

DETERMINACION CON ALTA RESOLUCION DE LA GEOMETRIA DE LA ZONA WADATI-BENIOFF EN EL PERU CENTRAL

Leandro Rodriguez y Hernando Tavera

La geometría de la zona Wadati-Benioff en la parte central del Perú es determinada con alta resolución usando tres conjuntos de datos sísmicos. Ocho años (1980-1988), registrados por el sistema de detección sísmica en tiempo real (AUTOSEIS) conectado a una red sísmica telemétrica (Instituto Geofísico del Perú, IGP), cuatro meses de información sísmica registrada en la campaña de Carnegie Institution of Washington-IGP en 1985 y dos meses de información sísmica registrada en la campaña de la misión ORSTOM-IGP también en 1985. Varios algoritmos de localización de terremotos han sido probados anteriormente comparando los errores producidos por cada uno de ellos con el fin de determinar cual de estos genera soluciones más estables. Diferencias apreciables fueron encontradas entre los métodos considerados para un mismo conjunto de datos. Los eventos sísmicos han sido recalculados usando el método de "Multiple Master Event". El conjunto de datos utilizados incluye más de 2000 eventos, de los cuales aproximadamente 600 han sido escogidos como eventos maestros. Los eventos son recalculados utilizando las correcciones por estación derivadas de los residuales de los sismos maestros. El área de estudio comprende aproximadamente 800 km desde la fosa oceánica. Se define la zona Wadati-Benioff tomando una aproximación relativamente simple de la tendencia de la superficie hipocentral, esto se ha hecho desde una aproximación polinómica partiendo de las ubicaciones hipocentrales generando una representación tridimensional de la misma. La mejor representación ha sido utilizando un polinomio de quinto orden con 20 grados de libertad; los resultados indican una geometría similar a la indicada por Hasegawa & Sacks (1981) hasta 200 km de la fosa. El inicio de la contorsión se presenta más al norte de lo observado por las investigaciones realizadas anteriormente. Se encuentran dos zonas de muy baja sismicidad al noroeste y sureste del área de estudio. Se observa también un alineamiento de actividad sísmica perpendicular a la dirección de subducción, asociado a un posible desacople en el límite arco antearco volcánico.

DETERMINATION WITH HIGH RESOLUTION OF THE WADATI-BENIOFF ZONE IN CENTRAL PERU - The geometry of the Wadati-Benioff Zone in Central Perú is determined with high resolution using three sets of seismic data: eight years (1980-1988) recorded by the Real Time Seismic Detection System (AUTOSEIS), connected to a Seismic Telemetric Network (Instituto Geofísico del Perú, IGP), four months of seismic information recorded during the Carnegie Institution of Washington-IGP campaign in 1985, and two months of seismic information recorded during the ORSTOM Mission-IGP campaign, also in 1985. Many earthquake localization algorithms have been previously evaluated, comparing their errors to determine which of them generates more stable solutions. Great differences have been found between the methods considered for the same data set. The seismic events have been recalculated using the "Multiple Master Event" method. The set of data that has been used includes more than 2000 events, 600 of them chosen as master events. The locations of events have been recalculated using station corrections, with the residual effects of the master events. The study area comprises 800 km beginning in the oceanic

Instituto Geofísico del Perú, Apartado Postal 3747, Lima 100, Perú

trench. The Wadati-Benioff zone is delineated taking a relatively simple approximation of the tendency of the hypocentral surface; this has been done from a polynomial approach, starting from the hypocentral sites, and generating a 3D representation. The best representation has been obtained using a fifth order polynomial with 20 degrees of freedom. The results show a geometry similar to the one pointed by Hasegawa & Sacks (1981) up to 200 km from the trench. The beginning of the contortion appears more to the north than what has been observed in prior studies. Two seismic gaps have been found to the northwest and southeast of the study area. An alignment of the seismic activity, perpendicular to the subduction direction has also been observed, associated with a possible decoupling in the volcanic arc antarc.

INTRODUCCION

La subducción de la placa de Nazca, debajo del oeste de Sud América sirve como modelo para estudiar la subducción de una placa oceánica debajo de un continente; el estudio de este proceso, en dicha región, provee información acerca de las diferencias y similitudes con la subducción de una placa oceánica debajo de un arco de isla. La distribución hipocentral y el mecanismo focal de terremotos, dentro de una litósfera subducente, permite conocer la distribución de esfuerzos y observar fuerzas dominantes en el proceso de subducción. En la placa de Nazca la subducción puede ser dividida dentro de una serie de segmentos, cada uno de ellos caracterizado por un perfil de subducción definido por la distribución de los hipocentros de los eventos sísmicos (Barazangi & Isacks, 1976, 1979;

Isacks & Barazangi, 1977). En los primeros estudios realizados en esta región, existieron algunas controversias acerca de la geometría de la litósfera subducente (Barazangi & Isacks, 1979; James, 1978; Snoke et al., 1979). Snoke et al. (1979) propusieron una subducción normal de aproximadamente 30° de inclinación en el área basándose fundamentalmente en observaciones de las fases ScSp; a su vez, Barazangi & Isacks (1979) postularon que en el sur del Perú la subducción ocurría con un ángulo normal de aproximadamente 30° y hacia la región norte la subducción era más superficial, con un ángulo constante alrededor de 10° . Ellos concluyeron con la existencia de un desgarramiento ("tear"), en la litósfera subducente que separa estas dos regiones. En la Fig. 1a se esquematiza este modelo.

Hasegawa & Sacks (1981) usando datos registra-

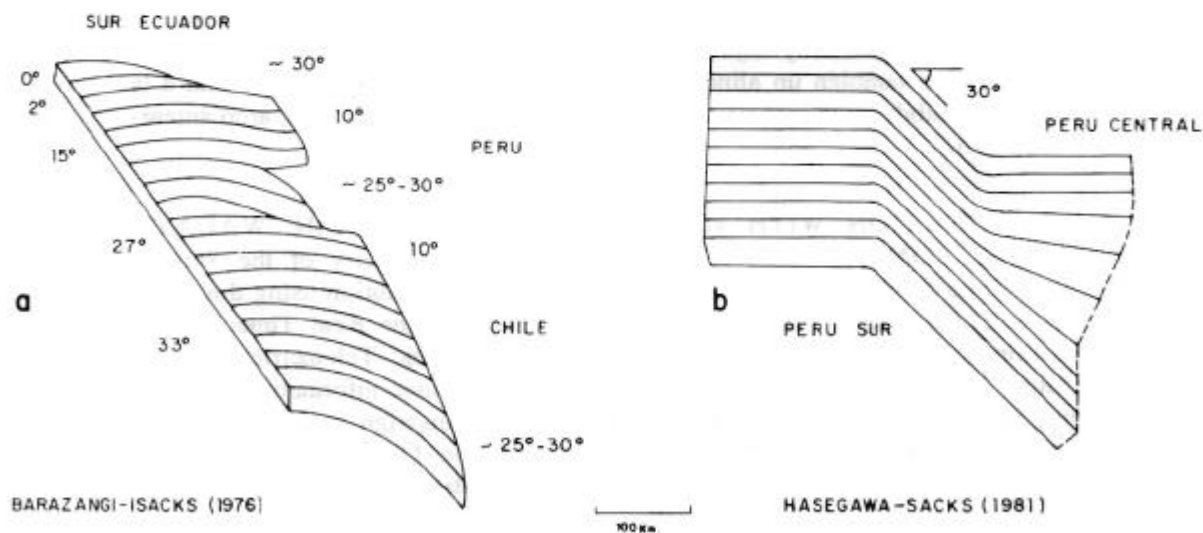


Figura 1. Modelos de subducción para el oeste de Sud-América. a) Modelo propuesto por Barazangi & Isacks (1979), b) Modelo propuesto por Hasegawa & Sacks (1981).

Figure 1. Subduction models for western South America. a) Model of Barazangi & Isacks (1979), b) Model of Hasegawa & Sacks (1981).

dos por una red local de sismógrafos instalados en Arequipa en el año 1965 para determinar los patrones de sismicidad en esta área, concluyen que en ambas regiones la subducción ocurre con un ángulo de aproximadamente 30° hasta una profundidad próxima a 100 km. A esta profundidad y más hacia el norte del Perú la subducción de la placa se hace casi horizontal (Fig. 1b). La cantidad de eventos observados por la red sísmica local hizo posible también que Hasegawa y Sacks mostraran que este cambio en los modos de subducción es continuo y que no era necesario inferir la existencia de un desgarre para explicar la sismicidad observada. Posteriormente se confirmó esta observación y se mostró que entre la región norte-centro y sur existe una contorsión de la placa con un ancho aproximado de 80 km (Hasegawa & Sacks, 1981; Bevis & Isacks, 1984; Boyd et al., 1984; Grange et al., 1984a). En la parte central del Perú, la geometría de la subducción es menos clara debido a la falta de información. Todos los autores están de acuerdo que no hay mayores cambios laterales en la geometría de la subducción por muchos cientos de kilómetros a lo largo de la placa y fuera de la contorsión en el sur del Perú; sin embargo, para la parte central no existe mayor literatura. Entre los estudios mencionados no existe aún una congruencia de como es en general la forma de la zona Wadati-Benioff en esta área. De los resultados del modelaje realizado por diferentes autores se puede concluir: el descenso de la placa es continuo por muchos cientos de kilómetros de profundidad en una región donde no se ha registrado sismicidad debajo de los 100 km. La placa tiene una pendiente muy pronunciada (aproximadamente 70° bajo las profundidades de 150 y 200 km (James & Snoke, 1990). Dos comportamientos importantes y resaltantes caracterizan la subducción de la placa de Nazca debajo del oeste del Perú y en general de Sud América: regiones alternadas de subducción normal y subducción horizontal y ausencia de terremotos entre las profundidades de 300 y 500 km. A la vez que muchos estudios se han hecho con la idea de explicar la naturaleza y las implicaciones tectónicas de la zona de subducción horizontal, muy pocos estudios han sido realizados para determinar la estructura de subducción en el centro del Perú y en la región donde se encuentra la ausencia de sismicidad.

Otro hecho importante es, si la placa es continua no solamente en la interface centro y sur del Perú (aproximadamente 15° sur) sino también en la zona sísmica. Algunos trabajos para la región de Argentina demuestran la continuidad de la placa (Isacks & Barazangi, 1973). Wortel (1982) sugiere que la placa por debajo de Sud América sólo es continua hasta una profundidad de 320 km o menos (límite de la zona asísmica) y que la sismicidad profunda es debida a segmentos desacoplados en la placa, Wortel (1984) adicional-

mente, propone un modelo de "slab" discontinuo que aplica esencialmente a la parte central del Perú. En el modelo de Wortel, la discontinuidad de la placa es una consecuencia natural que depende de la edad de la subducción. De este modo, en el centro del Perú la transición de una litósfera subducente vieja (edad > 70 Ma) a una más joven y relativamente más caliente, permite el incremento del sistema de fuerzas, en la cual, la placa se vuelve discontinua, anómala y horizontal. Una consecuencia directa de este modelo es que la ausencia de sismicidad en profundidad está indicando la ausencia de placa.

Schneider & Sacks (1989) utilizando una red temporal instalada en la región de sismicidad horizontal, concluyen, sobre la base de orientación de esfuerzos a partir de mecanismos focales dentro de la placa que el descenso puede ser continuo a través de la zona asísmica y que la ausencia de terremotos puede ser explicado debido a una zona de transición frágil a dúctil inducida por una gran tensión de deformación y por el calor de la placa por debajo de los 100 a 150 km aproximadamente, sin embargo, su modelo de estructura, para la placa en esta región, es muy limitado. Hobbs & Ord (1988) reafirman este punto de vista sobre el origen de terremotos de profundidad intermedia y profunda. Asimismo, Creager & Jordan (1984, 1986), han mostrado que para muchas zonas de subducción en el mundo, la placa debe descender penetrando asísmicamente por debajo del manto. Estas observaciones fueron hechas en base a los residuales de las ondas de volumen. James & Snoke (1990) presentan evidencias sísmicas para inferir la continuidad de la placa debajo del oeste del Perú, basándose en el análisis de anomalías de amplitud de la onda P.

La existencia de estas anomalías en la subducción, también se encuentran relacionadas con las observaciones en superficie del volcanismo cuaternario y por la ausencia de volcanismo sobre la zona de subducción horizontal (Barazangi & Isacks, 1976; Vogt et al., 1976; Isacks & Barazangi, 1977; Sacks, 1977; Jordan et al., 1983; Bevis & Isacks, 1984). Esta observación se relaciona también con el flujo de calor. Sacks (1983) en el intento de encontrar una explicación de la anomalía en la subducción, notó que la región de la parte central del Perú exhibe muy bajo flujo de calor donde no ha habido actividad volcánica reciente, de modo tal que la temperatura de la placa sudamericana sobre el "slab" es relativamente baja. Si el "slab" es lo suficientemente joven y bastante frío para retardar la transformación de fase a una configuración más densa, es virtualmente flotante. En una subducción normal, a suficiente temperatura y presión, la corteza basáltica sufre la transformación a una forma eclogita, la cual probablemente representa la mayor densidad de fase en el manto superior. Como resultado

de esto, el "slab" viene a ser más denso que su vecindad. Sacks (1985) propuso que debajo del Perú central, el "slab" está casi flotando, porque el cambio de fase en el basalto-eclogita, se retarda por la baja temperatura en la base del continente superior. La subducción normal se reanuda en el cambio basalto-eclogita y ésta ocurre más rápidamente hacia el este. Es importante hacer notar que todas estas conclusiones para el Perú central se ha basado casi exclusivamente en estudios de registros telesísmicos para grandes terremotos.

En recientes trabajos, también se resumen las relaciones entre el ángulo de subducción y la geología en el central del Perú. Megard (1987) confirma que los cambios en el ángulo de la placa subducente están fuertemente correlacionados con un cambio en el estilo tectónico y magmático que caracterizan las fases de evolución geológica en los Andes centrales. La transición desde la subducción normal a la horizontal en el centro del Perú, coincide con el caso de actividad magmática alrededor de los 10 a 12 millones de años. Según James & Snoke (1990), la razón de subducción actual es alrededor de 10 cm por año, esto implica que por lo menos 1000 km de la placa de Nazca ha estado siendo subducida desde el inicio de este proceso. Esta longitud es sustancialmente más grande que la distancia entre la fosa y la máxima extensión de la sismicidad por debajo de la región central del Perú (aproximadamente 700 km de la fosa).

Otros estudios también han incluido análisis hipocentrales (Isacks & Molnar, 1971; Stauder, 1975; Barazangi & Isacks, 1976, 1979; Bevis & Isacks, 1984), mecanismos focales (Isacks & Molnar, 1971; Stauder, 1975; Hasegawa & Sacks, 1981) y estructura desde conversión de fases (Snoke et al., 1977, 1979). En todos ellos no hay ningún acuerdo de cómo es en general la forma de la zona Wadati-Benioff en la parte central del Perú. El resultado más completo mostrando la contorsión entre la parte central y sur del Perú, ha sido hecho por Schneider & Sacks (1987) y el primer intento para estudiar la subducción de la placa de Nazca inferido de terremotos de profundidad intermedia registrados por una red local en la zona Wadati-Benioff de la parte central del Perú, también ha sido hecho por Schneider & Sacks (1989).

Los análisis de las geometrías de las zonas de Wadati-Benioff, como se puede ver, se han incrementado en los últimos años, esto debido al deseo de caracterizar estructuras finas para zonas sísmicas. La relación entre los mecanismos focales obtenidos para los eventos de las zonas de Benioff y la configuración de las mismas, generalmente han sido propuestos para geometrías bidimensionales. Es evidente que las relaciones entre la geometría de la subducción y el esfuerzo intraplaca deben ser examinadas con más detalle. El interés de los sismólogos en la geometría de las zonas

de Wadati-Benioff no está enteramente focalizado en la morfología regional, debido a otros descubrimientos como zonas dobles de Benioff (Tsumura, 1973; Umino & Hasegawa, 1975). En algunos lugares los estudios de alta resolución para identificar las zonas dobles de Benioff, ha fallado (Ansell & Smith, 1975; Hasegawa & Sacks, 1981). Esto indica que la estructura interna de las zonas de Benioff pueden variar radicalmente de una zona de convergencia a otra.

Existen técnicas desarrolladas para determinar la tendencia de la superficie hipocentral. Por ejemplo, Bevis & Isacks (1984) aplicaron la técnica de utilizar los armónicos esféricos para el análisis de la tendencia; mostraron que esta técnica aplicada en otros campos pueden emplearse ampliamente para configurar estructuras regionales en forma precisa (zonas de Benioff). Chowdhury & Whiteman (1987) igualmente determinan la tendencia de la zona de Benioff haciendo un ajuste polinomial de la sismicidad de profundidad intermedia llegando a generar superficies bidimensionales. Sus resultados son consistentes con el modelo propuesto por Hasegawa & Sacks (1981) y Bevis & Isacks (1984); sin embargo, la precisión de valores y forma, varían con los modelos anteriores. En el presente trabajo se utilizará una técnica basada en una aproximación polinomial para determinar la estructura de la placa, con el objeto de delinear en forma precisa la geometría de la placa subducente y analizar la posible existencia de anomalías particulares en la misma.

Se determina además la geometría de la zona Wadati-Benioff con alta resolución utilizando todos los datos obtenidos de la Red Sísmica Telemétrica Nacional y de las campañas sísmicas realizadas por el Instituto Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM) y Carnegie Institution of Washington, Department of Terrestrial Magnetism (DTM), que instalaron estaciones temporales en el área de estudio.

ANÁLISIS DE LOS DATOS, METODO

Los sismos analizados en el presente estudio han sido registrados por tres conjuntos de redes sísmicas. Ocho años de datos detectados por la red sísmica telemétrica del Instituto Geofísico del Perú, tres meses de información determinada en la campaña de ORSTOM-IGP en el año de 1985, y cuatro meses de datos registrados en la campaña realizada por Carnegie Institution of Washington-IGP en el año de 1985 en la parte central del Perú. En la Fig. 2 se muestra las redes sísmicas y el área de estudio considerada. Esta área fue elegida en base al estudio realizado por Rodríguez & Tavera (1988), en donde se muestra un método para evaluar la resolución de una red sísmica y poder determinar con precisión dicha área. Esto se hizo en base a sismos

sintéticos generados para las estaciones de las redes consideradas, tomando como base un modelo de corteza específico, luego se realizó el proceso inverso para calcular los parámetros focales de los sismos sintéticos utilizando diferentes algoritmos y el mismo modelo; el resultado mostró el área de resolución de las redes para diferentes profundidades consideradas. Definitivamente la mala cobertura de estaciones es un elemento crítico para encontrar con precisión los parámetros focales de un sismo; sin embargo, este estudio indicó que con la geometría de las redes consideradas, se tenía un error aceptable en la profundidad de los sismos de interés a determinarse en la zona donde la cobertura no era óptima.

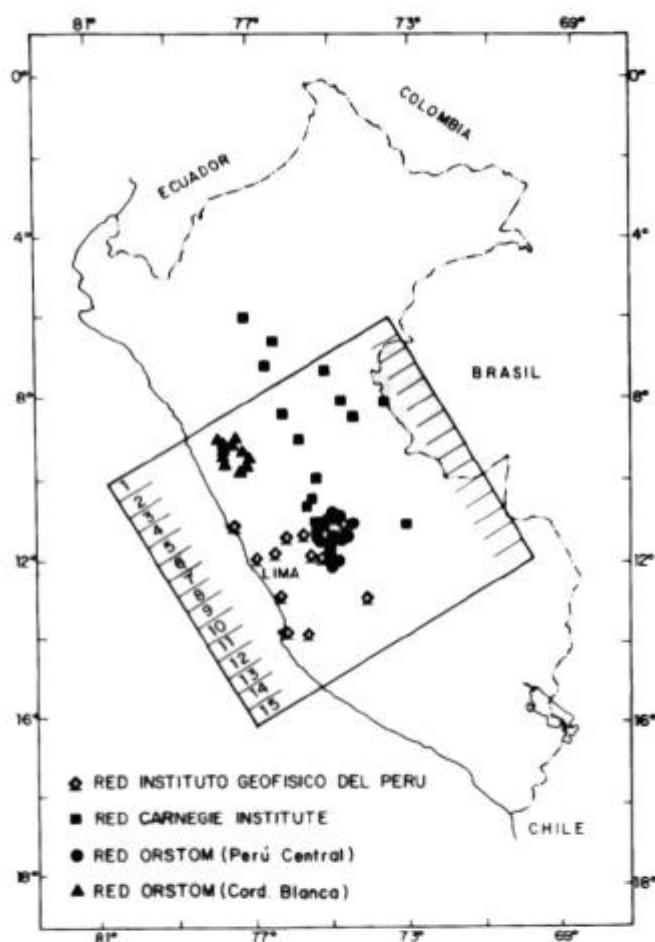


Figura 2. Distribución de las redes sísmicas utilizadas. Se muestra también el área de interés.

Figure 2. Distribution of the seismic networks used in this paper. The area of interest is also shown.

El modelo de velocidad para esta zona es muy poco conocido. James (1971) obtuvo un modelo de velocidad utilizando las ondas S para la corteza y el manto superior debajo de los Andes centrales a partir

de la dispersión de las ondas Love y Rayleigh. En una primera aproximación, los sismos registrados han sido recalculados utilizando un nuevo modelo de velocidad obtenido de una modificación del modelo de James (1971), tomando los mismos criterios de Schneider & Sacks (1989) (Tabla 1); para ello se han usado los tiempos de llegada de las fases P y S de las ondas sísmicas. Se ha obtenido un estimado de la razón regional V_p/V_s en base a los diagramas de Wadati (Wadati, 1933). Para este procedimiento la razón V_p/V_s se obtiene desde una regresión lineal del tiempo $T_p - T_{min}$ vs $T_m - T_{smin}$ (Coudert, 1980). Se ha utilizado como referencia los eventos maestros (cuya denominación y naturaleza se explicará más adelante) determinados con buena precisión para obtener en forma objetiva el mejor estimado del promedio de la razón V_p/V_s en la zona de Wadati-Benioff. El estimado inicial, con los eventos maestros de esta razón con una raíz media cuadrática muy pequeña, ha sido de 1.77 ± 0.04 con un factor de correlación de 0.996 para más de 500 eventos y utilizándose más de 3000 lecturas.

Tabla 1.

Profundidad (km)	Velocidad (km/s)
0	6.00
24	6.63
51	7.89
101	8.03

Correcciones por estación pueden ser generadas desde los datos en si mismos. Muchos métodos han sido propuestos para ello (Evernden, 1969a,b; Douglas, 1967; Dewey, 1971; Ansell & Smith, 1975). Todos estos métodos, utilizan los residuales de un grupo de eventos bien localizados para representar las perturbaciones en la estructura de velocidad usada cuando se localiza otros eventos con menos resolución. Los métodos difieren, básicamente, en cómo ellos aplican esta información en la relocalización de los eventos con menos resolución. El método de eventos maestros (Evernden, 1969a) y el método de la estación homogénea (Ansell & Smith, 1975) usan los residuales para corregir el tiempo de arribo de los eventos con menos resolución. Estos métodos son fáciles de emplear, sin embargo, están limitados porque solamente pueden relocalizar eventos registrados por el mismo conjunto de estaciones de calibración. Por otro lado, el método de determinación conjunta del hipocentro o "Joint Hypocenter Determination" (JHD) (Douglas, 1967; Dewey, 1971), tiene la capacidad de corregir las estaciones que no han sido observadas por el evento de cali-

bración y simultáneamente relocaliza un grupo de eventos con respecto al evento de calibración. Sin embargo, el sistema de ecuaciones que se tiene que resolver se incrementa con el número de eventos, lo que condiciona que este método sólo puede ser usado para relocalizar un número pequeño de eventos (aprox. 15).

Boyd (1983), realiza una modificación del método de eventos maestros y de estación homogénea, empleando un número de eventos de calibración o eventos maestros, los que son escogidos considerando sus efectos sobre los menos resolutivos promediados sobre una área de la ubicación original. Esta técnica es la que se utiliza en el presente trabajo.

De más de 2000 eventos registrados se han seleccionado aproximadamente 650 como eventos maestros. Para que un sismo pueda ser considerado como evento maestro, tiene que haber sido localizado por la mayor cantidad de estaciones sísmicas de la red para tener una buena distribución azimutal. Si un evento tiene esta característica, entonces las variaciones laterales en la estructura de velocidad son promediadas de modo tal que los residuales del evento puede dar una buena idea de como el modelo actual de velocidad varía azimutalmente sobre este promedio.

Para los datos utilizados, eventos bien localizados con una buena cobertura azimutal registrados en más de cinco estaciones fueron considerados como eventos maestros. Es decir, se consideró en algunos

casos seis estaciones en otros siete, ocho, etc.; de acuerdo a la resolución en la localización y a la distribución azimutal de las mismas. El criterio utilizado garantiza que estos eventos hayan sido observados por estaciones de la costa, sierra y en muchos casos de la selva.

El comportamiento de los residuales es de suma importancia cuando hay que decidir como se debe corregir las lecturas de los sismos especialmente de la fase S. Las correcciones para los arribos de la onda S pueden ser calculados de dos formas (Boyd, 1983). Primero, los residuales de la fase S de los eventos maestros pueden ser usados para calcular las correcciones en forma directa. Segundo, los residuales de la onda P de los eventos maestros multiplicados por la razón V_p/V_s pueden también usarse para generar las correcciones. Esto se decide observando la estabilidad de los residuales de los eventos maestros. Si los residuales de la fase S de los eventos maestros son inestables y muestran valores muy grandes sin una coherencia espacial es necesario tomar en cuenta la segunda consideración de corrección. En el presente trabajo, los residuales de la fase S mostraron tendencias con menos diferencias que las fases P, esto llevó a la decisión de utilizar la primera forma de corrección de la fase S. Para ello, con la primera localización de un evento dado, se calcula las correcciones por estación para dicho evento, promediando todos los residuales desde cada evento

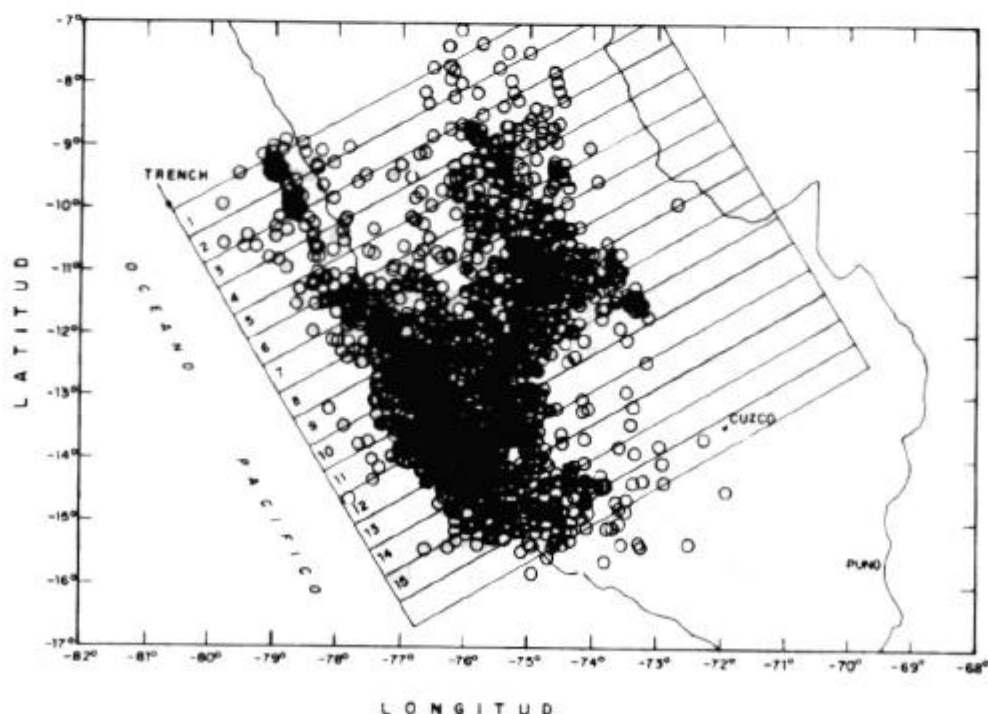


Figura 3. Mapa de sismicidad total; se incluye el área de estudio y las secciones de corte consideradas.

Figure 3. Map of total seismicity including the area of study and cross sections considered.

maestro en una área especificada por el epicentro preliminar. El área asumida en el presente trabajo ha sido definida como un círculo de radio 80 km con centro en el epicentro preliminar. Todos los eventos maestros dentro de 20 km del epicentro original, han sido tomados con peso máximo (1.0) como sugiere Boyd (1983). Las correcciones luego son sumadas en forma algebraica a los tiempos de observación, y de esta forma se genera un conjunto de datos corregidos para realizar una nueva localización.

En la Fig. 3 se muestra el mapa de sismicidad total del área sin corrección y las zonas de corte consideradas que serán analizadas más adelante. Los resultados del perfil sísmico total de esta área sin efectuar la corrección se presenta en la Fig. 4. Las correcciones por estación para eventos con profundidades menores de 50 km no han sido calculadas ya que estos eventos son considerados eventos corticales y no representan la sismicidad asociada a la zona de Benioff; de igual modo los sismos con muy poca convergencia en los datos fueron eliminados. En la Fig. 5 se muestra los resultados del perfil sísmico total, considerando la corrección por residuales. Es evidente que la dispersión observada en la Fig. 4 ha decrecido dramáticamente. Nótese que la sismicidad más profunda en la Fig. 4 ha sido calculada como más superficial y en general toda la sismicidad se ha comprimido en forma notoria, también puede notarse la tendencia de la zona de Benioff hasta los 300 km de distancia, en donde el ángulo es variable; sin embargo, no puede suponerse a priori un valor ya que existe una dispersión que puede ser debido a los cambios de la forma de la zona de Benioff sobre el ancho de la sección vertical que se está tomando. Similares argumentos son aplicables para

mayores distancias y en donde aparece la horizontalidad de la zona.

En la Fig. 3 también se puede apreciar dos áreas de muy poca densidad de eventos, una de éstas se sitúa al nor-oeste de la zona de estudio, y la otra al sur-este de la misma. Es interesante observar que esta anomalía se observa también cuando se mapea la sismicidad registrada por las agencias mundiales y donde el nivel de detección no es del orden que se ha utilizado en el presente estudio, es decir es información básicamente telesísmica. Esta anomalía en primera instancia indica una zona asísmica o de muy baja sismicidad que hace difícil delinear en forma precisa la geometría de la zona de Benioff. La explicación de esta observación está ausente todavía en la literatura científica actual. Algunos autores hacen notar diferencias importantes en la mecánica del proceso de subducción dando explicación a las geometrías encontradas. Sacks (1985) explica el proceso físico que gobernaria estas geometrías; sin embargo, como se ha hecho notar por otros autores (Tsumura, 1973; Umino & Hasegawa, 1975) la estructura interna de las zonas de Benioff pueden variar radicalmente de una área a otra, así como su comportamiento sísmico. Esto definitivamente estaría relacionado con el estilo tectónico y magmático que caracterizan a las fases de evolución geológica de los Andes (Megard, 1987), estos cambios deben manifestarse también en la sismicidad del área. En un estudio paralelo al presente se está estudiando la distribución espacial y temporal del valor de b y de la energía en el Perú central. El cambio del valor de b debe ser consistente con las geometrías de la zona de Benioff. Se ha observado que este valor varía a lo largo de la zona de resubducción y en la zona de subducción horizontal

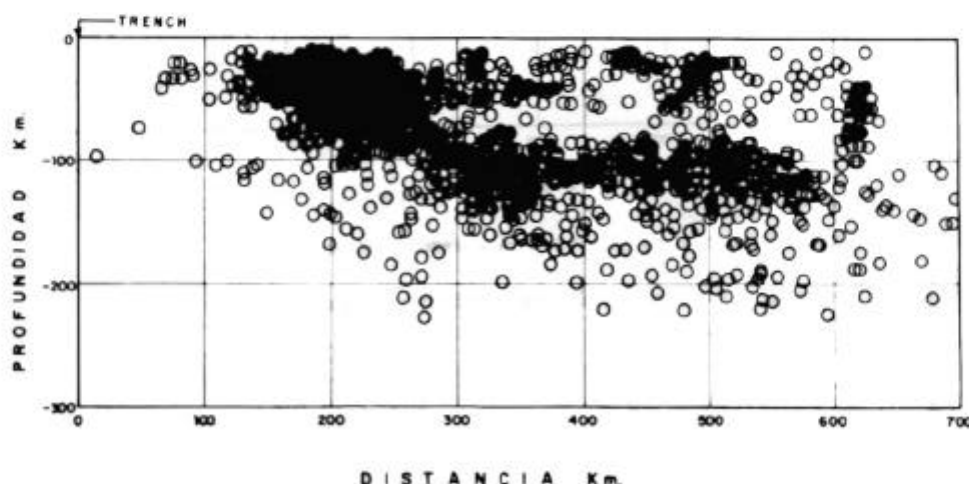


Figura 4. Perfil sísmico perpendicular a la fosa de toda la actividad sísmica sin corrección.

Figure 4. Cross section perpendicular to the trench of all seismic activity without correction.

que corresponde a la zona anómala. La zona de resubducción está caracterizada por un alto nivel de esfuerzo. La zona anómala debe estar caracterizada por un bajo nivel de caída de esfuerzo de terremotos.

Por otro lado, estas anomalías pueden interpretarse de varias formas, una de ellas es considerarlas como asperezas, es decir regiones fuertes que se resisten al movimiento de las placas; si fuera así, entonces la caída de esfuerzo sería bastante grande en contraste con la interpretación anterior. Las observaciones de asperezas han estado relacionadas al esfuerzo compresivo horizontal entre las dos placas y a la razón de convergencia de las mismas, el tamaño de la aspereza se usa para establecer una conexión entre el tamaño del terremoto y el esfuerzo tectónico (Ruff & Kanamori, 1983), ello implica que la edad de la placa y la razón de convergencia afectan la distribución de la asperidad. Esto quiere decir, que la edad de la placa y la razón de convergencia pueden controlar la distribución de la asperidad con otras influencias, como la topografía de la placa y la cantidad de sedimentos subducidos. Un acoplamiento más fuerte entre las placas puede corresponder a una asperidad más grande. Es válido también suponer que ello se deba a cambios en la densidad de la placa o tal vez a un brusco cambio de des-

plazamiento o deformación mecánica, lo que lleva a considerar necesariamente la subducción de sedimentos como un importante proceso a tener en cuenta como lo hacen notar Hilde & Sharman (1978). Esta ausencia de sismos puede interpretarse también como un desplazamiento asísmico de la placa en esta área. La no presencia de sismos se ha relacionado siempre a la continuidad o discontinuidad de la placa; Creager & Jordan (1984, 1986) han mostrado que en las zonas de subducción, la placa puede descender asísmicamente como se concluye en este trabajo.

Por otro lado, la geometría horizontal puede ser el resultado de la subducción de placas asísmicas como lo hace notar Pilger (1979), estas placas tienden a reducir la densidad promedio de la placa en subducción, como consecuencia, la fuerza de ascenso tiende a reducir el ángulo de subducción de la placa descendiente. También es posible que el ancho de la subducción horizontal está controlado por la existencia de un comportamiento estructural asísmico sobre la placa de Nazca (Barazangi & Isacks, 1979). Mas aún, a través de la placa de Nazca cuya edad es cambiante (Wortel & Vlaar, 1978), estas placas pueden ser zonas de debilidad a lo largo de la cual la placa de Nazca está siendo transversalmente torneada conforme desciente.

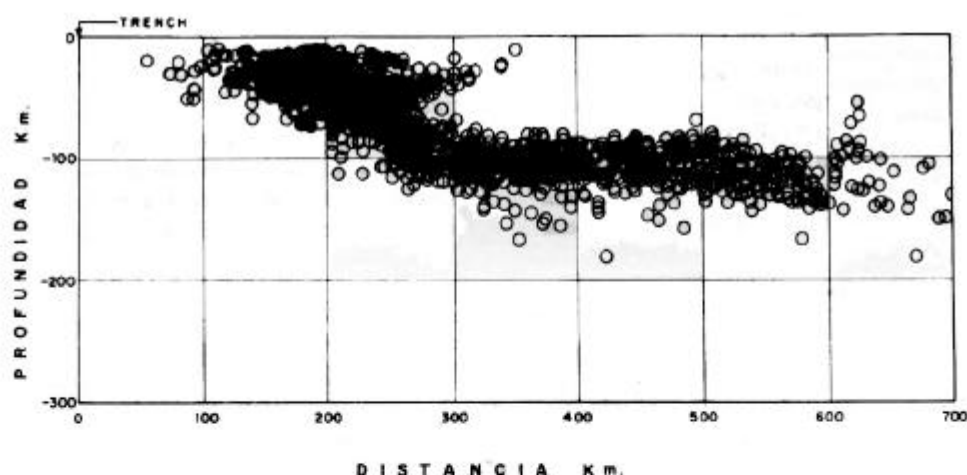


Figura 5. Perfil sísmico perpendicular a la fosa de toda la actividad sísmica con corrección.

Figure 5. Cross section perpendicular to the trench of all seismic activity with correction.

GEOMETRÍA DE LA ZONA WADATI-BENIOFF BAJO LA REGION CENTRAL DEL PERU

En la Fig. 6, se pueden observar las áreas consideradas en los diferentes estudios realizados hasta la actualidad para determinar la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Perú, nótese que para la parte

central el área del presente trabajo no sólo abarca la casi totalidad de los estudios precedentes, sino también se está tomando en cuenta una zona entre los paralelos 12° a 14°S y 70° a 74°W que sólo fue estudiada con datos telesísmicos por Barazangi & Isacks (1979). Es difícil encontrar el valor del ángulo de subducción de la placa ya que el ancho de la sección vertical que

muestra la distribución de epicentros está relacionado a los cambios en la forma de la placa en toda el área de estudio. Para estudiar en detalle estos cambios se subdividió el área en 15 secciones con 50 km de ancho cada una (ver Figs. 2 y 3).

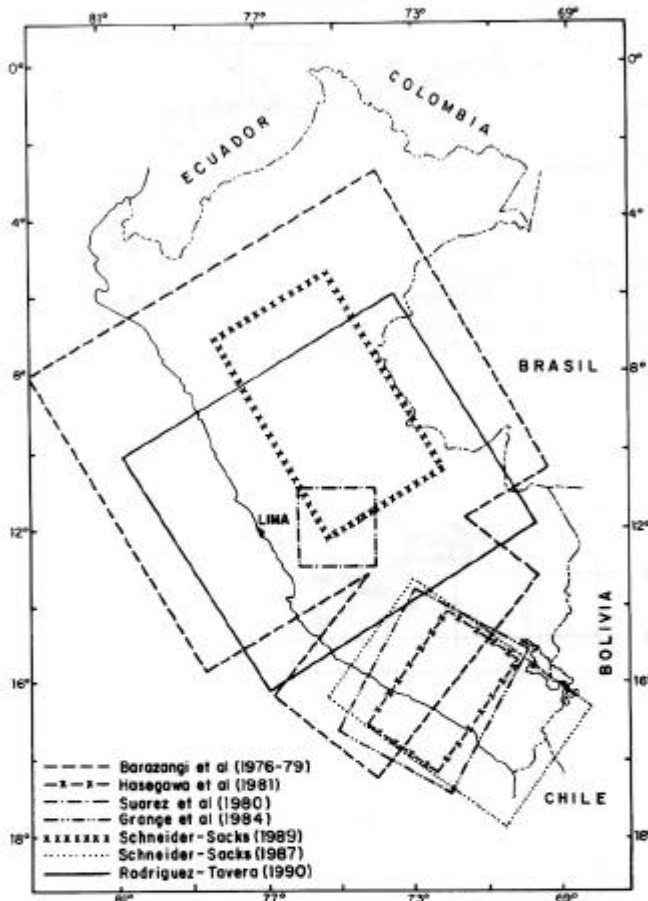


Figura 6. Diferentes áreas de estudio de la geometría de la zona Wadati-Benioff en el Perú.

Figure 6. Different areas of study of Wadati-Benioff zone in Peru.

En la Fig. 7 se presentan los perfiles sísmicos de cada una de las secciones sin considerar las correcciones de los sismos con alta resolución; las secciones 1 y 2 fueron juntadas dada a limitada cantidad de información que presentan. Se puede observar la ausencia de sismos mostrada anteriormente entre las secciones 1 a 5 y 11 a 15 para distancias entre 200 a 400 km y de 400 a 700 km respectivamente; sin embargo, nótese que la dispersión en la profundidad no permite definir con precisión el ángulo de subducción, aunque gruesamente se nota la tendencia en las diferentes zonas.

En la Fig. 8 se muestran los perfiles sísmicos considerando la corrección por residuales en el cálculo

hipocentral; es evidente la disminución de la dispersión en la distribución de eventos. Se puede notar un aumento en la cantidad de eventos en algunos perfiles; ésto es debido a que se utilizó un archivo adicional de sismos del último trimestre del año de 1988. Nótese al igual que en la Fig. 7, la ausencia de sismos en las secciones mencionadas anteriormente. Más hacia el sureste del área considerada en el presente estudio (Puno), también se presenta una ausencia de eventos como lo hace notar Boyd (1983); sin embargo, descarta a esta zona como asísmica atribuyendo el efecto observado a un mal funcionamiento de la estación sísmica de Puno que contribuyó muy pobremente a la ubicación de sus eventos. Conjetura además, que la ausencia de terremotos no es una verdadera representación de la tendencia de sismos, sino mas bien una consecuencia de la geometría de sus estaciones y del procedimiento de selección utilizado.

Por otro lado, el 5 de abril de 1986 ocurrió un sismo de magnitud 5.3 mb, profundidad 51 km, cuyo epicentro (latitud 13.41°S, longitud 71.78°W) se ubicó cerca a la ciudad del Cuzco. Este dió origen a que el Instituto Geofísico del Perú y el Observatório Geofísico de Characato instalaram una red de sismógrafos en el área epicentral para estudiar las réplicas. Moreano J. (comunicación personal), considera a la zona del Cuzco como asísmica en cuanto se refiere a sismos relacionados al proceso de subducción. En todo el período (cuatro meses) de funcionamiento de la red no se registraron eventos cuyas profundidades fueran mayores a 55 km; estos resultados están en contradicción a lo supuesto por Boyd (1983), y coinciden con las observaciones del presente trabajo. Deza (1984), al estudiar la sismicidad del sur del Perú asociada a la estructura de la placa de Nazca en bloques, muestra que el bloque 4 (secciones 13 y 14, aproximadamente, en este estudio), es de baja sismicidad. Así mismo, sugiere (comunicación personal) que esta región de baja sismicidad coincide con un gran macizo de rocas muy antiguas, situándose la sismicidad en los bordes de dicha región.

Otro patrón observado en la Fig. 8 es la tendencia de la densidad de hipocentros a agrupamientos o racimos en algunas de las secciones consideradas. La profundidad en la cual ocurren estos agrupamientos varía de acuerdo a como uno se mueve en el área de interés. De la sección 1 a la 6, la distribución de los eventos es relativamente homogénea sin tomar en cuenta la ausencia de sismicidad para algunas distancias.

En la sección 7 aparece una concentración a una distancia de 200 km de la fosa observándose una franja de alineamiento de eventos. En la sección 8 la distribución es nuevamente homogénea aunque sigue presente el alineamiento a 200 km. De la sección 9 a la

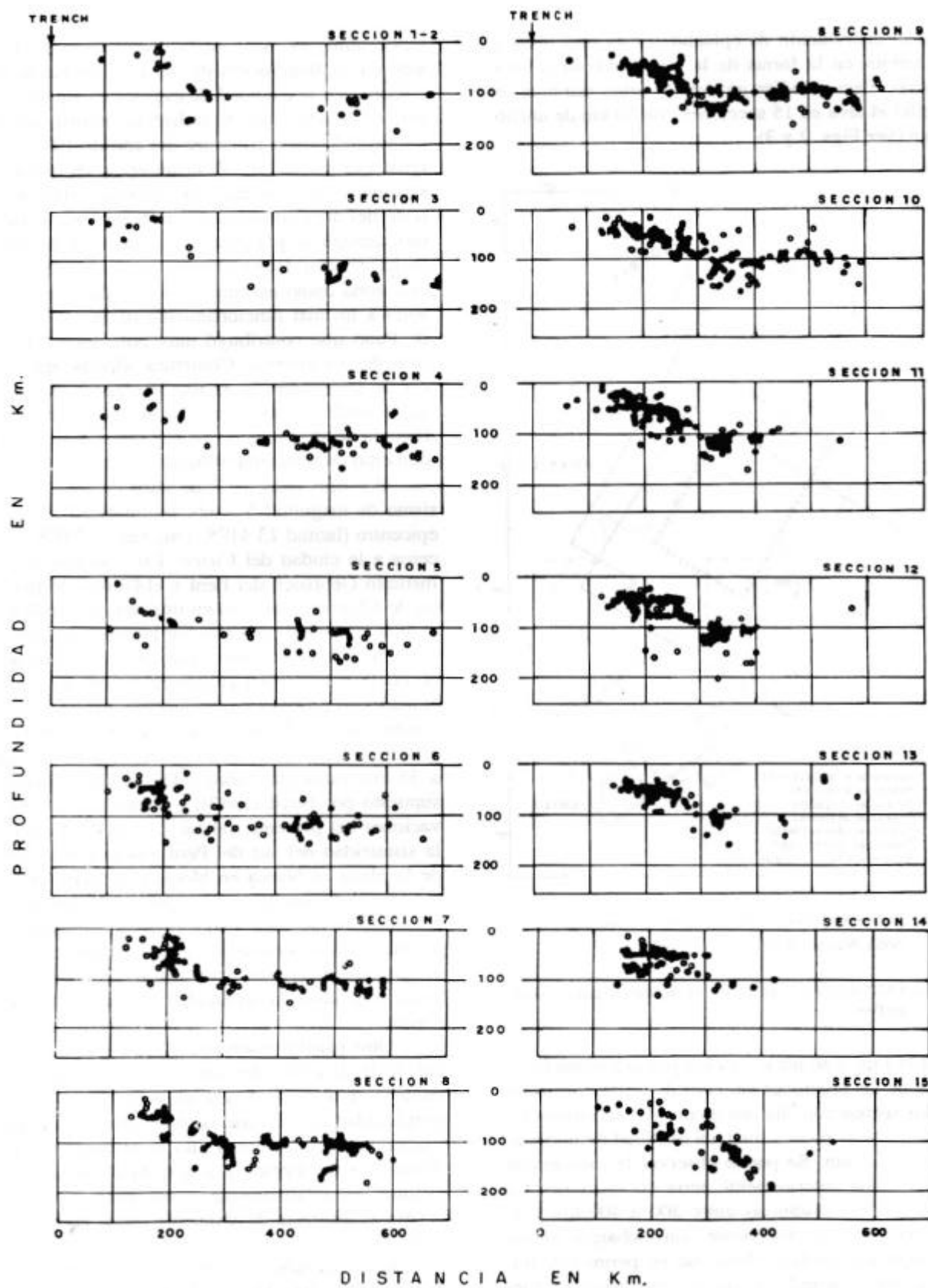


Figura 7. Perfiles de las 15 secciones sísmicas sin corrección.

Figure 7. Cross sections of the 15 seismic sections without correction.

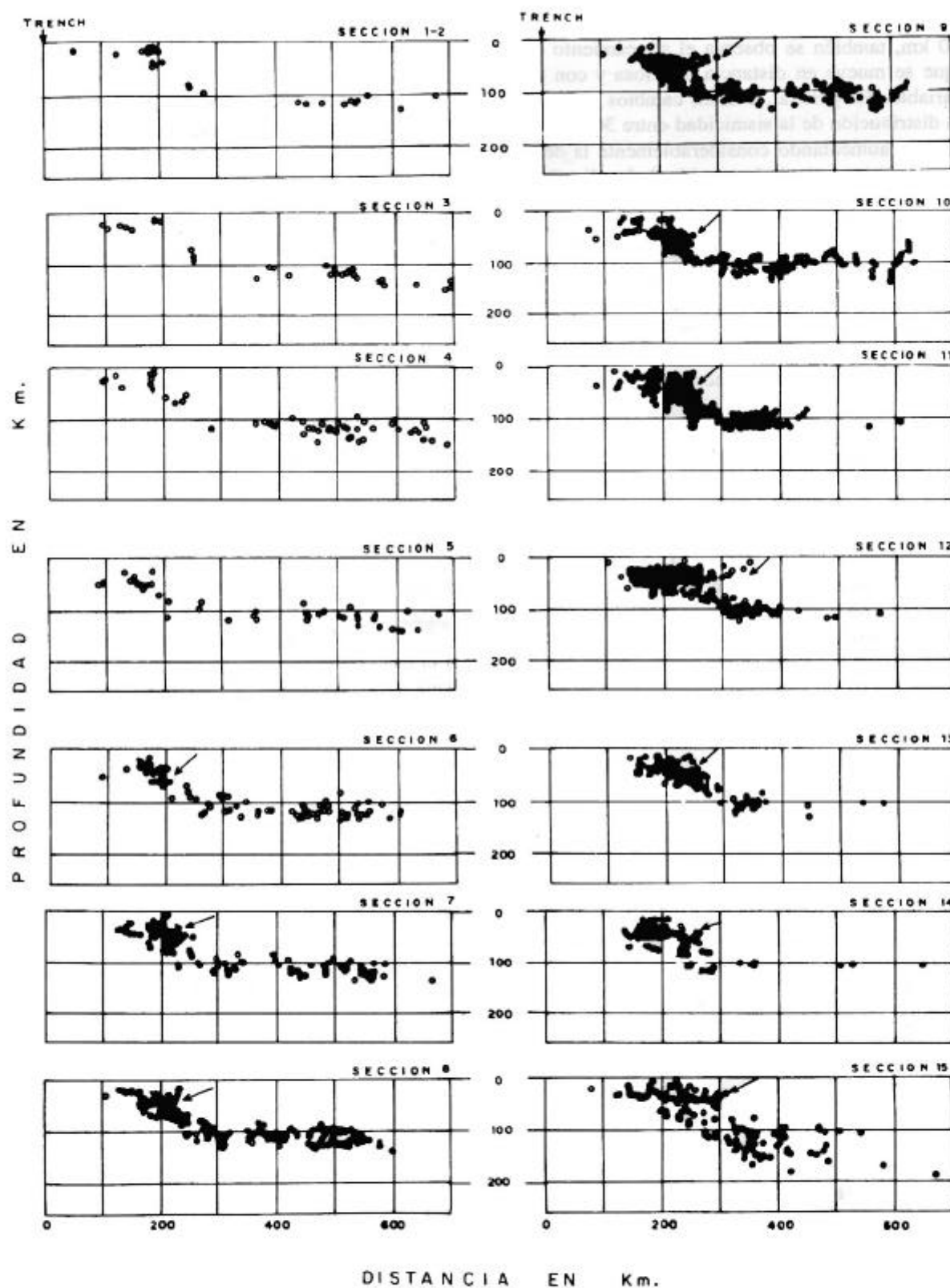


Figura 8. Perfiles de las 15 secciones sísmicas con corrección. Las flechas indican la actividad sísmica perpendicular a la dirección de subducción mostrada anteriormente para el sur del Perú por Grange et al. (1984a).

Figure 8. Cross sections of 15 seismic sections with correction. The arrows show the seismic activity perpendicular to the subduction direction shown by Grange et al. (1984a) for southern Peru.

15 se nota una mayor concentración de sismos entre 150 a 250 km, también se observa el alineamiento de eventos que se mueve en distancia a la fosa y con un ángulo variable. En general, existen cambios apreciables en la distribución de la sismicidad entre 300 a 700 km de la fosa, aumentando considerablemente la densidad de eventos a partir de la sección 8. La distribución de eventos desde estas observaciones difieren significativamente con los resultados mostrados por Schneider & Sacks (1989) y con los datos tele sísmicos por Barazangi & Isacks (1979). Los datos muestran concentraciones significativas en las secciones 8 y 9 a una distancia de 500 km, a 400 km en la sección 10 y en las secciones 11, 12, 13 a menores distancias. El espesor de la zona sísmica aparece con un valor no mayor que 40 km.

Schneider & Sacks (1989), hacen notar que la zona de Wadati-Benioff comienza a resubducir a 700 km de distancia en la fosa con un ángulo de aproximadamente 25° alcanzando una profundidad de 150 km. Este efecto se observa en las secciones 3, 4 y 5 aunque la ocurrencia de eventos ha continuado en el rango de 100 a 150 km a esta distancia de la fosa, lo que no permite concluir con certeza de que la resubducción es un proceso que se da a 700 km en toda el área de estudio. Al respecto Deza (1984) hace notar que la placa Sudamericana no es un bloque compacto que se desplaza como un todo hacia el oeste y en Deza (1972), identifica tres grandes regiones sismotectónicas separadas por secciones de transición. Es difícil indicar donde se inicia la resubducción, ya que como se ha indicado el espesor de la zona sísmica es de 40 km. El hecho de que eventos bien localizados se encuentren a profundidades mayores o iguales a 100 km puede sugerir posiblemente que eventos con no muy buena resolución localizados a profundidades mayores de 100 km, estén ocurriendo a profundidades mayores como lo hace notar Schneider & Sacks (1989).

A partir de la sección 6 casi no se presentan sismos a distancias mayores de 600 km de la fosa, lo cual no permite estimar si cambia la tendencia como aparentemente ocurre en las anteriores secciones. En las secciones 11, 12, 13 y 14 es resaltante la ausencia de sismos a 400 km de la fosa en adelante. En la sección 15 es notorio el cambio de tendencia que presentan los sismos, alcanzando profundidades hasta de 170 km a una distancia mayor a 400 km. A pesar de que estos eventos están fuera de la red de estaciones, el error de las profundidades es aceptable ya que está en relación directa al cociente de la distancia epicentral y profundidad. En Rodríguez & Tavera (1988) se muestra que para esta profundidad el error que genera la red es aceptable. El cambio observado estaría indicando la zona donde se inicia la contorsión de la placa, sin embargo, no está en congruencia con el modelo presenta-

do anteriormente por Schneider & Sacks (1987) para la parte sur del Perú (Fig. 9a). En la Fig. 9b se observa la subárea G que constituye la frontera con la sección 15 del presente trabajo. Los autores antes mencionados hacen notar que la pendiente de la zona de Wadati-Benioff en esta subárea tiene un ángulo promedio de 25° hasta una profundidad de 80 km y a 250 km de la fosa; a más de 300 km la porción de la placa es casi horizontal a una profundidad de 110 km hasta por lo menos 300 km de la fosa. Es importante hacer notar el perfil sísmico de la subárea G (Fig. 9b) donde no es evidente el cambio del ángulo al valor estimado, más aún, se puede observar la presencia de sismicidad hasta una profundidad mayor de 150 km. Es posible que debido al espesor de la zona sísmica se hace difícil estimar con precisión la geometría en esta subárea. Sin embargo, observando en detalle la Fig. 8 se puede notar que las variaciones en la distribución de eventos en algunas secciones hacen variar gruesamente la tendencia de las áreas. Por ejemplo, en las secciones 7 a 11 conforme uno se aleja de la fosa, se observa que los sismos tienden a subir y bajar alrededor de 100 a 120 km de profundidad; es posible que esta oscilación se deba a irregularidades muy marcadas en la zona Wadati-Benioff, indicando una geometría con valles que en el caso de la sección 15 es más evidente, siendo su sismicidad notoriamente más profunda. Deza (1984) también hace notar esta observación y muestra que el cambio angular que ocurre en la zona de transición sismotectónica entre los 13° y 14° S es aparentemente brusco, de manera que la zona de transición representaría una estructura vertical de aproximadamente 100 a 150 km de profundidad. Concluimos que la contorsión se inicia en la sección 15 que varía en profundidad mostrando valles con elevaciones y deflexiones hasta mostrar una tendencia más marcada como se observa en las subáreas a, b de la Fig. 9b.

Otra característica importante que se encuentra en las diferentes secciones, es el alineamiento de sismos perpendiculares a la dirección de la subducción (Fig. 8). Este mismo efecto fue encontrado por Grange et al. (1984a) para el sur del Perú y lo relacionó con una sismicidad debido al límite arco-antearco volcánico, no pudiendo definir si esta característica es propia del comportamiento general de los Andes, ya que no contaba con suficiente información. Concluye que su presencia en el sur del Perú se debería a un acomodamiento de la oblicuidad existente entre la dirección de convergencia y el buzamiento de la placa.

Por otro lado, Macharé (1987), muestra un alineamiento sísmico con un ángulo de 45° hacia la fosa, explicando que se debe a una zona de transición entre una corteza caliente (manto continental) y una corteza del tipo prisma de acreción muy fría. Es evidente que este alineamiento de sismos también se hace presente

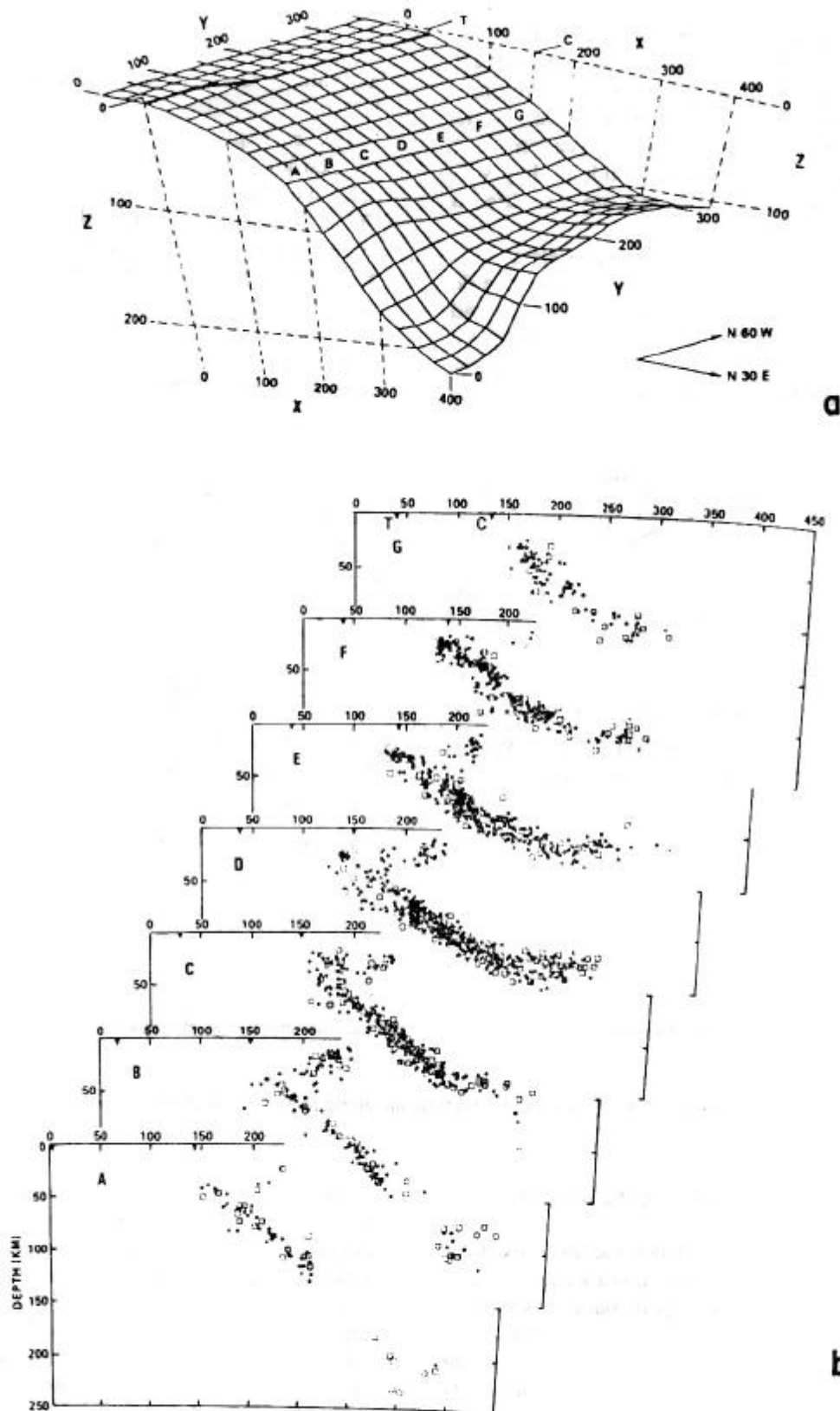


Figura 9. Modelo propuesto por Schneider & Sacks (1987) para el sur del Perú. a) Geometría del área, b) Secciones de corte.

Figure 9. Model of Schneider & Sacks (1987) for southern Peru. a) Geometry of the area, b) Cross sections.

en la región central del Perú con un ángulo muy variable (Fig. 8). Una explicación de esta sismicidad sería que en la región sur el volcanismo está presente, mientras que en el centro se apagó hace 5 M.a., por lo que toda la corteza del arco volcánico es más caliente que la corteza "cuña" del antearco, en donde no hay volcanismo desde hace 59 M.a., por lo tanto, existiría un desacople.

Rodríguez et al. (1962), muestra una sismicidad con estas mismas características dándole el nombre de fallamiento de San Agustín, aunque esta sismicidad estaría asociada a un sistema de fallamiento continuo a la falla de Incapuquio (E. Deza, comunicación personal). Por otro lado D. Huaman (comunicación perso-

nal), supone que el alineamiento observado es una consecuencia mecánica del proceso tectónico; es decir la resultante de los esfuerzos actuantes generaría este desacople.

Otra explicación a este fenómeno, sería que la geometría de la zona de Benioff condiciona el ángulo del alineamiento de sismos, como se puede ver en la Fig. 8 (secciones 9-11) en donde la pendiente disminuye hacia el sur. Este cambio de la pendiente, se debe a la fuerza resultante que actúa sobre este desacople, el cual es menor cuando la pendiente es mayor y a la inversa. En la Fig. 10 se esquematiza la geometría de este desacople, la dirección de movimiento y el ángulo fue tomado de Grange et al. (1984a).



Figura 10. Esquema de la geometría del desacople. La dirección del movimiento y el ángulo tomado son de Grange et al. (1984a).

Figure 10. Scheme of uncouple geometry (movement direction and angle from Grange et al., 1984a).

TENDENCIA DE LA SUPERFICIE HIPOCENTRAL

El uso del análisis de tendencia de una superficie ha tenido una limitada aplicación en sismología a pesar que es una importante herramienta para describir la geometría o tendencia de un conjunto de datos. La idea básica consiste en definir una superficie que ajuste los datos de modo tal que las desviaciones de los mismos desde la superficie sea mínima. El orden que se asume está en relación directa a la forma que pueda tener la zona de Benioff. Por ejemplo: si fuera una zona plana, entonces una tendencia de primer orden sería el mejor ajuste. De igual modo si la zona de

Benioff fuera una curva, una tendencia de segundo orden sería el mejor ajuste. Es decir, la complejidad de la geometría está en relación directa con el grado de la superficie de tendencia. Chowdhury & Whiteman (1987), sugieren que el mejor criterio para escoger la superficie está dado por el valor del coeficiente de correlación. Cuanto mayor sea este valor, mejor será el ajuste de la superficie a los datos, considerando que la inclusión de cada nuevo parámetro sea estadísticamente significativo.

Por otro lado Bevis & Isacks (1984), muestran que a pesar de que se pueden suponer valores estadísticos buenos, de desviaciones standard o coeficientes

de correlación, como el mejor criterio para elegir la superficie de tendencia, no hay una base objetiva para ello, ninguna solución es más razonable que otra porque siempre existe una incertidumbre en la cantidad de "ruido" que perturba o afecta la localización de eventos y una ausencia a priori de información concerniente al ancho de la zona de Benioff. Agregan además, que esta incertidumbre no se evidencia cuando se utiliza secciones de corte en el análisis como Hasegawa & Sacks (1981), ya que hace tender al lector a ver una muy específica interpretación.

En el presente estudio se usa una aproximación similar a Bevis & Isacks (1984) y a Chowdhury & Whiteman (1987), pero utilizando una expansión polinomial diferente a la de estos últimos (Davis, 1973). Se determinan los coeficientes del polinomio de modo tal que la varianza de los datos con relación a la superficie hipocentral sea mínima. Se ha observado cuidadosamente el valor del coeficiente de correlación de la superficie en contraste con la distribución de los datos para elegir el mejor ajuste posible.

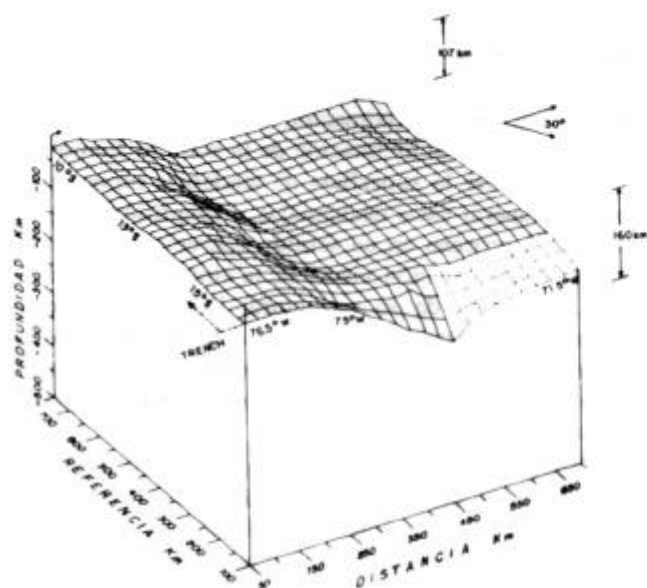


Figura 11. Geometría de la zona Wadati-Benioff en la parte central del Perú. Las líneas discontinuas representan una interpolación de la superficie y constituyen la zona donde aparece la ausencia de sismicidad.

Figure 11. Geometry of Wadati-Benioff zone in central Peru. Dashed lines represent an interpolation of the surface in the aseismic zone.

En la Fig. 11 se muestra la superficie final determinada utilizando un polinomio de quinto orden y más de 2000 hipocentros que definen una malla bidi-

mensional en función de la profundidad. El eje "y" denominado "referencia" corresponde a una línea a 50 km de la fosa ya que el límite sur-oeste del área de estudio se refiere a la fosa (ver Fig. 3). El origen del gráfico viene dado por las coordenadas (50,100,0). El valor 100 es el lugar donde se inicia la sección 15 tomando como eje de referencia al eje "y".

El coeficiente de correlación es de 0.936 con 20 grados de libertad para la superficie determinada, esto implica, que en el modelo estimado se tienen 20 parámetros que han sido calculados. Incrementando el orden de la superficie de tendencia disminuye el coeficiente de correlación, este hecho fue notado también por Chowdhury & Whiteman (1987), quienes suponen que el decrecimiento se debe a errores en el cálculo y a la localización de eventos.

En las zonas de subducción es razonable asumir que la distribución de las velocidades sísmicas están fuertemente relacionadas a la geometría de la zona de Benioff. Es así que para llegar a la superficie final se generó un modelo de velocidad hipotético, con una velocidad anómala de una magnitud específica conteniendo un slab de un ancho definido construyéndose una superficie de tendencia hipocentral en base a una primera aproximación de hipocentros derivado de dicho modelo; luego, en base al resultado obtenido y utilizando la información de investigaciones anteriores (James, 1971; Schneider & Sacks, 1989), se generó un nuevo modelo de modo tal que las velocidades supuestas correspondieran a una estructura cuyo límite inferior coincidiría con la zona Wadati-Benioff (Tabla 1). Una nueva relocalización de hipocentros fue hecha y una segunda superficie de tendencia hipocentral fue encontrada. Luego se corrigió las localizaciones por residuales y se hizo una nueva relocalización de hipocentros y una nueva superficie de tendencia fue obtenida y así iterativamente hasta tener una convergencia aceptable. De este modo es claro que la localización de hipocentros y la obtención de la superficie están íntimamente relacionados sobre la suposición que la sismicidad se manifiesta en el "slab" el cual produce la mayor anomalía de velocidad. En base a ello consideramos, que el ajuste realizado es una aproximación adecuada para mostrar la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el centro del Perú.

En la superficie de la Fig. 11 se observa que, en general la zona de Benioff en los primeros 250 a 300 km de distancia, muestra un ángulo de inclinación promedio de 30° hasta una profundidad de 100 km en toda el área de estudio. Se observa también ciertas irregularidades que son el producto del cambio de valor del ángulo sobre el promedio; después de esta distancia desde la fosa y hasta unos 500 km, la zona de Benioff viene a ser casi horizontal mostrando una profundidad media de 107 km. Sin embargo, esta profun-

didad varía entre 100 a 115 km conforme uno se mueve en el eje de "referencia"; este efecto se observa en la superficie y se muestra en las oscilaciones de la misma. No se nota muy claramente el efecto de subida y bajada en la tendencia de los sismos observado en los perfiles conforme uno se aleja de la fosa (ver Fig. 8). Hacia el sur-este del área se puede ver el cambio en la tendencia de la superficie, en esta porción el ángulo se mantiene en 30° hasta una profundidad de 160 km. El área donde no se tiene una buena densidad de información (ausencia de sismicidad) se ha colocado en líneas discontinuas y esta superficie no representa la tendencia real en dicha zona.

Por otro lado, al nor-oeste del área de estudio se observa una inclinación de la placa con un ángulo promedio de 17° hasta profundidades de 140 km, pero sólo en el intervalo de 450 a 700 km del eje "referencia". Esta característica correspondería a la zona de resubducción de la placa ya mencionada por Schneider & Sacks (1989) y se estaría dando a una distancia aproximada de 650 km de la fosa. Sin embargo, no se observa mayor cambio en la superficie en la dirección sur-este, lo que indicaría que la resubducción se produciría a distancias mayores en esta zona y en algunos casos es posible que la placa cambie ligeramente de ángulo y vuelva luego a su horizontalidad hasta llegar a la resubducción en sí.

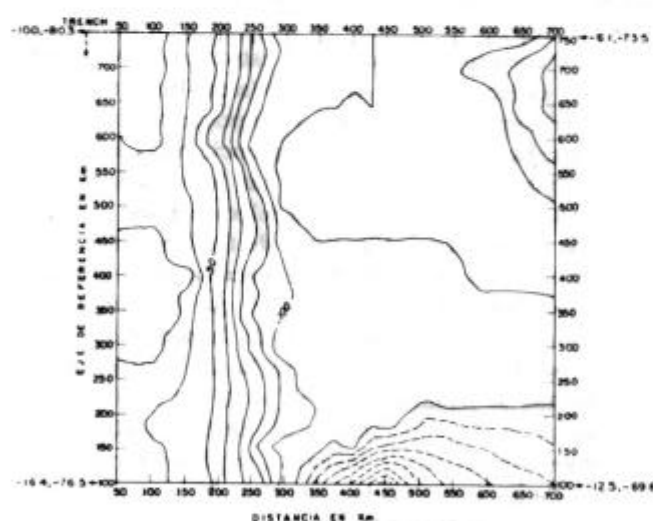


Figura 12. Mapa topográfico de la Fig. 11.

Figure 12. Topographical map of Fig. 11.

El modelo de la geometría para la zona Wadati-Benioff presentado en este estudio es congruente con el modelo de Hasegawa & Sacks (1981) y Boyd (1983), en lo que se refiere al ángulo de subducción

hasta los 100 km y a la horizontalidad de la misma en la parte central del Perú. La discrepancia aparece en el lugar de inicio de la contorsión; en el presente estudio la contorsión aparece más hacia el norte de lo mostrado por Hasegawa & Sacks (1981), Boyd (1983) y Schneider & Sacks (1987). Es importante señalar que estos autores no disponían de información capaz de definir en forma precisa la geometría para la parte central del Perú. En la Fig. 12 puede visualizarse con más claridad los diferentes valores promedios de las líneas de contorno de la superficie.

DISCUSION

En la presente investigación se ha determinado la geometría de la zona de Wadati-Benioff en la parte central del Perú utilizando dos técnicas. Una de ellas corresponde al análisis basado en la distribución espacial de los epicentros en simples secciones de corte y la otra en la obtención de una superficie de tendencia hipocentral en base a una aproximación polinómica. El primero a pesar de tener ciertas ventajas, siempre requiere un considerable cuidado y no permite una adecuada representación tridimensional, ni se puede observar detalles o estructuras finas más complejas en la zona de Benioff. Sin embargo, es muy útil para poder definir una aproximación del espesor y la pendiente o ángulo de inclinación de la zona de Benioff.

Encontrar la superficie de tendencia hipocentral, implica superar estas desventajas y simplificar en gran medida el proceso en un sentido operacional generando una representación visual de la altitud general de la zona, así como de su estructura. Definitivamente es necesario una buena cantidad de datos distribuidos en forma uniforme en toda el área de estudio y tener muy en cuenta la agrupación de eventos ya que ello puede generar errores.

Es ampliamente conocido que el valor y la anisotropía de las anomalías de velocidad en las secciones de Benioff, genera errores en la localización de eventos de profundidad intermedia y profunda (Engdahl et al., 1976, 1977), haciéndose necesario emplear modelos más sofisticados en los estudios. Posteriormente se utilizará con los mismos datos del presente trabajo el algoritmo generado por Virieux et al. (1988) para obtener un refinamiento de los resultados mostrados asumiendo un modelo tridimensional de velocidad que estará fuertemente relacionado a la geometría de la zona de Benioff.

Es importante resaltar que el método propuesto no intenta resolver el problema asociado a la falta de estaciones, sin embargo, es necesario tener en cuenta que el control de profundidad está en relación directa al cociente distancia epicentral profundidad, como se menciono anteriormente. Se ha mostrado que para las

profundidades que presentan los sismos que han sido de interés del presente estudio, la cobertura de estaciones es aceptable y el método muestra como, en las zonas donde no hay una óptima cobertura, la dispersión de la sismicidad disminuye. Este hecho es importante ya que permite conocer de manera más precisa la distribución de la sismicidad en estas áreas.

Por otro lado, de acuerdo a los resultados podemos concluir que la placa de Nazca subduce hacia el este con un ángulo promedio de 30° hasta una profundidad de 107 km, luego la pendiente cambia y prácticamente se vuelve horizontal hasta los 650 km. A esta distancia y hacia el nor-este se aprecia una resubducción con un ángulo de 17° ; este efecto desaparece hacia el sur. Al sur-este del área, el ángulo se mantiene en 30° hasta 160 km de profundidad.

De acuerdo a estos resultados asumimos que la profundidad promedio de la zona de Benioff en la parte central del Perú es de 107 km; este valor coincide con el dado por Smalley & Isacks (1987) para el oeste de Argentina. Suponiendo también que la zona de Benioff es la parte superior de la placa subducente, que la parte inferior de la litósfera Sudamericana está en contacto friccional directo con esta placa y además que el espesor de la zona sísmica es de 40 km, el máximo espesor de la placa Sudamericana sería de 87 km siguiendo el mismo criterio de Smalley & Isacks (1987).

Suponiendo que la superficie de tendencia hipocentral es una función continua de latitud y longitud ajustada por un procedimiento de mínimos cuadrados a un conjunto de hipocentros, de manera que la profundidad determinada sea el medio de la zona de Benioff, entonces los valores máximos y mínimos de las desviaciones standard de la profundidad indicarán el ancho de la zona. En esta investigación estos valores han sido de 20.4 y 2.4, para una superficie de tendencia hipocentral de quinto orden, con un coeficiente de correlación de 0.936, lo que describe un ajuste óptimo para la superficie.

CONCLUSIONES

El principal propósito de esta investigación ha sido determinar la geometría de la zona Wadati-Benioff en la parte central del Perú de la manera más precisa posible.

A pesar de que la distribución de los datos en la totalidad del área considerada, ha tendido a agruparse y se observa además la ausencia de sismicidad en algunas secciones de la misma; consideramos que la geometría encontrada es una buena aproximación de la zona de Benioff en la parte central del Perú.

La mejor representación encontrada ha sido usando una superficie de tendencia hipocentral de quinto orden con 20 grados de libertad. El modelo es coherente con el mostrado por Hasegawa & Sacks (1981) en lo que se refiere al valor del ángulo de subducción hasta los 100 km de profundidad y a la horizontalidad en la parte central. Sin embargo, se observa discrepancias en el inicio de la contorsión, la cual se presenta más al norte (Fig. 8, sección 15) y que podría oscilar hasta mostrar más definición en el ángulo hacia el sur del Perú.

La resubducción se observa al nor-este del área de estudio y mantiene un ángulo promedio de 20° .

Se ha encontrado una sismicidad perpendicular a la dirección de subducción que fue observada anteriormente por Grange et al. (1984a) para el sur del Perú. Se propone que esta sismicidad sea debido a la presencia de un desacople en el límite arco antearco volcánico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento al Dr. Manuel Chang Ching por el apoyo incondicional y la revisión del manuscrito. A los Drs. Jose Macharé, David Huaman, Ernesto Deza por las discusiones y sugerencias recibidas. A los Drs. David James, John Schneider por facilitar la información sísmica de la campaña realizada en el Perú Central en el año 1985. A la misión ORSTOM por facilitar la información sísmica mediante el convenio con el Instituto Geofísico del Perú. Al Físico Guillermo Arroyo por el apoyo en la parte de cómputo y a todo el personal de Servicio Sismológico de la Dirección de Servicios Técnicos del Instituto Geofísico del Perú.

BIBLIOGRAFIA

- ANSELL, J.H. & SMITH, E.G.C. - 1975 - Detailed structure of a mantle seismic zone using the homogeneous station method. *Nature* 253: 518.
- BARAZANGI, M. & ISACKS, B. - 1976 - Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- BARAZANGI, M. & ISACKS, B. - 1979 - Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57: 537-555.
- BEVIS, M. & ISACKS, B. - 1984 - Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of Benioff zones. *J.*

- Geophys. Res., **89**: 6153-6170.
- BOYD, T. - 1983 - High resolution determination of the Benioff zone geometry beneath southern Peru. Ms. Sc. Thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University, 93 pp.
- BOYD, T., SNOKE, A., SACKS, I.S. & RODRIGUEZ, A. - 1984 - High resolution determination of the Benioff zone geometry beneath southern Peru. Bull. Seism. Soc. Am., **74**: 557-566.
- CHOWDHURY, D.K. & WHITEMAN, S.K. - 1987 - Structure of the Benioff zone under southern Peru to central Chile. Tectonophysics, **134**: 215-226.
- COUDERT, E. - 1980 - Etude de la sismicité du sud de l'arc par un réseau temporaire de stations locales terrestres et sous-marines. These, Univ. Paris-Sud, ORSAY, Francia, 160 pp.
- CREAGER, K.C. & JORDAN, T.H. - 1984 - Slab penetration into the lower mantle. J. Geophys. Res., **89**: 3031-3049.
- CREAGER, K.C. & JORDAN, T.H. - 1986 - Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other island arcs of the northwest Pacific. J. Geophys. Res., **91**: 3573-3589.
- DAVIS, J.C. - 1973 - Statistics and Data Analysis in Geology. Wiley, New York, 550 pp.
- DEWEY, J.W. - 1971 - Seismicity studies with the method of joint hypocentral determination. Ph.D. Dissertation, University of California, Berkeley, 116 pp.
- DOUGLAS, A. - 1967 - Joint epicenter determination. Nature, **215**: 47-48.
- DEZA, E. - 1972 - Zonas de transición sismotectónica en Sudamérica; estudio preliminar de la zona de transición en el Perú. Simposio del Manto Superior, 1970. Bs.As. Argentina, Comité Argentino del Manto Superior.
- DEZA, E. - 1984 - Identificación de una posible estructura en bloques en el sur del Perú. Simp. sobre Peligro y Riesgo Sísmico y Volcánico en América del Sur. San Juan, Argentina, Proyecto SISRA, Ed. Ceresis, **14**: 221-245.
- ENGDAHL, E.R. & SCHOLZ, C. - 1977 - A double Benioff zone beneath the central Aleutians: an unbending of the lithosphere. Geophys. Res. Lett., **4**: 473-476.
- ENGDAHL, E.R., SLEEP, N.H. & LIN, M.T. - 1976 - Plate effects in North Pacific subduction zones. Tectonophysics, **37**: 95-116.
- EVERDEN, J.F. - 1969a - Precision of epicenters obtained by small numbers of World-Wide stations. Bull. Seism. Soc. Am., **59**: 1365-1398.
- EVERDEN, J.F. - 1969b - Identification of earthquakes and explosions by use of teleseismic data. J. Geophys. Res., **74**: 3828-3856.
- GRANGE, F., CUMMINGHAM, P., GAPNEPAIN, J., HATZFELD, D., MOLNAR, P., OCOLA, L., RODRIGUEZ, A., ROECKER, S., STOCK, J. & SUAREZ, G. - 1984a - The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in southern Peru. Geophys. Res. Lett., **11**: 38-41.
- GRANGE, F., HATZFELD, D., CUMMINGHAM, P., MOLNAR, P., ROECKER, N., SUAREZ, G., RODRIGUEZ, A. & OCOLA, L. - 1984b - Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru and their tectonic implications. J. Geophys. Res., **89**: 6139-6152.
- HASEGAWA, A. & SACKS, I.S. - 1981 - Subduction of Nazca plate beneath Peru as determined by seismic observations. J. Geophys. Res., **86**: 4971-4980.
- HILDE, T.W.C. & SHARMAN, G.F. - 1978 - Fault structure of the descending plate and its influence on the subduction process. EOS, Trans. Am. Geophys. Union, **59**: 1182.
- HOBBS, B.E. & ORD, A. - 1988 - Plastic instabilities: implications for the origin of intermediate and deep focus earthquakes. J. Geophys. Res., **93**: 10521-10540.
- ISACKS, B.L. & MOLNAR, P. - 1971 - Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. Rev. Geophys., **9**: 103-174.
- ISACKS, B.L. & BARAZANGI, M. - 1973 - High-frequency shear waves guided by a continuous lithosphere descending beneath western South America. Geophys. J. R. astr. Soc., **33**: 129-139.
- ISACKS, B.L. & BARAZANGI, M. - 1977 - Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downward bending of the subducted lithosphere. In: Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins. Maurice Ewing, Ser. 1, (M. Talwani & W.C. Pitman III, eds.) 99-114, AGU, Washington.
- JAMES, D.E. - 1971 - Andean crustal and upper mantle structure. J. Geophys. Res., **76**: 1077-1083.
- JAMES, D. - 1978 - Subduction of the Nazca plate beneath central Peru. Geology, **7**: 174-178.
- JAMES, D. & SNOKE, J. - 1990 - Seismic evidence for continuity of the deep slab beneath central and eastern Peru. J. Geophys. Res., **95**: 4989-5002.
- JORDAN, T., ISACKS, B., ALLMENDIGER, R., BREWER, J. & RAMOS, V. - 1983 - Andean tectonic related to geometry of subducted Nazca plate. Geol. Soc. Am. Bull., **94**: 341-361.
- MACHARE, J. - 1987 - La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes centrales. These Docteur en Sciences, Université de Paris Sud Centre D'orsay.
- MEGARD, F. - 1987 - Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of andean geology north of the Arica elbow. In: Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin. (J.W.H. Monger & J. Francheteau, eds.), 71-95, AGU, Washington.
- PILGER, R. - 1981 - Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. Part I. Geol. Soc. Am. Bull., **92**: 448-456.
- RODRIGUEZ, L. & TAVERA, J. - 1988 - Problemas asociados a la determinación hipocentral. Optimización. Parte II. IGP-CONCYTEC, 110 pp.
- RODRIGUEZ, A., STEINHART, J.S. & ASADA, T. - 1962 - The San Agustin fault system of southern Peru. Bull. Seism. Soc. Am., **52**: 793-805.
- RUFF, L. & KANAMORI, H. - 1983 - Seismic coupling and uncoupling at subduction zones. Tectonophysics, **99**: 99-117.
- SACKS, I.S. - 1977 - Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America. Tectonophysics, **37**: 131-139.
- SACKS, I.S. - 1983 - The subduction of young lithosphere. J. Geophys. Res., **88**: 3355-3366.
- SACKS, I.S. - 1985 - Year Book. Carnegie Institution of Washington.
- SCHNEIDER, J. & SACKS, I. - 1987 - Stress in the contorted Nazca plate beneath southern Peru from local earthquake. J. Geophys. Res., **92**: 13887-13902.
- SCHNEIDER, J. & SACKS, I. - 1989 - Subduction of the Nazca plate beneath central Peru from local earthquakes.

- J. Geophys. Res., in press.
- SMALLEY, R. & ISACKS, B.L. - 1987 - A high-resolution local network of the Nazca plate Wadati-Benioff zone under western Argentina. *J. Geophys. Res.*, **92**: 13903-13912.
- SNOKE, J.A., SACKS, I.S. & OKADA, H. - 1977 - Determination of subducting lithosphere boundary by use of converted phases. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **7**: 1051-1060.
- SNOKE, J.A., SACKS, I.S. & JAMES, D. - 1979 - Subduction beneath western South America: evidence from converted phases. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **59**: 219-225.
- STAUDER, W. - 1975 - Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity. *J. Geophys. Res.*, **80**: 1053-1064.
- TSUMURA, K. - 1973 - Microearthquake activity in the Kanto district. In: Publications for the 50th anniversary of the Great Kanto earthquakes, 1923, 67-87, *Earthq. Res. Inst.*, Tokyo.
- UMINO, N. & HASEGAWA, A. - 1975 - On the two layered structure of deep seismic plane in northwestern Japan Arc. *J. Seismol. Soc. Japan*, **28**: 125-139.
- VIRIEUX, J., FARRA, V. & MADARIAGA, R. - 1988 - Ray tracing for earthquake location in laterally heterogeneous media. *J. Geophys. Res.*, **93**: 6585-6599.
- VOGT, P.R., LOWRIE, R., BRACEY, D.R. & HEY, R.N. - 1976 - Subduction of aseismic oceanic ridges: effects of shape, seismicity and other characteristics of consuming plate boundaries. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, **172**: 59.
- WADATI, K. - 1933 - On the travel time of earthquake waves. Part II. *Geophys. Res.*, **76**: 2077-2083.
- WORTEL, R. - 1982 - Seismicity and rheology of subducted slabs. *Nature*, **296**: 553-556.
- WORTEL, M.R. - 1984 - Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *J. Geol. Soc., London*, **141**: 783-791.
- WORTEL, M.J.R. & VLAAR, N.J. - 1978 - Age-dependent subduction of oceanic lithosphere beneath western South America. *Phys. Earth Plan. Int.*, **17**: 201-208.

Versão recebida em: 13/11/90

Versão revista e aceita em: 30/07/91

Editor Associado: M.S. Assumpção