángulo de subducción (a una velocidad aproximadamente de 7.8 cm/año).

En una colisión tipo subducción de placas, diversos estudios de sismicidad y de mecanismos focales han sido utilizados para determinar la configuración de la subducción de la placa de Nazca (con base en la distribución hipocentral) y establecer el estado esfuerzos en su interior, explicando además el funcionamiento de la tectónica andina .

El enfoque principal de algunos estudios en ésta área, ha sido el sismotectónico (Dewey y Lamb, 1992; Grange, 1983; Suárez et al., 1983). Por otro lado, otros trabajos han sido enfocados a estudiar la geometría de la zona de Benioff, (Bevis et al., 1984; Boyd et al., 1984; Cahill y Isacks, 1992); la distribución espacial de la sismicidad (Barazangi y Isacks, 1976; Hasegawa y Sacks, 1981; Kosaka et al., 1987), la sismicidad y mecanismos focales (Isacks y Molnar, 1971; Stauder, 1975; Grange et al., 1984); la estructura de velocidades (James, 1971; Ocola y Meyer, 1973; Rodríguez et al., 1976; Cunningham et al., 1986), y el estado de esfuerzos (Isacks et al., 1971; Dalmayrac et al., 1974; Schneider et al., 1987; Mercier et al., 1992). Así, Grange et al. (1984) observa un eje primario de contorsión en el suroeste del Perú, alineado aproximadamente paralelo a la dirección de convergencia de las placas, N80°E; Bevis (1986) afirma que la placa tiene una superficie elástica e inextensible de forma gaussiana; y el doblamiento de la placa es evidenciado por Hasegawa y Sacks (1981) en Perú Central.

En este trabajo, aplaudo el gran esfuerzo desarrollado por los investigadores del Instituto Geofísico de Characato de la Universidad Nacional San Agustín de Arequipa (UNSA) quienes copropulsaron las primeras campañas sismológicas a través del Dr. A. Rodríguez B. en esta región Suroeste del Perú, con el objeto de entender mejor el comportamiento sismotectónico.

El sur de Perú, y la ciudad de Arequipa, con importante concentración urbana, industrial y minera, se encuentra dentro de un ámbito sismo-volcánico que nos conlleva a estar conciente de posibles daños. Desde la instalación mundial de la red WWSSN, el sismo más fuertes asociado a la subducción ocurrió en el Norte del Perú el 31 de mayo del 1970 con magnitud $M_s = 7.8$, y en el Sur del Perú ocurrió un sismo el 16 de febrero de 1979 con magnitud $M_s = 6.9$.

Una parte de este estudio, para conocer el comportamiento sismotectónico del suroeste del Perú, es modelar 5 eventos ($m_b \geq 5.5$) con la técnica de Nabelek (1984), para encontrar los parámetros focales, profundidad, momento sísmico y la función tiempo fuente, contribuyéndose con nuevos mecanismos de foco aun no publicados, haciendo un nuevo análisis de los esfuerzos principales dentro de la tectónica regional, en el comportamiento transicional de la placa de Nazca alrededor de su combeamiento o torsión.

Se relaciona la microsismicidad local en el área de estudio y la ubicación de los 5 eventos modelados relocalizados en perfiles verticales, para poder discutir posteriormente su ocurrencia dentro de los patrones tectónicos. Los ejes T están en forma perpendicular a la isoprofundidad del modelo de Grange (1984).

Finalmente, la determinación de TIPS usando la técnica de reconocimiento de patrones nos permite identificar las áreas de probabilidad de ocurrencia de sismos por encima de una magnitud umbral y para una área, de acuerdo al flujo de sismos en una ventana de tiempo y a partir de eventos fuertes detectados.

En cada caso, se efectua una discusión y presentación de resultados de cada uno de los temas anteriormente explicados.

II.- MARCO GEOLOGICO SISMOTECTONICO

II.1.- Geología General

En las características geológicas básicas de la región suroeste del Perú, resalta predominantemente entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana la Fosa o Trincheras Perú-Chile, la Dorsal de Nazca y la Cadena de los Andes, interaccionando sismotectónicamente.

La Placa de Nazca está limitada por la Fosa Perú-Chile al Este y tres zonas activas de expansión: el "rift" de Galapagos al Norte, la dorsal del Pacífico Este al Oeste y la dorsal de Chile al Sur (Fig. II.1). La dirección de desplazamiento relativo de la Placa de Nazca para esta región de estudio es de $N78^{\circ}E$, con una velocidad relativa de 10 cm/año (Minster et al., 1978), y 7.8 cm/año según el modelo NUVEL-1 (DeMets et al., 1990). La alineación de las anomalías magnéticas y la batimetría marina, evidencian la reorientación de los centros de expansión oceánica entre 25 y 10 Ma A.C. (Mammerickx, et al. 1980), la presencia de centros de expansión fósiles (no activos), expresión de los límites de la paleoplaca Farallón (ya subducida). La edad de la litósfera subducida al nivel de la fosa varía entre 33 Ma (Norte del Perú y Chile Central) y 55 Ma (Sur del Perú y el Norte de Chile) (Grange, 1983).

La Fosa Perú-Chile es una depresión que presenta un flanco oriental más pronunciado que su flanco occidental y sigue paralela a la línea de costa oriental del Océano Pacífico e interceptada a los $15^{\circ}S$ y $16^{\circ}S$ por la Dorsal de Nazca, dividiéndola en Fosa de Lima al Norte y Fosa de Arica más al sur con menor cantidad de sedimentos que en la parte Norte.

La dorsal asísmica de Nazca con 1500 m de altitud, está asociada aparentemente a un "punto caliente" (Handschumacher et al., 1981). Asimismo la diferencia de edades entre zonas de fractura dentro de la placa (Mendana al Norte y Easter al Sur del Perú), contribuyen aparentemente a una forma de cambio en la dirección de la fosa y el cambio en el buzamiento de la zona de subducción (Fig. II.1). El talud continental a los $14^{\circ}S$ tiene 50 km de ancho, a la altura de la

Bahía de Paracas tiene un ancho de 80 km hasta alcanzar un mínimo de 5 km a los 16.5° S, para luego ensancharse ligeramente.

La Cordillera o Cadena de los Andes es un sistema de montañas que corre paralela a la Fosa desde Venezuela hasta el Sur de Chile (Fig. 11.2). Cuatro importantes deflexiones ocurren en el Perú: la de Huancabamba (5° S), Cajamarca (7° S), Pisco-Abancay (14° S) y Arica-Santa Cruz (18° S). Las zonas morfoestructurales paralelas en el segmento más meridional (de suroeste a noreste) son: la Costera, el Piedemonte Pacífico, la Cordillera Occidental, el Altiplano, la Cordillera oriental y el Piedemonte Amazónico (Huaman, 1985). Giesecke et al. (1989) encuentra correspondientemente: la Cordillera de la Costa, la Planicie Costera, la Cordillera Occidental, el Altiplano y la Cordillera Oriental (Fig. 11.3).

Sobre los 12° S los Andes conforma cadenas paralelas entre si, a partir de ésta latitud se bifurca en la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental, cambiando de alineamiento NNW-SSE en la deflexión de Abancay a W-E. Posteriormente toma la dirección de NW-SE hasta el Codo de Arica, donde cambia hacia el Sur. Las alturas sobrepasan los 5000 m.s.n.m. (metros sobre el nivel del mar) y encierra el Altiplano sobre los 4000 m.s.n.m., abarcando parte de Bolivia y Chile.

En el Suroeste del Perú se encuentran también las cadenas costaneras, la zona de Pampas (sedimentos terciarios y cuaternarios), y la Cadena de Conos Volcánicos (10 activos) con ancho de 30 km y una altitud sobre los 5000 metros. Perpendicularmente a la costa bajan los cauces de los ríos formando pequeños valles.

Una explicación de la topografía andina debida al acortamiento cortical de los Andes Centrales (10° S a 30° S) sería la adición de material magmático desde el manto (Torpe et al., 1981). Sin embargo, un importante acortamiento cortical en los Andes Centrales es analizado con el levantamiento de los Andes Centrales (Isacks, 1988). Esta hipótesis es soportada por evidencia geológica en Perú (Mégard, 1984). El origen de lo ancho y grueso de los Andes Centrales y la curvatura del oroclinal Boliviano, aun no es muy bien entendido.

A grandes rasgos, el basamento de los Andes en el Perú es el llamado Complejo Basal de la Costa, constituido por rocas Precámbricas. La Cordillera Oriental en el Sur del Perú y en Bolivia está conformada por depósitos del Ordovícico, Silúrico y Devónico, plutonismo de moderado a ácido y vulcanismo escaso. La Cordillera Occidental está formada mayormente por rocas plutónicas y volcánicas de edad Mesozoicas y Cenozoica, que se asocian a rocas sedimentarias continentales. El Batolito Andino al oeste de ésta cadena volcánica va desde edad Jurásica Inferior a Eoceno Superior y son del Cretácico Superior en el Sur del Perú.

Los estudios paleomagnéticos en la costa Suroeste del Perú de rocas volcánicas del Jurásico e intrusiones del Cretaceo guian a Roperch y Carlier (1992), a interpretar una remagnetización del Cretácico Tardío como una rotación regional de 20° contraria a las agujas del reloj, en el ante-arco del Sur del Perú de 16° S a 18° S (Macedo et al., 1992) (Fig. II.4). Similar rotación de 50° a 80° se encuentran en Chala, Ocoña y Arequipa. En el Cenozoico, el acortamiento diferencial en la cadena andina dió forma a la actual deflexión Boliviana y resultó de una rotación de 20° contraria a las agujas del reloj (Roperch y Carlier, 1992).

II.2.- Volcanismo

La cordillera Occidental en el sur del Perú está flanqueada por la sucesión de volcanes Cuaternarios llamada Cadena Volcánica. La actividad volcánica se inicia desde las nacientes del río Ocoña y continua en territorio chileno, con un ancho de 30 kilómetros y una altitud de más de 5000 metros, comprendiendo en la vertiente pacífica y oriental una acumulación de flujos de lava en gran parte andesítica (Giesecke et al., 1989).

Los volcanes en el Sur del Perú con el registro histórico de actividad eruptiva se aprecia en la Figura II.5. La actividad volcánica histórica más importante en el sur del Perú, es la erupción del Volcán Huaynaputina en febrero del año 1600, cuya explosión destruyó completamente la estructura cónica del volcán, con efectos severos sobre la ciudad de Arequipa (con fundación españoles en el

año 1540), como sismos que dañaron a las estructuras de las casas e intensa lluvia de ceniza volcánica (Bouysse-Cassagne y Bouysse, 1992).

Las características de los volcanes potencialmente activos (De Silva y Francis, 1990) se muestran en la Tabla 1.

TABLA 1
VOLCANES POTENCIALMENTE ACTIVOS EN EL SUR DEL PERU
() el parentesis denota el número de centros

VOLCAN	LAT. S. (° ')	LON. W. (° ')	TIPO	ELEVACION (m.s.n.m.)
Coropuna	15 31	72 39	Complejo (6)	6377
Sabancaya	15 47	71 51	Estratovolcán	5976
Chachani	16 11	71 32	Complejo (5)	6057
Misti	16 18	71 24	Estratovolcán	5822
Ubinas	16 22	70 54	Estratovolcán	5075
Huaynaputina	16 35	70 52	Monogenético	4800
Tutupaca	17 01	70 22	Complejo (2)	5815
Yucamane	17 11	70 12	Estratovolcán	5550
Casiri	17 28	69 49	Complejo (4)	5650

El Volcán Sabancaya está a 75 km NW de Arequipa (es el más joven de un grupo de 4 estratovolcanes y dentro del complejo Ampato) ha entrado en una etapa de reactivación desde 1989 y en 1990 con una intensa actividad fumarólica, acompañada de una actividad sísmica que continua y fuertes explosiones Vulcanianas en 1991 (GVN, 1990, 1991a, 1991b).

Estudios sísmicos y microsismicos locales no revelan una relación directa con la actividad volcánica, esto es probablemente debido a que el nivel de energía sea inferior a la capacidad de detección de la Estación Telesísmica (WWSSN) denominada ARE (Kosaka y Minaya, 1988).

II.3.- Estructura Cortical

La estructura de la corteza continental y el manto superior ha sido estudiada en el Perú. El modelo de James (1971a) muestra una corteza es de 11 km (incluida el agua) en la Cuenca Pacífica. Entre esta zona está la zona de transición, con 30 km en la Costa como se espera para una corteza oceánica normal, y de más de 70 km debajo de la Cordillera Occidental y 50-55 km bajo la Cordillera Oriental (donde se encuentra corteza continental) (Fig. II.6). James (1971b) determina para los Andes Centrales un espesor de 200 a 300 km para el Manto Superior y un espesor de la capa cortical oceánica de 50 a 60 km.

Hay también una relación coherente con una anomalía de conductividad eléctrica (Schmucker, 1969) generada en la corteza y manto superior, debida a un cuerpo debajo de los Andes con una buena correlación espacial. Couch et al., (1981) estudia la dorsal de Nazca, proponiendo un modelo de estructura cortical en perfil vertical.

La determinación de capas corticales con velocidades bajas por Ocola y Meyer (1972), estarían asociadas a zonas de fusión cortical, basados en los arribos tardíos. Ocola y Meyer (1973) usando perfiles para el Sur de Perú (Fig. II.7) y Norte de Chile de refracción sísmica y gravimetría proponen un modelo de corteza, de 76 km bajo el Altiplano y de 40 km bajo la Cuenca Amazónica, evidenciando una corteza superior (5.9 a 6.2 km/seg por la velocidad de las ondas P) y una inferior (6.6 a 7.0 km/seg). Similarmente usando explosiones de la mina de Toquepala, Rodríguez (1976) y Rodríguez et al. (1984), propone una corteza de 48 km de espesor para la pendiente Occidental de los Andes, de 150 km para la litósfera continental y de 50 km para la placa oceánica.

II.4.- Sismotectónica.

II.4.1.- Sismicidad y Geometría de la Placa.

Los estudios en la zona Wadati-Benioff (W-B) han sido enfocados principalmente al estudio de la distribución hipocentral y de los mecanismos focales dentro de la litósfera subductante.

Barazangi y Isacks (1976, 1979) y Isacks y Barazangi (1977), dividieron en una serie de segmentos a la Placa de Nazca, mostrando una subducción característica en base a los hipocentros del Sur del Perú y Norte de Chile.

En la parte del Perú Central, con base a eventos telesísmicos Barazangi y Isacks (1976, 1979) sugieren una zona Wadati-Benioff buzando gradualmente en 10° a los 700 km desde la trinchera. Por otro lado, Snoke et.al.(1977; 1979), Hasegawa y Sacks (1981) analizan las fases convertidas (ScSp) en el tope de la litósfera subducida para deducir éste borde y evidenciar la subducción.

Desde los 0° de latitud, Barazangi y Isacks (1976), dividen a la zona Wadati-Benioff en cuatro segmentos, considerando el cambio de ángulo de buzamiento de la zona sísmica de profundidad intermedia. El cambio de ángulo en el buzamiento abajo de los 15° S de latitud, engloba la actividad cuaternaria y sísmicidad intermedia. Esta actividad se ubica dentro de los segmentos con mayor ángulo de buzamiento, uno en el S. del Perú - N. de Chile y el otro al S. de Chile.

Bevis y Isacks (1984) determinan superficies de tendencia preferida con datos de 0° a 40° S (PDE-ISC), y comparando datos locales y telesísmicos no encuentran pronunciadas discontinuidades en la zona W-B, mas si agrupamientos de eventos en acuerdo con Hasegawa y Sacks (1981), quienes analizan datos de microsismos de la zona de transición o torcimiento de la placa subducida e infieren de la sísmicidad un modelo esquemático de la descendente Placa de Nazca con un ángulo de subducción de 30° persistente al menos 100 km (Fig. II.11). Asimismo ésta contorsión ocurre abajo del mayor doblamiento de los Andes y en el extremo Norte de la cadena activa de volcanes (Sacks, 1977).

Boyd et al. (1984) usando eventos bien localizados de una red sísmica local en el Suroeste del Perú determinan con alta resolución la geometría de la zona Wadati-Benioff y presentan contornos de la profundidad media de los eventos (Fig. II.8). Grange et al. (1984) define contornos de profundidad de la tendencia hipocentral basados en la microsismicidad en Suroeste de Perú (Fig.

II.9). Otra aproximación de una superficie fué hecha por Schneider y Sacks (1987), usando una malla de secciones cruzadas, paralelas y perpendiculares a la trinchera.

El monitoreo de la actividad sísmica en el Altiplano y en la Cordillera Oriental del Perú Central en 1980 (Suárez et.al., 1990), describe una subducción casi horizontal bajo su red. Otro grupo de trabajo en 1985 (Dorbath et.al., 1986), extiende las observaciones hacia el Este de la zona Subandina (piedemonte Amazónico), y éste mismo trabajo lo continua hacia el oeste en 1986, en la región costera del Perú Central. Usando los datos de 1980, 1985 y 1986, para el Peru Central, Lindo et al., (1992), establece que la geometría de la zona Wadati-Benioff es continua y uniforme, con un ángulo de 30° hasta una profundidad de 100 km, cambiando luego a subhorizontal. La sismicidad cortical es asociada con fallas inversas de la región Subandina.

La forma de la Placa de Nazca subducida a través de contornos de profundidad es mostrada por Cahill et al. (1992) para el centro de la zona Wadati-Benioff (Fig. II.10), usando eventos tele sísmicos (ISC y PDE) y proporcionando a detalle dos agudas flexiones de la placa, una debajo de el Sur del Perú cerca a los 15° S (Fig. II.12) y otra en Chile Central cerca a los 33° S, con geometrías de transición de plana a un buzamiento de 30° .

La complejidad de la zona Wadati-Benioff se refleja, tanto en su geometría como en su estado de esfuerzos, debido a que cambia (en rumbo) su buzamiento y la distribución de esfuerzos intraplaca. Además hay una interrupción de sismicidad entre 300 a los 525 km de profundidad, apareciendo de nuevo hasta los 625 km.

La interacción de las dorsales asísmicas puede ser responsable para las variaciones en el ángulo de buzamiento de la descendente placa oceánica en zonas de subducción sean debidas a una combinación de: (1) razón de convergencia, (2) razón de movimiento absoluto de la placa superior, y (3) edad de la placa descendente, controlando así el tectonismo superficial (Pilger, 1981). La hipótesis de la transformación de la corteza oceánica a eclogita mas densa refuerza el efecto gravitacional (Ahrens y Schubert, 1975).

II.4.2.- Mecanismos Focales y Estado de Esfuerzos.

Los mecanismos focales especialmente de eventos de profundidades intermedias y profundas han sido investigados para el Sur de Colombia, Ecuador, Perú y Chile (Stauder, 1975; Grange et al., 1984; Lay et al., 1989; Dewey y Lamb, 1992).

Usando arribos de ondas telesísmicas P y S y soluciones de plano de falla, Isacks y Molnar (1971) y Stauder (1973; 1975) sugieren una tendencia (no muy clara) para un esfuerzo de tensión buzando abajo, pero no explican los complejos procesos que se dan en la zona Wadati-Benioff.

Hasegawa y Sacks (1981) expanden los datos de Stauder (1975) y usan los mecanismos focales de arribos telesísmicos de ondas P para demostrar que los ejes de tensión (T) permanecen esencialmente perpendicular a la trinchera y como guía de los esfuerzos en la zona de profundidad intermedia.

Detalles en los alrededores de la contorsión a partir de los mecanismos focales de microsismos, Grange et al. (1984), indican que desde 40 a 100 km de profundidad los mecanismos varían grandemente sin establecer alguna clara relación con la subducción. Por el contrario, los eventos más profundos a los 100 km de profundidad, muestran los ejes de tensión (T) generalmente perpendicular a las isocurvas de profundidad.

Los esfuerzos dominantes en el interior de la placa de Nazca en el Suroeste del Perú fueron estudiados por Schneider y Sacks (1987) analizando los esfuerzos de mecanismos focales compuestos de eventos bien localizados, (25 km de radio de esferas focales compuestas, en cada punto de una malla bidimensional), en una región de 200 a 350 km incluyendo la contorsión y debajo de los 100 km de profundidad. Encontrán que los ejes T de tensión señalan y se orientan hacia la contorsión a profundidades intermedias.

Dalmayrac (1974) reporta fallas normales activas paralelas sobre la Cordillera Blanca. La neotectónica en el Sur del Perú, muestra una componente predominante extensiva (Mercier, 1981). Suárez et. al. (1983) reporta eventos de corteza intracontinental con ejes de Compresión con dirección E-W. Como resultado de esto, sugiere un engrosamiento de la corteza resultante de un acortamiento cortical importante.

Segun Mercier (1992), basado en el estudio de la cinemática de fallas, existen tres regímenes tectónicos:

- (1) uno extensional Pliocénico, caracterizado por dos tendencias E-W y NE-SW en los Altos Andes, el Pacífico y posiblemente las tierras bajas subandinas, y direcciones extensionales E-W y NE-SW actuando en el Mioceno en el Norte del Perú.
- (2) la tectónica en el Plioceno superior a el Pleistoceno inferior, es compresional en todos los Andes. La mayoría son compresionales E-W, con ciertas fallas de compresión de tendencia N-S.
- (3) los esfuerzos para el Pleistoceno medio al presente son de compresión E-W en los sub-Andes y en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica, y por una tensión N-S en los Altos Andes y las tierras costeras del Pacífico.

Resumiendo, el vacío volcánico, la interacción de la dorsal de Nazca, la subducción de bajo ángulo, y por otro lado, la localización de segmentos donde hay sismicidad profunda, tienen consistencia con las dataciones de rocas volcánicas y reconstrucciones de placa. Queda evidenciada la hipótesis de la interacción placa-dorsal, como decisiva para la formación de los segmentos de bajo y alto ángulo en la zona de transición de la placa descendente con un característico estilo tectónico en el suroeste del Perú.

FIGURAS

Fig. II.1.- La Placa de Nazca con sus zonas de fractura, centros de expansión activos (dorsales) y centros de expansión fósiles. La flecha señala la dirección de convergencia de las placas de Nazca y América del Sur al nivel de la zona de estudio. Tomado de Mammerickx et al., 1980.

Fig. II.2.- Configuración de la deformación de la Cadena de los Andes. Contornos topográficos cada 2000 m. Los triángulos negros indican volcanes. En líneas gruesas isopropfundidades de la placa subducida. Edad de litósfera oceánica con 1- Cuaternaria, 2- Pliocena, 3- Miocena, 4- Oligocena, 5- Eocena, 6- Paleocena. Las flechas indica la dirección de deslizamiento de la Placa de Nazca respecto a la Sudamericana. Tomado de Dewey et al. 1992.

Fig. II.3.- Esquema de las unidades fisiográficas del Sur del Perú. Tomado de Giesecke et al., 1989.

Fig. II.4.- Rotación de los Andes indicada por las amplitudes de las rotaciones inferida de datos paleomagnéticos. Tomado de Macedo et al., 1992.

Fig. II.5.- Volcanes de actividad eruptiva histórica en el Suroeste del Perú y en las cercanías de la ciudad de Arequipa. Tomado de Giesecke et al., 1989.

Fig. II.6.- Estructura de la corteza y manto superior propuesta por James (1971) para el Sur del Perú y en Bolivia.

Fig. II.7.- Estructura de la corteza propuesta por Ocola y Meyer (1973) para el Sur del Perú.

Fig. II.8.- Isopropfundidades a el tope de la zona de Wadati-Benioff basadas de los datos de una red sísmica local. Los tres letras indican la ubicación de las estaciones usadas. Tomado de Boyd et al., 1984.

Fig. II.9.- Epicentros y isolineas de profundidad de la placa subducida. Triángulos blancos son volcanes activos, triángulos negros son volcanes inactivos. La flecha indica la dirección de movimiento relativo entre las placas de Nazca y Sudamérica. Tomado de Grange et al., 1984

Fig. II.10.- Contornos de profundidad al centro de la zona Wadati-Benioff de la subducida Placa de Nazca. (a) Las cruces son epicentros de eventos telesísmicos (b) Los triángulos negros son centros volcánicos jóvenes. Tomado de Cahill y Isacks, 1992.

Fig. II.11.- Modelo esquemático de la descendente Placa de Nazca inferida de sismicidad local en el cambio de buzamiento de cercanamente horizontal a buzamiento más abrupto. Tomado de Hasewaga y Sacks, 1981.

Fig. II.12.- Modelo tridimensional del Suroeste de la placa subducida entre 12° S y 20° S versus la profundidad. Tomado de Cahill y Isacks, 1992.

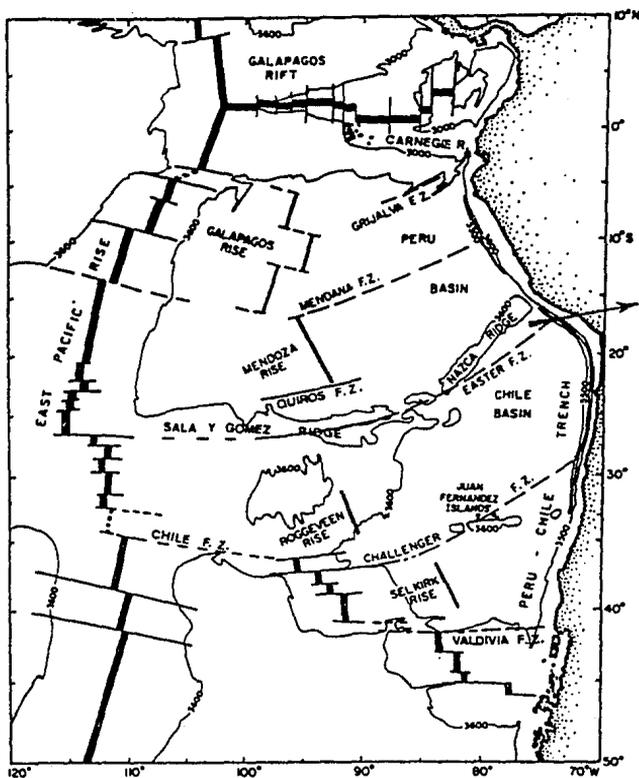


Fig. II.1.- La Placa de Nazca con sus zonas de fractura, centros de expansión activos (dorsales) y centros de expansión fósiles. La flecha señala la dirección de convergencia de las placas de Nazca y América del Sur al nivel de la zona de estudio. Tomado de Mammerickx et al., 1980.

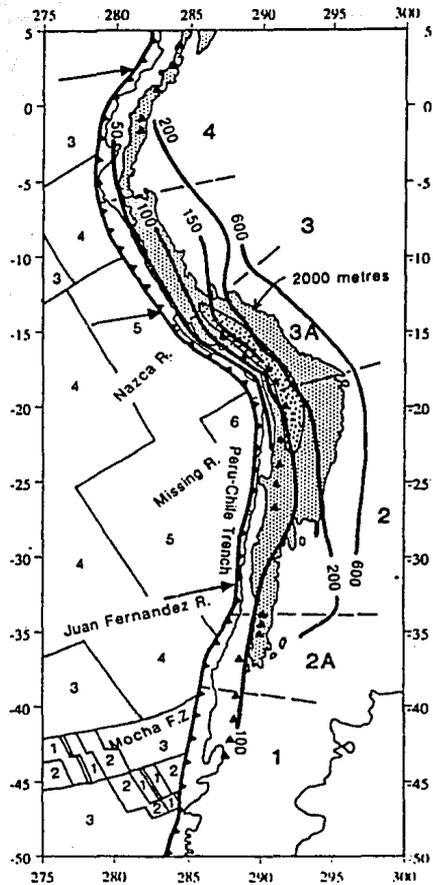


Fig. II.2.- Configuración de la deformación de la Cadena de los Andes. Contornos topográficos cada 2000 m. Los triángulos negros indican volcanes. En líneas gruesas isopropfundidades de la placa subducida. Edad de litósfera oceánica con 1- Cuaternaria, 2- Pliocena, 3- Miocena, 4- Oligocena, 5- Eocena, 6- Paleoceno. Las flechas indica la dirección de deslizamiento de la Placa de Nazca respecto a la Sudamericana. Tomado de Dewey et al. 1992.

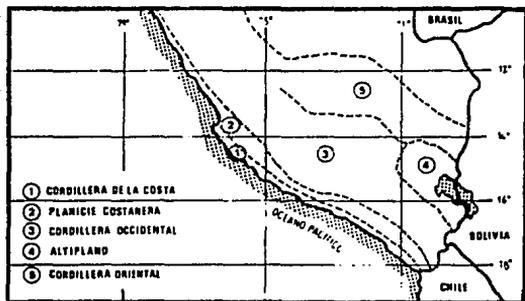


Fig. II.3.- Esquema de las unidades fisiográficas del Sur del Perú. Tomado de Giesecke et al., 1989.

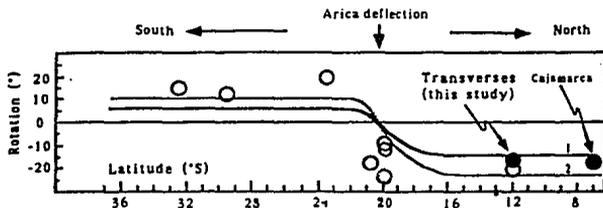


Fig. II.4.- Rotación de los Andes indicada por las amplitudes de las rotaciones inferida de datos paleomagnéticos. Tomado de Macedo et al., 1992.



Fig. II.5.- Volcanes de actividad eruptiva histórica en el Suroeste del Perú y en las cercanías de la ciudad de Arequipa. Tomado de Giesecke et al., 1989.

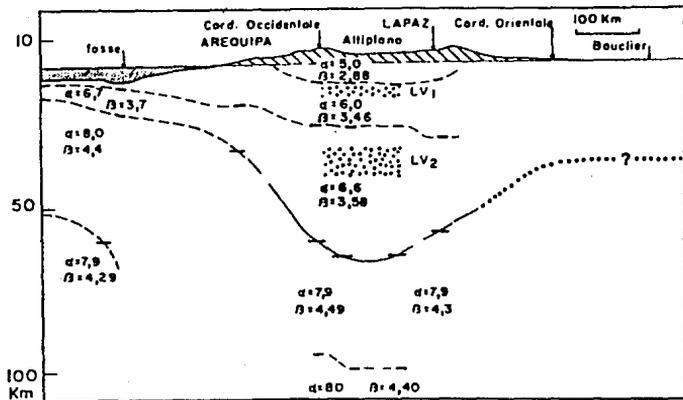


Fig. II.6.- Estructura de la corteza y manto superior propuesta por James (1971) para el Sur del Perú y en Bolivia.

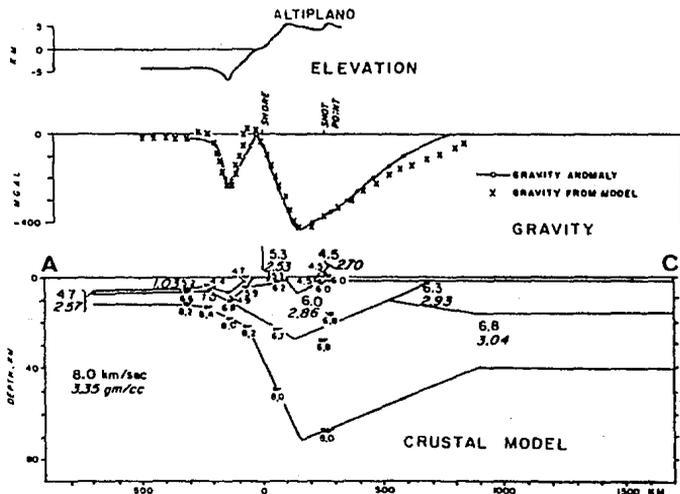


Fig. II.7.- Estructura de la corteza propuesta por Ocola y Meyer (1973) para el Sur del Perú.

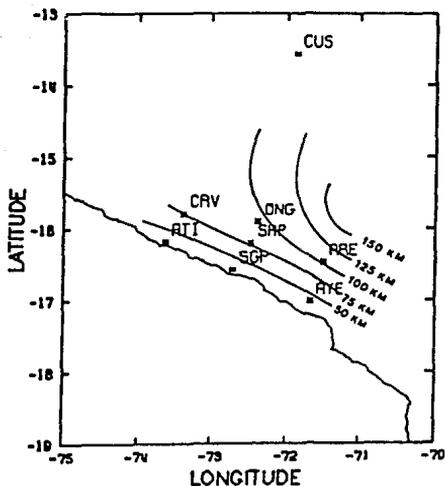


Fig. II.8.- Isopropundidades a el tope de la zona de Wadati-Benioff basadas de los datos de una red sísmica local. Los tres letras indican la ubicación de las estaciones usadas. Tomado de Boyd et al., 1984.

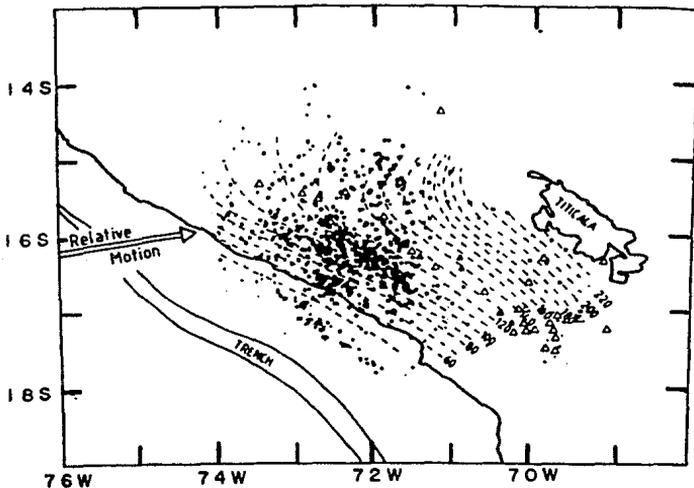


Fig. II.9.- Epicentros y isobatas de profundidad de la placa subducida. Triángulos blancos son volcanes activos, triángulos negros son volcanes inactivos. La flecha indica la dirección de movimiento relativo entre las placas de Nazca y Sudamérica. Tomado de Grange et al., 1984

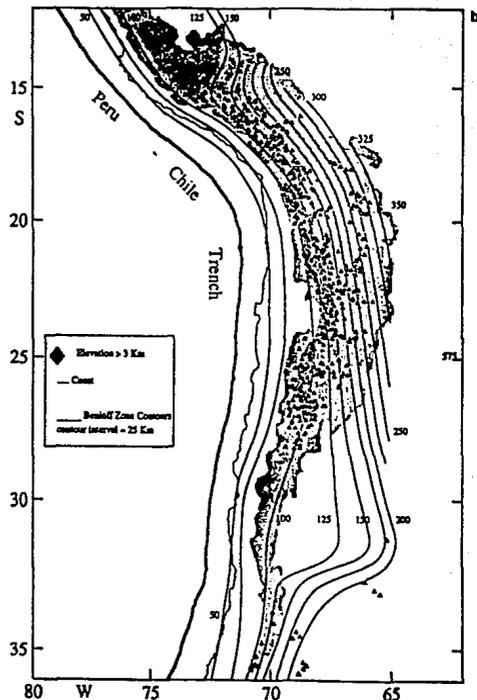
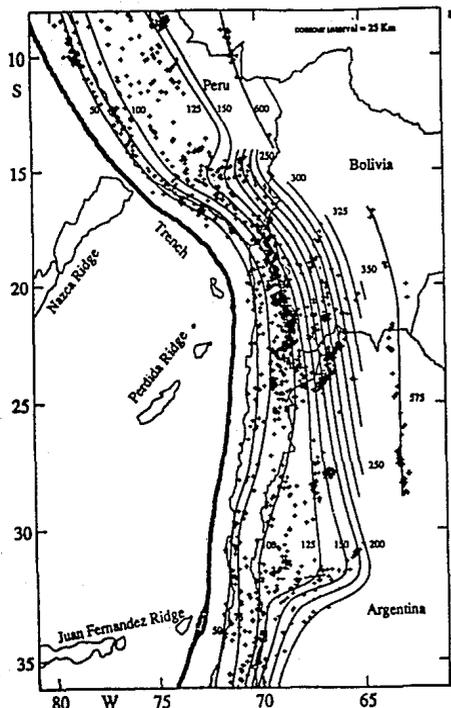


Fig. 11.10.- Contornos de profundidad al centro de la zona Wadati-Benioff de la subducida Placa de Nazca. (a) Las cruces son epicentros de eventos telismicos (b) Los triángulos negros son centros volcánicos jóvenes. Tomado de Cahill y Isacks, 1992.

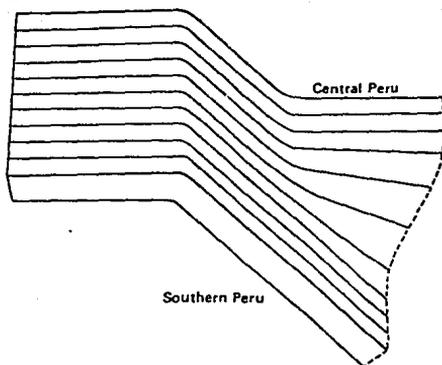


Fig. II.11.- Modelo esquemático de la descendente Placa de Nazca inferida de sismicidad local en el cambio de buzamiento de cercanamente horizontal a buzamiento más abrupto. Tomado de Hasewaga y Sacks, 1981.

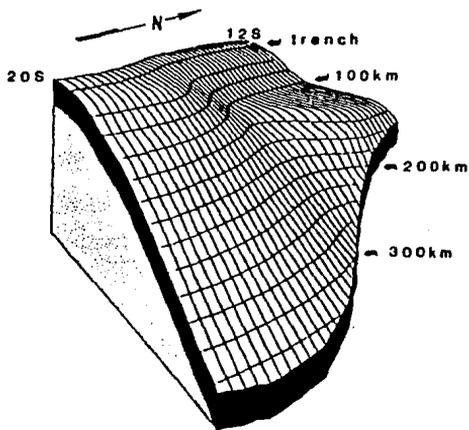


Fig. II.12.- Modelo tridimensional del Suroeste de la placa subducida entre 12° S y 20° S versus la profundidad. Tomado de Cahill y Isacks, 1992.

III.- MODELACION DE ONDAS P Y SH

Este estudio comprende la inversión de las ondas de volumen con el programa BWIDC84 (Body Wave Inversion Double Couple) de Nábelek (1984). En el suroeste del Perú la ocurrencia de sismos importantes ha motivado a analizarlos para conocer a detalle su caracter sismotectónico. Por su ubicación esta zona no posee una buena cobertura azimutal de estaciones y pocos registros de "periodo largo" a una distribución epicentral entre 30° y 90°. Sin embargo, los eventos se analizaron por su magnitud mayor, por su ubicación espacio-temporal, cubriendo el área de este estudio y considerando la disponibilidad de los sismogramas analógicos o digitales. Los parámetros obtenidos de la modelación llenan un vacío de datos de algunos eventos, mejoran la calidad de los resultados y permiten hacer interpretaciones tectónicas.

III.1.- Selección de los Sismos y Estaciones.

El área de estudio está delimitada por el rectángulo mostrado en la Figura III.1. Esta área está sobre la zona de la contorsión en la placa de Nazca reportada por Grange (1984), que refleja la sismicidad de profundidad intermedia.

Los eventos seleccionados (ver Tabla 2), corresponden a aquellos con magnitud superior a 5.5 (m_b) (Fig. III.1). Cabe aclarar que no todos los eventos ocurridos en el área de estudio se usaron para modelarlos. Se descartan los sismos costeros por tener una profundidad superficial o muy somera. Otra razón fué que ya existían publicados en la literatura eventos con mecanismo focal a partir de datos locales y telesísmicos. Por otro lado, sólo se cubrió los sismos de 1964 a 1984, pues registraban las señales de "periodo largo" en las fechas de los eventos en un número suficiente de estaciones de la red WWSSN (World-Wide Standardized Seismograph Network) y en la red GDSN (Global Digital Seismological Network).

TABLA 2
LISTA DE SISMOS SELECCIONADOS EN EL SUROESTE DEL PERU
PARA MAGNITUDES IGUAL O MAYOR A 5.5

FECHA (d-m-a)	AGENCIA	To (h -m- s)	LAT. S. (grados)	LON. W. (grados)	H (km)	MAGNITUD. (m _b) (m _s)	
11-08-68	uscgs	02-41-52.8	-15.5	-74.0	91	5.6	
	isc	02-41-52.9	-15.18	-73.93	94	5.7	
28-07-73	isc	22-18-15.1	-16.03	-71.26	110	5.6	
	neis	22-18-14.9	-16.1	-71.3	110	5.7	
31-12-77	isc	07-53-13.9	-15.37	-71.71	125	6.0	
	neis	07-53-18.0	-15.3	-71.7	158	5.9	
16-02-79	isc	10-08-51.9	-16.52	-72.6	42	6.2	6.9
	neis	10-08-53.4	-16.4	-72.7	53	6.2	6.9
18-06-84	isc	11-20-15.5	-15.66	-72.45	95	5.8	
	neis	11-20-17.9	-15.7	-72.5	117	5.8	
	hrvd	11-20-26.1	-15.77	-72.66	131		

donde:

To = Tiempo origen
isc = Center International of Seismology
neis = National Earthquake Information Service
uscgs = U.S. Center Geologic Service
hrvd = Harvard University

III.2.- Método.

Las ondas de volumen telesísmicas (P y SH) fueron simultáneamente invertidas, para obtener el mecanismo focal, profundidad, momento sísmico y la función de la fuente sísmica, usando mínimos cuadrados según el método de Nabelek (1984; 1985). Solo los datos de periodos largos fueron estudiados en las estaciones que registraron claramente para cada uno de los cinco eventos. El juego de datos consiste principalmente de sísmogramas de periodo largo de la Red Sísmica Global Digital (GDSN) para el caso del evento de 1984, a un intervalo de muestreo de 1 muestra/seg. Para los 4 eventos restantes son periodo largo de la Red Estándar Mundial de Sismógrafos (WWSSN). Los datos de P y SH fueron restringidos entre las distancias epicentrales de 30 a 90 grados, para evitar efectos de triplicaciones en el manto superior a una distancia epicentral menor a 30° y ondas difractadas.

El programa BWIDC84 (Body Wave Inversion program for Double-Couple, 1984) de Nabelek (1984; 1985), permite la inversión simultánea de las ondas de volumen a distancias telesísmicas. Este método puede invertir por fuentes múltiples simultáneamente para mecanismo focal, profundidad del centroide, y la función de tiempo para cada fuente y resolver su separación en tiempo, distancia, y azimuth entre las fuentes. Pueden usarse fuentes puntuales o lineales. Cada fuente es el dibujo de triángulos isósceles elementales traslapados (Fig. III.2).

Los tiempos de arribos de las ondas P y S son tomados del "periodo corto". Los tiempos de arribo de las ondas P en cada estación son importantes, ya que trabaja con tiempos calculados según Tablas Teóricas y su respectivo "atraso" es determinado para el evento impulsivo, de arribos calculados de un modelo de Tierra (Herrin, 1968), y de las lecturas de arribos reportadas por el ISC (International Seismological Centre Bulletin). Se hace lo equivalente con el arribo de la onda S. Adicionalmente, se ha calculado los tiempos de arribo de varias fases usando el programa TTIM de IASPEI, tales como P, pP, sP, etc, S, pS, sS, etc., a partir del Tiempo Origen (T.O.) para cada distancia epicentral de cada estación y a la profundidad del evento.

III.2.- Método.

Las ondas de volumen telesísmicas (P y SH) fueron simultáneamente invertidas, para obtener el mecanismo focal, profundidad, momento sísmico y la función de la fuente sísmica, usando mínimos cuadrados según el método de Nabelek (1984; 1985). Solo los datos de periodos largos fueron estudiados en las estaciones que registraron claramente para cada uno de los cinco eventos. El juego de datos consiste principalmente de sismogramas de periodo largo de la Red Sísmica Global Digital (GDSN) para el caso del evento de 1984, a un intervalo de muestreo de 1 muestra/seg. Para los 4 eventos restantes son periodo largo de la Red Estándar Mundial de Sismógrafos (WWSSN). Los datos de P y SH fueron restringidos entre las distancias epicentrales de 30 a 90 grados, para evitar efectos de triplicaciones en el manto superior a una distancia epicentral menor a 30° y ondas difractadas.

El programa BWIDC84 (Body Wave Inversion program for Double-Couple, 1984) de Nabelek (1984; 1985), permite la inversión simultánea de las ondas de volumen a distancias telesísmicas. Este método puede invertir por fuentes múltiples simultáneamente para mecanismo focal, profundidad del centroide, y la función de tiempo para cada fuente y resolver su separación en tiempo, distancia, y azimuth entre las fuentes. Pueden usarse fuentes puntuales o lineales. Cada fuente es el dibujo de triángulos isóceles elementales traslapados (Fig. III.2).

Los tiempos de arribos de las ondas P y S son tomados del "periodo corto". Los tiempos de arribo de las ondas P en cada estación son importantes, ya que trabaja con tiempos calculados según Tablas Teóricas y su respectivo "atraso" es determinado para el evento impulsivo, de arribos calculados de un modelo de Tierra (Herrin, 1968), y de las lecturas de arribos reportadas por el ISC (International Seismological Centre Bulletin). Se hace lo equivalente con el arribo de la onda S. Adicionalmente, se ha calculado los tiempos de arribo de varias fases usando el programa TTIM de IASPEI, tales como P, pP, sP, etc, S, pS, sS, etc., a partir del Tiempo Origen (T.O.) para cada distancia epicentral de cada estación y a la profundidad del evento.

El programa BWIDC84, funciona principalmente con tres archivos de entrada: (1) el conjunto de datos muestreados de cada estación, (2) la estructura de velocidades de la corteza de la fuente y del receptor, y (3) un archivo de control (de las estaciones) de cada uno de los parámetros usados. El modelo de corteza puede ser simplemente una estructura de una capa (un semiespacio) hasta un modelo con varias capas.

Los sismogramas teóricos para una fuente puntual con una corteza estratificada son calculados usando los procesos desarrollados por Langston y Helmberger (1975) y Bouchon (1976). La función de la fuente, la cual puede tener dependencia arbitraria en el tiempo (Nabelek, 1984; 1985), es convolucionada con la resultante serie de pulsos para determinar la forma final de los sismogramas sintéticos (Nabelek, 1987). Usando la idea de un sistema lineal, el sismograma generado $s(t)$ puede ser escrito como:

$$s(t) = x(t) * q(t) * e(t) * i(t)$$

donde $x(t)$ es el pulso de onda emitido por la fuente, $e(t)$ es un operador representando los efectos de la estructura de la tierra, $i(t)$ es la respuesta impulsiva del sismómetro, y $q(t)$ es un operador describiendo la atenuación de la energía sísmica en la tierra. En la Figura III.3, se esquematiza los rayos generados.

En la práctica se realiza un sistemático análisis para encontrar la mejor solución, asumiendo que la función de la fuente con una dada duración, esté basada de acuerdo al comportamiento de la forma de onda. Para la modelación se usó una serie de funciones de tiempo triangulares que se traslapan principalmente con un "rise time" (tiempo de subida máximo) de 1 seg (Fig. III.2). El "rise time" se define como el tiempo en seg. del proceso de fallamiento de un punto del plano de falla.

Los sismogramas sintéticos se forman a partir de los sismogramas elementales los cuales al poseer un retraso en tiempo segun el arribo de la fase en cuestión a cada estación, se le va añadiendo ese valor, y formar una forma de onda de acuerdo al tipo de onda (P y SH). Dependiendo de los parámetros y del modelo de estructura usado por medio de procesos inversos iterativos, se encuentra los parámetros del evento modelado (mecanismo focal de la fuente, momento sísmico, y la forma de la función tiempo fuente).

La mejor estimación de los parámetros de la fuente es obtenido minimizando simultáneamente los cuadrados de los residuales entre los sismogramas observados y los teóricos o las diferencias entre los parámetros de un modelo a priori y el modelo de mejor ajuste (Nabelek, 1985).

Las restricciones básicas que se pueden hacer para resolver una solución adecuada en el menor tiempo de calculo y con la mejor convergencia de la solución son: (a) la distribución de pesos a cada estación atribuidas en el archivo 3, (b) una función tiempo fuente positiva, y (c) longitud de ventana de inversión.

III.3.- Preparación de los Datos.

Para la inversión se usó los sismogramas de las siguientes fuentes (debido a las fechas de los sismos):

- Sismogramas analógicos de la red WWSSN, tomadas de las oficinas del NEIC en Denver, Colorado, U.S.A., para los eventos 1968, 1973, 1977 y 1979 (ver Tabla 2).

- Sismogramas digitales publicados por el NEIC en disco compacto conteniendo estaciones de diferentes redes digitales, para el evento de 1984 (ver Tabla 2) de los archivos de C.D. del Departamento de Sismología - Instituto de Geofísica de la UNAM.

Cada estación cuenta con su valor de magnificación (el programa BWIDC84 normaliza la inversión a el valor de 1500 y a una distancia epicentral de 40 grados). Al digitalizar los sismogramas analógicos usando un digitalizador óptico, se remuestrearon posteriormente a 0.5 muestras/seg., mientras que los sismogramas digitales ya poseen un intervalo de muestreo de 1 muestra/seg.

Con el fin de eliminar ruido de periodo largo del registro sísmico analógico, se usa un filtro Butterworth pasa-alto de tres polos y fase cero, a un periodo de corte de 60 seg. Una rotación (con el programa ROTATE) de las ondas S (componentes NS y EW) se realiza escogiendo la onda transversal es decir la SH.

La estructura de capas de semiespacio es la más simple y con rápido tiempo de computo de la inversión. Se usaron una capa con velocidad de 6.6 km/s para la onda P, un coeficiente de Poisson de 0.25 y una densidad de 3.3 g/cm³. La técnica de Nabelek usa el valor de la atenuación anelástica t^* de 1 seg. para las ondas P y de 4 seg. para las ondas SH.

Debido a la carencia de estaciones sismológicas en el hemisferio sur, a la zona de estudio le falta cobertura azimutal de estaciones hacia el sur del Océano Pacífico, siendo en mayor número las estaciones estadounidenses, canadienses, y las europeas. Otra dificultad encontrada aunque no en todos los eventos es no encontrar buenas señales sísmicas debido a fallas técnicas o instrumentales pese a que si estaban dentro de la distancia epicentral aceptable de P directa, y además las estaciones disponibles no cubrían los 4 cuadrantes alternadamente de compresión y dilatación, dificultando la modelación al faltar un control azimutal.

III.4.- Sismo del 11-agosto-1968.

III.4.1.- Ubicación y Datos.

Este evento con $T_0 = 2h 41.88m$ fué localizado a una profundidad de 94 km por el ISC y con $m_b = 5.6$ (Fig. III.1). La diferencia de localización epicentral no varia mucho respecto al USCGS siendo de casi 0.1 de grado, y la profundidad de 91 km (Tabla 2 y Figura III.4). Por la época en que se registró no se dispone de otras determinaciones o datos paramétricos de la fuente, ni mecanismo focal.

La ubicación epicentral de éste evento está dentro de la cadena de volcanes de la Cordillera Occidental del Sur del Perú, en el distrito de Parinacochas y al extremo oeste de la Laguna de Parinacochas (alrededor de 25 km de distancia) y cerca a 50 km en el extremo noroeste del Nevado Sara Sara (Fig III.5).

Para la modelación por Nabelek (1984; 1985) se usaron las ondas de periodo largo de P y SH de la red analógica WWSSN. En la Tabla 3 se muestran las estaciones y las fases empleadas en la inversión.

TABLE 3.
ESTACIONES SISMOLOGICAS USADAS PARA EL SISMO 11-08-1968

ESTACION	AZIMUT (grados)	DELTA (grados)	FASES	INSTRUMENTO
1. BEC	10.5	48.5	P,SH	WWSSN
2. SJG	13.3	34.0	P,SH	WWSSN
3. VAL	33.8	86.5	P,SH	WWSSN
4. PDA	39.2	69.5	P	WWSSN
5. PTO	43.8	82.3	P	WWSSN
6. SDB	103.7	83.8	P	WWSSN
7. SPA	180.0	74.9	SH	WWSSN
8. BKS	320.9	69.6	P,SH	WWSSN
9. ALQ	328.9	58.6	P,SH	WWSSN
10. BLA	353.5	52.5	SH	WWSSN

DELTA = distancia epicentral.

III.4.2.- Inversión.

Se tomó como parámetros base para la inversión los datos del ISC. El valor del momento sísmico se le considera sin restricciones para que de esta manera llene las amplitudes de la forma de onda modelada. Al inicio se eligen solo las ondas P, luego de alcanzar un buen ajuste se agregan las ondas SH para adecuarlas a sus cuadrantes de compresión o dilatación y así encontrar un mejor mecanismo focal controlado por ambas fases. Se prescribe un mecanismo focal inicial pero se liberaba, de tal manera que el programa hace los cálculos sin ninguna restricción, encontrándose así la mejor solución. Los pesos asignados a cada estación nos permite encontrar una solución que converja más adecuadamente.

III.4.3.- Análisis. (Fig. III.6).

Un agrupamiento de estaciones mostrando únicamente dilataciones, nos permite comprobar la polaridad y como se encuentran dentro de la parte central del cuadrante de dilatación, es claro el inicio de la forma de onda de P. Un segundo gran pulso alrededor de los 40 a 50 segundos posterior a la P, es la llegada de una fase de profundidad reconocida como la pP (reflexión cercana desde la fuente a la superficie), siendo de esa manera una buena determinación de la profundidad. De igual manera se observa sobre la onda S. Este ajuste de llegadas de fases nos permite certificar que la modelación es la correcta.

Cualquier variación en la forma de onda, por ejemplo, entre el inicio de la fase P y el inicio de la fase pP es consecuencia de alteraciones de registro, es decir de ruido.

El mecanismo focal modelado corresponde al tipo tensional con rumbo, buzamiento y deslizamiento (ϕ , δ , λ) de 358, 50 y -80 respectivamente, a 96 km de profundidad y momento sísmico $M_0=3.47E18$ N²m.

III.5.- Sismo del 28-julio-1973.

III.5.1.- Ubicación y Datos.

La ubicación epicentral está al extremo noreste de la ciudad de Arequipa (cerca de 24 km de distancia) y al noreste del volcán Misti. (Fig III.5). Determinado por el ISC (To- 22h 18.25m) a 110 km de profundidad y m_b -5.6 (Fig. III.1). Este evento fue sentido en la ciudad de Arequipa con una intensidad de IV MM. El NEIS reporta similares datos (ver Tabla 2 y Figura III.4). No existen datos publicados de los parámetros sísmicos de momento sísmico y mecanismo focal.

Las estaciones usadas son listadas a continuación en la Tabla 4.

TABLA 4.
ESTACIONES SISMOLOGICAS USADAS PARA EL SISMO 28-07-1973

ESTACION	AZIMUT (grados)	DELTA (grados)	FASES	INSTRUMENTO
1. BEC	7.4	48.5	P,SH	WSSN
2. SJG	8.6	34.0	P,SH	WSSN
3. PTO	42.8	81.2	P	WSSN
4. TOL	45.5	83.6	P,SH	WSSN
5. WIN	111.3	82.5	SH	WSSN
6. GRM	123.9	87.7	SH	WSSN
7. BKS	319.7	71.9	P,SH	WSSN
8. TUC	320.0	61.2	P,SH	WSSN
9. ALQ	327.1	60.7	P,SH	WSSN
10. JCT	329.2	53.8	P,SH	WSSN
11. SHA	340.7	49.2	SH	WSSN
12. AAM	349.3	59.2	P	WSSN

DELTA = distancia epicentral.

III.5.2.- Inversión.

Tal como en el caso anterior se usaron los datos publicados por el boletín del ISC, donde reporta la profundidad, y tiempos de P y S. Igualmente las polaridades son leídas para determinar una aproximación del rumbo,

buzamiento de un plano y consecuentemente del segundo plano y el valor del ángulo de deslizamiento. Este mecanismo es restringido, es decir que se considera fijo para los cálculos de inversión. En un proceso de encontrar un mejor mecanismo focal que ajuste a los datos observados se efectúan las variaciones del mecanismo, viendo si la forma de onda de las estaciones son nodales o netamente de compresión o de dilatación.

III.5.3.- Análisis. (Fig. III.7).

Al ser un evento de profundidad intermedia la separación en tiempo de la llegada de una clara y fuerte fase pP entre los 40 y 45 seg posterior al arribo de la onda P. La forma de onda inicial es claramente compresional en casi todas las estaciones. La ausencia de estaciones representativas en el Sur de la esfera focal se debe a la falta de estaciones reportando este evento o su poca clara impresión. Para las ondas SH, las fases de profundidad son modeladas, asimismo el agrupamiento cercano de estaciones sobre la esfera focal ayuda a ver la forma de onda, que al ser muy similares facilita a una mejor modelación de onda. Además, se diferencian en dos cuadrantes, que nos permiten definir un buen control de los planos del mecanismo, por la modelación a cada una de las polaridades de las ondas P y SH.

El mecanismo focal inverso encontrado en la modelación posee rumbo, buzamiento y deslizamiento (ϕ° , δ° , λ°) de 193, 31.2 y 3.0 respectivamente, a una profundidad de 117.95 km y con momento sísmico $M_0=1.08E18$ N²m.

III.6.- Sismo del 31-diciembre-1977.

III.6.1.- Ubicación y Datos.

Este evento ubicado epicentralmente sobre el Distrito de Caylloma. Departamento de Arequipa, muy cerca y al norte de los Nevados Colluncuya (5556 m.s.n.m.) y Choquecorao (Fig III.5). El ISC lo reporta (To-7h 53.23m) a una profundidad de 125 km y con una magnitud $m_b=6.0$ (Fig. III.1). La ubicación del NEIS es muy similar (ver Tabla 2 y Figura III.4). Fue sentido en la

ciudad de Arequipa (la segunda ciudad de importancia nacional) con la intensidad M.M. de IV.

Los datos de las estaciones utilizadas en la inversión se listan en la Tabla 5.

TABLE 5.
ESTACIONES SISMOLOGICAS USADAS PARA EL SISMO 31-12-1977

ESTACION	AZIMUT (grados)	DELTA (grados)	FASES	INSTRUMENTO
1. BEC	8.0	48.0	P, SH	WWSSN
2. SJG	9.6	33.7	P, SH	WWSSN
3. TOL	45.8	83.5	P, SH	WWSSN
4. MAL	48.5	81.8	P	WWSSN
5. SPA	180.0	74.7	P	WWSSN
6. SBA	190.5	81.3	P, SH	WWSSN
7. BKS	319.8	71.1	SH	WWSSN
8. SHA	341.0	48.5	P, SH	WWSSN
9. FVM	342.3	55.9	P, SH	WWSSN

DELTA = distancia epicentral.

III.6.2.- Inversión.

Un mecanismo focal inicial a partir de las polaridades reportadas por el ISC y las que se tienen de los sismogramas observados para la modelación. Un mecanismo elegido como base se considera fijo en la iteración de la inversión, el cual se puede ir modificando hasta encontrar un buen mecanismo focal que refleje la forma de onda de la principales fases como es la pP (con arribo posterior a la onda P) y sS (con arribo posterior a la onda S). Estas fases de profundidad modeladas nos ayudan a comprender que el mecanismo e inversión efectuado es la acertada y una buena profundidad, deducida de la diferencia de fases arriba mencionadas.

III.6.3.- Análisis. (Fig. III.8)

Algunos problemas de ruido en la señal es consecuencia de que éste evento fué registrado a tales distancia telesísmicas con bajas amplitudes, que al ser digitalizadas se resalta el ruido de fondo de frecuencia más alta. Siendo algunas estaciones nodales, éstas son enmascaradas por el ruido, ya que la señal es debil, no obstante es notorio la forma de onda de las fases de profundidad conspicuas posteriores a los 50 segundos después del arribo de la onda P como de la onda S. Un cierto caracter impulsivo al inicio del evento para todas las estaciones, es el reflejo de la profundidad del evento, siendo éste el más profundo dentro de los eventos escogidos de profundidad intermedia (Tabla 11).

El mecanismo focal corresponde al tipo tensional con rumbo, buzamiento y deslizamiento ($\phi^\circ, \delta^\circ, \lambda^\circ$) de 328.7, 76.1 y -119.9 respectivamente, a 132.19 km de profundidad y momento sísmico $M_0=6.54E18$ N*m. El mecanismo focal CMT (HARVARD) $\phi^\circ, \delta^\circ, \lambda^\circ$ es 224, 28, -7 respectivamente con $M_0= 2.15E18$ N*m. El otro plano principal CMT de $\phi^\circ, \delta^\circ, \lambda^\circ$ es 319, 87, -118 respectivamente, que tiene una similitud con el mecanismo CMT (Fig. III.9).

III.7.- Sismo del 16-febrero-1979.

III.7.1.- Ubicación y Datos.

Este es el sismo más fuerte de los eventos ocurridos en el Suroeste del Perú, en los tiempos recientes instrumentales, desde la instrumentación de la red WWSSN, dentro del rectángulo de éste trabajo. El sismo ocurrió en la zona de transición y contorsión de la Placa de Nazca. Epicentralmente éste evento se ubica sobre las estribaciones andinas costeras en el Distrito de Camaná, Departamento de Arequipa (Fig. III.5).

El boletín del ISC lo reporta a una profundidad de 42 km para un $T_0=10h$ 8.86m y $m_b=6.2$, $M_s=6.9$ (Fig. III.1). Las perdidas de vidas fué de 18. La réplica más grande ocurre con $T_0=22h$ 18.86m, ese mismo día, a una profundidad de 55 km, con $m_b=5.6$ (Boletín del ISC). Sentido con la intensidad de IV MM (escala

Modificada de Mercalli) en la ciudad de Arequipa. EL NEIS lo ubica 17 km al noroeste del epicentro del ISC (ver Tabla 2 y Figura III.4). Las estaciones empleadas en la modelación de las ondas P y SH se describen en la Tabla 6.

III.7.2.- Inversión.

Existe publicado por HARVARD, el mecanismo focal, que sirve de base para iniciar la inversión con las pocas estaciones disponibles para este evento. En las primeras iteraciones la profundidad inicial usada es la que publica el ISC. La restricción de una fuente positiva y la separación en subeventos con los parámetros usados, nos permite usar ya no una, sino dos fuentes puntuales, con el respectivo atraso en tiempo de la segunda fuente puntual sin variar el mecanismo inicial. Es decir, se considera el mismo punto y proceso de ruptura. Esto se hace con el propósito de modelar las últimas partes de la forma de onda del sismograma observado sobre la ventana de inversión.

TABLA 6.
ESTACIONES SISMOLOGICAS USADAS PARA EL SISMO 16-02-1979

ESTACION	AZIMUT (grados)	DELTA (grados)	FASES	INSTRUMENTO
1. SJG	10.7	31.1	P	WWSSN
2. GRM	124.2	88.5	P	WWSSN
3. SBA	190.7	80.1	P	WWSSN
4. RAR	250.4	81.6	P	WWSSN
5. FVM	343.2	56.7	P	WWSSN
6. TUC	323.1	60.8	SH	WWSSN
7. BLA	352.3	54.0	SH	WWSSN
8. OGD	358.2	57.3	SH	WWSSN

DELTA = distancia epicentral.

III.7.3.- Análisis. (Fig. III.10).

Con pocas estaciones pero con una cierta distribución azimutal de las disponibles ondas P, se posee compresiones y dilataciones, claramente visibles. Es de resaltar que la gran amplitud y la forma de onda alargada que posee este evento, requiere una fuente mayor, teniendo así una mayor duración para una fuente compleja.

En este caso por ser de una profundidad modelada de 51 km, la fases de profundidad pP llegan alrededor de 15 segundos después de fases P. Esta profundidad es la de mejor ajuste de los sismogramas observados. Las pocas estaciones disponibles de SH, caen sobre un cuadrante de ditatación, con un cierto ajuste de forma de onda, es claro que las grandes amplitudes de éstas ondas SH están casi el doble de la amplitud máxima de la onda P (nomalizadas a la magnificación de 1500), y por ello cualquier alteración producto del ruido sísmico ambiental del lugar de la estación altera el resultado final de la forma de onda y por lo tanto de un buen ajuste de los sismogramas sintéticos a los observados. A mayor amplitud del registro mayor es la razón de señal a ruido.

El mecanismo focal modelado corresponde al tipo tensional con rumbo, buzamiento y deslizamiento ($\phi^\circ, \delta^\circ, \lambda^\circ$) de 52.3, 29 y 30.8 respectivamente, a 50 km de profundidad y momento sísmico $M_0=2.7E19$ N*m. Un segundo evento con ($\phi^\circ, \delta^\circ, \lambda^\circ$) de 138, 14.4 y 97.6 respectivamente, a una profundidad de 50.7 km y momento sísmico $M_0=1E19$ N*m. El M_0 total es de $3.7E19$ N*m. La solución del mecanismo focal CMT de HARVARD $\phi^\circ, \delta^\circ, \lambda^\circ$ de 58, 16 y 23 respectivamente (Fig. III.11) y momento sísmico $M_0=3.47E19$ N*m. Tanto el rumbo del mecanismo focal y en el M_0 tienen una buena coincidencia, probando así su buena resolución.

III.8.- Sismo del 18-junio-1984.

III.8.1.- Ubicación y Datos.

Este evento está ubicado epicentralmente en el distrito de Castilla Departamento de Arequipa y 24 km al sureste del Nevado Coropuna (6305 m.s.n.m.) (Fig. III.5). El boletín del ISC lo reporta ($T_0=11h$ 20.26m) con una profundidad de 95 km y $m_b=5.8$ (Fig. III.1). El NEIS lo ubica muy similarmente (ver Tabla 2 y Figura

III.4). Fué sentido con una intensidad de IV M.M. en la ciudad de Arequipa. Harvard publica un mecanismo focal (Tabla 10). Para el SW del Perú, la disponibilidad de estaciones es siempre escasa, al extremo sur del Océano Pacífico.

Este evento es extraído del volumen 4 del NEIC "World Data Center A For Seismology" en disco compacto, con un muestreo digital de 1 muestra/seg. Por ser datos digitales, éstos archivos son reformateados bajo el programa GDSN, adecuandolos al formato de entrada del programa WINDOWS, que prepara los datos para el archivo de datos de sismogramas observados a ser corridos por el programa BWIDC84. Los estaciones y las fases empleadas se listan a continuación en la Tabla 7.

TABLA 7.
ESTACIONES SISMOLOGICAS USADAS PARA EL SISMO 18-06-1984

ESTACION	AZIMUT (grados)	DELTA (grados)	FASES	INSTRUMENTO
1. GDH	6.7	85.8	P,SH	DWSSN
2. TOL	46.0	84.2	P	DWSSN
3. SLR	117.5	92.6	P	DWSSN
4. JAS	321.3	69.8	P,SH	DWSSN
5. LON	327.5	76.3	P,SH	DWSSN
6. GAC	357.6	61.2	P,SH	SRO

DELTA = distancia epicentral.

DWSSN = "Digital World-Wide Standardized Seismograph Network"

SRO = "Seismic Research Observatories"

III.8.2.- Inversión.

Inicialmente se emplea el mecanismo publicado por Harvard en forma fija, es decir sin hacerlo intervenir en los cálculos de un nuevo mecanismo focal, y la profundidad es la que publica el Boletín del ISC. Primero se trata de ajustar la forma de onda de la P, modificando el mecanismo focal de acuerdo al mejor ajuste, luego se hace intervenir en la modelación a las ondas SH, para poder mejorar los cuadrantes de dilatación de la onda P y compresional de la onda SH, así controlando el mecanismo de la mejor manera. La ventana de inversión abarca desde una amplitud pequeña de la parte inicial del sismograma seguido de la parte central del tren de onda de P, hasta que las amplitudes disminuyen grandemente. En la máxima amplitud del sismograma sintético el ajuste es muy bueno en la forma de onda y en amplitud. Se completa la parte final de la ventana de inversión mediante una serie de dos fuentes puntuales separadas en tiempo pero no en espacio.

III.8.3.- Análisis. (Fig. III.12)

Considerada la ventana de inversión para el tren de ondas de P y SH, que abarca las máximas amplitudes, se tiene que un buen ajuste y más en esas máximas amplitudes del sismograma sintético al observado. Puesto que éste es un evento de datos digitales a 1 muestra/seg.. La forma de onda es bastante suave y poseen una similitud en la forma de onda en las estaciones elegidas. En las ondas SH al final del tren de ondas el ajuste parece no estar de acuerdo, esto es debido a la llegada de fases de la interface manto-núcleo, y por lo tanto no expresa el proceso de ruptura de la fuente del evento. Las ondas SH caen en un cuadrante compresivo lo cual permite el control del mecanismo focal encontrado por la modelación. Cabe aclarar que solo al encontrar un buen ajuste se dejan libres todos los parámetros (mecanismo y profundidad) y de esta manera el programa ejecuta una mejor inversión de mecanismo focal, la profundidad y de la función tiempo fuente.

Para las estaciones GDH y LON a 85 y 76 grados de distancia epicentral registran la fase reflectiva SP. Las estaciones GAG y JAS a una distancia epicentral de 61 y 69 grados muestran la fase sScS, que no permiten un ajuste después del primer pulso del tren de onda.

El mecanismo focal encontrado es de tipo normal con rumbo, buzamiento y deslizamiento (ϕ° , δ° , λ°) de 315.7, 65.4 y -140.6 respectivamente, a 94.95 km de profundidad y momento sísmico $M_0=5.44E18$ N*m para la primera fuente. La segunda fuente o evento puntual a un retraso de 29.77 seg. tiene ϕ° , δ° , λ° de 325.5, 65.6, -142.6 respectivamente a 97.88 km de profundidad y $M_0= 2.57E18$ N*m. El momento de HARVARD es $M_0=5.4E18$ N*m, y la solución CMT ϕ° , δ° , λ° es 304, 56, -147 respectivamente (Fig. III.13). La variación en el mecanismo focal no es significativa, por el contrario están en acuerdo.

En resumen, los resultados de los eventos modelados permiten completar datos paramétricos de la fuente sísmica. La importancia de los mecanismos focales hallados y profundidades son para conocer el tipo de falla y donde ocurrieron, interrelacionandolos con la tectónica regional en el proceso de subducción, a través de los esfuerzos dominantes que siguen el proceso de la placa de Nazca. La evento inverso de 1979 se encuadra en la porción superior de la placa subducida, mientras que en la porción extrema inferior prevalece el carácter tensional. El estado de esfuerzos expresado por los ejes T están orientados perpendicularmente a las isoprofundidades del modelo de Grange (1984).

TABLA 8
SOLUCION DE MECANISMOS FOCALES PUBLICADOS
(USANDO LA RED WWSSN)

#	A-M-D	LAT.S	LON.W	ϕ°	δ°	λ°	P		T		B		R
							Az	PI	Az	PI	Az	PI	
31	1964-01-26	-16.3	-71.7	203	37.6	-16.4	181	43	64	26	313	36	1
15	1965-12-30	-16.6	-71.1	135	10	-126	257	51	70	38	163	3	1
9	1968-10-31	-16.4	-73.4				214	6	336	78	123	10	2
130	1970-06-17	-15.8	-71.8	135.6	10	-84.6	219	55	41	35	310	1	2
53	1977-12-31	-15.35	-71.61	224	28	-7	204	42	74	36	322	28	3

donde:

- # número de evento según referencia de autor (R)
A-M-D Año-Mes-Día (subrayado es evento modelado)
 ϕ, δ, λ rumbo, buzamiento y desplazamiento del plano de falla
P, T, B ejes principales de presión, tensión y neutro
Az, PI azimut e inclinación de los ejes principales P, T y B
- 1 Isacks y Molnar (1969)
 - 2 Stauder (1975)
 - 3 Giardini (1984)

TABLA 9
SOLUCION DE MECANISMOS FOCALES
(ANTES DE INSTALACION DE RED WWSSN)

A-M-D	LAT.S	LON.W	ϕ	δ	λ	P		T		B		R
						Az	PI	Az	PI	Az	PI	
1958-01-15	-16.6	-72.5				240	20	322	5	76	20	OS
plano 1:	azimut N 18° E		y	buzamiento 73.8° SE		lateral derecho						
plano 2:	azimut N 74° W		y	buzamiento 83.3° NE		lateral izquierdo						
1960-01-13	-15.7	-73.0				340	3	249	9	102	9	OS
plano 1:	azimut N 24° E		y	buzamiento 81.0° SE		lateral izquierdo						
plano 2:	azimut N 66° W		y	buzamiento 88.0° NE		lateral derecho						

donde:

- OS Ochoa y Stauder (1964).
Abreviaciones como en la tabla 8.

TABLA 10
SOLUCIONES DE MECANISMOS FOCALES PUBLICADOS
(Lat.-15° a -17°, Long.-71° a -74°)

#	A-M-D	Lat.S	Lon.W	ϕ°	δ°	λ°	P		T		B		R	M
							Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl		
8	64-01-26	-16.3	-71.7	203	38	-16	181	43	64	26	313	36	IM	T
15	65-12-30	-16.6	-71.1	135	10	-126	257	51	70	38	163	3	IM	T
24	70-06-17	-15.8	-71.8	136	10	-85	219	55	41	35	310	1	S75	T
39	<u>77-12-31</u>	-15.3	-71.68	224	27	-7	204	42	74	36	322	28	CMT	T
40	78-01-22	-16.13	-73.66	143	32	101	45	13	201	75	314	6	CMT	C
42	78-04-15	-16.47	-73.51	311	46	48	249	7	147	61	343	28	CMT	C
45	<u>79-02-16</u>	-16.39	-72.66	58	16	23	23	37	231	49	124	14	CMT	C
64	<u>84-06-18</u>	-15.73	-72.48	305	56	-147	156	46	251	4	345	44	CMT	T
68	84-09-12	-15.77	-71.89	142	44	-83	149	85	47	1	317	5	CMT	T
69	84-09-20	-15.06	-73.5	168	30	-109	303	71	92	16	185	9	CMT	T
74	85-03-26	-15.16	-71.68	215	80	-1	171	8	80	6	316	80	CMT	X

donde:

número de evento recopilados por Lay et.al. (1989)
A-M-D Año-Mes-Día (subrayado son eventos modelados)
 ϕ, δ, λ rumbo, buzamiento y desplazamiento del plano de falla
P, T, B ejes principales de presión, tensión y neutro
Az, Pl azimut e inclinación de los ejes principales P, T y B
R referencia de autor
IM Isacks y Molnar (1971)
S75 Stauder (1975)
CMT (Centriod Moment Tensor, HARVARD)
M mecanismo focal T=tensional, C=compresional, X=oblicuo/de corte.

TABLA 11
SISMOS EN EL SUROESTE DEL PERU
($m_b \geq 5.5$, LAT.S 15° A 17°, LONG.W 71° A 74°)

FECHA D-M-A	PROCED.	T.O. H-M-S	LAT.S °	LONG.W. °	PROF. km	MAGNITUD
26-01-1964	USCGS	09-09-33.9	-16.3	-71.1	116	M= 6.1
	ISC	09-09-34.2	-16.31	-71.66	119	M= 6.3
30-12-1965	USCGS	06-16-04.1	-16.6	-71.1	112	M= 5.7
	ISC	06-16-04.4	-16.56	-71.1	114	M= 5.6
<u>11-08-1968</u>	USCGS	02-41-52.8	-15.2	-74.0	91	M= 5.6
	ISC	02-41-52.9	-15.18	-73.93	94	M= 5.7
31-10-1968	USCGS	09-15-46.9	-16.3	-73.3	67	M= 5.7
	ISC	09-15-45.1	-16.38	-73.44	47	M= 5.7
17-06-1970	USCGS	04-44-20.9	-15.8	-71.8	91	M= 5.9
	ISC	04-44-20.9	-16.0	-71.88	99	M= 5.8
<u>27-07-1973</u>	ISC	22-18-15.1	-16.03	-71.26	110	$M_b=5.6$
	NEIS	22-18-14.9	-16.1	-71.3	110	$M_b=5.7$
<u>31-12-1977</u>	ISC	07-53-13.9	-15.37	-71.71	125	$M_b=6.0$
	NEIS	07-53-18.0	-15.3	-71.7	158	$M_b=5.9$
<u>16-02-1979</u>	ISC	10-08-51.9	-16.52	-72.6	42	$M_b=6.2$ $M_S=6.9$
	NEIS	10-04-53.4	-16.4	-72.7	53	$M_b=6.2$ $M_b=6.9$
<u>18-06-1984</u>	ISC	11-20-15.5	-15.66	-72.45	95	$M_b=5.8$
	NEIS	11-20-17.9	-15.7	-72.5	117	$M_b=5.8$

REPLICA 1979

16-02-1979	ISC	22-18-20.3	-16.62	-72.69	55	$M_b=5.6$ $M_S=5.2$
	NEIS	22-18-22.0	-16.5	-72.7	52	$M_b=5.5$ $M_S=5.2$

EVENTOS ANTERIORES A LA RED WWSSN

15-01-1958	USCGS	13-14-32.3	-16.6	-72.50	90	M= 7.0 (PAS)
13-01-1960	USCGS	15-40-27.5	-16.5	-72.50	150	M= 6.1 (PAS)
	ISC	15-40-24.0	-16.02	-73.02	64	
09-03 1960	USCGS	23-54-25.0	-16.5	-72.50	150	$M_S=6.1$ (PAS)
	ISC	23-54-24.0	-16.27	-72.21	108	

NOTA: Fecha subrayada es evento modelado en este trabajo.

FIGURAS

Fig. III.1.- Ubicación de eventos (ISC) ≥ 5.5 (m_b) para el SW del Ecuador, área de este estudio, y las principales ciudades del Departamento de Azuaya. Para cada evento se detalla: día, mes, año, profundidad, m_b y m_s (según el ISC).

Fig. III.2.- Ilustración de la función de tiempo para una fuente puntual, en campo lejano, parametrizada por triángulos isocetes (con una duración de 2A) traslapados y amplitudes relativas determinadas por la inversión (Nabelek, 1984). La forma final es la aproximación por la regla trapezoidal Tomado de Nabelek, 1985.

Fig. III.3.- Esquema de los rayos generados en la dislocación de una fuente puntual con una orientación de rumbo, buzamiento y deslizamiento para producir en una estación sísmológica los rayos combinados de P, pP y sP. La distancia epicentral debe cumplir: $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$. Tomado de Langston y Helmberger, 1975.

Fig. III.4.- Localización de eventos para la zona de estudio detectados por el ISC, NEIS, USCGS y HRVD.

Fig. III.5.- Ubicación epicentral de eventos modelados (boletín del ISC), y la ubicación de los Nevados y Volcanes de la zona de estudio.

Fig. III.6.- Evento modelado del 11 de agosto de 1968. En la parte superior las fases de P modeladas. En la parte inferior las fases de SII modeladas. Las líneas punteadas son los sismogramas sintéticos y los de línea continua son los sismogramas observados.

Fig. III.7.- Evento modelado del 28 de julio de 1973. Parte superior o inferior igual a la figura III.6.

Fig. III.8.- Evento modelado del 31 de diciembre de 1977. Parte superior o inferior igual a la figura III.6.

Fig. III.9.- Mecanismo focal CMT (Harvard) para el sismo 31 diciembre 1977.

Fig. III.10.- Evento modelado del 16 de febrero de 1979. Parte superior o inferior igual a la figura III.6.

Fig. III.11.- Mecanismo focal CMT (Harvard) para el sismo 16 febrero 1979.

Fig. III.12.- Evento modelado del 18 de junio de 1984. Parte superior o inferior igual a la figura III.3.

Fig. III.13.- Mecanismo focal CMT (Harvard) para el sismo 18 junio 1984.

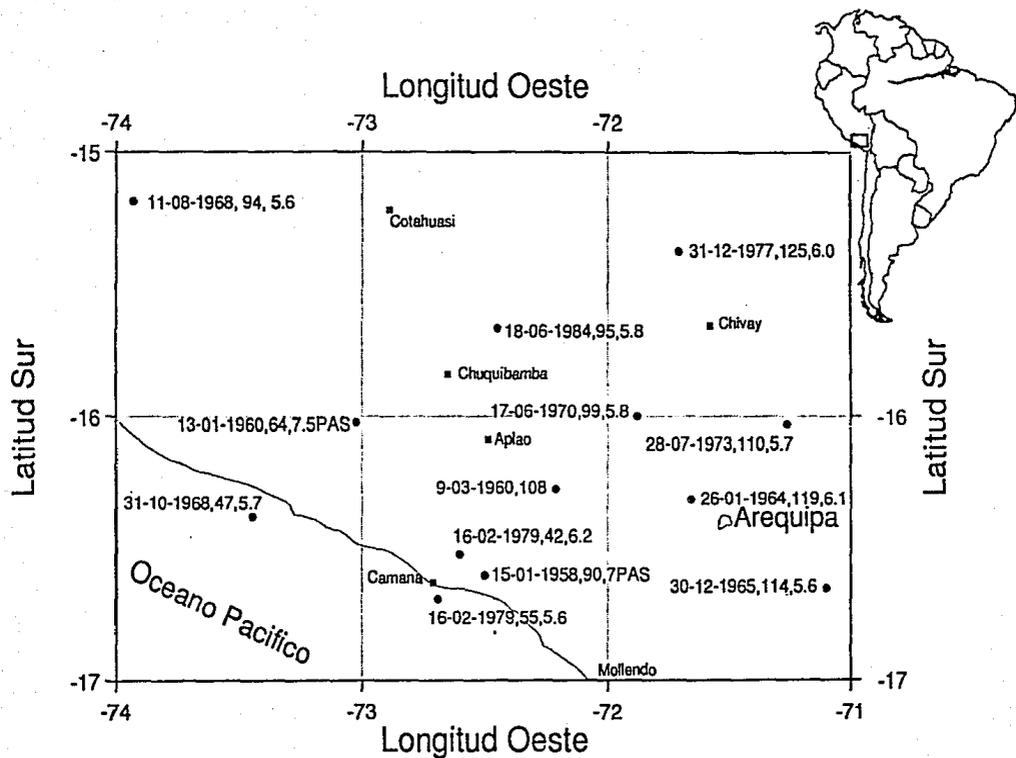


Fig. III.1.- Ubicación de eventos (ISC) ≥ 5.5 (m_b) para el SW del Perú, área de este estudio, y las principales ciudades del Departamento de Arequipa. Para cada evento se detalla: día, mes, año, profundidad, m_b y m_s (según el ISC).

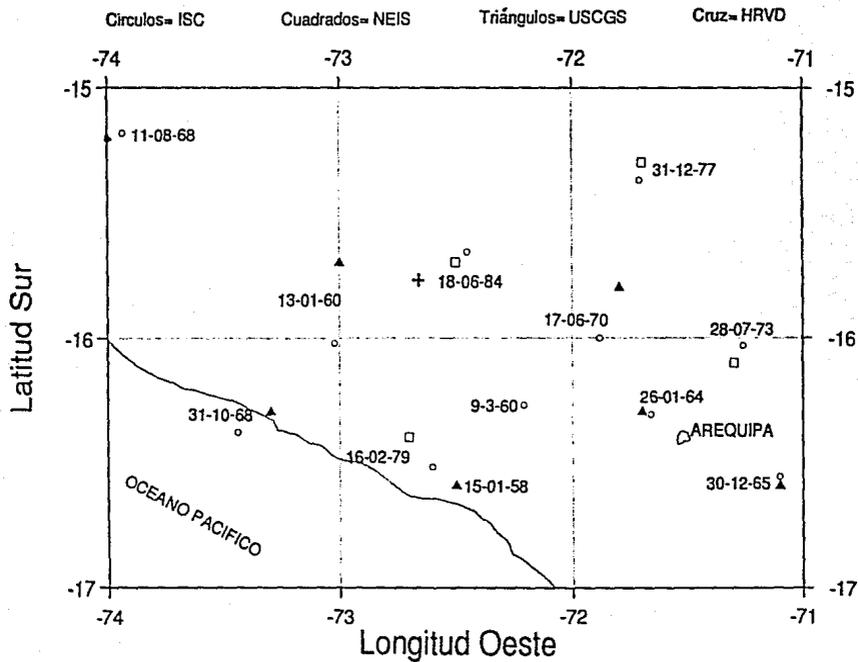


Fig. III.4.- Localización de eventos para la zona de estudio detectados por el ISC, NEIS, USCGS y HRVD.

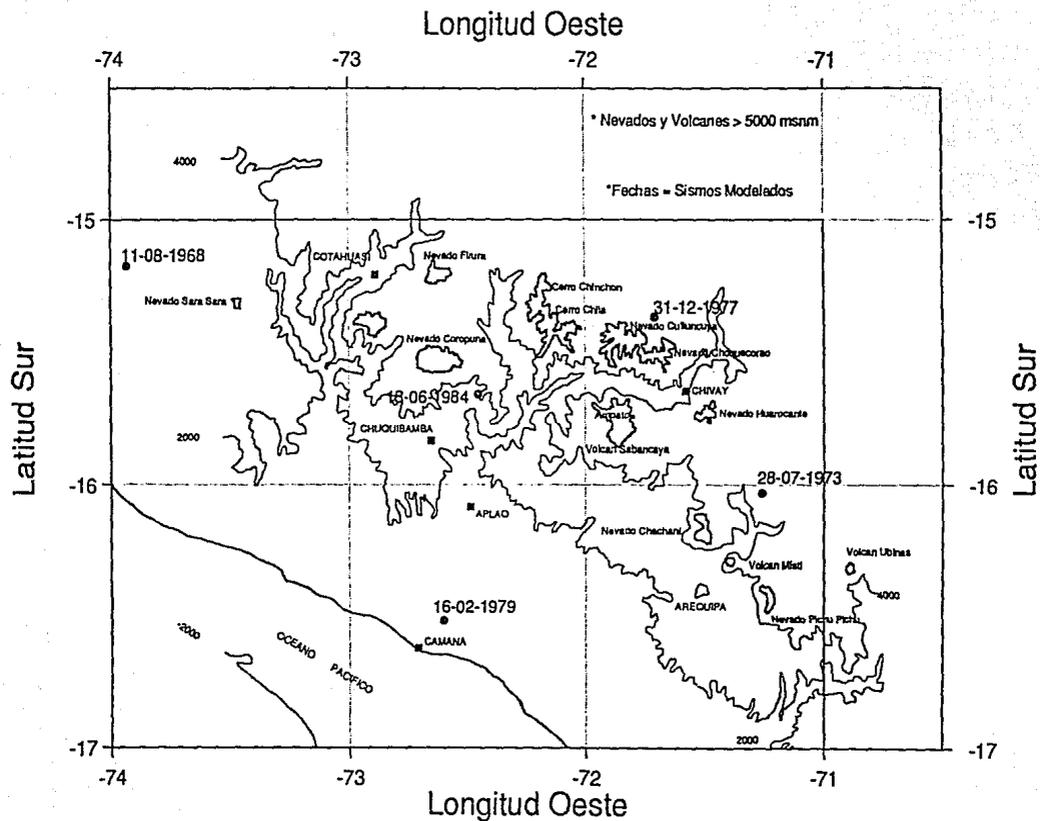
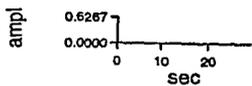
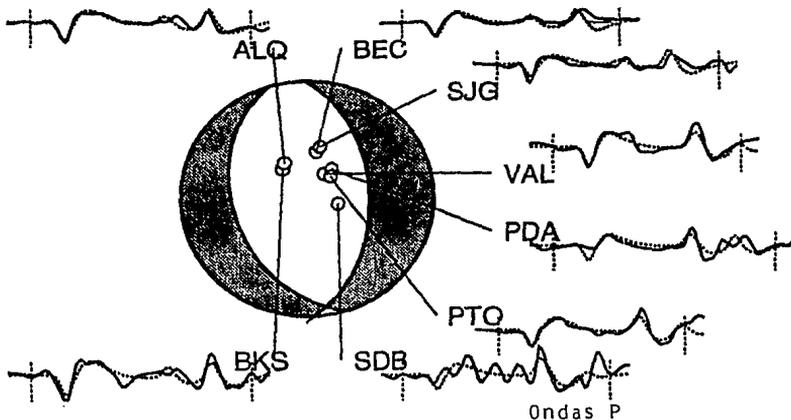


Fig. III.5.- Ubicación epicentral de eventos modelados (boletín del ISC), y la ubicación de los Nevados y Volcanes de la zona de estudio.



11 agosto 1968

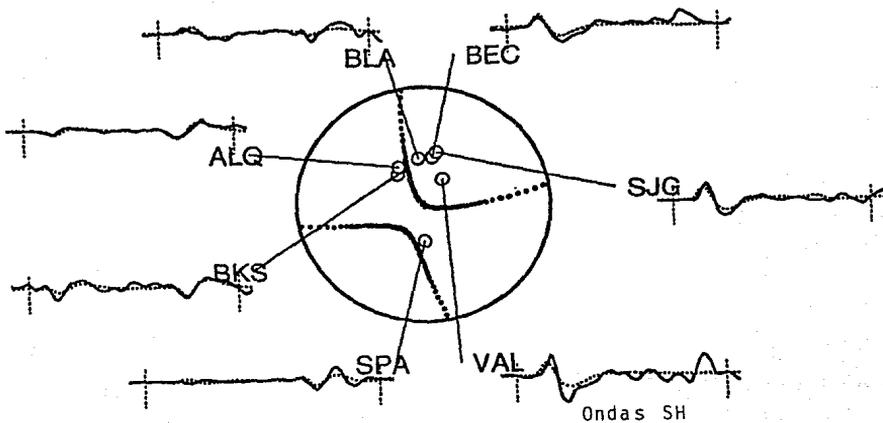
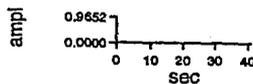
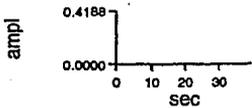
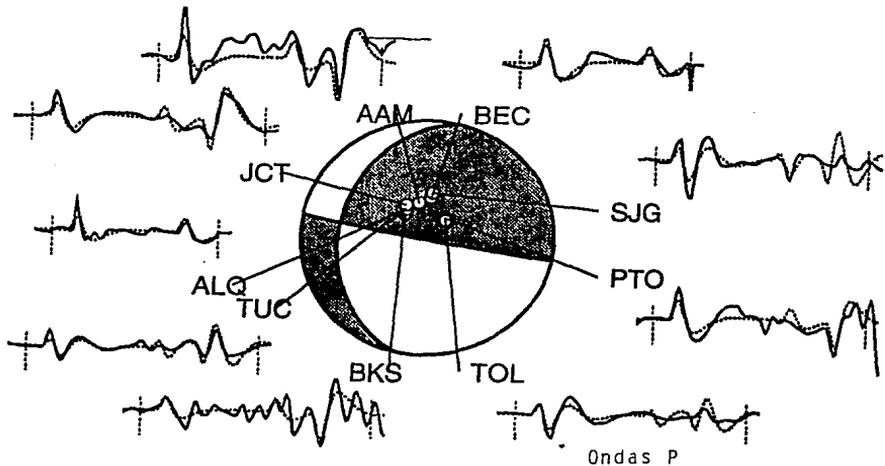


Fig. III.6



28 julio 1973

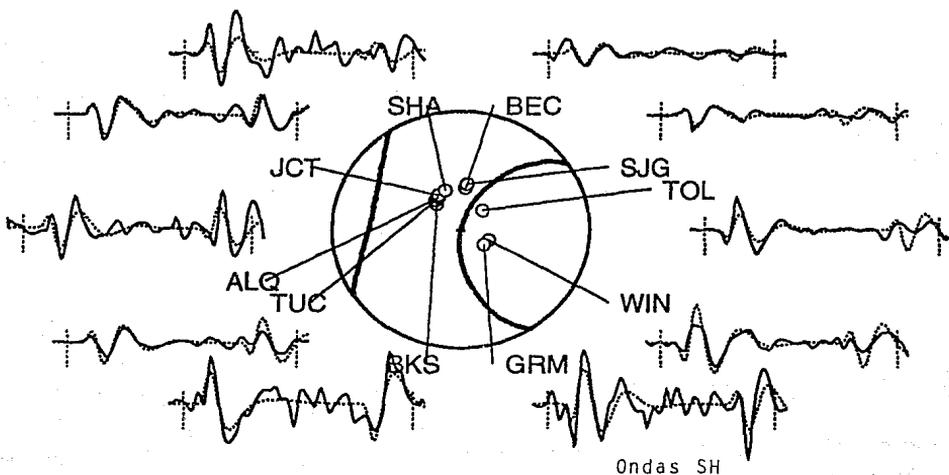
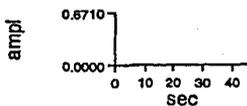
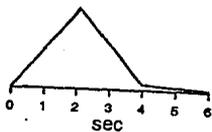
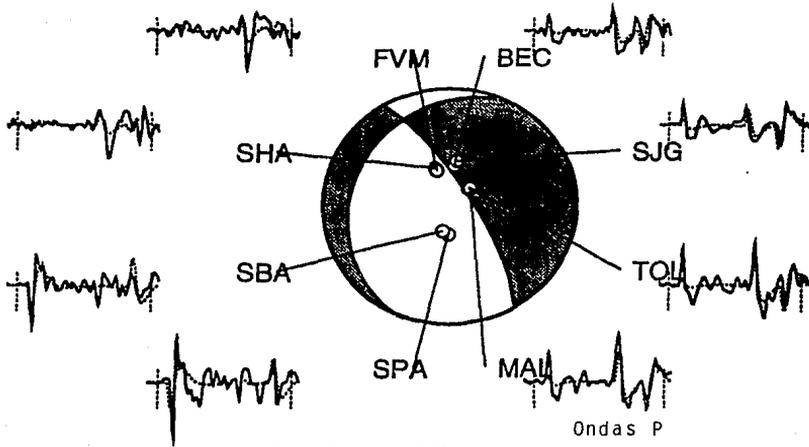
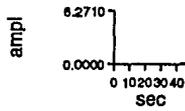
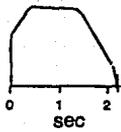


Fig. III.7



31 diciembre 1977

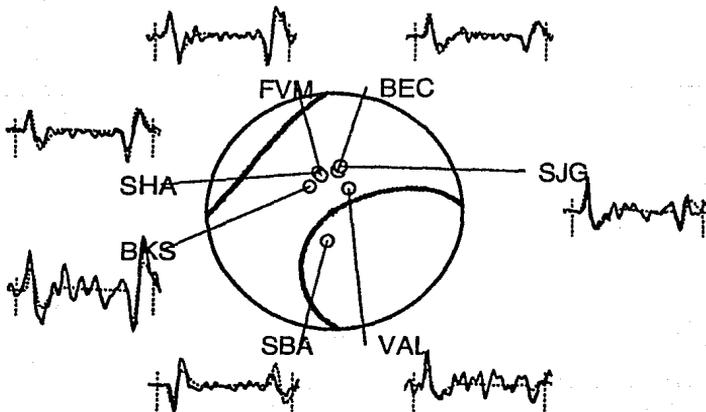
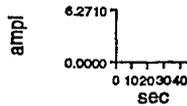


Fig. III.8

Ondas SH

	PHI	DIP	RAKE
A:	224.0	27.0	-7.0
B:	320.3	86.8	-116.8

	TREND	PLUNGE
T:	73.5	36.2
P:	204.8	42.0

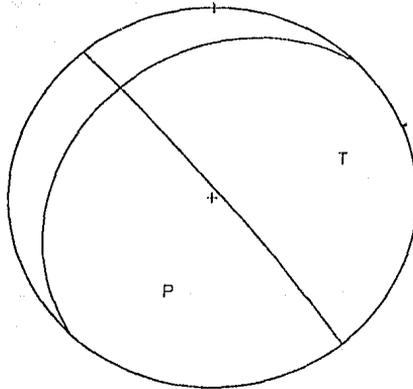
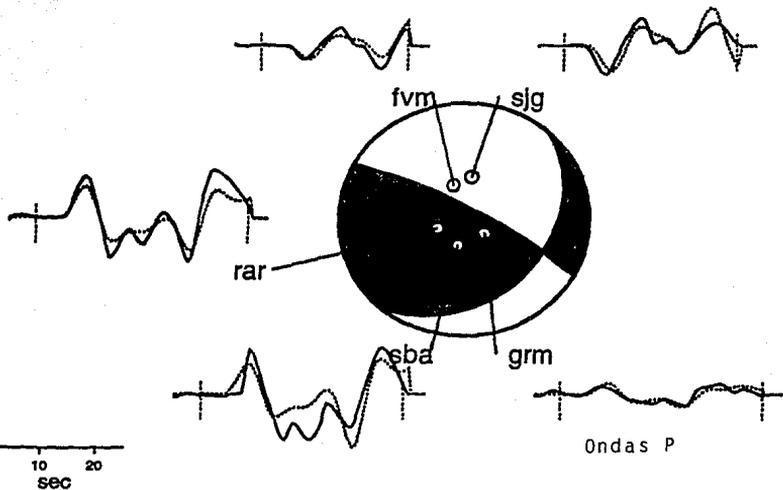


Fig. III.9.- Mecanismo focal CMT (Harvard) para el sismo 31-diciembre-1977.



16 febrero 1979

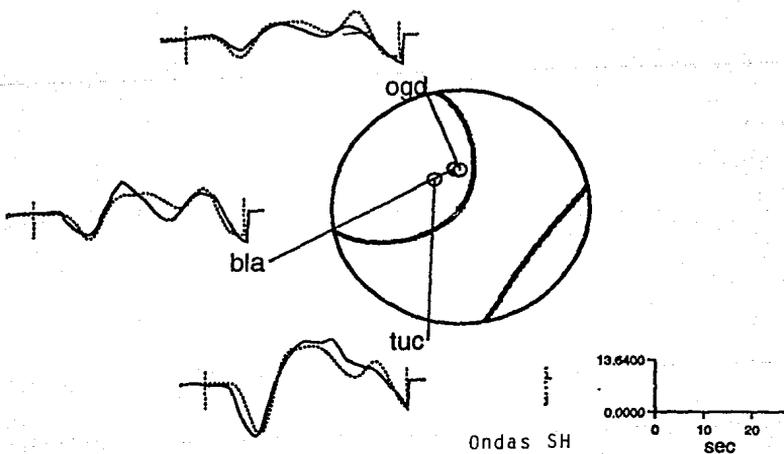


Fig. III.10

	PHI	DIP	RAKE
A:	58.0	16.0	23.0
B:	305.8	83.8	104.8

	TREND	PLUNGE
T:	231.8	49.1
P:	22.7	37.1

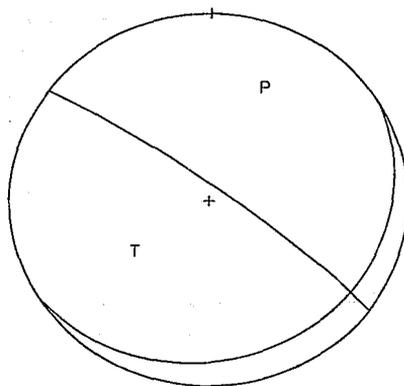
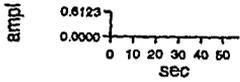
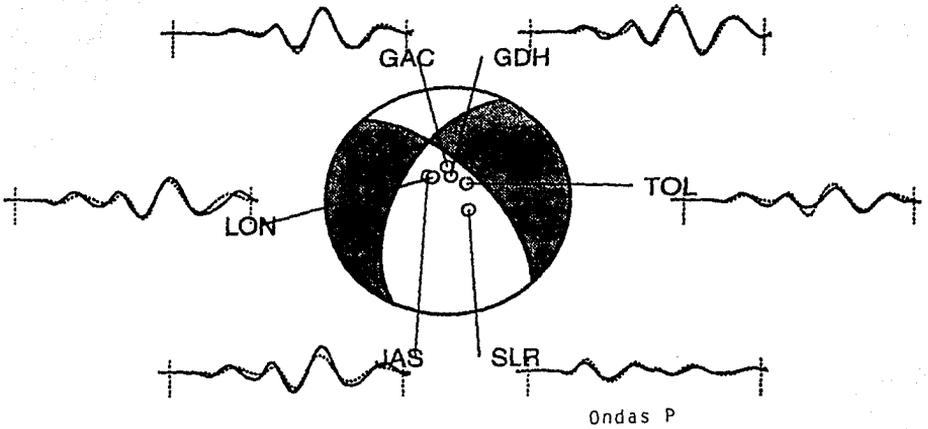
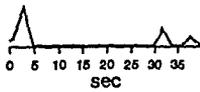


Fig. III.11.- Mecanismo focal CMT (Harvard) para el sismo 16-febrero-1979.



18 junio 1984

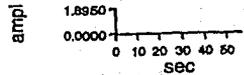
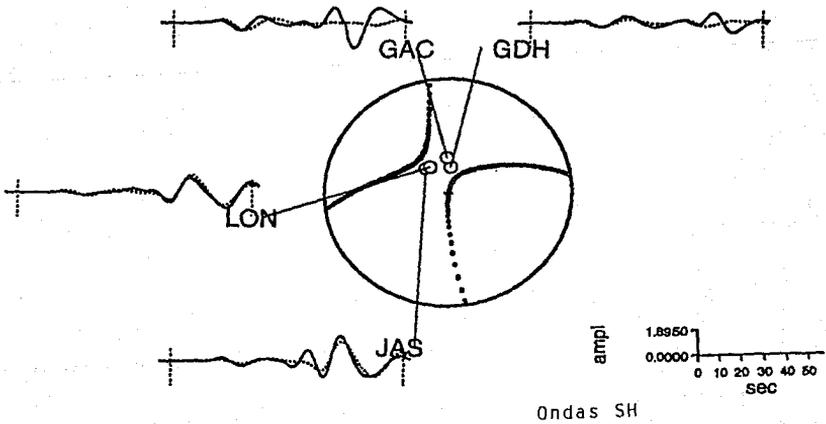


Fig. III.12

	PHI	DIP	RAKE		TREND	PLUNGE
A:	305.0	56.0	-147.5	T:	251.8	4.6
B:	195.4	63.6	-38.6	P:	157.1	45.3

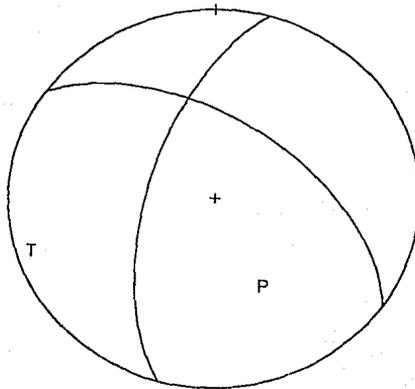


Fig. III.13.- Mecanismo focal CMT (Harvard) para el sismo 18-junio-1984.

IV.- ANALISIS DE SISMICIDAD LOCAL

Las localizaciones de la microsismicidad registrada por Grange (1984) en la campaña de 1981 es usada para poder correlacionarla con los eventos importantes modelados para suroeste del Perú (capítulo anterior), ya que están en la misma zona de este estudio.

IV.1.- Estaciones e Instrumentos.

En la campaña sísmica de 1981 los sitios elegidos fueron 18, abarcando un rectángulo de 3° de longitud por 2° de latitud (Grange, 1984), tomando en cuenta las experiencias de la campaña de 1980. Fueron instalados sismógrafos Sprengnether MEQ800 analógicos, con sensores de componente vertical Mark Product L4C con un periodo propio de 1 segundo. El registro fué en papel ahumado de una traza helicoidal sobre un tambor. El control del tiempo GMT es a través de las señales de tiempo de la WWV (15 MHz) de U.S.A. o de LOL de Argentina, para corregir la deriva del reloj interno.

Se concuerda muy bien con el área de estudio escogida para la modelación de 5 eventos y donde se analiza la contorsión de la placa de Nazca a profundidades intermedias. Por esa razón en éste trabajo se usan los datos de la campaña de 1981 de Grange.

La estación ARE está cerca a la ciudad de Arequipa, pertenece al conjunto de Sismógrafos Estandard de la Red Mundial (WWSSN), y a cargo del Observatorio Geofísico de Characato de la Universidad Nacional San Agustín de Arequipa - Perú.

La ubicación de las 18 estaciones (Campaña 1981) cubre un área de 200 km². La ubicación de las estaciones es como sigue (Fig. IV.1):

CODIGO DE ESTACION	LATITUD S. (° ')	LONGITUD W. (° ')	ALTITUD (metros)
YAN	15 32.09	71 21.03	4050
CAL	16 3.74	71 22.21	3950
CHO	15 8.00	71 47.71	4500
PAT	15 45.47	71 39.44	4900
CAB	15 39.62	71 56.66	3770
LLU	16 10.65	71 2.11	1800
CRV	15 47.07	73 28.38	1780
ARE	16 27.73	71 29.48	2452
AYE	17 0.80	71 40.31	240
ONG	15 53.94	72 28.39	880
TOR	16 20.46	72 28.25	350
SIS	16 18.13	72 4.85	1475
CAY	16 21.25	71 66.45	1700
MOL	17 0.52	72 2.88	50
RAT	15 45.33	72 43.62	4000
SIQ	15 29.59	72 45.06	4550
CAN	16 29.62	71 55.79	1200
SGP	16 33.87	72 42.75	140

IV.2.- Lecturas hipocentrales.

El archivo de datos consta de la distribución epicentral e hipocentral de los 1237 eventos registrados durante el lapso de casi un mes. Se ha seleccionado los eventos adecuadamente de las localizaciones de Grange (1984) (almacenados en cinta magnética) por sus errores de localización. Se escogen los que están bien controlados por un mínimo residual inferior a 0.5. Se descarta algunas localizaciones por encontrarse fuera de la cobertura de la red local, es decir la repartición de las estaciones con respecto al epicentro o por grandes errores horizontales y/o verticales. Así, las localizaciones hipocentrales de Grange (1984) nos permiten hacer una evaluación en perfiles de su ubicación y de la característica geométrica de la placa de Nazca.

IV.3.- Perfiles de Sismicidad.

Considerando eventos con características de localización buenas y otros eventos no bien localizados, se efectúa perfiles verticales de sismicidad (campana 1981). El programa llamado SLICE (Guzmán, 1991) realiza los citados

perfiles verticales, especialmente, considerando un radio de curvatura y en planta un área en forma de ángulo sólido truncado, siguiendo las formas curvas de la trinchera, de tal manera que al tener una sismicidad englobada en un área curva, sea la mejor expresión de perfiles y no provoque una dispersión de hipocentros.

Se eligen los perfiles según el cambio de curvatura de la trinchera y considerando la contorsión de la placa de Nazca. La sismicidad de la red local es contrastada con las localizaciones del NEIC y ISC (sin relocalizar). Los perfiles en planta y vertical se presentan en las Figuras IV.2 y IV.3.

La Figura IV.3, muestra la localización de los eventos modelados (capítulo anterior) y la sismicidad espacial. Las áreas escogidas para los perfiles se indican con las letras A,B,C,D,E,F. Estos perfiles incluyen la ubicación en profundidad de los 5 eventos modelados con las bien modeladas profundidades. El ancho de la sismicidad está cerca a los 50 km. El perfil C refleja muy bien la sismicidad con un ángulo cerca a 30 grados persistente hasta los 100 km de profundidad. La profundidad modelada con la técnica de Nabelek se les ubica dentro de los perfiles A, C y D, y se ubican en la parte superior de la nube de sismos. La ubicación epicentral para todos los perfiles en corte vertical es la que reporta el Boletín del ISC.

IV.4.- Relocalización.

Considerando la profundidad de los eventos modelados (ver capítulo III) se usa la metodología de determinación hipocentral conjunta JHD (Dewey, 1971), con el propósito de conocer sus ubicaciones epicentrales. El programa JHD89 permite hacerlo en forma conjunta, mientras que el uso del programa SE89 lo hace individualmente por cada evento a relocalizar. Se usa un evento maestro que también fue detectado por la red de Grange (1984).

Las fases extraídas con el programa FAISE del Disco Compacto del NEIC de fases del boletín del ISC (1964-1987) versión 1.0, para el evento del 6-julio-1981 (bien localizado en la campaña de 1981), sirvió como evento maestro.

La aplicación sobre los 5 eventos modelados usando la metodología JHD (Dewey, 1971) está cerca a 25 km al Sur. Los errores expresados en las elipses expresan variaciones de 5 y 8 km (Fig. IV.4). Hay un buen acuerdo entre la sismicidad local y los eventos modelados relocalizados, como se aprecia en los Perfiles A, C y D de eventos relocalizados (Fig. IV.5).

Considerando, que las localizaciones epicentrales dadas por el ISC o NEIC pueden tener una variación por ser determinada con datos telesísmicos, se puede por lo tanto, tener una estimación razonable hasta de 20 a 30 km de localización espacial sobre el total del perfil en profundidad (200 km) en los perfiles de Grange et al. (1984). Aun así se podría considerar en algún caso localizaciones en la parte de contacto entre las dos placas. Pero, es más importante la orientación de los ejes principales "T" de los mecanismos focales de los eventos modelados en acuerdo con la tectónica de la zona de estudio.

FIGURAS

Fig. IV.1.- Ubicación de las estaciones en la campaña de 1981 (Grange, 1984).

Fig. IV.2.- Perfiles en planta usando 6 perfiles para los mismos eventos localizados en la campaña de 1981 (Grange, 1984) y por el ISC, NEIC.

Fig. IV.3.- Perfiles en corte vertical para cada perfil de planta de la Figura IV.2.

Fig. IV.4.- Ubicación del Evento Maestro y los 5 eventos relocalizados con sus respectivas elipses de error.

Fig. IV.5.- Corte vertical de los perfiles A,C y D, con la ubicación de los eventos modelados y relocalizados.

Fig. IV.6 .- Corte longitudinal de los perfiles A, C y D, indicándose los ejes de tensión (T) para los eventos modelados.

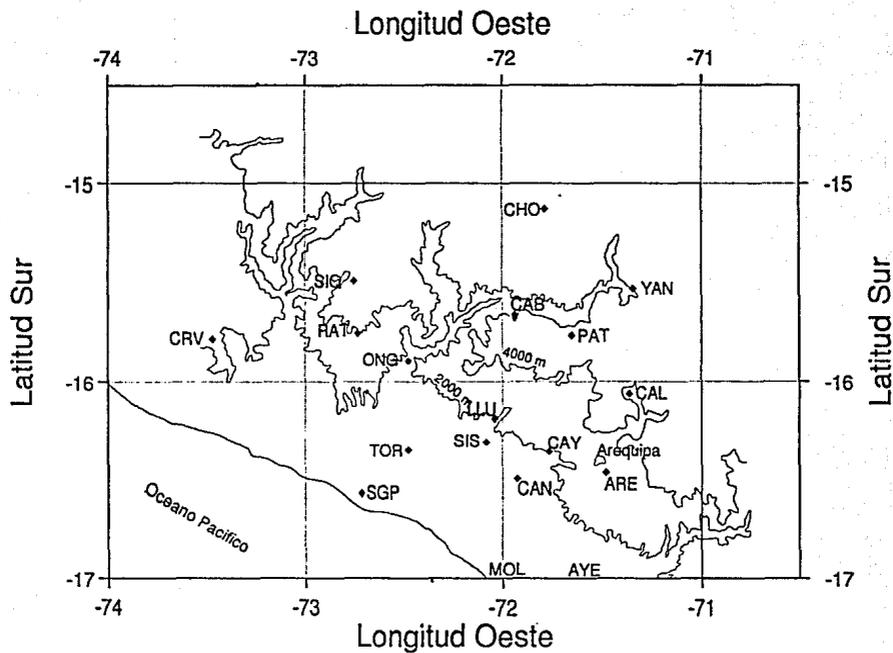


Fig. IV.1.- Ubicación de las estaciones en la campaña de 1981 (Grange, 1984).

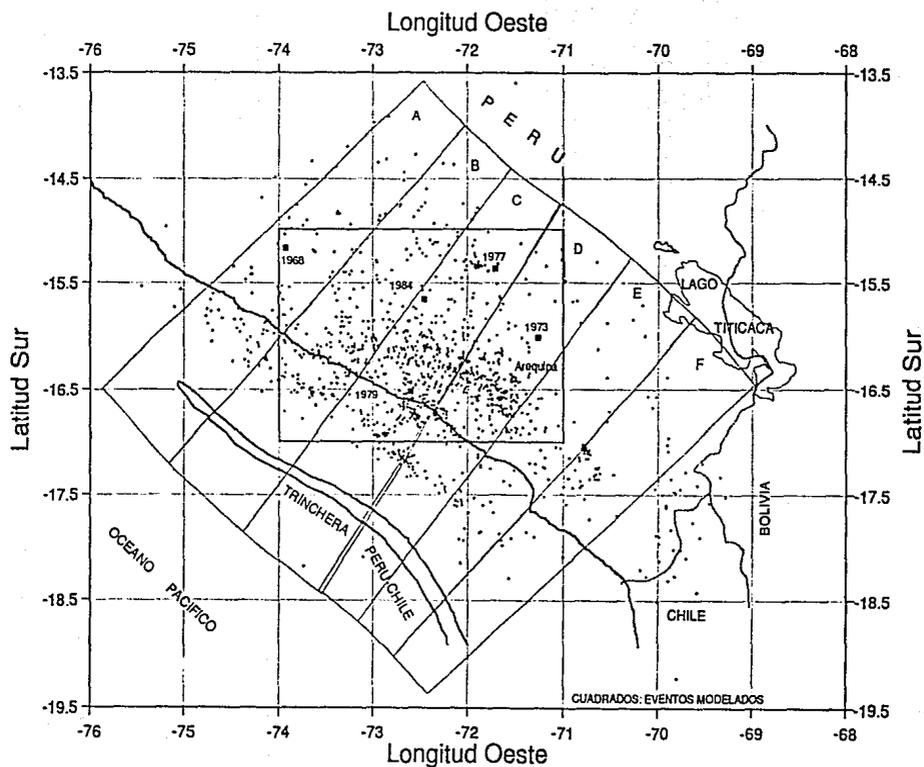


Fig. IV.2. Perfiles en planta usando 6 perfiles para los mismos eventos localizados en la campaña de 1981 (Grange, 1984) y por el ISC, NEIC.

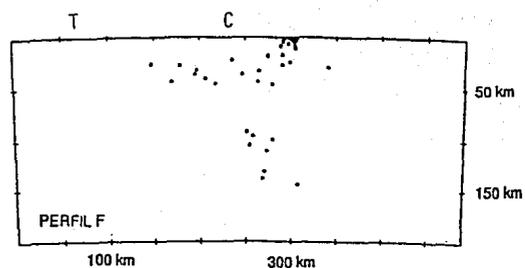
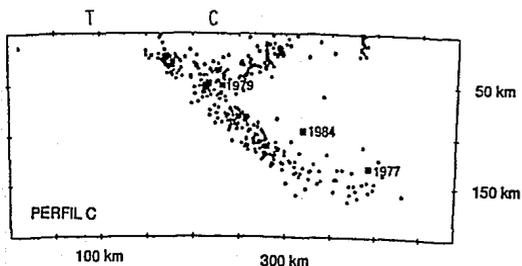
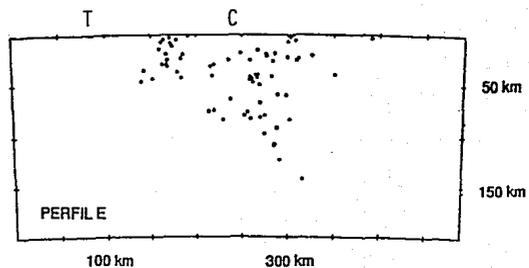
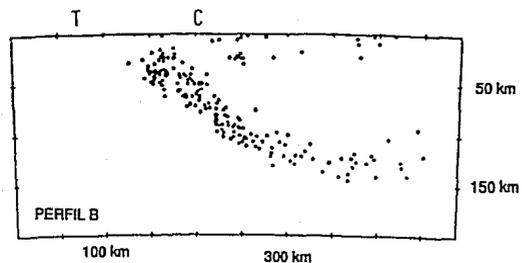
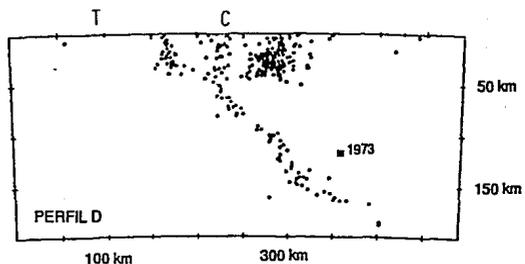
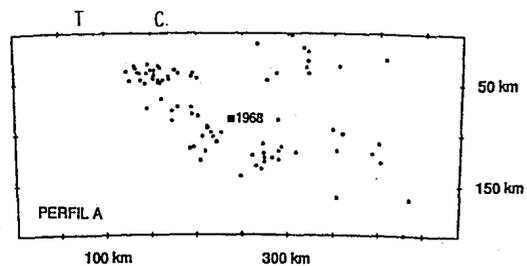


Fig. IV.3.- Perfiles en corte vertical para cada perfil de planta de la Figura IV.2.

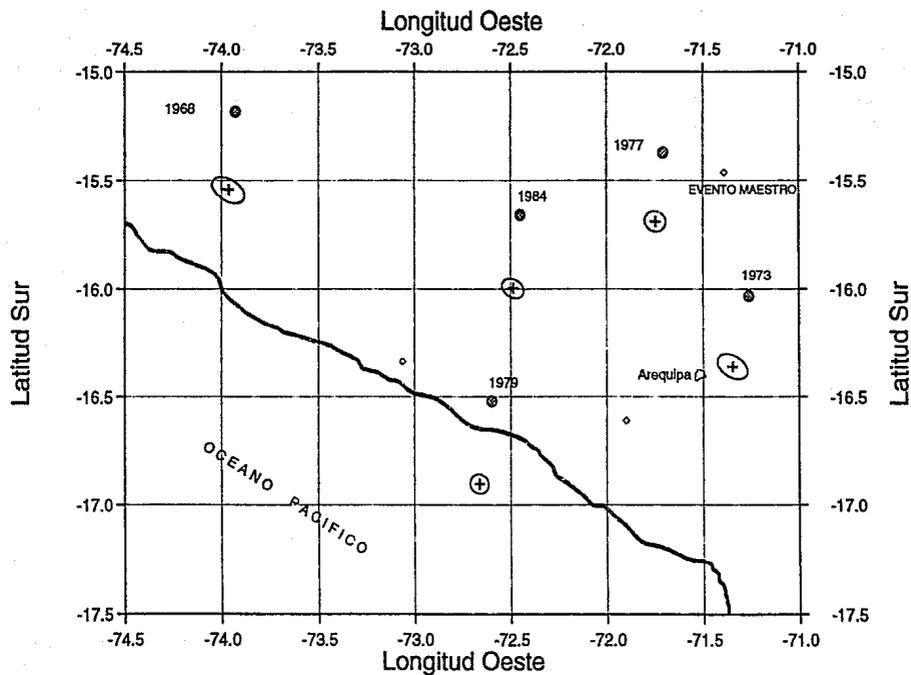


Fig. IV.4.- Ubicación del Evento Maestro y los 5 eventos relocados con sus respectivas elipses de error.

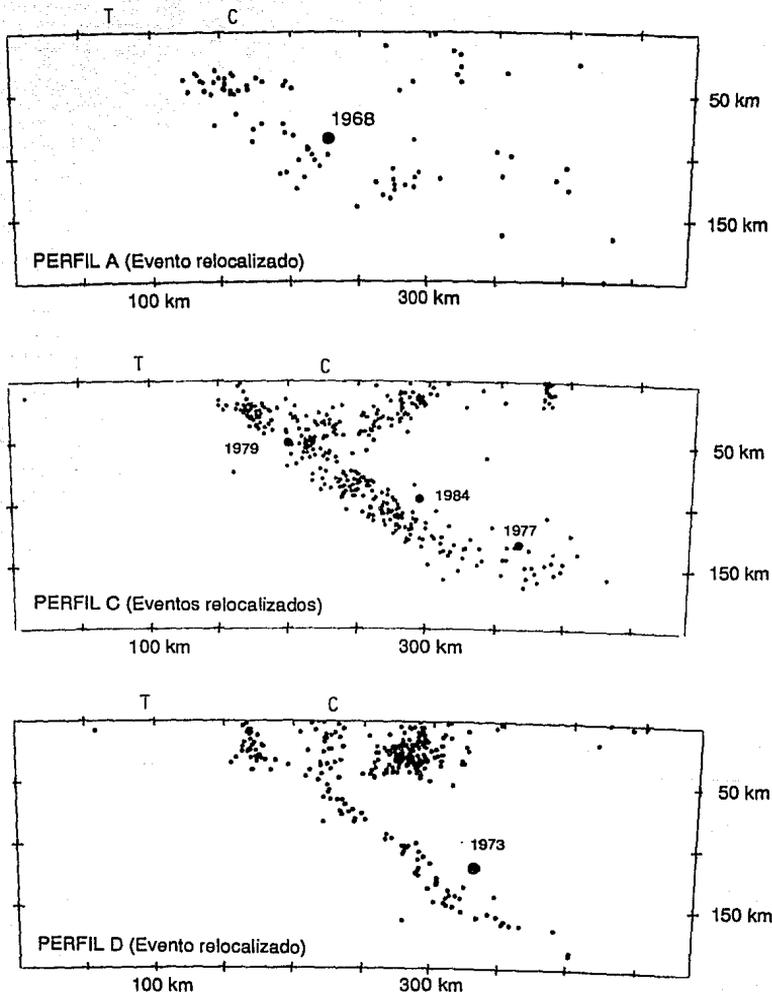


Fig. IV.5.- Corte vertical de los perfiles A,C y D, con la ubicación de los eventos modelados y relocizados.

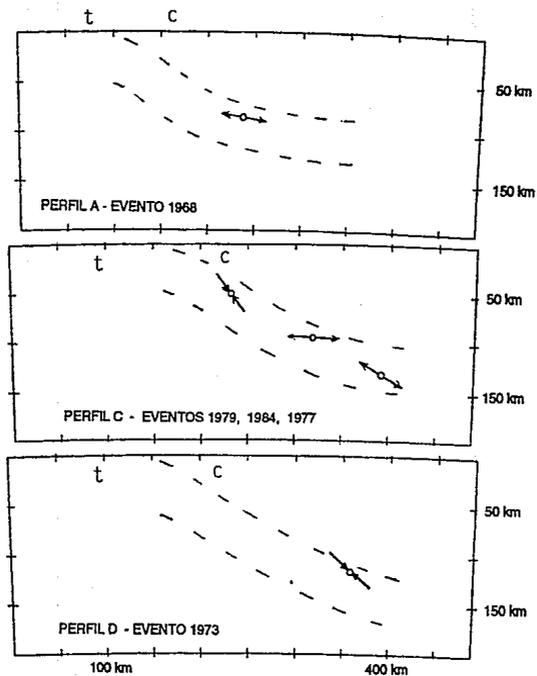


Fig. IV.6 .- Corte longitudinal de los perfiles A, C y D, indicándose los ejes de tensión (T) para los eventos modelados.

V.- ALGORITMOS DE RECONOCIMIENTO DE PATRONES

El uso y comparación de dos algoritmos de reconocimiento de patrones CN y M8, permite determinar el incremento de la probabilidad de ocurrencia en tiempo dentro de una zona, son detectados los sismos fuertes y los TIPs correspondientes, evidenciados a través de sus características del flujo sísmico. Se hacen varias pruebas para poder encontrar las posibles alternativas para una magnitud umbral.

V.1.- Algoritmo CN

V.1.1.- Introducción.

Con el propósito de determinar las zonas de probabilidad de ocurrencia de sismos fuertes, es que este capítulo está dedicado al estudio de diagnóstico de TIPs (Times of Increased Probability). El desarrollo de la técnica de Reconocimiento de Patrones (algoritmos CN y M8) ha sido impulsada por Keilis-Borok y colaboradores. El algoritmo CN es explicado ampliamente en los trabajos de Keilis-Borok y Rotwain (1988), Bhatia et al. (1988), Keilis-Borok et al. (1988), Soloviev (1988), Keilis-Borok y Rotwain (1988), Keilis-Borok et al. (1989), Keilis-Borok y Rotwain (1990), Novelo (1990).

TIP se define como el Tiempo de Incremento de Probabilidad para que ocurra un sismo fuerte con la condición de que su magnitud (M) sea mayor o igual a la magnitud umbral (M_u). Se toman en consideración las siguientes características:

- la intensidad del flujo de sismos (nivel de actividad sísmica),
- su variación temporal (en intervalos de tiempo),
- el enjambre de sismos en espacio y tiempo (calma o actividad),
- su concentración espacial, y
- su interacción en rango largo, en un intervalo de tiempo (simultáneamente).

Estas características (Keilis-Borok y Rotwain, 1990), están representadas por funciones de tiempo normalizadas y definidas en la secuencia de sismos (vector de los valores de las funciones) dentro de una ventana deslizante de tiempo. A continuación se presenta una descripción breve de estas características.

V.1.2.- Características.

Nivel de Actividad Sísmica: número de sismos principales con magnitud mayor a un rango dado (con un peso de acuerdo a su magnitud, o respecto a dos rangos de magnitud).

Calma Sísmica: deficiencia de actividad, que puede identificar algún "gap" (vacío) sísmico. Se puede considerar como el valor del último mínimo del nivel de actividad sísmica.

Variación Temporal de la sismicidad: desviación de la tendencia en periodos largos. También se considera como la diferencia entre el número de sismos principales de la actividad sísmica en un intervalo sucesivo de tiempo.

Concentración Espacial: se considera como la proporcionalidad del área promedio de ruptura en la fuente, así mismo como la dimensión lineal promedio de la fuente. Se considera el área máxima dentro de los últimos tres años.

Agrupamiento de sismos: número de réplicas con una magnitud $M \geq M_u$ dentro de un periodo después del sismo principal.

Contraste Espacial: es representado por la activación y calma simultánea en regiones adyacentes.

Interacción de sismos a Rango Largo: está caracterizado por dos fenómenos. El primero sugiere que un sismo fuerte de magnitud mayor es seguido por otro fuerte dentro del área activada (réplica de rango largo). El otro caso es la activación simultánea de varias partes pertenecientes a la misma zona fallada o morfoestructura de alto rango.

V.1.3.- Reconocimiento de patrones

Dividiendo el intervalo de tiempo en patrones P como los años antes de cada sismo fuerte (principal) y en intervalos N como el tiempo posterior de réplicas el carácter normal del flujo (region tiempo) se normaliza. Los patrones años posteriores a cada sismo fuerte son llamados intervalo X , para evitar que la activación posterior (no totalmente suprimida por la eliminación de réplicas) no sea típica de los intervalos N y así confundir su inferencia del intervalo P .

Flujo Sísmico: esta representado por vectores cortos y binarios de las funciones (descritas arriba). Esta discretización estabiliza y robustece la confianza del reconocimiento de patrones.

V.1.4.- Diagnóstico de TIPS.

La lista de objetos D , son subclases con dos años antes de cada sismo fuerte. Los objetos N están dentro de tres años después de cada sismo fuerte.

Los sismos fuertes están definidos por la magnitud umbral (M_u) los identifica réplicas en la ventana de tiempo y respecto al intervalo de magnitud. Las magnitudes de cada evento se normalizan a una magnitud máxima.

Se estiman las funciones y su frecuencia de ocurrencia para definir regiones características encontrados en los objetos D y N , es decir los TIPS y no TIPS para la región dada. Falsas alarmas, son debidas al incremento de la actividad después de algunos sismos fuertes.

La determinación de TIPS con el algoritmo *CS* consistió de eliminar los eventos dobles del archivo base SANZONCAT (incluido en el paquete de *INTERIMERS*) usando el programa *ELCAT*, delimitando el resultado para el país *PERU* (1973 y 1990). La ventana de tiempo total comprendió del 15 febrero 1969 hasta 21 junio 1990. Con el programa *CATAL* se genera un *INTERIMERS* para una lista determinada. Igualmente se realiza un *INTERIMERS* de *INTERIMERS* de cada sismo fuerte sobre la región de interés *CS*.

V.1.3.- Reconocimiento de Patrones

Dividiendo el intervalo de tiempo en periodos "D" como los años antes de cada sismo fuerte (principal) y en intervalos "N" todo el tiempo restante, se expresa el caracter anómalo del flujo (región-tiempo) de sismos. Los primeros años posteriores a cada sismo fuerte son llamados intervalo "X", para evitar que la activación posterior (no totalmente suprimida por la eliminación de réplicas) no sea típica de los intervalos N y así confundir su diferencia del intervalo D.

Flujo Sísmico: esta representado por vectores cortos y binarios de las funciones (descritas arriba). Esta discretización estabiliza y robustece la confianza del reconocimiento de patrones.

V.1.4.- Diagnóstico de TIPs.

La lista de objetos D, son subclases con dos años antes de cada sismo fuerte. Los objetos N estan dentro de tres años después de cada sismo fuerte.

Los sismos fuertes estan definidos por la magnitud umbral (M_u). Se identifica réplicas en la ventana de tiempo y respecto al intervalo de magnitud. Las magnitudes de cada evento se normalizan a una magnitud máxima.

Se estiman las funciones y su frecuencia de ocurrencia para definir rasgos característicos encontrados en los objetos D y N, es decir los TIPs y no TIPs para la región dada. Falsas alarmas, son debidas al incremento de la actividad después de algunos sismos fuertes.

La determinación de TIPs con el algoritmo CN consistió de eliminar los eventos dobles del archivo base SAN20N.DAT (incluido en el paquete de programas) usando el programa EDCAT, delimitando el territorio para el Perú (Figuras V.1 y V.2). La ventana de tiempo total comprende del 16-febrero-1963 hasta 27-julio-1990. Con el programa CATAL se genera un subcatalogo para una área determinada. Igualmente se halla un subcatalogo de solamente "strongs", es decir sismos fuertes sobre la magnitud umbral M_u .

El programa PAR calcula las funciones de la región escogida a partir del archivo de salida del programa AFT (que separa las réplicas de los sismos principales). Para este caso se le asignan como datos de los "objetos" las fechas de los eventos importantes y la magnitud a ser considerada. Usando los valores de las funciones calculadas se definen las "clases" para cada "objeto" mediante el programa OBJ. Se aplica el programa CODM que construye histogramas para cada función y define la codificación binaria. Para cada evento se hallan sus "traits" es decir sus características según sea 1, 2, 3 para las clases D, N, X respectivamente. El programa CORA es aplicado para el reconocimiento de patrones, hallándose los vectores de clase 1, de clase 2 y vectores de reconocimiento. Al aplicar el programa VOT se encuentran los resultados para las tres clases (D, N, X). Finalmente al aplicar el programa TIP, se obtienen los "strongs" y los eventos que han sido precedidos con sus correspondientes tiempos de inicio y duración de TIP diagnosticado de la región,

El diagnóstico de TIPs de 1-5-1963 a 1-1-1990, fué aplicado para el Norte del Perú, ya que en esta parte han ocurrido los sismos más fuertes asociados a la subducción. Se empleó una magnitud umbral de 6.4 para los sismos fuertes. De 57 sismos fuertes con magnitud mayor o igual a 6.0 (Fig. V.3), solo para 10 de estos fueron diagnosticados sus TIPs. La duración total de TIPs respecto al total en tiempo es de 50.9%. En la Tabla 12 se expone los resultados. Sin embargo, la distribución de eventos en todo el Perú con magnitud igual o mayor a 6.0, se analizó igualmente (Fig. V.3).

TABLA 12
RESULTADOS DEL ALGORITMO CN

INICIO DE TIP dia-mes-año	SISMOS FUERTES		DURACION DE TIP
	Fecha	Magnitud	Meses
31-05-1970	31-05-1970	7.8	0.0
31-05-1970	10-12-1970	7.6	6.3
27-04-1972	05-01-1974	6.6	20.3
05-01-1974	27-04-1974	6.5	3.7
16-02-1977	16-02-1979	6.9	24.0
01-01-1982	19-11-1982	6.6	10.6
19-11-1982	12-04-1983	6.7	4.8
12-04-1986	23-11-1986	6.4	7.4
23-11-1986	13-08-1987	6.4	8.7
13-08-1987	12-04-1988	7.0	8.0

V.2.- Algoritmo M8

V.2.1.- Introducción.

Con este algoritmo, se evalúa los Tiempos de Incremento de Probabilidad (TIPs) para sismos fuertes con magnitud igual o mayor que una magnitud dada μ . Una descripción más amplia del algoritmo M8 se encuentra en Keilis-Borok y Kuznetsov (1988), Keilis-Borok y Kossobokov (1990), Novelo (1990).

Considerando el flujo sísmico dentro de un área, el diámetro del área depende de la magnitud umbral μ ($\text{diámetro} = \exp(\mu - 5.6) + 1$ en grados). Varias características del flujo de sismos son estimadas como funciones de una ventana de tiempo deslizante (Keilis-Borok y Kossobokov, 1990).

V.2.2.- Características.

Las funciones son definidas en una secuencia de sismos principales (es decir se separan las réplicas dentro de aceptables ventanas de tiempo y espacio). Cada sismo principal es definido por un vector de seis componentes:

- tiempo origen
- latitud
- longitud
- profundidad
- magnitud, y
- número de réplicas que ocurrieron en los primeros días después del sismo principal.

V.2.3.- Funciones.

Nivel de la Actividad Sísmica (N): número de sismos principales que ocurrieron en un intervalo de tiempo.

Desviación de la actividad sísmica (L): es la tendencia lineal a largo plazo, caracterizada considerando el inicio del catálogo.

Concentración de sismos principales (Z), en espacio: es medido a partir de una suma pesada de los sismos principales dentro del intervalo de tiempo y de magnitud, respecto al nivel de actividad.

Agrupamiento de sismos (B): es representado por el número máximo de réplicas en el último año, para los sismos principales, desde rangos de magnitudes ($\mu - 2$ y $\mu + 0.2$).

V.2.4.- Diagnósis de TIPs.

El flujo de sismos, es representado ahora, por un vector de siete funciones (N_1 , L_1 , Z_1 , N_2 , L_2 , Z_2 , B). Cada grupo (N_1 , N_2), (L_1 , L_2), (Z_1 , Z_2) y (B) contienen funciones que al tener valores extremadamente grandes es declarado un TIP, para un tiempo t con duración elegida dentro de 5 años (Keilis-Borok y Kossobokov, 1986).

La elección de la magnitud umbral (μ), es considerada de acuerdo a los sismos fuertes posibles a encontrar en el área de estudio con una magnitud suficientemente mayor.

Esta técnica se usa en el diagnóstico de los TIPs antes de un sismo fuerte. Se considera un flujo de sismos representado por las (7) funciones del catalogo de eventos delimitados para el territorio del Perú (Fig. V.2). Un catalogo entresacado (16-febrero-1963 hasta 27-julio-1990) del archivo SAN20N.DAT por medio del programa EDCAT elimina eventos dobles (borrando el segundo evento), en segundo lugar el programa CATAL selecciona el territorio segun latitud y longitud.

Delimitada el área territorial, con el programa AFT se hallan los sismos principales a partir de las réplicas. Los parámetros usados son la ventana de tiempo, la mínima y máxima magnitud, la profundidad y la magnitud del sismo fuerte ("strong"). Los sismos principales pueden cubrir el rango de todas las magnitudes. El intervalo de tiempo para la selección de las réplicas, depende de cuantos eventos de un intervalo de magnitud ocurren para un intervalo de tiempo. Se describe abajo el criterio usado:

Intervalo-Magnitud	Intervalos tiempo
0.00 -- 3.49	2d - 25días
3.49 -- 3.99	2d - 40días
3.99 -- 4.49	2d - 91días
4.49 -- 5.49	2d - 182días
5.49 -- 6.49	2d - 1año
6.49 -- 9.00	2d - 2años

Finalmente el programa MS halla los TIPs, considerando el intervalo de tiempo $T_b - T_e$ (año inicial y final de la ventana de tiempo), los límites de profundidad, el área territorial, la magnitud umbral M_u ($M_u \geq M$) y las áreas cuadradas o circulares (nombres de lugares) con diámetro:

$$2^*R(M_u) = (\exp(M_u - 5.6) + 1)^*$$

(R es el radio del área) para cada T^* (fecha base de diagnóstico y cercana a un evento fuerte), la actividad estimada desde T_b hasta $T^* - t(M_u)$.

Debido a que se escogieron 7 zonas (Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco, Rioja, Ica, Selva) y en cada una de ellas se eligieron áreas (círculos o cuadrados) para diferentes sismos en diferentes tiempos de ocurrencia, se escogieron los años de los eventos de acuerdo a la lista de los "strongs". La superposición de áreas es porque existen varios sismos fuertes en el área escogida. Los sismos fuertes cubren los años T^* para las zonas a ser detectados por TIPs (TABLA 13).

TABLA 13
VALORES DE T^* PARA CADA ZONA

ZONA	T^*			
Chimbote	1966,	1967,	1970,	1974
Lima	1966,	1967,	1970,	1974
Arequipa	1974,	1979,	1982,	1989
Cuzco	1974,	1985		
Rioja	1968,	1972,	1983,	1990
Ica	1974			
Selva	1963			

TABLA 14
RESULTADOS CON EL ALGORITMO M8 EN EL PERU

AREA ZONA	#s	TIP(AREA)	AÑOS(A)	#s	TIP(AREA)	AÑOS(B)
1ra. CORRIDA						
1 Chimbote	2	stip 1	72-78	2	stip 1	72-76
2 Arequipa						
3 Lima	1	stip 3	72-77	1	stip 3	72-76
2da. CORRIDA						
1 Chimbote						
2 Arequipa						
3 Lima				1	stip 3	74-79
4 Ica				5	stip 4	71-79
5 Rioja	3	stip 5	87-94			
3ra. CORRIDA						
1 Chimbote				1	stip 1	70-75
2 Arequipa						
3 Lima				1	stip 3	74-79
4 Ica						
5 Rioja	3	stip 5	72-78			
4ta. CORRIDA						
1 a 4 Chimbote				1	stip 1,	70-75
5 a 8 Lima				1	stip 3	70-75
9 a 11 Arequipa				1	stip 5	74-79
13 a 14 Cuzco						
15 a 18 Rioja	1	stip 15	87-94			
	3	stip 17	88-94			
	3	stip 18	87-94			
5ta. CORRIDA						
1 a 3 Chimbote				4	stip 1	70-79
4 a 6 Lima				3	stip 2	71-78
7 a 10 Arequipa				4	stip 4	70-79
11 a 12 Cuzco				4	stip 5	71-79
13 a 16 Rioja				1	stip 6	73-78
17 Ica	1	stip 17	72-77	1	stip 17	72-77
18 Selva						
6ta. CORRIDA						
1 a 3 Chimbote				1	stip 1	70-75
4 a 6 Lima				1	stip 3	70-75
7 a 10 Arequipa				1	stip 4	74-79
11 a 12 Cuzco						
13 a 16 Rioja	1	stip 13	87-94			
	1	stip 15	87-94			
	1	stip 16	87-94			
17 Ica	1	stip 17	73-78			
18 Selva						

El algoritmo M8 reconoce los siguientes tipos de TIPS en ventanas de 5 años:

- CTIP: es una alarma de un tip que aun no ha expirado.
- FTIP: tip de falsa alarma en el cual no ocurrió un sismo con $M_2(Mu-0.5)$.
- TTIP: tip durante el cual ocurre un sismo con una magnitud $Mu > M_2(Mu-0.5)$.
- STIP: es un tip exitoso durante el cual ocurrió un sismo con $M_2(Mu-0.5)$.

Los resultados de las corridas se realizaron en dos juegos que aparecen en la Tabla 14, donde por ejemplo 2 stip 1 significa que stip (por ser el más adecuado) se encuentra en dos veces en el área 1. El primer juego sobre el lado izquierdo a (Tb,Te)- 1970,1991, el segundo juego sobre el lado derecho corresponde a (Tb,Te)- 1963,1991. Los tips hallados están en las áreas de Chimbote, Lima, Rioja, Ica. Resumiendo tenemos:

- Corrida 1ra: 4 strong con 2 stips, $Mu=7.0$, usando 3 círculos, $R=280$ km.
- Corrida 2da: 12 strongs con 3 stips, $Mu=6.5$, usando 5 cuadrados, $R=192$ km.
- Corrida 3ra: 12 strongs con 3 stips, $Mu=6.5$, usando 5 cuadrados, $R=192$ km.
- Corrida 4ta: 12 strongs con 7 stips, $Mu=6.5$, usando 18 cuadrados, $R=280$ km.
- Corrida 5ta: 5 strongs con 1 stip, $Mu=7.0$, usando 18 cuadrados, $R=280$ km.
- Corrida 6ta: 18 strongs con 4 stips, $Mu=6.5$, usando 18 cuadrados, $R=192$ km.

Del segundo juego de las corridas se encuentra tips para Chimbote, Lima, Rioja, Arequipa, Ica y se resume:

- Corrida 1ra: 4 strong con 3 stips, $Mu=7.0$, usando 3 círculos, $R=280$ km
- Corrida 2da: 12 strongs con 7 stips, $Mu=6.5$, usando 5 cuadrados, $R=192$ km.
- Corrida 3ra: 12 strongs con 3 stips, $Mu=6.5$, usando 5 cuadrados, $R=192$ km.
- Corrida 4ta: 12 strongs con 9 stips, $Mu=6.5$, usando 18 cuadrados, $R=280$ km.
- Corrida 5ta: 5 strongs con 19 stip, $Mu=7.0$, usando 18 cuadrados, $R=280$ km.
- Corrida 6ta: 18 strongs con 3 stips, $Mu=6.5$, usando 18 cuadrados, $R=192$ km..

STIP (TIP exitoso) es la detección de un área diagnosticada. En muchos casos siempre hay eventos inferior Mu (FTIP). En las Figuras V.4, V.5, V. 6, V.7, V.8, V.9, se expresan las áreas de los sismos fuertes (círculos) y las principales ciudades capitales del Perú, para las 6 "corridas" con STIP.

Los TIPS para la zona de Rioja tienen un tiempo en avance hasta 1994 (stips 1989-1994), lo cual nos podría indicar que va a seguir temblando en esa zona, esto es de importancia como fuente de riesgo significativa para esta área.

FIGURAS

Fig. V.1.- Límites geográficos del Perú con sus principales ciudades capitales de Departamento (cuadrados negros).

Fig. V.2.- Flujo de sismicidad total desde febrero 1963 a agosto 1991 (puntos negros). Los cuadrados (blancos) son ciudades importantes (ver Fig. V.1).

Fig V.3.- Determinación de TIPs usando el algoritmo CN, para el área llamada Norte y todo el territorio peruano. Los círculos son sismos con magnitud igual o mayor a 6.0. Círculos con una cruz interior son eventos diagnosticados.

Fig V.4.- Determinación de TIPs usando el algoritmo M8, 1ra Corrida, para las área llamadas Chimbote, Lima y Arequipa. Los círculos (oscuros) son (4) sismos fuertes con magnitud $M_u \geq 7.0$. Los círculos cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio=280 km). Se detecta STIPs en Chimbote (1972-7 a 1977-7 y 1973-7 a 1978-7) y Lima (1972-7 a 1977-7).

Fig. V.5.- Determinación de TIPs usando el algoritmo M8, 2da. Corrida, para las área llamadas Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco y Rioja. Los círculos (oscuros) son (12) sismos fuertes con magnitud $M_u \geq 6.5$. Los cuadrados cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio=192 km). Se detecta STIPs en Rioja (1987-7 a 1992-7, 1988-7 a 1993-7 y 1989-7 a 1994-7).

Fig. V.6.- Determinación de TIPs usando el algoritmo M8, 3ra. Corrida, para las área llamadas Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco y Rioja. Los círculos (oscuros) son (12) sismos fuertes con magnitud $M_u \geq 6.5$. Los cuadrados cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio=192 km). Se detecta STIPs en Rioja (1987-7 a 1992-7, 1988-7 a 1993-7 y 1989-7 a 1994-7).

Fig. V.7.- Determinación de TIPs usando el algoritmo M8, 4ta. Corrida, para las área llamadas Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco, Arica y Rioja. Los círculos (oscuros) son (12) sismos fuertes con magnitud $M_u \geq 6.5$. Los cuadrados cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio=192 km). Se detecta STIPs en Rioja (1987-7 a 1992-7, 1988-7 a 1993-7 y 1989-7 a 1994-7).

Fig. V.8.- Determinación de TIPs usando el algoritmo M8, 5ta. Corrida, para las área llamadas Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco, Rioja, Ica y Selva. Los círculos (oscuros) son (5) sismos fuertes con magnitud $M_u \geq 7.0$. Los cuadrados cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio=280 km). Se detecta STIP en Ica (1972-7 a 1977-7).

Fig. V.9.- Determinación de TIPs usando el algoritmo M8, 6ta. Corrida, para las área llamadas Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco y Rioja. Los círculos (oscuros) son (19) sismos fuertes con magnitud $M_u \geq 6.5$. Los cuadrados cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio=192 km). Se detecta STIPs en Rioja (1987-7 a 1992-7, 1988-7 a 1993-7 y 1989-7 a 1994-7) e Ica (1973-7 a 1978-7).

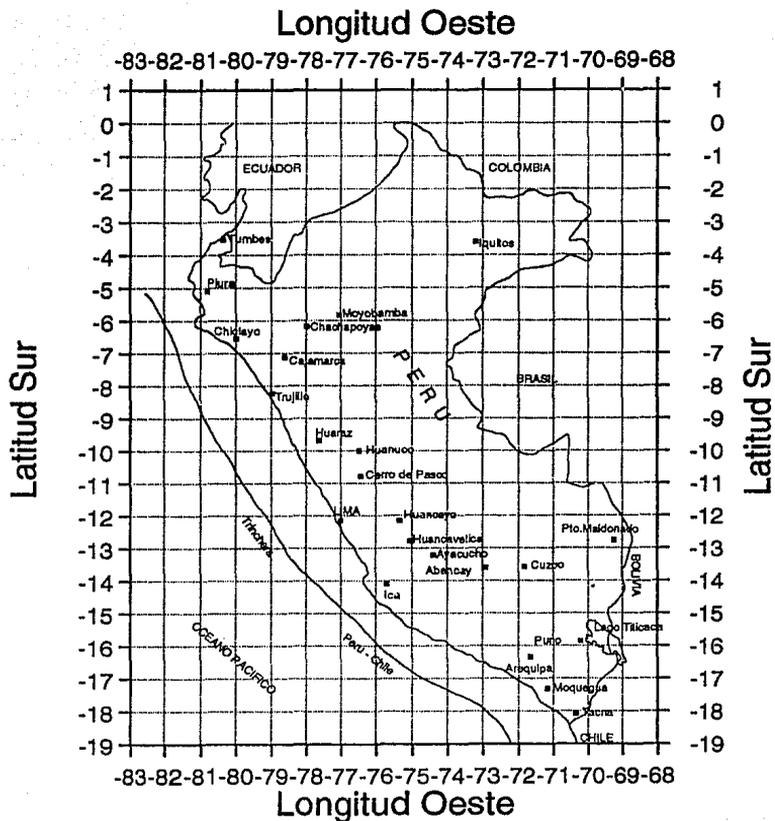


Fig. V.1.- Límites geográficos del Perú con sus principales ciudades capitales de Departamento (cuadrados negros).

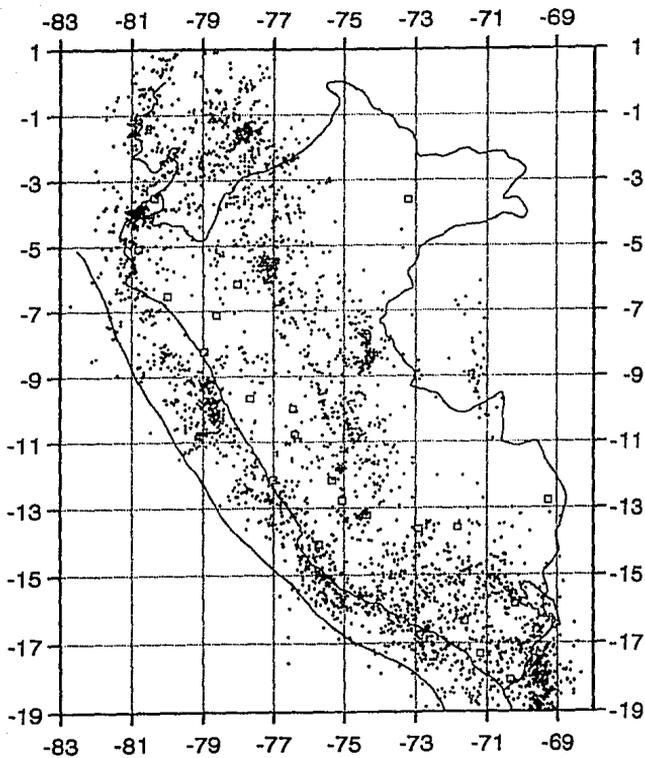


Fig. V.2.- Flujo de sismicidad total desde febrero 1963 a agosto 1991 (puntos negros). Los cuadrados (blancos) son ciudades importantes (ver Fig. V.1).

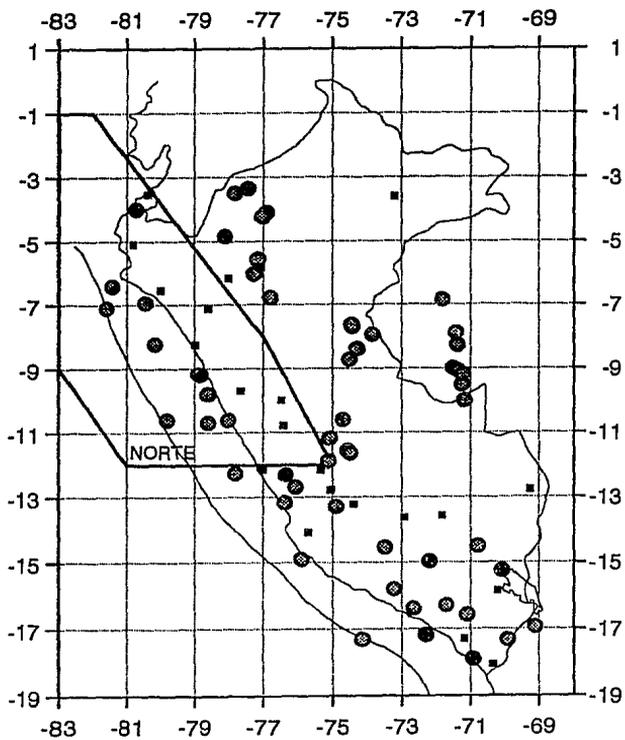


Fig V.3.- Determinación de TIPS usando el algoritmo CN, para el área llamada Norte y todo el territorio peruano. Los círculos son sismos con magnitud igual o mayor a 6.0. Círculos con una cruz interior son eventos diagnosticados.

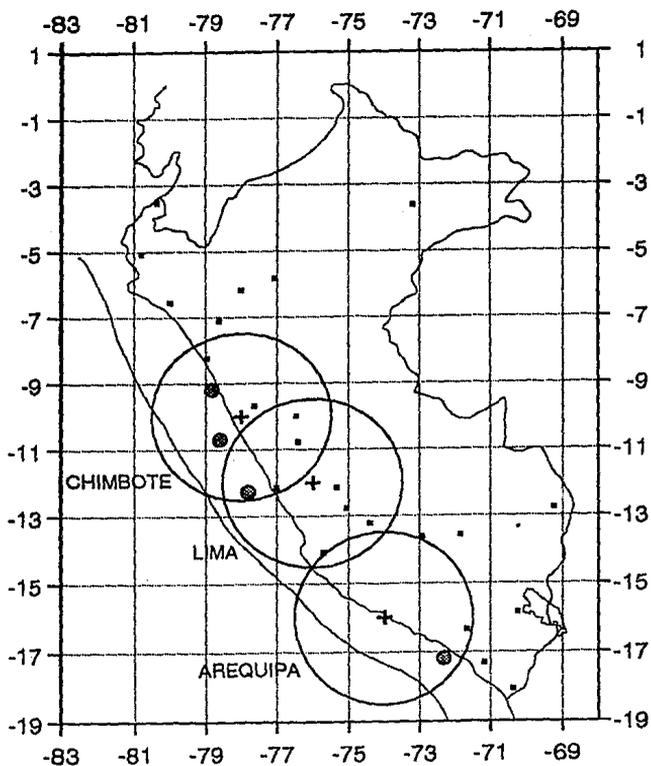


Fig V.4.- Determinación de TIPs usando el algoritmo M8, 1ra corrida, para las área llamadas Chimbote, Lima y Arequipa. Los círculos (oscuros) son (4) sismos fuertes con magnitud $M_u > 7.0$. Los círculos cuyo centro tiene una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio-280 km). Se detecta STIPs en Chimbote (1972-7 a 1977-7 y 1973-7 a 1978-7) y Lima (1972-7 a 1977-7).

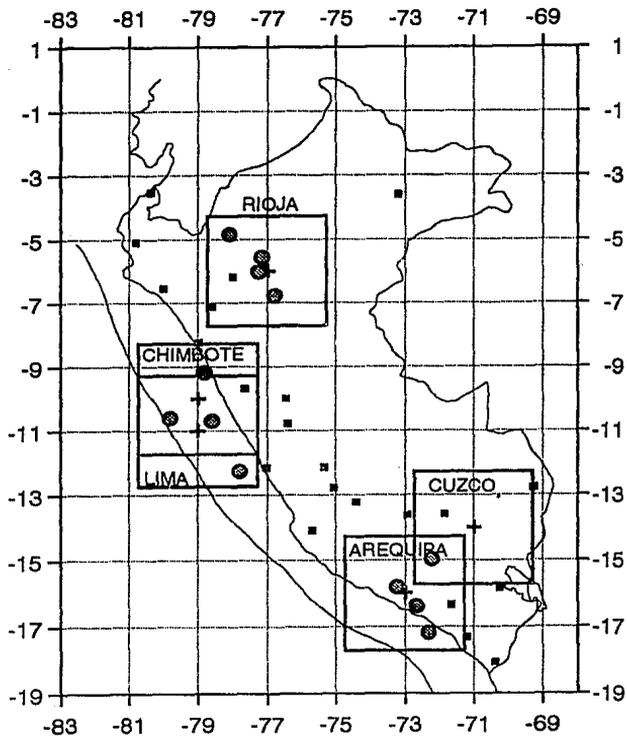


Fig. V.5.- Determinación de TIPs usando el algoritmo M8, 2da. Corrida, para las área llamadas Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco y Rioja. Los círculos (oscuros) son (12) sismos fuertes con magnitud $M_u \geq 6.5$. Los cuadrados cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio=192 km). Se detecta STIPs en Rioja (1987-7 a 1992-7, 1988-7 a 1993-7 y 1989-7 a 1994-7).

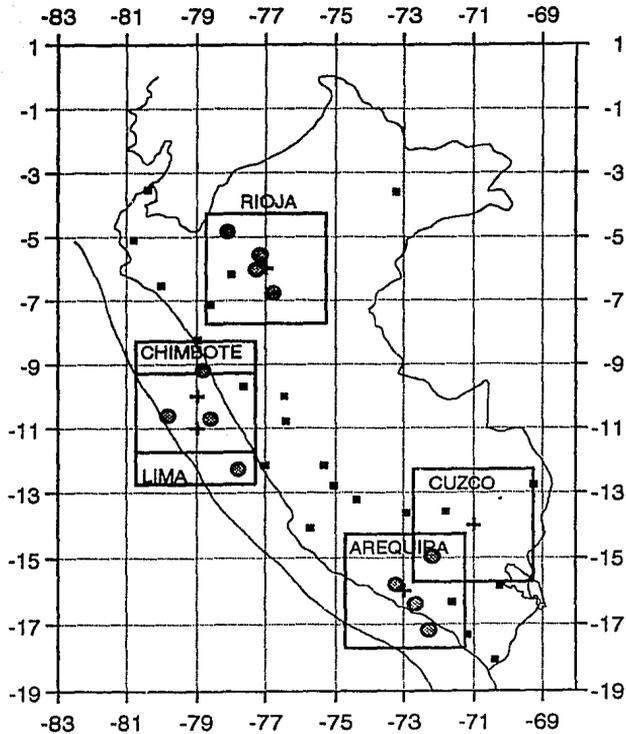


Fig. V.6.- Determinación de TIPs usando el algoritmo M8, 3ra. Corrida, para las áreas llamadas Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco y Rioja. Los círculos (oscuros) son (12) sismos fuertes con magnitud $M_w \geq 6.5$. Los cuadrados cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio-192 km). Se detecta STIPs en Rioja (1987-7 a 1992-7, 1988-7 a 1993-7 y 1989-7 a 1994-7).

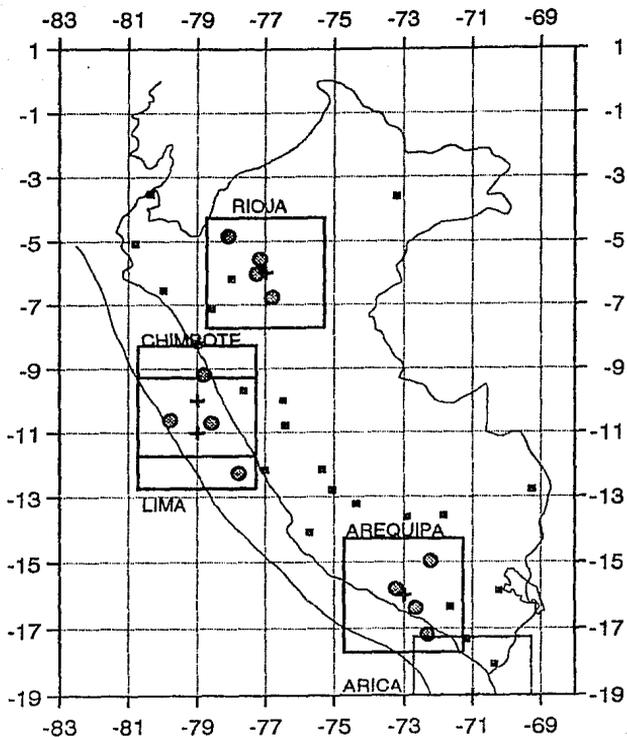


Fig. V.7.- Determinación de TIPs usando el algoritmo M8, 4ta. Corrida, para las áreas llamadas Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco, Arica y Rioja. Los círculos (oscuros) son (12) sismos fuertes con magnitud $M_u \geq 6.5$. Los cuadrados cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio=192 km). Se detecta STIPs en Rioja (1987-7 a 1992-7, 1988-7 a 1993-7 y 1989-7 a 1994-7).

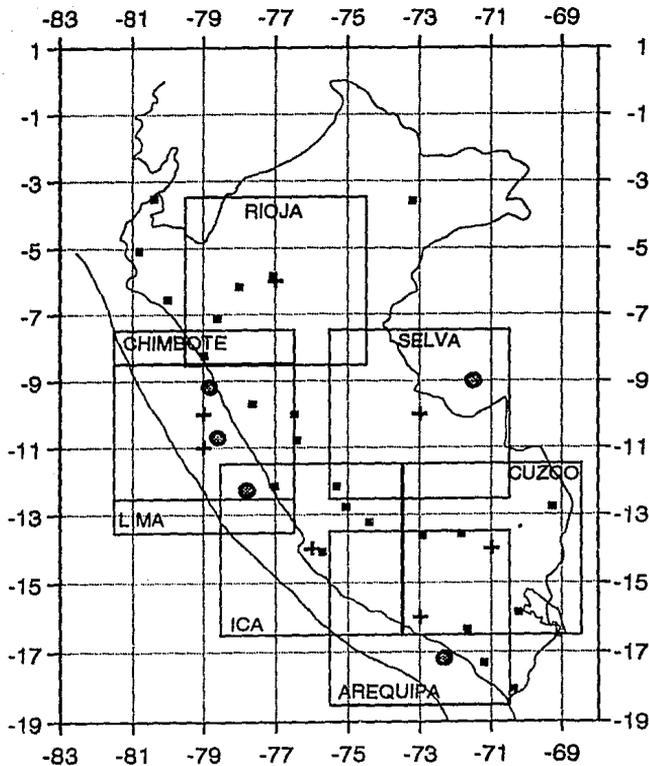


Fig. V.8.- Determinación de TYPs usando el algoritmo M8, 5ta. Corrida, para las áreas llamadas Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco, Rioja, Ica y Selva. Los círculos (oscuros) son (5) sismos fuertes con magnitud $M_u \geq 7.0$. Los cuadrados cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio=280 km). Se detecta STIP en Ica (1972-7 a 1977-7).

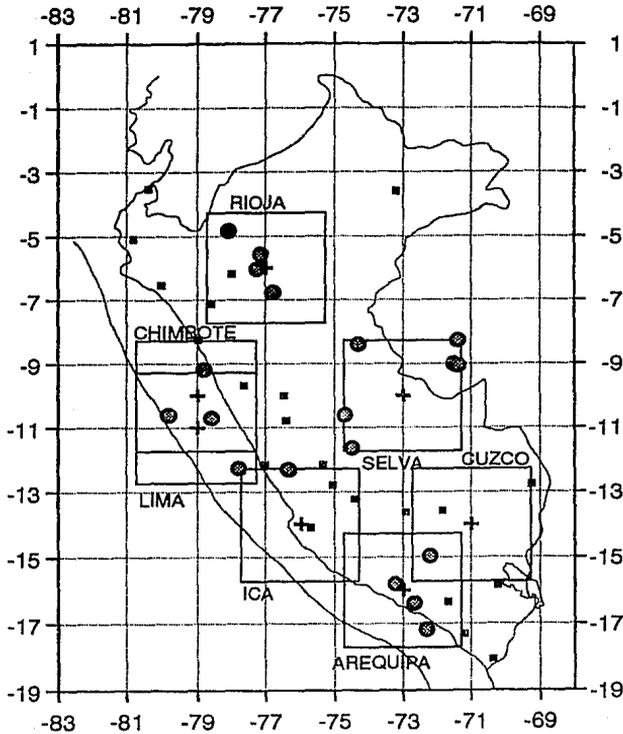


Fig. V.9.- Determinación de TIPS usando el algoritmo M8, 6ta. Corrida, para las área llamadas Chimbote, Lima, Arequipa, Cuzco y Rioja. Los círculos (oscuros) son (19) sismos fuertes con magnitud $M_u \geq 6.5$. Los cuadrados cuyo centro es una cruz son las áreas de probable ocurrencia (Radio=192 km). Se detecta STIP en Rioja (1987-7 a 1992-7, 1988-7 a 1993-7 y 1989-7 a 1994-7) e Ica (1973-7 a 1978-7).

VI.- DISCUSION

VI.1.- Sismotectónica

Es importante recordar que los cinco sismos seleccionados tienen las siguientes características: (a) un equiespaciamiento en tiempo de casi 5 años en promedio (excepto entre los eventos de 1977 y 1979), (b) cobertura en espacio debido a la distribución en la zona continental, (c) pocos mecanismos focales publicados a partir de la modelación, (d) ubicación a profundidades intermedias (e) recomprobación de la zona de transición. Por lo tanto, los cinco eventos modelados, expresan una cobertura espacial, para expresar la influencia sismotectónica transicional de la placa subducida y contorneada.

En la Figura III.1, se aprecia una ausencia de sismos fuertes (con magnitudes mayores que 5.5 m_b) en pequeñas porciones a los extremos noroeste y sureste de la zona de contorsión. En cambio, con una alienación SW-NE, ocurre el sismo más fuertes como el 16 de febrero de 1979 ($m_b = 6.2$, $m_s = 6.9$) y le sigue en magnitud el sismo del 18 de junio de 1984 ($m_b = 5.8$). Esto podría significar que en esa dirección (pero en profundidad) existe la mayor concentración de esfuerzos. Los eventos 11-08-1968 (al noroeste) y el evento 30-12-1965 (al sureste) quedan unidos por las pequeñas zonas sin eventos grandes a la zona de liberación mayor de esfuerzos (Fig. III.1).

Inclusive los sismos del 15-1-1958, 13-1-1960 y 9-3-1960 con magnitudes 7, 7.5 y 6.1 (PAS) respectivamente y registrados por el USCGS (ver Tabla 12), causaron considerable daño material y humano sobre la ciudad de Arequipa y la región Suroeste del Perú y la ubicación epicentral de estos eventos está en las cercanías de la contorsión. Los efectos destructivos están asociados al comportamiento heterogeneo del suelo geológico local de los terrenos sobre la ciudad (Yanqui, 1989). El 23 de marzo de 1962 se instala en Arequipa (Characato) la estación ARE (16.4621°S, 71.4913°W) y ese mismo año en Lima la estación NANA, ambas de la red WWSSN.

La sismicidad intermedia con mediana concentración corre sensiblemente paralela a la costa tierra adentro, Kosaka (1987) atribuye a esta franja sísmica la fuente principal de sismos destructivos que ocurren en la región. La profundidad de los eventos van aumentando gradualmente conforme se avanza de la costa al continente, hasta casi debajo del Altiplano.

El levantamiento de los Andes y los cambios tectónicos o estilo magmático es la expresión de los cambios en la geometría de la placa subducida (Megard, 1987). La tectónica compleja y el contacto con la placa de Nazca es difícil de interpretar. Huamán (1985) interpreta imágenes Lansat (1/1'000,000), para el piedemonte del Pacífico en el suroeste del Perú encuentra que el número total de fracturas predominan en la dirección N120°E (Fig VI.1). Las observaciones geológicas del Terciario y Cuaternario indican el sentido de las fuerzas actuando en la formación y conformación actual de los Andes, como una influencia de las condiciones de esfuerzos de profundidad intermedia respecto a las condiciones de esfuerzos superficiales. Por otro lado, los azimut de algun plano nodal de los mecanismos focales presentados en este trabajo tienen similar orientación como el evento 30-12-1965 y 17-06-1970, a 140 y 99 km (ISC) de profundidad respectivamente.

Las curvas topográficas de los cañones del río Colca (3233 metros de profundidad) a cuyas orillas está la ciudad de Chivay (más profundo que el cañón del Colorado en EUA) y el cañón de Cotahuasi sirve de lecho al río del mismo nombre y ciudad, permiten explicar las dimensiones de los esfuerzos que llevaron a crear tales estructuras topográficas (Fig. III.5). Una interesante apreciación de estos dos cañones, es que ambos tienen una dirección casi E-W alrededor de los 4000 msnm., para bajar hacia las cotas más bajas en la dirección perpendicular a la costa. Hay semejanza entre cambio en la dirección principalmente del cañón del Colca y la curvatura en la dirección de los ejes de Tensión. Es necesario tener más datos para atribuirle una causa debida a los esfuerzos tectónicos, o la acción erosiva entre los volcanes sería su origen.

Los 6 mecanismos focales publicados (Fig. VI.2) (Tablas 8 y 10), el sismo de 26-01-1964 está a sólo 20 km de la ciudad de Arequipa, (ver Tabla 8 y Figuras VI.3 y VI.4). Queda sin mecanismo focal el evento del 9-marzo-1960 pues ocurrió antes de la instalación de la red WWSSN (ver Tabla 11 y Figura III.1).

El mecanismo focal del evento tensional del 15-01-1958 (ver Tabla 11) tiene los planos nodales con una orientación similar al evento del 13-01-1960 (compresional) y sus ejes de tensión (T) difieren en 73° en azimut, casi en conjugado. Ambos planos 2 (ver Tabla 9) difieren 8° y pueden interpretarse como los planos de falla (Fig. VI.1). Los 3 eventos de 1964, 1965 y 1970 son normales, con planos nodales similares (ver Tabla 8 y 10) (Figura VI.2) con ejes T de 64° , 70° , y 41° en azimut respectivamente, indicando la poca variación de los esfuerzos.

Los eventos 17-06-1970 y 30-12-1965 (Fig. VI.2) tiene un plano nodal con mismo azimut, pero el segundo plano para el sismo del 30-12-1965 (en el extremo inferior izquierdo de la zona de éste estudio) está orientado con una tendencia N-S (eje T - 70°) lo cual nos podría indicar el cambio de dirección del plano de falla, pues el eje de la trinchera se aleja de la costa y empieza a tener una orientación N-S al norte de Chile, igualmente la línea de costa (Fig. VI.2).

La orientación que sufre la placa de Nazca del rumbo del eje (no linealmente recto) de cambio de ángulo y que es expresado por los contornos de profundidad, resultando en un combeamiento tridimensional, expresado en una parte cóncava seguida de la parte netamente transicional y una parte convexa, A pesar de la convergencia oblicua (Fig. II.1), los planos de falla rotan a un rumbo NW-SE a la altura de la Trinchera Perú-Chile (15° S a 20° S), pero los vectores de deslizamiento mantienen una orientación EW (DeMets et al., 1990). Cahill y Isacks (1992) modelan una forma tridimensional de la placa subducida donde una parte de la zona transicional todavía conserva una sección plana (Fig. II.12) para inmediatamente cambiar abruptamente en ángulo hacia abajo. Asimismo en las zonas donde hay escasez de eventos la geometría de la placa tiende a ser horizontal. Por lo tanto, la complejidad de la placa de Nazca en profundidad es mejor expresada en los esfuerzos desarrollados por los eventos fuertes de profundidad intermedia. Asimismo la sismicidad superficial que surge de la interacción de la placa oceánica y la corteza continental de Sudamérica se expresa en la liberación de esfuerzos al tener un menor acoplamiento de las placas a mayor ángulo de subducción en profundidad.

Si hacemos una relación comparativa en otros lugares, podemos hacer una analogía con cambios resaltantes en la placa de Nazca. Un caso ocurre en Chile Central con la contorsión de la placa, cambio del ángulo de subducción y actividad volcánica (Cahill y Isacks, 1992). En la Figura II.1, se observa de Norte a Sur la dorsal de Nazca, la zona de fractura Easter, la dorsal Perdida (Fig. II.10a), la zona de fractura Challenger y finalmente la dorsal Juan Fernandez. Parecería que las zonas de fractura controlan la existencia de los centros volcánicos jóvenes (Fig. II.10b) entre 16°S y 28°S, ya que se observa su intercepción en la costa en aquellas latitudes. El control de los cambios de ángulo en la subducción se le atribuiría al marco que hacen las dos dorsales entre 15° S y 34° S (Fig. II.10a). Considerando una velocidad mayor de la placa de Nazca, la mayor edad (implica mayor peso y cambio de fase en las rocas) en las cercanías del codo de Arica (Fig. II.2) y la consecuente intrusión de una porción de la astenósfera entre la placa de Nazca y la continental, obligadas por el engrosamiento cortical continental y por una especial celda de convección del manto.

Otro caso, pero a escala menor, sucede con la geometría de la pequeña placa Juan de Fuca enfrente de los Estados de Oregon y Washington en USA. Hay un cambio abrupto en el ángulo de subducción, con una incidencia oblicua, existe un frente volcánico activo (a 200 km de la trinchera) y una dirección de esfuerzos similar a la zona de éste estudio (Weaver y Baker, 1988). No hay un símil a la dorsal de Nazca, pero los rasgos que controlan el cambio de ángulo de subducción sería los bordes norte y sur de la placa Juan de Fuca y los morfoestructurales.

En el caso mexicano, existe un eje neovolcánico, que no es paralelo a la costa ni a la trinchera como en los casos anteriores. En la zona donde se tiene una aproximación entre la trinchera y los volcanes activos (Ejm. el volcán de Colima), el ángulo de subducción es mayor (45° - 50°) hasta 100 km de profundidad (Pardo y Suárez, 1993). Un posible rasgo de control sería la zona de fractura Rivera, el borde de separación entre las placas Cocos y Rivera.

En Japón (Hasegawa et al., 1987) en la porción recta de la placa, existe una zona doble de sismicidad de eventos compresionales y tensionales en la parte superior e inferior respectivamente entre los 70 y 150 km de profundidad o

como en el arco de la Nuevas Hébridas (Louat y Pelletier, 1989) donde se alternan tanto mecanismos focales inversos y normales, indicando un equilibrio de los esfuerzos, y en una misma dirección. En el suroeste del Perú no hay tal zona doble, pues no hay estrictamente una parte recta de la placa, pese a existir una cadena volcánica en ambos casos.

El buzamiento o inclinación del plano definido por una manifiesta sismicidad hipocentral no es regular ni constante, sino que se advierte variaciones de curvatura o torcimiento.

Es importante realizar estudios sobre la parte más oriental amazónica, Cuzco, donde la subducción vuelve a su estado "normal", allí donde el "gap" o vacío de sismicidad profunda ocurre, apareciendo luego los más profundos, para verificar el cambio en la curvatura de la placa profunda. Mediante la técnica del modelado de Nabelek ayudaría a comprender el tipo de fuente y el estado de esfuerzos. Igualmente la zona del codo de Arica es atractiva para estos estudios.

6.2.- Modelación de Ondas P y SH

Este estudio está basado en el análisis de los sismogramas observados (analógicos y digitales) de eventos fuertes, mediante la técnica de modelación de Nabelek (1984). Esta es una forma eficaz de determinar los parámetros sísmicos y los esfuerzos asociados a la subducción, usando eventos fuertes ($m_b \geq 5.5$).

A su vez el modelado de los eventos seleccionados en este estudio permite ver claramente a partir de eventos fuertes como es el comportamiento de la Placa de Nazca en esta zona de transición de cambio en el ángulo del buzamiento. Las investigaciones por medio de inversiones de eventos más fuertes del Norte del Perú se han efectuado, pero en el suroeste del Perú no ha sido atractivo por varios factores como son la escasa ubicación de estaciones, la localización a distancias telesísmicas, la falta de cobertura azimutal hacia el Océano Pacífico y la escasa cantidad de eventos. Debido al acoplamiento (por el bajo ángulo) de la placa de Nazca en el segmento norte de Perú, han ocurrido los eventos más fuertes del Perú.

El propósito de la modelación es encontrar el mejor mecanismo focal además de la profundidad, ya que de ésta manera se está ajustando la forma de onda del primer arribo de las ondas P y SH, encontrándose sus respectivos mecanismos focales de ruptura. Usando las estaciones a distancias teleseísmicas la fuente es considerada prácticamente un punto. Las dimensiones de la función tiempo fuente esta en la relación a longitud de la ventana de inversión.

Grange et al. (1984) con una red local (Fig. IV.1), comprueba para un área algo más grande la zona con una variación transicional de la subducción de la Placa de Nazca y con mecanismos focales (incluyendo algunos compuestos), variando en las orientaciones de los ejes y los cuadrantes de polaridades. Sin embargo en éste trabajo aparte de abarcar dicha zona, se comprueba tal variación mediante el modelado de 5 eventos detectados en la red WWSSN. En terminos de estado de esfuerzos, los tipos de mecanismo de profundidad intermedia nos dicen: (1) que a éstas profundidades se expresa mejor el comportamiento de la placa infradeslizante y (2) que las fuerzas son de un jalamiento desde la parte más inferior que arrastra a la parte superior cóncava.

El resultado más importante es que los mecanismos de los eventos modelados poseen los ejes T siguiendo la perpendicular a las líneas o contornos de profundidad para el modelo de Grange et al. (1984). Similarmente en el modelo de Boyd et al. (1984) con contornos al tope de la placa subducida, hay una diferencia de más de 25 km desplazado hacia el continente respecto al modelo de Grange, sin embargo las isolíneas de profundidad tienden en la misma orientación y en acuerdo con los ejes T de los mecanismos focales de los eventos modelados.

La soluciones de mecanismos focales CMT (HARVARD) desde 1977 hasta 1991 (Fig. VI.3), para el rectángulo de la Figura III.1, se encuentra que en la mayoría de ellos hay una cierta coincidencia entre las soluciones de los eventos modelados (Tabla 15) . Coinciden en fecha unicamente 3 eventos: 31-12-1977, 16-02-1979 y 18-06-1984. Se da mayor confiabilidad de los eventos modelados. También, hay una escasez de mecanismos publicados por Harvard al extremo sureste de dicho rectángulo (Fig. VI.3).

TABLA 15
RESULTADOS DE LOS PARAMETROS DE LA MODELACION

FECHA	Ev	ϕ	β	λ	PROF.	Mo	R	D
D-M-A		grados	grados	grados	km	N*m	seg.	seg.
11-08-1968	1	8.7	57.0	-67.5	86.00	1.73E18		4
	2	397.0	96.6	-159.6	86.00	0.66E18	12.0	4
28-07-1973		193.0	31.2	3.0	117.95	1.08E18		6
31-12-1977		329.0	76.1	-109.9	132.19	6.54E18		4
16-02-1979	1	52.3	29.1	30.8	50.07	2.70E19		5
	2	138.0	14.4	97.6	50.70	1.07E19	4.5	5
18-06-1984	1	315.7	65.4	-140.6	94.95	5.44E18		10
	2	325.5	65.6	-142.6	97.88	2.57E18	29.77	8

donde:

D-M-A Dia-Mes-Año
 Ev Evento
 ϕ β λ azimut, buzamiento y deslizamiento del plano de falla
 PROF. profundidad
 Mo momento sísmico (E18 = $\times 10^{18}$)
 R retraso de la segunda fuente puntual
 D duración de la fuente

VI.2.1.- El sismo del 11- agosto-1968.

El evento 11-08-1968 modelado con la técnica de Nabelek constituye un aporte pues no existía mecanismos focal publicado y tiene como resultado un mecanismo focal de tipo normal con orientación o rumbo de los planos casi dirección N-S, para una profundidad de 86 km y momento sísmico $M_0 = 2.39E18$ N*m. El rumbo del plano de falla preferencial es $\phi = 358$. Este evento pese a tener una profundidad inferior a los 100 km para su ubicación, se orientan los planos de acuerdo a los contornos del modelo de Grange corroborando por la dirección de los esfuerzos (ejes T). Hay una diferencia de 40 grados en rumbo con el mecanismo del segundo evento, cuyos ejes T mantiene casi la misma dirección del primer evento.

VI.2.2.- El sismo del 28- julio-1973.

El sismo del 28-07-1973, tiene un mecanismos focal inverso modelado con un plano de falla preferencial muy cercano a la vertical. Los rasgos impulsivos del primer arribo nos indican la característica de profundidad intermedia de este evento. No existe mecanismo focal CMT. El mecanismo focal modelado ($\phi = 100.4^\circ$) tiene una profundidad de 117.95 km y el dado por el ISC es de 110 km, con momento sísmico más bajo de todos los modelados ($1.08E18$ N*m). Los ejes de tensión T (38°) por su ubicación dentro del modelo de Grange (1984) estaría casi perpendicular a las curvas de isoprofundidad de la placa subducida.

VI.2.3.- El sismo del 31-diciembre-1977.

Para el sismo de 31-12-1977 se encuentra que hay una diferencia de 9 grados en el rumbo del mecanismo focal tensional con una componente de rumbo, entre el modelado ($\phi = 329^\circ$) y CMT ($\phi = 320^\circ$), para un buzamiento cercano a la vertical, pues el evento más profundo de los modelados (132 km) indicándonos la buena resolución de la modelación, y sobre todo que los ejes T se mantienen en la dirección perpendicular a los contornos de profundidad (modelo Grange et al., 1984).

VI.2.4.- El sismo del 16-febrero-1979.

Los mecanismos inverso del modelado para el sismo 16-02-1979 y CMT (HARVARD) difieren en solo 30 grados en azimut (ϕ° - 234.9 el modelado y ϕ° - 305 el CMT) siendo estos los palnos de falla preferencial, pues tienen la misma forma de los planos, igualmente el mecanismo de la réplica del mismo día es muy similar (distante a 14 km), con una pequeña componente de rumbo lateral derecho. Considerando un segundo evento o segunda fuente se tiene un azimut que difiere en cerca a 90° al rumbo del primer evento o primera fuente, sin embargo la forma del mecanismo focal no varía demasiado para un mismo plano de falla de ruptura, pues solo hay un retraso de 4.5 seg.

El sismo del 29-noviembre-1989 ocurre dentro del área de estudio y determinado por el ISC (To- 01h 00m 15.1s h-74 km, Mb- 6.0, -15.68°S, -73.19°W) y publicada la solución CMT de HARVARD (con datos GDSN, Fig. 29a) del mecanismo focal inverso con una moderada componente de rumbo lateral derecho ϕ° , δ° , λ° de 38, 22, -20 respectivamente y el M_0 - 3.2E18 N*m. Las características de este evento son muy similares en la forma y tipo del mecanismo focal y en la ubicación epicentral más al Noroeste del evento 16-febrero-1979.

VI.2.5.- El sismo del 18-junio-1984.

Para el evento del 18-06-1984 la diferencia en azimut de solo 10 grados de los mecanismos focales normal entre las dos eventos puntuales (ϕ° - 315.7 y ϕ° - 325.5), implicando un mismo tipo de ruptura y un giro del plano de falla en dirección de las agujas del reloj, pues la diferencia en tiempo es solo 29.77 seg. El rumbo del plano de falla preferencial es ϕ° - 325.5 con una componente lateral derecha.

Finalmente, la profundidad de los cinco eventos está bien modelada, usando una velocidad de P a 6.6 km/seg. La ubicación epicentral a distancias telesísmicas no nos da la mejor localización (usando estaciones estadounidenses y europeas). La reubicación de eventos fuertes se dificulta por la escasa cobertura azinutal de fases reportadas. La correlación de la microsismicidad (campana de 1981) con la profundidad de los eventos modelados, los cuales caen en la parte superior de la nube de eventos, es debido a las razones expuestas arriba. Si se aumenta la velocidad de la onda P a 7 u 8 km/seg, la relación lineal

de incremento es de 10 a 20 km como un factor de corrección en la profundidad. Una velocidad tal alta como 8 km/seg, es muy alta para la generación de estos eventos.

VI.3.- Sismicidad de Eventos Fuertes ($m_b \geq 5.5$).

La sismicidad local de la campaña 1981 (Grange 1984), respecto a los perfiles A, C y D, y con los eventos fuertes relocalizados ($m_b \geq 5.5$), se expresa en:

(1) Un nivel de sismicidad superficial y la profundidad máxima de acoplamiento de 2 placas entre 40 y 48 km y disminuyendo a 25 km hacia la trinchera y 30 km hacia el continente. Hay una ausencia de sismicidad en 15 km desde la trinchera hacia la costa, debido a sedimentos saturados y acrecionados de naturaleza plástica (Byrne et al., 1988).

(2) Un grosor de la placa de Nazca variando de 40, 32 y 24 km aproximadamente para la microsismicidad de profundidad intermedia (visto en los perfiles A, C y D respectivamente). Los 5 eventos modelados se ubican en el interior de la placa de Nazca. La tendencia horizontal de la placa se ubica aproximadamente a 100, 130 y 160 km de profundidad.

En los perfiles A, B, E y F disminuyen drásticamente sismos superficiales e intermedios. En cambio en los perfiles C y D expresa la mayor concentración de eventos superficiales, y en general se define muy bien la geometría de la placa a profundidades intermedias, se deduce entonces, que en ésta zona se generan y concentran el mayor número de microsismos y eventos fuertes.

Considerando la idea de cambio transicional de eventos compresionales a tensionales por debajo del acoplamiento y contacto interplaca (Comte y Suárez, 1992), el evento compresional de 1979 (Perfil C) tiene el mayor ángulo del buzamiento del eje T (52.5°), lo cual indica la dirección de los esfuerzos dentro de la placa de Nazca. Este evento estaría dentro de la placa, con un plano de falla preferencial cercano a la vertical. Por ser el mayor en magnitud, debe haberse roto toda la placa, pues su ubicación es dentro de la placa de Nazca y en la parte inferior del acoplamiento de las 2 placas.

En la misma idea, los eventos 1968 (Perfil A), 1984 y 1977 (Perfil C) y 1973 (Perfil D), deben ser tensionales. La placa está desacoplada de la litósfera continental y por gravedad penetra en el manto al tener una mayor densidad. El régimen termal es decisivo por las siguientes consideraciones: una transferencia de materia caliente hacia arriba a lo largo del borde superior de la placa, un movimiento relativo de la parte inferior de la placa más rápido que la parte superior, una velocidad de las ondas mayor en el tope de la placa, y un canal de baja velocidad de la onda de corte cerca a 200 km bajo los continentes (Minear y Toksóz, 1970), se deduce así un límite inferior de liberación de esfuerzos.

Los eventos de 1968 y 1984 tienen similar ángulo de buzamiento del eje de tensión (4.5 y 2.7 respectivamente), pese que para sus profundidades deberían buzarse con un mayor ángulo. A casi 280 km, el evento de 1977 es el más distante a la trinchera y se ubica en un lugar donde hay pocos microsismos. Este evento es inverso con plano de falla preferencial casi vertical, sin embargo la dirección del eje T tiene la orientación perpendicular a la isocurvas de profundidad de Grange (1984). El factor de la alta liviandad ("bouyancy") de la placa calentada progresivamente en el borde final ocurre similarmente para el evento de 1968 donde influye más la alta temperatura que induce a un movimiento horizontal más que vertical. La extensión horizontal en la zona de fusión (a 100 km de profundidad) corresponde con la mayor zona de actividad volcánica. Noble et al. (1974) refiere un pulso mayor de actividad ígnea y deformación intensa en los Andes durante el Paleoceno y un segundo pulso Mioceno-Plioceno de vulcanismo y plutonismo, correlacionadas con alta velocidad de rotación de la placa y se intercala un periodo de tranquilidad en el Oligoceno.

Los 5 eventos modelados (relocalización con SE89) con los respectivos mecanismos hallados en la inversión de las ondas P y SH (Fig. VI.4). Según el modelo de Grange (1984) (en línea punteada las isoprofundidades en km) concuerdan bien con las relocalizaciones. Los errores en profundidad podrían estar dentro de 20 km (con una confianza de 90% de las elipses de error). Igualmente se muestra como los ejes T siguen las direcciones perpendiculares a las isocurvas de profundidad, tanto en rumbo como en buzamiento.

Los ejes T de los eventos 1968, 1984 y 1977 siguen el modelo de Grange (1984) del cambio de azimut a casi E-W, mientras los eventos de 1973 y 1979 tienen similar orientación a la dirección de convergencia de las dos placas, reflejando así la influencia de la dirección de convergencia para el suroeste del Perú (Fig. VI.4).

El evento de 1979 con mecanismo focal inverso, tiene un eje P en la dirección NS y el evento de 1973 (inverso) se desvía algo hacia el NNW. Araujo y Suárez, (1983) reportan un evento inverso en la parte de transición hacia la parte plana (subducción de la placa de Nazca en Chile y Argentina), por debajo de los eventos tensionales, evidenciando una posible zona doble (contraria al caso del Japón). El evento de 1984 tiene los ejes T y P en direcciones EW y NS respectivamente, justo en la parte media y central del cambio transicional de flexura. En los demás eventos en esta área de estudio se refleja el ángulo del inclinación de los eventos tensionales que sigue cercanamente la gradiente de la placa de Nazca subducida.

VI.4.- Determinación de TIPS

De acuerdo a la técnica de diagnóstico de TIPS (Keilis-Borok et.al., 1988, 1990), se considera modelos de actividad premonitoria en cinturones sísmicos y tectónicamente activos, como lo tenemos en el Perú. Principalmente este modelo es consecuencia del nivel de actividad, de su variación en tiempo y del enjambre en espacio y tiempo. Algunos sismos han ocurrido en la zona de subducción, hay otros que ocurrieron dentro de la placa continental sudamericana. La actividad tectónica se ha reflejado por el estado de fuerzas que se han liberado en su momento y lugar de ocurrencia. El flujo de sismos nos indican el estado de estas fuerzas en tal región.

El *reconocimiento de patrones* aplicado al análisis de un monto grande de eventos nos ofrece un método de predicción (a partir de sismos fuertes que ocurrieron en el pasado), usando aquellos sismos infrecuentes (sismicidad no lineal) de un amplio juego de características y sin considerar una condición a priori.

Considerando las diferentes regiones, como zonas de subducción, sismicidad superficial, intermedia y profunda, mezclados en algunos casos, implica que los algoritmos están reflejando mayormente los rasgos universales del diagnóstico de sismos fuertes, ya que por otro lado se elige con cierta libertad la magnitud umbral M_u . Pero los resultados al parecer nos indican la necesidad de llevar a cabo futuros monitoreos de TIPs.

Para ambos algoritmos entran en juego una amplia variedad de características que entran en juego para un número alto de datos. El algoritmo CN es más tedioso aunque reconfortante pues se aprecia con detalle los cálculos efectuados, asignando los *objetos* que permitan correr los 6 programas de un área escogida, y detectar TIPs con duración diferente en tiempo. En cambio el algoritmo M8 parte de radios de áreas que cubran una densidad de sismos/año.

El algoritmo M8 reconoce en ventanas de 5 años para el STIP (tip exitoso) durante el cual ocurrió un sismo con $M \geq (M_u - 0.5)$. Este último es el más adecuado para representar los resultados buscados.

A partir de las zonas reconocidas como de ocurrencia de eventos fuertes se escogen áreas iguales para averiguar los TIPs. Estas áreas, por sus características propias, quedan mejor expresadas en importancia en las áreas de Rioja, Chimbote, Lima, Arequipa, e Ica (ver Tabla 14), pues en ellas han ocurrido los mayores sismos. En la zona Rioja la recurrencia parece ser mucho más continua, con un lapso de 22 a 23 años, con sismos de ocurrencia reciente (29-mayo-1990) dentro de la probabilidad vigente del TIP 1989-1994 (aun en vigencia), y en donde la técnica de reconocimiento de patrones tiene un buen resultado.

Para el suroeste del Perú en un lapso de 20 años desde 1964 a 1984 (fechas de eventos modelados), no hay un número de sismos-año suficientes que puedan detectar TIPs que alcancen los años actuales, que induzca a pensar la probabilidad de ocurrencia. No se determina eventos puntuales, sino una zona de alta probabilidad de ocurrencia de un sismo. Tampoco se halla patrones de la fuente, sino se determina un patrón para un flujo sísmico si es que aumenta la probabilidad de ocurrencia de eventos para áreas del territorio peruano.

FIGURAS

Fig. VI.1.- Rosa del mayor número de fracturas tomadas de imágenes Lansat, para el suroeste del Perú. Tomado de Huamán, 1985.

Fig. VI.2.- Seis mecanismos focales publicados (ver Tablas 9, 10 y 11).

Fig. IV.3.- Ubicación de eventos con mecanismo focal CMT publicado por HARVARD, para la zona de estudio, en el suroeste del Perú.

Fig. VI.4.- Ubicación de eventos modelados relocalizados y sus respectivos mecanismos focales hallados en la inversión. Los cuadrantes compresionales están en negro, y los tensionales en blanco, con la ubicación de los ejes de Tensión (T) y de Presión (P). Las líneas punteadas son isoprofundidades en km según Grange (1984). Las direcciones de los ejes T (flechas hacia afuera) y ejes P (flechas hacia adentro) y sus respectivos ángulos de inclinación.

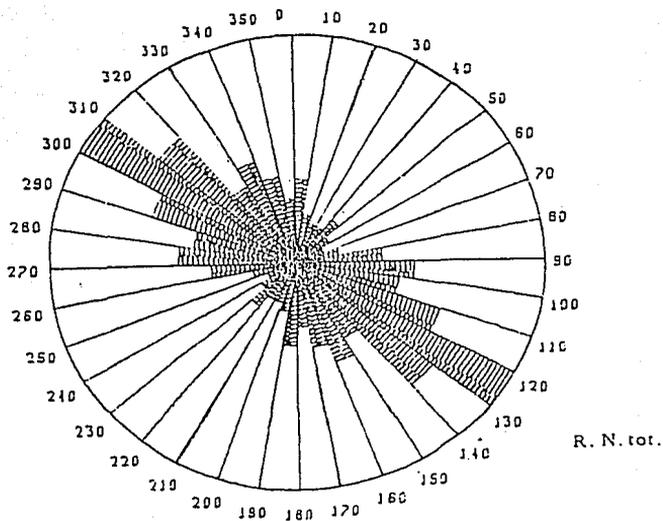


Fig. VI.1.- Rosa del mayor número de fracturas tomadas de imágenes Lansat, para el suroeste del Perú. Tomado de Huamán, 1985.

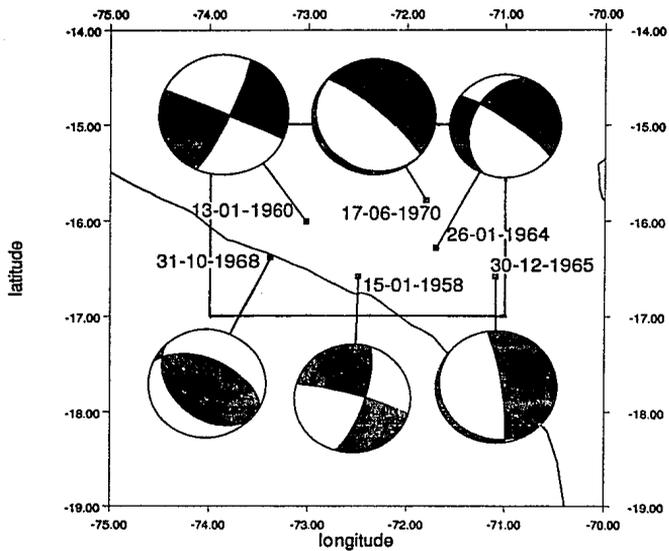


Fig. VI.2.- Seis mecanismos focales publicados (ver Tabla 9, 10 y 11).

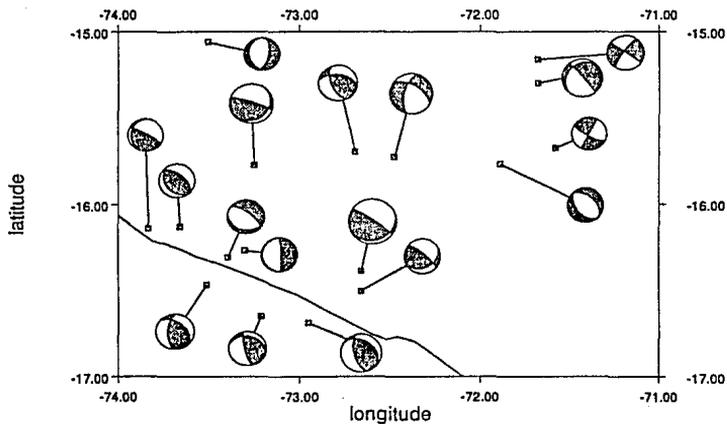
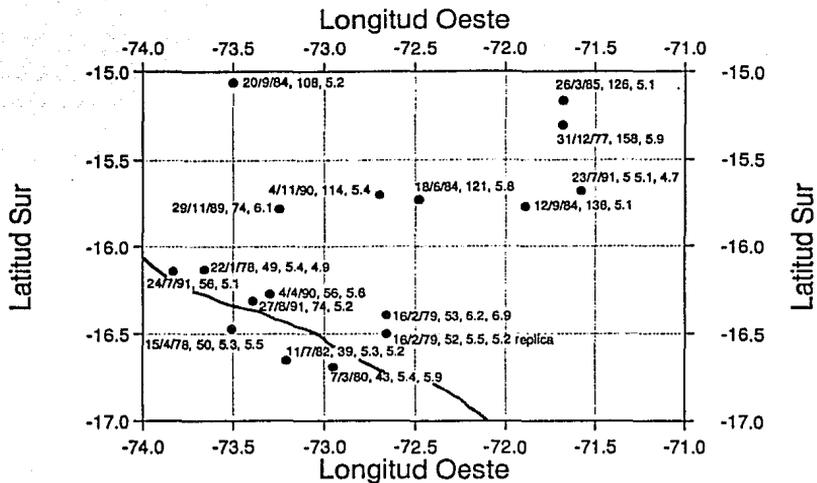


Fig. IV.3.- Ubicación de eventos con mecanismo focal CMT publicado por HARVARD, para la zona de estudio, en el sur oeste del Perú.

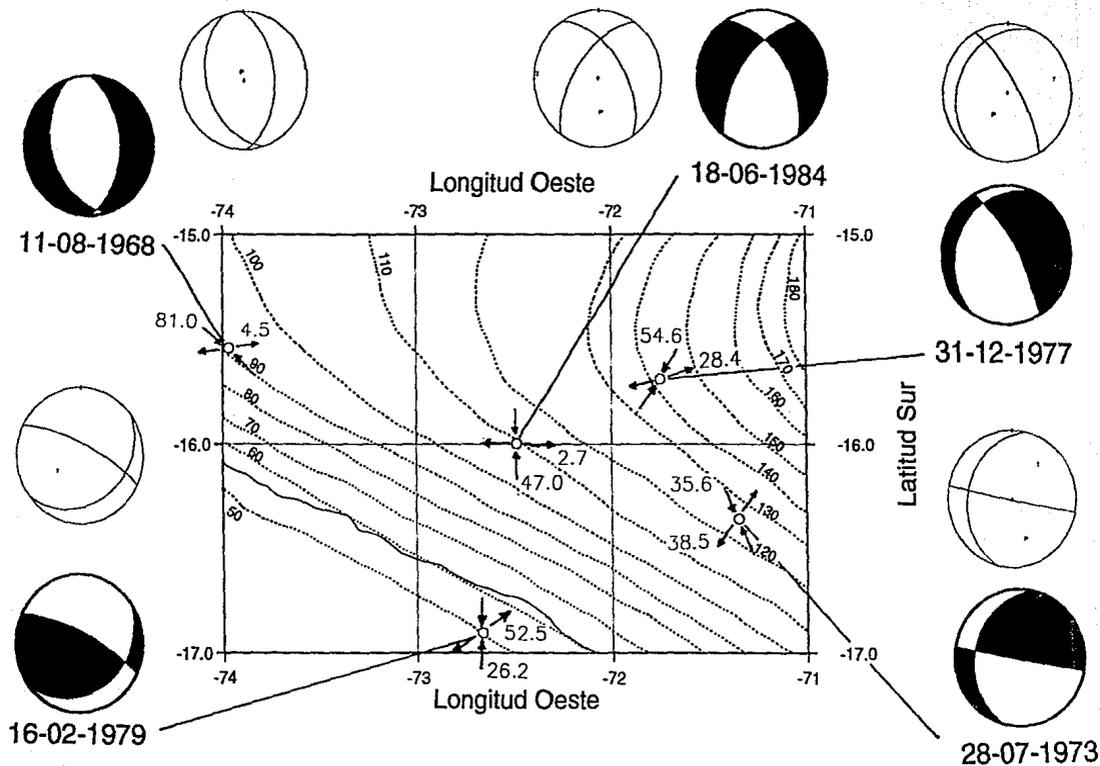


Fig. VI.4.- Ubicación de eventos modelados relocados y sus respectivos mecanismos focales hallados en la inversión. Los cuadrantes compresionales están en negro, y los tensionales en blanco, con la ubicación de los ejes de Tensión (T) y de Presión (P). Las líneas punteadas son isopropfundidades en km segun Grange (1984). Las direcciones de los ejes T (flechas hacia afuera) y ejes P (flechas hacia adentro) y sus respectivos ángulos de inclinación.

CONCLUSIONES

1.- El ancho de la zona de contacto será más grande si el ángulo de buzamiento de la placa infradeslizante es más somero (norte del Perú con sismos de subducción más fuertes), mientras que será menor el contacto si el buzamiento de la placa de Nazca es mayor (zona de subducción en el suroeste del Perú). Esta zona de contacto superficial no parece ser distinta a lo que es en Chile

2.- La presencia de la dorsal asísmica de Nazca justo al inicio de la presencia de volcanismo Cuaternario activo entre 14° y 27° Lat. S., también corresponde y contribuye a un cambio en el ángulo de buzamiento de la placa de Nazca.

3.- En la zona de convergencia a partir de los 16 grados de latitud sur, la placa infradeslizante se contorsiona, correspondiente a un cambio transicional en el ángulo de buzamiento de la Placa de Nazca, como es recomprobado modelando ondas de periodo largo (P y SH) a una distancia epicentral entre 30° y 90°.

4.- El caracter tensional casi puro del sismo del 11 de agosto de 1968 constituye un aporte a la literatura sismológica, y cuyos planos en dirección casi N-S y plano nodal preferencial en azimut 358° y a 86 km de profundidad, el 1er. subevento tiene características similares, indicándonos su naturaleza netamente tensional.

5.- El sismo del 28 de julio de 1973 es inverso pero con un plano de falla casi vertical, para su ubicación hipocentral, tiene un eje T coincidente con la dirección de buzamiento de la placa y el plano preferencial de falla tendría un azimut de 100.4° , y una profundidad de 110 km. El mecanismo focal hallado también es otro aporte pues no existía.

6.- El sismo del 31 de diciembre de 1977 es de caracter tensional cuyo azimut del plano de falla principal tiene 329° a 132.19 km de profundidad, aunque por su publicación se espera un error alrededor de ± 10 km. Hay un buen acuerdo con el mecanismo CMT.

7.- El mecanismo focal inverso del sismo del 16 de febrero de 1979, siendo el más fuerte de la zona de este estudio tendría como plano de falla preferencial con azimut 315.7° similar al mecanismo CMT. Su ubicación hipocentral está por debajo de la zona de contacto entre la placa Nazca y la Sudamericana. La forma de onda alargada nos muestra lo difícil de la modelación ya que es un evento inverso, en una placa predominantemente de esfuerzos tensionales en su extremo inferior. El subevento tiene características muy similares al evento principal. Sin embargo la profundidad encontrada en la modelada, esta de acuerdo al modelo de Grange (1984).

8.- El evento del 18 de junio de 1984 tiene un mecanismo focal tensional con un azimut del plano preferencial de 315.7° , a 94.95 km de profundidad, similarmente está el subevento, lo cual nos indica el mismo tipo de ruptura y un giro del plano de falla en dirección de las agujas del reloj en 10° . El rango de error en profundidad está dentro de los 15 km. Este mecanismo focal esta de acuerdo con el CMT.

9.- Los cinco eventos modelados entre los 15° y 17° S corroboran el cambio transicional del ángulo de buzamiento, el estado de esfuerzos que siguen la dirección de buzamiento de la placa infradeslizante y la dirección de los ejes principales T orientados hacia la contorsión, perpendicularmente a los contornos de isoprofundidad (modelo de Grange), igualmente las profundidades de los eventos modelados dentro de la Placa de Nazca. Una característica particular de todos los mecanismos es que tienen una componente lateral derecha similar (los eventos 1973, 1977 y 1984 con compresión en 80-85%; el evento de 1979 con tensión 85%). Excepto al evento de 1979, los 4 restantes están en parte de la placa desacoplada, subduciendo la placa de Nazca por gravedad e interaccionado con la astenosfera.

10.- Los algoritmos CN y M8, reconocen las probabilidades de ocurrencia de eventos en un intervalo de tiempo, encontrándose un potencial sísmico de las zonas de mayor flujo sísmico del Perú, por orden de importancia las áreas de probabilidad de ocurrencia son: Rioja, Chimbote, Lima, Ica y Arequipa. En cada caso se detecta sismos fuertes en cada área y tiempos de probabilidad de ocurrencia de eventos a partir de los sismos ocurridos. En el área de Rioja se halla un TIP de 5 años de 1989 a 1994, que es un tip que todavía está vigente.

BIBLIOGRAFIA

Araujo, M. y G. Suárez (1986). Morphology and state of stress of the subducted Nazca plate beneath Chile and Argentina (21° S to 31° S), *EOS*, 67 (44), p.1115

Ahrens, T.J. y G. Schubert (1975). Gabbro-eclogita reaction rate and its geophysical significance, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 13, 383-400.

Barazangi, M., y B.I. Isacks (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, 4, 686-692.

Bevis, M., y B.L. Isacks (1984). Hipocentral trend surface analisis: Probing the geometry of benioff zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 6153-6170.

Bhatia S.C., S.V. Chalam, V.C. Gaur, T.A. Levshina y I.A. Vorobieva (1988). Workshop Global geophysical informatics with applications to research in earthquake predictions and reduction of seismic risk - Diagnostics of times of increased probability (TIPs) of strong earthquakes in the Himalayan seismic belt using pattern recognition algorithm CN (H4.SMR/303 - 20). International Centre for Teoretical Physics, Trieste, Italy.

Bouchon, M. (1976). Teleseismic body wave radiation from a seismic source in a layered medium, *Geophys.J.R.Astron.Soc.*, 47, 515-530.

Bouysse-Cassagne, T. y P. Bouysse (1992). L' Eruption cataclysmale du Huaynaputina en 1600 vue par les espagnols et les indiens, *L'Association Volcanologique Européenne*, mayo, N° 37, 17-29.

Boyd, T.M., J.A.Snoke, I.S. Sacks y A. Rodriguez (1984). High - resolution determination of the Benioff zone geometry beneath Southern Peru, *Bull.Seism.Soc.Am.*, 74, 559-568.

Burchfield, B.C., P. Molnar, y G. Suárez (1981). Possible thin tectonics in the eastern Andes of Bolivia and Peru (abstract), *Eos Trans.AGU*, 62, 1047.

Byrne, D.E., D.M. Davies y L.R. Sykes (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of the subduction zones, *Tectonics*, 7, 833-857.

Cahill, T., y B. Isacks (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate, *J. Geophys. Res.*, 97, 17503-17529.

Comte, D. y G. Suárez (1992). Una estimación de la profundidad máxima del contacto sismogénico interplaca en zonas de subducción, *GEOS*, 12(5), p. 64.

Couch, R., y R.M. Whitsett (1981). Structures of the Nazca Ridge and the continental shelf and slope of southern Peru, Kulm, L.D. et.al. eds., *Nazca Plate*, Geological Society of America Memoir 154, 703-726.

Cunningham P.S., S.W. Roecker, y D. Hatzfeld (1986). Three-dimensional P and S wave velocity structures of southern Peru and their tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 91, 9517-9532.

Dalmayrac, B. (1974). Un exemple de tectonique vivant: les failles sub-actuelles du pied de la Cordillere Blanche (Pérou), *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.* VI/1, 19-27.

Dalmayrac, B., y P. Molnar (1981). Parallel thrust and normal faulting in Peru and constrains on the state on stress, *Earth and Plan. Sc. Let.*, 55, 473-481.

De Beck, M., O. Dmitrieva, V. Keilis-Borok y I. Rotwain (1989). Premonitory seismicity patterns in a plataform region (Ardennes-Rhenish and Brabant massifs, lower Rhine graben), *Phys.Earth planet.Inter.*, 57, 260-265.

DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, y S. Stein (1990). Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.

de Silva, S.L. y P.W. Francis (1990). Potentially active volcanoes of Perú - Observations using Landsat Thematic Mapper and Space Shuttle imagery, *Bull. Volcanol.*, 52, 286-301.

Dewey J.F., y S.H. Lamb (1992). Active tectónics of the Andes, *Tectonophysics*, 205 (1-3), 79-95.

Dorbath, C., L. Dorbath, A. Cisternas, J. Deverchere, M. Diamant, L. Ocola, M. Morales (1986). On crustal seismicity of the Amazonian foothill of the Central Peruvian Andes, *Geophys.Res.Lett.*, 13, 1023-1026.

Dorbath, C., L. Dorbath, A. Cisternas, J. Deverchere y M. Sebrier (1990). Seismicity of the Huancayo Basin (central Peru) and the Huaytapallana Fault, *J.S.Am.Earth Sci.*, 3, 21-29.

Gelfand I.M., Sh.A. Guberman, V.I. Keilis-Borok, L. Konopoff, F. Press, E.Ya. Ranzman, I.M. Rotwain y A.M. Sadovsky (1976). Pattern recognition applied to earthquake epicenters in California, *Phys.Earth Planet.Inter.*, 11, 227-283.

Giardini, D. (1984). Systematic analysis of deep seismicity: 200 centroid-moment tensor solutions for earthquake between 1977 and 1980, *Geophys.J.R. Astron. Soc.*, 77, 883-914, 1984.

Giesecke, M., P. Anzola, B. Fermo, B. Fernández, O. Gonzales-Ferran, M. Hall, B. Podestá, A. Rodríguez y A. Sarria (1984). Perú, en Riesgo volcánico, evaluación y mitigación en America Latina (Aspectos sociales, institucionales y científicos), CERESIS, Lima, 233-253.

Goto, K, H. Hamaguchi y Z. Suzuki (1983). Distribution of stress in descending plate in special reference to intermediate and deep focus earthquakes I.-Characteristics of thermal distribution, *Tohoku Geophys Journ.*, 29(2), 81-105.

Grange, F. (1983). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou, these Docteur de 3^e cycle, L'Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Grange, F., D. Hartzfeld, P.S. Cunningham, P. Molnar, S.W. Roecker, G. Suárez, A. Rodríguez, y L. Ocola (1984). Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Perú, *J. Geophys. Res.*, 89, 6139-6152.

Grange, F., P. Cunningham, J. Gagnepain, D. Hartzfeld, P. Molnar, L. Ocola, A. Rodríguez, S.W. Roecker, J.M. Stock, y G. Suárez (1984b). The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in southern Peru, *Geophys..Res..Lett.*, 11, 38-41.

Guzmán S., M. (1991). Perfiles hipocentrales para placas en subducción, *GEOS*, 11, p. 49.

GVN (1990) Sabancaya (Perú). Reporte del Volcán Sabancaya. *Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution*, 15 (5), 2-4.

GVN (1991a) Sabancaya (Perú). Reporte del Volcán Sabancaya. *Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution*, 16 (5), 16-17.

GVN (1990b) Sabancaya (Perú). Reporte del Volcán Sabancaya. *Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution*, 16 (7), 5-6.

Handschumacher, D.W., R.H. Pilger, J.A. Foreman, y J.F. Campbell (1981). Structure and evolution of the Easter Plate: KuIm L.D., Eds., Mazca Plate. *Geological Society of America Memoir* 154, 63-76.

Hasegawa, A. (1987). Comparison of Wadati-Benioff zone geometry and distribution of earthquake generating stress beneath Northeastern Japan and those beneath Western South America, *Tohoku Geophys. Journ.*, 31(1), 1-18

Hasegawa, A., y I.S. Sacks (1981). Subduction of the Nazca plate beneath Perú as determined from seismic observations, *J. Geophys. Res.*, 86, 4971-4980.

Hasegawa, A. N. Umino, y A. Takagi (1978). Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, 47, 43-58.

Herrin, E. et. al. (1968). Seismological tables for P phases, *Bull. Seism.Soc.Am.*, 58, 1193-1225.

Hoang-Trong Pho y L. Behe (1972). Extended distances and angles of incidence of P waves, *Bull.Seism.Soc.Am.*, 62, 885-902.

Huaman, D., (1985). Evolución tectonique cénozoïque et néotectonique du piémont pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du Sud du Pérou). Unpubl. Tesis, Univ. Paris Sud Orsay, 157 pp.

Isacks, B.L. (1988). Uplift of the Central Andes and bending of the Bolivian Orocline, *J.Geophys.Res.*, 93, 3211-3211.

Isacks, B.L., y M. Barazangi (1977). Geometry of Benioff zones, lateral segmentation and down bending of the subducted lithosphere, en *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, Maurice Ewing Ser., vol. 1, editada por M. Talwani y W.C. Pitman III, pp. 99-114, AGU.

Isacks, B.L.y P. Molnar (1971). Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys.* 9, 103-174.

James, D.E. (1971a). Andean crustal and upper mantle structure, *J. Geophys. Res.*, 76, 3247-3271.

James, D.E. (1971b). Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 3325-3346.

James, D.y J.A. Snoke (1990). Seismic evidence for continuity of the deep slab beneath central and eastern Peru, *J. Geophys. Res.*, 95, 4989-5001.

Keilis-Borok, V.I., L. Konopoff, I.M. Rotwain, C.R. Allen (1988). Intermediate-term prediction of occurrence times of strong earthquake, *Nature*, 335, 690-694.

Keilis-Borok, V.I., V.G. Kossobokov (1990). Times of increased probability of strong earthquake ($M > 7.5$) diagnose by algorithm M8 in Japan and adjacent territories, *J. Geophys. Res.*, 95, 12413-12422.

Keilis-Borok, V.I., T.L. Kronrod y G.M. Molchan (1983). Workshop on Pattern Recognition and Analysis of Seismicity - Seismic risk for the largest cities of the world (SMR/107 - 12). International Centre for Teoretical Physics, Trieste, Italy, p. 67.

Keilis-Borok, V.I. y I.V. Kuznetsov (1988). Workshop Global geophysical informatics with applications to research in earthquake predictions and reduction of seismic risk - Analisis of the catalogs of the earthquakes (H4.SMR/303 - 5). International Centre for Teoretical Physics, Trieste, Italy, p. 57.

Keilis-Borok, V.I., I.V. Kuznetsov, G.F. Panza y I.M. Rotwain (1988). Workshop Global geophysical informatics with applications to research in earthquake predictions and reduction of seismic risk - On intermediate-time earthquakes prediction in Central Italy (H4.SMR/303 - 22). International Centre for Teoretical Physics, Trieste, Italy, p. 18.

Keilis-Borok, V.I. y I.M. Rotwain (1988). Workshop Global geophysical informatics with applications to research in earthquake predictions and reduction of seismic risk - Diagnosis of time of increased probability of strong earthquake in different regions of the world: Algorithm CN (H4.SMR/303 - 19). International Centre for Teoretical Physics, Trieste, Italy, p. 46.

Keilis-Borok, V.I., I.M. Rotwain (1990). Diagnosis of time of Increased Probability of strong earthquakes in different regions of the world: algorithm CN, *Phys.Earth Planet.Inter.*, 61, 57-72.

Kosaka, R. y A. Minaya (1988). Riesgo y la necesidad de la microzonificación de Arequipa, Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), Universidad Nacional de Ingeniería.

Kosaka, R., A. Rodríguez y P. Chirinos (1987). Evidencias sísmicas de la región sur oeste del Perú, Informe Instituto Geofísico de Characato U.N.S.A., 33 pp.

Langston, C.A., D.V. Helmberger (1975). A procedure for modeling shallow dislocation sources, *Geophys.J.R.Astron.Soc.*, 42, 117-130.

Lay, T., L. Astiz, H. Kanamori y D.H. Christensen (1989). Temporal variation of large intraplate earthquake in coupled subduction zones, *Phys.Earth Planet.Inter.*, 54, 258-312.

Lazo, L.E. y Y. Tanaka (1982). Contribución a la Predicción de sismos mediante observaciones de deformación de la corteza en la región de Arequipa. II Congreso Nacional de Ingeniería, Lima.

Lindo, R., C. Dorbath, A. Cisternas, L. Dorbath, L. Ocola, M. Morales (1990). Subduction geometry in central Peru from seismicity survey: first results, *Tectonophysics*, 205 (1-3), 23-29.

Louat, R. y B. Pelletier (1989). Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New-Hebrides North Fiji Basin region, *Tectonophysics*, 167, 41-55.

Macedo, O., J. Surmont, C. Kissel, P. Mitouard y C. Laj (1992). Late Cainozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes, *Tectonophysics*, 205 (1-3), 65-77.

Mammerickx, J., E.M. Herron, y L. Dorman (1980). Evidence for two fossil spreading ridges in the southeast Pacific, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 91, 263-271.

Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structure in central and northern Peru, *J.Geol.Soc. London*, 141, 893-900.

Mercier, J.L., M. Sebrier, A. Lavenu, J. Cabrera, O. Bellier, J.-F. Dumont, y J. Machare (1992). Changes in the tectonic regime above a subduction zone of andean type: The Andes of Peru and Bolivia during the pliocene-pleistocene, *J. Geophys. Res.*, 97, 11945-11982.

- Minear, J.W y M.N. Toksöz (1970). Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonic, *J. Geophys. Res.*, 75, 1397-1419.
- Minster, J.B., y T.H. Jordan (1978). Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5334.
- Nabelek, J.L. (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, tesis Ph.D., Mass Inst. of Technol., Cambridge.
- Nabelek, J. (1985). Geometry and mechanism of faulting of the 1980 El Asnam, Algeria, earthquake from inversion of teleseismic body waves and comparison with field observations, *J. Geophys. Res.*, 90, 12713-12728.
- Nabelek, J., W.-P. Chen, y H. Ye (1987). The Tangshan earthquake sequence and its implications for the evolution of the North China Basin, *J. Geophys. Res.*, 92, 12615-12628.
- Noble, D.C., E.H. McKee, E. Farrar, U. Petersen (1974). Episodic cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru, *Earth Planet.Sci.Lett.*, 21, 213-220.
- Novelo, D.A. (1990). Curso Física y Estadística de la Predicción Sísmica, UNAM, p. 24.
- Ochoa, D.E. y W. Stauder, S.J. (1964). The focal mechanism of two peruvian earthquake, *PAGEOPH.*, 58, 114-122.
- Ocola, L.C. y R.P. Meyer (1972). Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivia altiplano, *Geoph. Jour. Royal Astr. Soc.*, 30, 199-209.
- Ocola, L.C. y R.P. Meyer (1973). Crustal structure from the Pacific basin to the Brazilian shield between 12° and 30° south latitude, *Geol. Soc. Am.*, 84, 3387-3403.
- Pardo, M. y G. Suárez (1993). Morphology of the Wadati-Benioff zone in western Mexico: implications on location of Colima, Parícutin and Jorullo volcanoes, resumen en "50 Años del Volcán Parícutín", Reunión Internacional Conmemorativa, Uruapan, Mich.

Pho, H.-T. y L. Behe (1972). Extended distances and angles of incidence of P waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 885-902.

Pilger, R.H. (1981). Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92, 448-456.

Rodríguez, A. (1976). Velocidades sísmicas y estructura cortical en la región Suroeste del Perú. Tesis, Prog. de Geología, U.N.S.A., Arequipa, p.47.

Rodríguez, A., L. Lazo, R. Kosaka, H. Palza, y P. Chirinos (1984). Características sísmicas de la región suroeste del Perú - Recursos Naturales de Arequipa, U.N.S.A., Arequipa, Perú, 191-228.

Sacks, I.S. (1983). The subduction of young lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 88, 3355-3366.

Schmucker, U. (1969). Conductivity anomalies, with special reference to the Andes, The application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors, ed. S.K. Runcorn, Wiley-Interscience.

Schneider, J.F., y S. Sacks (1987). Stress in the contorted Nazca Plate beneath southern Peru from local earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 92, 13887-13901.

Silgado, E. (1969). Sismicidad de la región occidental de la América del Sur entre los paralelos 2° y 18° latitud sur, I Congreso Nacional de Ingeniería Antisísmica, U.N.I., 17 pp.

Snoke, J.A., I.S. Sacks, y D.E. James (1979). Subduction beneath western South America evidence from converted phases, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 59, 219-225.

Soloviev, A.A. (1988). Workshop Global geophysical informatics with applications to research in earthquake predictions and reduction of seismic risk - The package of pattern recognition programs. User's Guide (H4.SMR/303 - 2). International Centre for Teoretical Physics, Trieste, Italy, p. 36.

Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Perú as evidenced by focal mechanisms and by seismicity, *J. Geophys. Res.*, 80, 1053-1064.

Suárez, G., P. Molnar, y B.C. Burchfiel (1983). Seismicity, fault, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Columbia, *J. Geophys. Res.*, 88, 10403-10428.

Thorpe, R.S., P.W. Francis, y R.S. Harmon (1981). Andean andesites and crustal growth, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 301, 305-320.

Weaver, C.S. y G.E. Baker (1988). Geometry of the Juan de Fuca plate beneath Washington and northern Oregon from seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 264-275.