

CONVENIO IGP - ORSTOM 1985 - 1988

INFORME FINAL

PRIMERA PARTE

**SISMOLOGIA Y SISMOTECTONICA
DE LOS ANDES CENTRALES**

LIMA - 1988

El 31 de enero de 1985, un protocolo de cooperación científica y técnica ha sido firmado entre el Instituto Geofísico del Perú y el Instituto Francés de Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación.

Dicho protocolo firmado por tres años venía acompañado de dos convenios particulares (el primero en "Sismología y Sismotectónica" y el segundo en "Neotectónica y Geodinámica de la zona litoral del Perú") que definían las acciones conjuntas y sus modalidades.

En 1988, este protocolo así como los dos convenios particulares fueron, de comun acuerdo de las dos partes, renovado por un nuevo período de tres años.

El presente informe, establecido al término de la primera etapa 1985-1988, describe las acciones conjuntas realizadas y levanta el balance de los resultados científicos adquiridos.

CONVENIO IGP - ORSTOM

1985 - 1988

PRIMERA PARTE

SISMOLOGIA Y SISMOTECTONICA DE LOS ANDES CENTRALES

PARTICIPANTES :

Leonidas OCOLA

Catherine DORBATH

Rubén LINDO

Louis DORBATH

Miguel MORALES

Jacques DEVERCHERE

Johny TAVERA

Olivier BELLIER

y Armando CISTERNAS

INDICE

Primera Parte

Sismología y Sismotectónica de los Andes Centrales	6p.
Anexo 1: "On crustal seismicity of the Amazonian foothill of the central Peruvian Andes" Artículo de Dorbath C. y col. 1986	4p.
Anexo 2: Primeros resultados sobre la sismicidad de la Cordillera Blanca (Altos Andes del Perú Central).	20p.
Anexo 3: Heterogeneidad de la corteza y manto superior terrestre deducido de la propagación de ondas P y PKIKP. (Tesis de Johny Tavera).	91p.
Anexo 4: La Sismotectónica de la zona Cuzco-Anta-Zurite. (Síntesis bibliográfica).	20p.

Segunda Parte - Estudios Neotectónicos

I.	La zona subandina del Perú Central.	124p.
II.	La tectónica cenozoica y la neotectónica en la cordillera occidental del Norte del Perú.	14p.
	Anexo 1: Ficheros de los datos microtectónicos de las estaciones de la zona Namora.	18p.
	Anexo 2: Informes de las primeras misiones de campo.	14p.

Tercera Parte

Neotectónica y Geodinámica de la zona litoral del Perú.	13p.
Anexo 1: Bibliografía relativa al proyecto sobre neotectónica y terrazas marinas.	30p.
Anexo 2: Bibliografía relativa al proyecto sobre "Paleo-Niños".	32p.

INTRODUCCION

Bajo la dirección de Catherine y Louis Dorbath, maestros de investigación en el ORSTOM, se realizaron estudios de sismología en el curso de 3 campañas de terreno llevadas a cabo en 4 sectores diferentes de los Andes Centrales. Se utilizaron de 11 a 25 estaciones sismológicas, a fin de cubrir los sectores estudiados al máximo de las posibilidades de tránsito existentes. Los sectores estudiados se distribuyen a lo largo de una transversal a los Andes, a la latitud del Perú Central. Es así que siguiendo el orden cronológico de realización de las campañas, han sido estudiados el Valle del Mantaro, la Zona Subandina, la Cordillera Blanca y la región de Lima.

Teniendo en cuenta los plazos de tratamiento de los datos recogidos, que son particularmente abundantes, sólo presentaremos aquí los resultados preliminares obtenidos a partir de muestras "tests" de datos. Parte del tratamiento ha sido objeto de la tesis de Ingeniero de Johnny Tavera, practicante del IGP. Dicha tesis está adjunta al presente informe.

Por otra parte, se consiguió del gobierno francés una beca de estudios para que Ruben Lindo, Asistente de investigación del IGP, pueda completar su formación en Francia, en el Instituto de Física del Globo de Estrasburgo. Actualmente, Ruben Lindo está tratando los datos de la campaña de la región de Lima, cuyos resultados serán transmitidos al IGP, tan pronto como se realice una síntesis preliminar.

Para las campañas del Mantaro, de la Zona Subandina y de la Cordillera Blanca, se adjuntará al informe el texto de las publicaciones preliminares realizadas o entregadas.

Se incluye también un estudio bibliográfico de la sismotectónica de la zona de Cuzco, hecho por Olivier Bellier, investigador VSN del ORSTOM.

ESTUDIO DE LA SISMICIDAD DEL VALLE DEL MANTARO Y ZONA SUBANDINA

(campaña Julio-Agosto de 1985)

Los objetivos de esta campaña fueron los siguientes:

- determinar con precisión la sismicidad cortical y averiguar si toda la corteza es frágil, tal como se ha dicho, o si lo es únicamente la parte superior de la corteza (los primeros 15-30 km), siendo la parte inferior dúctil, como se puede observar generalmente en otras partes del mundo.
- relacionar la actividad sísmica actual con la tectónica de la Cordillera Oriental y de la zona subandina.

Para llevar adelante este programa, se instalaron durante 2 meses, 20 estaciones sismológicas (11 estaciones analógicas y 9 estaciones numéricas equipadas con captores tres componentes) (ver mapa en anexo).

Varios centenares de eventos corticales han sido localizados con una precisión aceptable.

Los primeros resultados han sido objeto de una publicación en el Geophysical Research Letters (ver anexo) y resultados más completos están en proceso de redacción para una publicación prevista para el año 1988.

Particular interés se ha prestado al Valle del Mantaro. Se ha mostrado que la sismicidad actual de la región de Huaytapallana se concentraba en dos "enjambres", en zonas que no habían experimentado ruptura alguna en el curso de la crisis sísmica de 1969. Dicha sismicidad podría constituir los precursores de dos eventos sísmicos de magnitudes comparables por lo menos a las de 1969. Finalmente se ha puesto en evidencia, por primera vez, una sismicidad cortical en la vertiente Oeste de la cuenca del Mantaro, probablemente en relación con fallas de pendiente Oeste ya conocidas de los geólogos, pero consideradas inactivas. Esta región presenta un riesgo potencial idéntico al de Huaytapallana. Un artículo dedicado al Valle del Mantaro será sometido para su publicación en las semanas que vienen.

Finalmente, los registros de los telesismos efectuados en el transcurso de esta campaña, han sido interpretados por J. Tavera, siendo objeto de su tesis.

Para esta operación, el ORSTOM proporcionó 6 personas (de los cuales 3 venían de Francia) y 2 vehículos; el IGP por su lado, proporcionó 3 personas y la infraestructura del Observatorio de Huancayo, así como un vehículo.

ESTUDIO DE LA SISMICIDAD DE LA REGION DE LA CORDILLERA BLANCA

A. Preparación de la campaña

Un estudio detallado de la neotectónica de la Cordillera ha sido realizado por Didier Bonnot (Tesis de 3er. ciclo, Universidad de Orsay, 1984). Esta cadena, la más elevada del Perú, se caracteriza por un batolito de edad Mioceno superior, bordeado al Oeste por una zona de fallas, revelando desde esta época saltos de más de 4000 m. La figura 1 presenta un mapa geológico simplificado de la región. Las observaciones de terreno muestran que la evolución geodinámica de la Cordillera Blanca está ligada estrechamente a la subsidencia de la cuenca intracordillera del Callejón de Huaylas (fig.1), la que dejó de funcionar en el Cuaternario antiguo. Desde aquel entonces, solamente juega el sistema de fallas de borde, ocasionando saltos normales de 1000 metros aproximadamente, siguiendo una dirección de extensión N-S. Las deformaciones observadas (fallas, "scarplets", flexuras), muestran claramente edades holocenas y más recientes: no se puede dudar de que el sistema es todavía activo en la actualidad. En estas condiciones, hay que explicar la ausencia casi total de sismicidad histórica (el sismo llamado "de Huaraz" o "del valle del Santa" del 31 de Mayo de 1970, tiene su epicentro en el mar) en una de las zonas de falla activa más grandes del mundo. Por otra parte, la existencia de un régimen de esfuerzos en extensión en el seno de la Cordillera Occidental, aun cuando éste sigue siendo a escala local, plantea problemas mecánicos importantes.

Por todas estas razones, era necesario realizar un estudio de la microsismicidad de la región de la Cordillera Blanca, a fin de progresar en la comprensión de estos problemas.

Reconocimiento de los sitios sismológicos

La misión se desarrolló del 17 al 30 de Setiembre de 1985. Con Johnny Tavera (IGP), efectuamos una selección de 11 sitios instalados en la Cordillera Negra, el Callejón de Huaylas, la Cordillera Blanca y el Callejón de Conchucos (fig.1 y 2). Los criterios de selección de los sitios fueron los mismos que durante el trabajo anterior (ver I: A.3); he procurado respetar una equidistancia entre las estaciones, del orden de 25 a 30 km, distancia propicia para una correcta determinación de una sismicidad local superficial (de 0 a 30 km de profundidad), igual que para la zona subandina. Cada uno de los sitios ha sido probado mediante un MEQ 800 a fin de alcanzar una ganancia mínima de 84 dB. La única excepción fué el sitio de TIN, en 78 dB, debido a ruidos de altas frecuencias producidos por el río Santa, pero que proporcionó registros de calidad equivalente, según mis primeras lecturas.

B. Desarrollo de la campaña

El estudio en el campo se desarrolló del 6 de Octubre al 14 de Noviembre 1985, con un total de 11 sismógrafos de registro analógico MEQ 800 (6 del ORSTOM, 5 de la Universidad de Orsay). El mantenimiento de los aparatos (48 horas) se efectuó en forma ininterrumpida durante cerca de 40 días, gracias a dos grupos de trabajo independientes basados a ambos lados de la Cordillera, en Huaraz y Huarí (fig.2). La zona estudiada se extiende aproximadamente de las latitudes 9°S a 10°S , y de las longitudes 77°W a 78°W . Cada dos días, la señal de radio WWV fue captada en cada estación, a fin de establecer las curvas de deriva de los relojes internos (fig.3).

C. Lectura e interpretación de los primeros datos

Un análisis parcial de los datos se efectuó en Lima, únicamente a partir de los registros sobre papel de los MEQ 800. En el hemos estudiado la sismicidad detectada por 11 aparatos durante 8 días: se registraron 279 sismos en cuatro estaciones por lo menos, del 8 al 15 de Agosto de 1985; después de tratarlos por el programa de cálculo de hipocentros HIPO-INVERSE, 128 de ellos han sido conservados, por responder a los criterios de selección siguientes: utilización de más de 7 fases con, por lo menos, una fase S, distancia a la red inferior a su profundidad, promedio cuadrático de los residuos de tiempo (RMS) inferior a 0.4 segundos, errores epicentrales y en profundidad inferiores a 10 km.

Los registros revelan una actividad sísmica general importante: se puede determinar de 20 a 40 eventos diarios captados por más de 5 estaciones, lo que permite esperar un total superior a 1000 sismos. Pero aparece claramente que la mayoría de ellos provienen de la zona de contacto entre las placas Nazca y América del Sur, y en particular de la región Este de la fosa, a 120-150 km al Oeste de la red: la observación de la diferencia P-S es una indicación inmediata y clara.

A fin de precisar estas primeras constataciones, se efectuó el examen completo y la interpretación de 3 días de registros. Después de establecer las curvas de deriva (fig.3), determinar la posición de las estaciones en coordenadas geográficas (fig.4), efectuar las lecturas con lupa y constituir los ficheros, se pudo poner a prueba un modelo de velocidades y proporcionar las primeras determinaciones de los hipocentros de las cuales la figura 5 ofrece un ejemplo. Fuera de los telesismos, se procedió a la lectura de un centenar de eventos de los cuales 46 se han conservado en función de los criterios de selección mencionados en IIc. De este conjunto, 12 sismos son corticales y locales; los demás se ubican a unos 130 km al Oeste de la red: la figura 6 presenta el mapa de los epicentros, con la posición de las estaciones y de la línea de costa.

Existe por lo tanto una actividad microsísmica en la Cordillera Blanca, aun cuando parece ser muy inferior a la que se registró en la zona subandina. Por otra parte, los focos son muy superficiales (fig.7) y no siempre en relación directa con la falla mayor de borde. Hay que recalcar que existe un número bastante importante de sismos bien determinados de la zona de subducción, a pesar de su alejamiento de la red, lo cual se debe a una magnitud elevada que permite una lectura satisfactoria de las fases S en particular, y también al ángulo de apertura de la red, suficientemente grande hacia el mar. Se puede esperar una correcta determinación epicentral de los sismos de la zona de Benioff, y en particular de los sismos intermedios situados debajo de la red, con la condición de comprobar correctamente la estabilidad de las soluciones focales. En cambio, no se podrá obtener una precisión suficiente sobre su profundidad, y sus mecanismos en el foco no son calculables.

ESTUDIO DE LA SISMICIDAD DE LA REGION DE LIMA

(campaña Abril-Mayo de 1986)

Los objetivos de esta campaña fueron los siguientes:

- determinar la geometría de la zona de Benioff, en particular en la transición subducción normal / subducción horizontal;
- determinar los mecanismos en el foco y luego deducir el estado de esfuerzos en la placa subducida;
- indagar la existencia de una eventual sismicidad cortical en la corteza cabalgante.

Una red de 25 estaciones funcionó en Abril y Mayo de 1986, desde Lima hasta Pisco, y de la costa al valle del Mantaro. El análisis de los datos está en curso y el tiempo que se necesita para llevarlo a cabo sobrepasa ampliamente nuestras previsiones, debido a que hemos grabado mucho más eventos de lo previsto: varios miles. Además, tuvimos que retrasar también el tratamiento de estos datos para que el Sr. Rubén LINDO, joven investigador del IGP, pueda hacerse cargo de este trabajo. Gracias a la beca que se consiguió para él del Gobierno Francés, podrá efectuar dicha labor en el Laboratorio de Física del Globo, en Estrasburgo (Francia).

ANEXO 1

ON CRUSTAL SEISMICITY OF THE AMAZONIAN FOOTHILL OF THE
CENTRAL PERUVIAN ANDES

C. Dorbath, L. Dorbath, A. Cisternas, J. Deverchere,
M. Diament, L. Ocola, M. Morales

ON CRUSTAL SEISMICITY OF THE AMAZONIAN FOOTHILL OF THE CENTRAL PERUVIAN ANDES

C.Dorbath¹, L.Dorbath¹, A.Cisternas², J.Deverchere^{1,3}, M.Diamant³, L.Ocola⁴, M.Morales⁴¹ORSTOM, Mision Peru, Apartado Postal 270, Lima 18, Peru²Institut de Physique du Globe, 5 Rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France³Laboratoire de Geophysique, Universite Paris Sud, 91405 Orsay, France⁴Instituto Geofisico del Peru, Apartado Postal 3747, Lima 100, Peru

Abstract. A microearthquake survey of crustal seismicity conducted in 1985 on the Eastern Cordillera and the Amazonian foothills in Central Peru gives a description of the present tectonic activity related to the uplift of the Andes. Hypocenters on the Huaytapallana fault are shallower than 10 km, and their focal mechanism is in agreement with the fault trace corresponding to the earthquakes of 1969 and suggests a reverse strike slip movement on a plane striking N130°. An active tectonic zone is evidenced along a NW-SE direction passing through the Amauta Subandean region. The vertical distribution of hypocenters and the comparison of shallow and deep focal mechanisms suggest a reverse fault dipping to the west. Depths vary between 0 and 20 km, and never exceed 32 km. The Huaytapallana Cordillera is uplifted by thrust faults on both sides.

Introduction

The Andean chain, south of 5°S, is considered as the classical example of a Cordillera due to oceanic-continental subduction. A characteristic feature is the absence of ophiolitic belts and of sutures due to accretion of allochthonous material during Mesozoic and Cenozoic times, that is to say, during its formation. Deformations are simple, without nappes. Metamorphism is weak and calcalkaline volcanism is abundant.

Even though these properties are found all over the chain, the longitudinal structure is not uniform. Segmentation characterized by different tectonic styles, landscapes and volcanic activity, coincides with changes of the subduction slope from normal (30°) to subhorizontal.

The Peruvian Andes show subhorizontal subduction to the north of 15°S and normal to the south, and has been the subject of much recent geological and geophysical work (Megard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Cobbing et al., 1981; Grange et al., 1984a, 1984b among others). Some open questions remain or have been raised by these papers:

-The crustal and upper mantle structure is not well known.

-The origin and mechanism of the crustal thickening is not certain. (A 70 Km. crust is proposed by Ocola and Meyer (1972) for the Altiplano).

-The nature of present crustal deformation should be given in detail.

Copyright 1986 by the American Geophysical Union.

Paper number 6L6182.

0094-8276/86/006L-6182\$03.00

The latter problems are closely dependent on the knowledge of the location and mechanism of active faulting. The high Andes are subjected to a NS extension due to the compensated high topography (Lavenue et al., 1980; Mercier, 1981; Sebrier et al., 1985). Seismic activity is very scarce on the Altiplano and the High Andes, even though some strong earthquakes may occur such as the Ancash event of 1946 that shows a normal fault with surface rupture (Silgado, 1951). Nevertheless, there is an exception to regional extension in Central Peru. The Huaytapallana Cordillera is higher than 5000 m. and it is bordered to the west by reverse faults that were activated during the 1969 earthquakes (Philip and Megard, 1977). Previous studies (Suarez et al., 1986) showed that most of the deformation and crustal seismicity is concentrated in the eastern part of the Andes and the Subandean region, where focal mechanisms suggest high angle reverse faulting (Suarez et al., 1983; Chinn and Isacks, 1983). The orientation of the P-axis is consistent with the direction of plate convergence (Stauder, 1975). Suarez et al. (1983) studied P-waveform from long period WWSSN data and obtained focal depths up to 38 Km. Hence, they proposed a model of growth of the Andes by eastward migration of reverse faulting affecting the whole crust, thus explaining crustal thickening and the active margin of the Andes overthrusting the Brazilian shield.

This paper gives some results from recent field work in the Eastern Cordillera and the Subandean region, carried out in order to obtain precise information about active faulting.

Description of the Microearthquake Survey

A field experiment in 1980 showed the approximate position of the subandean seismicity (Suarez et al., 1986). It was clear thereafter that it was necessary to set up a local network to the east of the previous one in order to have precise hypocenter control. Such a network was operational during July and August 1985 (Figure 1). Twenty short period, autonomous seismic stations were distributed, half of them over the Eastern Cordillera and the other half over the Subandean region in the jungle. They consisted in paper recorders (11 Sprengnether MEQ 800) with vertical L4C seismometers, and digital 3-component magnetic tape recorders (9 GEOSTRAS) with L22 sensors. Time signals were provided by the WWV station and OMEGA receivers tuned to Argentina. The stations located on the Cordillera had gains of 84 or 90 db, while those in the Subandes were between 78 and 90 db. It was possible to obtain good recording conditions in the Subandes in spite of the scarcity of outcrops and the abundance of vegetation.

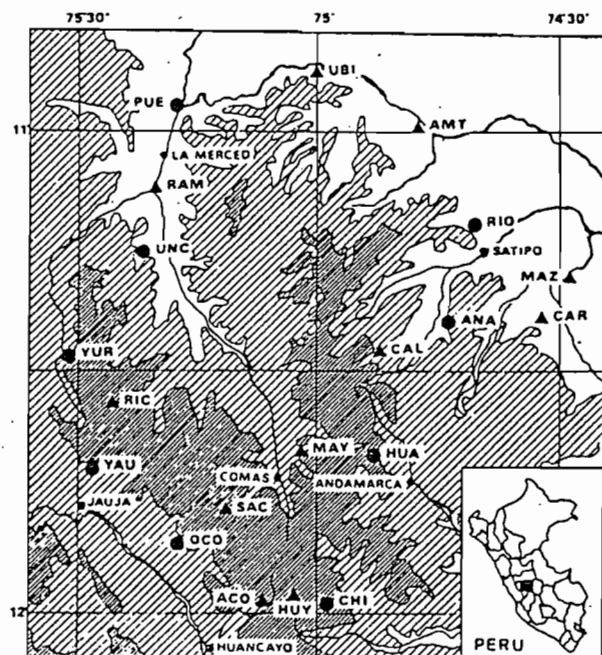


Fig. 1. General view of the network with the topography in the background. The inset shows the situation of the map within Peru. Lighter hatched lines indicate elevations between 2000 m and 4000 m, while darker regions correspond to altitudes over 4000 m. Circles are GEOSTRAS digital stations and triangles are Sprengnether MEQ 800 analog stations.

We present here partial results from analog data about crustal events recorded during a week period. Hypocenters were obtained by using the *HYPOINVERSE* routine (Klein, 1977). Several models have been tested in order to establish the stability of results. The model (Table 1) adopted by Grange (1983) gives the smallest residuals, though other models produced rather similar values. A Wadati diagram gave a V_p/V_s ratio of 1.75 that was used to compute S velocities. Altitude corrections were significant since some stations differed by more than 4000 m.

Figure 2 shows epicenters of 128 well determined earthquakes. Most of the activity is concentrated within a 30 km wide band parallel to the foothill of the Andes. No seismicity is observed further to the east. Figure 3 shows 80 events that are located with a $RMS < 0.4$ s, calculated horizontal error $ERH < 10$ km and vertical error $ERZ < 10$ km. All of them have more

Table 1: Velocity Models

Mountain	Jungle
0 km	0 km
6.0 km/s	6.0 km/s
25 km	20 km
6.8 km/s	6.8 km/s
55 km	45 km
8.0 km/s	8.0 km/s

Stations in the mountain:

CHI, HUY, ACO, OCO, SAC, MAY, HUA, YAU, RIC, YUR

Stations in the jungle:

UNC, RAM, PUE, UBI, AMT, RIO, MAZ, CAR, CAL, ANA

than seven arrival times with at least one S , and they are situated within or near the network. In fact 92% have $ERH < 5$ km and 80% have $ERZ < 5$ km. The main tectonic features of the region are taken from Megard (1978). The epicenters form several clusters, one of them on the Huaytapallana fault zone ($12^\circ S, 75^\circ W$), and another one near the AMT station ($11^\circ S, 74^\circ 50' W$). This last cluster seems to continue to the NW and to the SE along a mapped fault zone.

Figure 4 shows three vertical cross-sections (see Figure 3 for locations) orthogonal to the structures. The Huaytapallana group is shallower than 10 km and most of the other hypocenters are between 10 and 20 km. A few shocks are located below 20 km but not exceeding 32 km. Chinn and Isacks (1983) found that most teleseismic locations of crustal events in the South American Plate had depths between 10 and 20 km. Our data do not favor the continuation of the brittle crust below 30 km. However this thickness is greater than what is usual for crustal seismicity.

Some composite focal mechanisms were obtained for these crustal earthquakes. Figure 5 gathers data for events from the Huaytapallana fault. The mechanisms of the 1969 earthquake and of its largest aftershock correspond to a reverse fault dipping to the east, with a left lateral component (Stauder, 1975; Suarez et al., 1983). The fault plane and slip vector were well established by Philip and Megard (1977) and by Blanc et al. (1983) and Blanc (1984). Our solution, even if not well constrained, is compatible with their mechanisms.

A new finding is that of the Amauta cluster

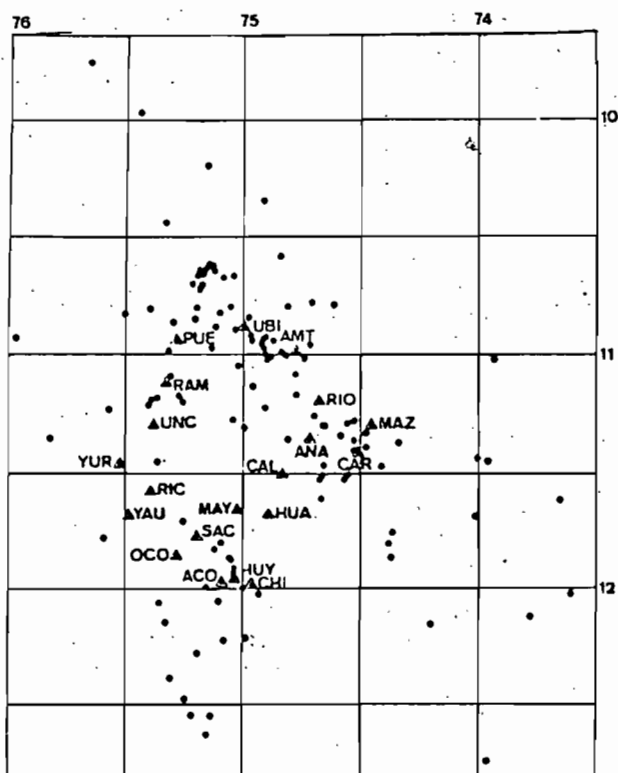


Fig. 2. Epicenters recorded during the second week of August, 1985. A hundred and twenty eight shocks with magnitudes between 0 and 3 are plotted as black dots. Triangles are seismic stations.

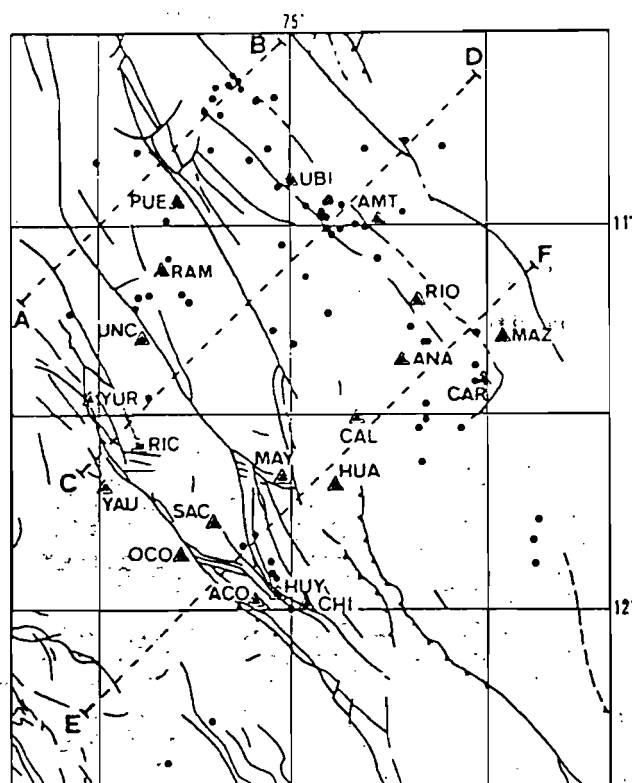


Fig. 3. Eighty best determined epicenters are shown as black dots. Triangles are seismic stations. Solid lines are faults after Megard (1978). Cross-sections A-B, C-D and E-F refer to Figure 4.

(section C-D, near the station AMT), where hypocenters lay on a surface dipping west. Special attention was given to depth control for this cluster. Each event was processed several times with fixed depths. Depths were allowed to vary from the surface down to 36 km. at 4 km. intervals, and the RMS of residuals was plotted against depth for each shock. The error bars in the figure correspond to the hypothesis that arrival times may be wrong by 0.1 s.

Composite focal mechanisms were computed automatically (Udias et al. 1982) and show reverse faulting with a fault plane trending between 137°N and 153°N, if one selects the

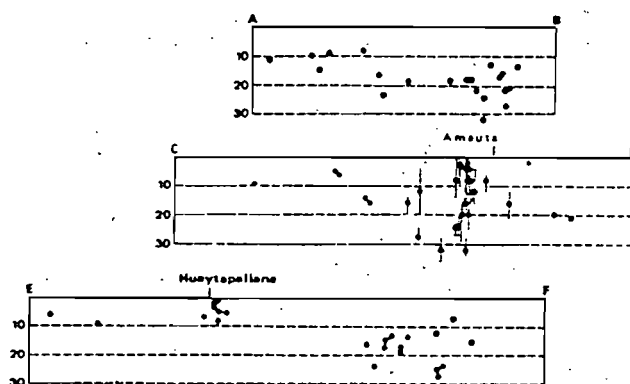


Fig. 4. Cross-sections orthogonal to the structures of Figure 3. Depth is given in km. Horizontal and vertical scales are equal. Error bars in the Amata cluster take into account nonlinearity in the calculations.

direction parallel to the local structures (Figure 6). We have separated the data into three independent groups: shallow ($h < 10$ km.), intermediate ($10 < h < 20$ km.) and deep ($20 < h < 32$ km.). Even though the shallow events show some inconsistencies, the intermediate and deep solutions are good. The P-axis strikes between 45°N and 62°N and differs from that obtained at Huaytapallana (EW). Similar composite mechanisms were found for shocks to the NW and SE of Amata.

Conclusions

Present crustal tectonic activity observed in the Andes is mainly confined to the Subandean region. Preliminary results based on 128 well located microearthquakes in this region show that seismicity is important and forms clusters that align themselves in the direction of some of the mapped faults. No events were observed to the east of the Amata active zone, even though our network was able to detect them.

Depths of hypocenters related to the Huaytapallana fault are shallow ($h < 10$ km). The Amata cluster shows depths shallower than 32 km, and the foci lie on a surface dipping to the west. Most other hypocenters lie between 10 and 20 km and only a few fall below 20 km but never exceeding 32 km. Thus the brittle region of the crust does not seem to be as thick as thought before.

A composite focal mechanism for the Huaytapallana events is consistent with the solutions proposed for the strong 1969 shocks, with a fault plane oriented 142°N and dipping 50° to the east. The composite focal mechanisms obtained for the Amata events correspond to a reverse fault with azimuth between 137°N and 153°N and dip between 34° and 43°.

The direction of the fault planes is parallel to the local Andean structures, and the pressure axis varies between 60°N and 90°N hence being close to the direction of plate convergence (80°N at this latitude).

The Huaytapallana Cordillera is bounded to the west and to the east by active reverse

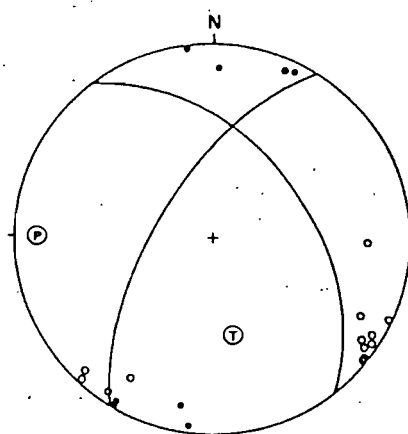


Fig. 5. Composite focal mechanism of the Huaytapallana events (Schmidt projection). Open circles are dilatations and solid ones are compressions. The pressure (P) and the tension (T) axis are indicated. The fault plane has a strike of 142°N, it is compatible with that of the 1969 strong earthquake, and it dips 50° to the east. It has a small left lateral component.

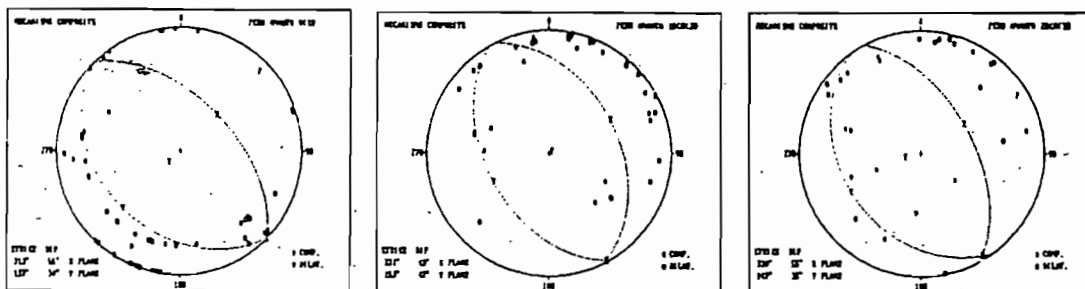


Fig. 6. Composite focal mechanisms of the Amauta cluster. Conventions are as in Figure 5. Fault planes (Y Planes) are chosen along faults shown in Figure 3. Earthquakes are divided into three classes according to depth.

faulting. It follows then that it is thrusting at the same time over the Brazilian shield and over the Huancayo basin. This observation explains its relief above the neighbouring mountains. An alternative view point is to consider the Huaytapallana Cordillera as a pressure ridge generated by a deflection of the left lateral Huaytapallana strike slip fault (Blanc et al., 1983).

Acknowledgements. We wish to thank the help we received during the field work from M. Chang, O. Veliz, L. Ponce, J. Tavera from the Observatorio Geofísico de Huancayo, J. Berrospi from ORSTOM, H. Arjono and A. S. De Bievre from Orsay. This research makes part of a French-Peruvian Cooperation Project.

References

- Blanc, J. L., Neotectonique et sismotectonique des Andes du Pérou Central dans la région de Huancayo, Thèse de 3e cycle, Université de Paris Sud, 162 pp., 1984.
- Blanc, J. L., J. Cabrera, M. Sebrier, Estudio Microtectónico de la falla sísmica de Huaytapallana (Andes del Perú Central), *Revista Geofísica IPGH*, N° 18/19, 5-23, 1983.
- Chinn, D. S. and B. L. Isacks, Accurate Source Depths and Focal Mechanisms of shallow earthquakes in western South America and the New Hebrides Arc, *Tectonics*, **6**, 529-563, 1983.
- Cobbing, E. J., W. Pitcher, J. Wilson, J. Baldock, W. Taylor, W. Mc Court and N. J. Snelling, Geological study of the Western Cordillera of Northern Peru, *Overseas Mem. Inst. Geol. Sci.*, **5**, 143 pp., 1981.
- Dalmayrac, B., G. Laubacher and R. Marocco, *Geologie des Andes Péruviennes*, Publication ORSTOM, **122**, 1980.
- Dalmayrac, B. and P. Molnar, Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 473-481, 1981.
- Grange, F., Etude Sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou, Thèse pour docteur 3e cycle, I.R.I.G.M., Grenoble, 1983.
- Grange, F., P. Cunningham, J. Gagnepain, D. Hatzfeld, P. Molnar, L. Ocola, A. Rodrigues, S. W. Roecker, J. M. Stock and G. Suarez, The configuration of the Seismic Zone and the Downgoing Slab in Southern Peru, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 38-41, 1984.
- Grange, F., D. Hatzfeld, P. Cunningham, P. Molnar, S. W. Roecker, G. Suarez, A. Rodrigues and L. Ocola, Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault-plane solutions in Southern Peru, *J. Geophys. Res.*, **89**, 6139-6152, 1984.
- Klein, F. W., Hypocenter location program HYPOINVERSE: U. S. Geological Survey, Open File Report, 78-694, 1978.
- Lavenex, A., M. Sebrier and M. Servant, Neotectonique des Andes Centrales: Pérou-Bolivie, *Bull. INQUA Neotectonic Commission*, **3**, Stockholm, 56-58, 1980.
- Megard, F., Etude géologique des Andes du Pérou Central, *Memoire ORSTOM*, **86**, 310 pp., 1978.
- Mercier, J. L., Extensional Compressional Tectonics associated with the Aegean Arc: Comparison with the Andean Cordillera of South Peru-North Bolivia, *Phil. Trans. R. Soc. London A*, **300**, 337-355, 1981.
- Ocola, L. C. and R. P. Meyer, Crustal Low-Velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**, 199-209, 1972.
- Philip, H. and F. Megard, Structural Analysis of the superficial deformation of the 1969 Paríahuancas earthquakes (Central Peru), *Tectonophysics*, **38**, 259-278, 1977.
- Sebrier, M., J. L. Mercier, F. Megard, G. Laubacher and E. Carey-Gailhardis, Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of South Peru, *Tectonics*, **4**, 739-780, 1985.
- Silgado, E., The Ancash, Peru, earthquake of November 10, 1946, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **41**, 83-100, 1951.
- Snoke, J. A., I. Sacks and D. James, Subductions beneath Western South America: Evidence from converted phases, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **59**, 219-225, 1979.
- Stauder, W., Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by Focal Mechanisms and by Seismicity, *J. Geophys. Res.*, **80**, 1053-1064, 1975.
- Suarez, G., P. Molnar and B. C. Burchfield, Seismicity, Fault-Plane Solutions, Depth of Faulting and Active Tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and South Colombia, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10403-10428, 1983.
- Suarez, G., J. Gagnepain, A. Cisternas, D. Hatzfeld, P. Molnar, L. Ocola, S. W. Roecker and J. P. Viode, Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the Subducted Slab in Central Peru: results from a microseismic experiment, *J. R. Astron. Soc.*, in press, 1986.
- Udias, A., E. Buforn, D. Brillinger and B. Bolt, Joint statistical determination of fault-plane parameters, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **30**, 178-184, 1982.

(Received May 8, 1986;
revised August 20, 1986;
accepted September 1, 1986.)

ANEXO 2

PRIMEROS RESULTADOS SOBRE LA SISMICIDAD DE LA CORDILLERA BLANCA
(Altos Andes del Perú Central)

Jacques Deverchère

INTRODUCCION

La Cordillera Blanca es una cadena estrecha de 200 km de longitud, situada en la Cordillera Occidental del Perú Central (figura 1). Está constituida por un batolito de edad Mioceno superior, bordeado al Oeste por una cuenca subsidente en el Plioceno.....?

Estas dos zonas están separadas por el más grande sistema de fallas normales conocido en el mundo (Dalmayrac, 1974; Yonekura et al., 1979): el desnivel máximo es de 3500 m y el salto vertical de unos 4500 m, desde hace 5 millones de años (Bonnot, 1984). Este levantamiento diferencial ha creado relieves muy vigorosos que constituyen los puntos culminantes de los Andes Centrales (Nevado Huascarán, 6768 m).

En el contexto general de convergencia entre las placas Nazca y América del Sur, la Cordillera Blanca constituye por lo tanto un sitio de observación privilegiado para comprender el estado de esfuerzos en la cadena alta andina.

Sin embargo, las interpretaciones del régimen tectónico actual discrepan notablemente: Mégard y Philip (1976) ven una compresión siguiendo una dirección cercana a la del sistema de fallas (N35°W); Dalmayrac y Molnar (1981) privilegian una extensión perpendicular a la cadena; finalmente, Bonnot (1984) y Sébrier et al. (1985) atribuyen el levantamiento cuaternario de 1000 m a un régimen extensivo N-S. Todos estos análisis se fundamentan únicamente en observaciones de superficie, pues a pesar de que existen trazas indiscutibles de activación post-holocena (Bonnot, 1984; Sébrier et al., 1985) no se ha reportado ningún gran sismo histórico asociado a este sistema de falla (Silgado, 1978). En Octubre-Noviembre de 1985, hemos realizado un estudio sismotectónico a fin de conocer la actividad microsísmica del sistema y de confrontar sus resultados con los que arrojan los análisis geológicos. Los objetivos inmediatos son los siguientes: describir la geometría de las zonas activas, calcular la profundidad de los focos y precisar la longitud de los segmentos susceptibles de ser reactivados. A más largo plazo, se podrá aportar una contribución para la estimación del "creeping", y una mejor definición del estado de esfuerzos en el contexto geodinámico de la Cordillera Occidental.

1) ADQUISICION DE LOS DATOS

Once estaciones portátiles de registro analógico (Sprengnether MEQ 800) fueron instaladas alrededor de la Cordillera Blanca y funcionaron en forma continua durante 35 días. Hemos utilizado sismómetros MARK PRODUCTS de tipo L4-C (compónente vertical, frecuencia propia 1 Hz). La banda de los amplificadores fue fijada entre 0.3 o 2 Hz y 30 Hz. Las ganancias son de 84 dB para la red en su totalidad, lo que representa un umbral de detección elevado (Grange, 1983; Dorbath et al., 1986). La velocidad de grabación era de 60 mm/mn y se hizo una medida de corrección de tiempo cada 48 horas, mediante la señal de radio WWV. Siendo las derivas de los relojes muy reducidas (1 segundo al máximo en 35 días) y regulares, las correcciones son buenas y, en función de la precisión de las lecturas, el error en el tiempo de llegada de las ondas P es finalmente estimado a menos de 0.1 segundo.

Anteriores estudios del Instituto Geofísico del Perú han mostrado la existencia de una actividad microsísmica superficial, en particular en la región de Huaraz, pero era muy poco conocida. La disposición de la red (fig.2), responde a un ajuste entre la necesidad de cubrir una región bastante extensa y la preocupación de obtener una buena precisión de las localizaciones. La distancia media entre las estaciones era de 20 a 25 km, pero únicamente las partes Sur y Central de la falla de borde fueron correctamente cubiertas, dados los medios de acceso y los imperativos logísticos.

La actividad sísmica registrada es del orden de 15 a 30 sismos diarios de los cuales la mayor parte proviene de la zona de subducción situada al Oeste de la red y debajo de ésta. Sin embargo, se estiman a más de 150 los eventos corticales procedentes de la región de la Cordillera Blanca, lo que representa una actividad importante. El estudio que sigue trata de 47 de ellos registrados durante los 15 primeros días.

2) ESTABILIDAD DE LAS DETERMINACIONES

2.1. Origen de las incertidumbres

El programa de determinación de hipocentros utilizado es una versión de HYPOINVERSE (Klein, 1978) que comporta una corrección de altitud a lo largo del rayo. El permite escoger entre 3 modelos de velocidad para cada estación. La puesta en práctica de este programa de cálculo en el Sur del Perú (Grange, 1983) probó su fiabilidad para un estudio microsísmico fino, a partir de los datos de una red local. Se siguió el procedimiento de Grange, en sus grandes líneas. Para una discusión más extensiva, ver por ejemplo Grange (1983) y Roecker (1982).

En general, el peso atribuido a las fases P es máximo; para las fases S la precisión varía de 0.10 a 1 segundo, y su

peso es intermedio ($1/2$ o $1/4$).. La posición de las estaciones es conocida por mapa, con una aproximación de 300 m más o menos.

En la figura 3, hemos indicado la totalidad de los pares (Tpij-Tpimin: Tsij-Tsimin) para el sismo i y la estación j, obtenidos a partir de los tiempos de llegada para cada sismo. De esta manera se seleccionan más de 400 puntos, los que dan por regresión lineal un valor de V_p/V_s igual a 1.70 ± 0.01 . Este valor es el que sirvió para el cálculo de los hipocentros. Corresponde al valor encontrado por Grange (1983) para la sismicidad superficial en el Sur del Perú.

El modelo de velocidad escogido condiciona fuertemente la calidad de las determinaciones: un método de inversión simultáneo de los hipocentros y de la estructura de velocidad es deseable, pero conlleva cálculos complejos en ausencia de hipótesis de partida. (Parlis y Booler, 1980; Roecker, 1982). Teniendo en cuenta la cantidad de datos tratados aquí, preferimos proceder con ensayos sucesivos.

2.2. Tests sobre los modelos de velocidad

Se escogió una altitud de referencia de los modelos igual a 2600 m, que corresponde a la estación más baja de la red. La estabilidad de las soluciones en profundidad lógicamente mejoró en cuanto a los eventos más superficiales. La corrección de altitud se afecta entonces por las otras estaciones, a partir de dicha altitud de referencia.

Se sometieron a prueba 4 modelos de velocidad (cuadro 1), inspirados en las estructuras corticales (poco precisas) conocidas en el Perú (James, 1971; Ocola y Meyer, 1972). El modelo MOD.1 es idéntico de cada lado de la falla. Los demás utilizan dos distribuciones de velocidad: MOD.2 privilegia la geología de superficie, MOD.3 lo hace para el límite marcado por la falla; MOD.4 simula a groso modo la cuenca del Callejón de Huaylas (Wilson et al., 1967; Bonnot, 1984). Se realizaron tests sobre 10 sismos de calidad diferente que constituyen un muestrario representativo de la sismicidad cortical. Ellos muestran que las relaciones obtenidas a partir de estos 4 modelos son estables: se puede estimar la incertidumbre real a 3 km como máximo en posición epicentral, y a 5 km en profundidad. Los mejores resultados se obtuvieron a partir de MOD.4, el que ha sido afinado luego. El modelo resultante utilizado para los cálculos es MODFIN (fig. 4). En este modelo, la influencia de la cuenca no existe sino para las 4 estaciones del N-W.

2.3. Selección de los eventos

Se emplean varios criterios simultáneos para seleccionar los sismos (Grange, 1983; Dorbath et al., 1986; Cunningham et al. 1986). Los que han sido utilizados aquí son los siguientes: promedio cuadrático de los residuos (RMS), inferior a 0.4 segundos, errores matemáticos ERH y ERZ inferiores a 5 Km, número de fases P superior a 4, número de fases S superior a 2, distancia hasta la estación más próxima inferior a dos veces la

profundidad. Se ha tomado en cuenta la estabilidad de las determinaciones, limitando a 100 la relación de los valores propios extremos de la matriz de las derivadas parciales. Este criterio es más selectivo que el que habitualmente se utiliza (Cunningham et al., 1986).

De los 62 sismos tratados, 34 responden a estos criterios (clase A) y otros 13 se conservan, fijando el límite de ERZ a 10 Km (clase B). Pusimos cuidado en situar con relación a los demás los 15 eventos eliminados, a fin de verificar si, eventualmente, no se hubiera dejado de lado una familia representativa.

2.4. Calidad de los mecanismos focales

El tipo de onda (directa o refractada) depende estrechamente del modelo seleccionado (Crosson, 1976). Comprobamos que este problema afecta poco la calidad de las determinaciones. En cambio, puede modificar la posición de las intersecciones del rayo y de la espera focal, y por lo tanto los mecanismos focales.

Sometimos a un test un sismo tipo con los 5 modelos anteriores (fig.5): algunos puntos están desplazados, pero la solución permanece fundamentalmente la misma. El estudio de los 10 sismos escogidos arroja resultados similares. Si se dispone de suficientes puntos, se resolverán correctamente los mecanismos, a pesar de la incertidumbre acerca de ciertos trayectos, debida al carácter discontinuo de los modelos.

3) RESULTADOS

3.1. Repartición de los sismos

En el mapa de la figura 6, se puede apreciar:

- una sismicidad difusa en el Sur, sin geometría clara, salvo un alargamiento a lo largo del sistema de fallas;
- la ausencia de sismicidad en el Norte;
- dos grupos de eventos en el Centro (Norte de Huaraz), a ambos lados de la falla y alineados en la misma dirección a lo largo de 35 Km.

El corte de la figura 7, que trata de la sismicidad del segmento central, muestra que la actividad no se extiende más allá de 15 Km de profundidad. Esta situación contrasta claramente con la que observamos en la zona subandina, donde las profundidades alcanzan 30 Km (Dorbath et al., 1986). El escarpe de la falla de borde tiene un buzamiento de 45°: por lo tanto, parece que en su mayoría los sismos del grupo Oeste están en el bloque hundido, haciéndose más profundos hacia el Oeste. No hay

actividad a la vertical de la Cuenca del Callejón de Huaylas, tal vez debido a la incompetencia de sus depósitos plio-cuaternarios.

Al Este, a la vertical de las altas cumbres, existe una actividad comparable que no puede relacionarse a priori con fallas conocidas en superficie. Por lo tanto nuestros resultados ponen en evidencia una deformación importante detrás de la falla de borde, fenómeno totalmente desconocido hasta ahora.

Por otra parte, hay que remarcar que estos dos grupos de sismicidad están situados a ambos lados del mismo segmento de la falla principal y que su posición coincide con un cambio claro de dirección de la traza en la superficie. Resultaría interesante estudiar la relación entre esta aspereza geométrica y la sismicidad (Aki, 1984; Sanders y Kanamori, 1984).

También está representada en la figura 6 (rombos) la muy reducida sismicidad histórica e instrumental de origen cortical. Una parte importante se halla cerca de la zona de intensa actividad determinada aquí. Recordemos que el más grande sismo cortical histórico registrado por la red mundial en la región es el de Quiches del 10 de Noviembre de 1946, a 60 Km al NE de la Cordillera Blanca (Silgado, 1951; Hodgson y Bremner, 1953). Aunque es difícil interpretarlo, confirma también la importancia de los fenómenos tectónicos en la vertiente Este de la Cordillera Blanca.

3.2. Mecanismos focales

Solamente presentamos aquí dos mecanismos simples y dos mecanismos compuestos, realizados sobre parejas de sismos (figura 8). Ellos están esquematizados y ubicados en el mapa de la figura 6; están determinados en parte utilizando los métodos de Udias et al. (1982), y en parte gráficamente. La posición de los planos nodales y de los ejes de esfuerzos está definida con un margen de error de 15°. Los cuatro muestran sin ambigüedad un régimen tectónico extensivo y tienen un plano nodal en la dirección de las estructuras, con un buzamiento cercano al de la falla. Al Oeste, uno de los mecanismos es totalmente normal (C) y se halla en el bloque hundido. El otro (Modfin) es normal transcurrente sinistral y está situado cerca de la prolongación de la falla en profundidad. Este concuerda con las observaciones microtectónicas hechas en este sector (Bonnot, 1984). El eje de tensión T está situado entre 8° N y 40° N, según los mecanismos (fig. 8). En cuanto a los mecanismos al Este (A y B), no disponemos de observación de superficie que permita escoger el plano de falla. Sin embargo, las direcciones siguen siendo las del sistema, y la componente transcurrente es reducida para estos sismos situados fuera del grupo central. Finalmente, la dirección de extensión se acerca a NE-SW (fig.8).

3.3. El estado de esfuerzos

En la Cordillera Blanca, la observación neotectónica muestra claramente que en el Plioceno, la extensión funcionó en una dirección más o menos E-W, provocando saltos verticales en la

falla de borde de más de 3000 m (Bonnot, 1984). Dalmayrac y Molnar (1981) explican esta extensión, perpendicular a la alta cadena, por fuerzas debidas a la presencia del relieve y de la raíz cortical en el contexto de convergencia. Por otra parte, Bonnot (1984) pone en evidencia una extensión N-S que actúa desde el Cuaternario antiguo. En base al mismo efecto de la alta topografía compensada, Sébrier et al. (1985, 1987) dan una explicación ligeramente diferente que les permite integrar esta extensión N-S en la Cordillera Occidental de los Andes Centrales. Nuestros datos preliminares no nos permiten tomar partido entre las dos interpretaciones propuestas. Pero ya se puede debatir sobre las hipótesis que Schwartz (1983) ha propuesto para el cálculo de la magnitud de un sismo susceptible de reactivar el sistema. Como él lo supuso, la profundidad de los focos es del orden de los 15 Km; pero la longitud de la ruptura sería más bien de 30 Km aproximadamente, mientras que él la estimaba entre 35 y 85 Km.

CONCLUSION

Por primera vez se ha localizado con precisión una actividad microsísmica en la Cordillera Blanca, gracias a los registros obtenidos durante una campaña sismológica. Los primeros resultados muestran que:

- dicha sismicidad se caracteriza por numerosos eventos distribuidos principalmente cerca de un segmento de la falla de borde, en dos grupos alargados siguiendo la dirección de la cadena. El primero está situado al Oeste, pero más bien encima de la prolongación de la falla en profundidad, mientras que el otro se halla en la alta cadena al Este, y revela una actividad tectónica totalmente desconocida hasta ahora. Este nuevo hecho lleva a modificar la concepción geodinámica que se tenía de esta parte alta de los Altos Andes;
- las profundidades de los focos no pasan de los 15 Km, límite probable de las zonas frágil y dúctil de la región;
- el régimen de esfuerzos deducido de los primeros mecanismos focales es distensivo en direcciones que varían, según su localización, de 10°E a 45°E;
- Tal distribución, asociada a la presencia de una aspereza geométrica, proporciona informaciones sobre ciertos caracteres de un gran sismo que pudiera reactivar este sistema.

El conjunto de estos datos permite precisar los mecanismos que originaron esta espectacular cadena, y más globalmente la Cordillera Occidental, en el contexto geodinámico de la subducción.

AGRADECIMIENTOS:

Este estudio forma parte de un programa de cooperación desarrollado entre el ORSTOM y el Instituto Geofísico del Perú, al cual están asociados la Universidad Paris-Sud (ORSAY) y el IGP de Estrasburgo. Agradezco particularmente a los Dres. Catherine y Louis DORBATH, quienes participaron en la organización y en el desarrollo de la campaña y me ayudaron con sus consejos. El ORSTOM proporcionó los medios logísticos. También participaron en el trabajo de campo: Jhonny TAVERA, Reynaldo ANCO, Alcides GARRO (IGP), José BERROSPI (ORSTOM) e Isabelle CARLIER. Este manuscrito se ha beneficiado con los comentarios acertados de Catherine DORBATH y Jean-Claude RUEGG. Finalmente, mi agradecimiento a Philippe DEVERCHERE para su ayuda en informática.

BIBLIOGRAFIA

- AKI (K.), 1984. - Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. J. Geophys. Res., vol. 89, B7: 5867-5872.
- BONNOT (D.), 1984. - Néotectonique et tectonique active de la Cordillère Blanche et du Callejon de Huaylas (Andes nord-péruviennes). Thèse 3ème cycle. Univ. Paris-Sud, Orsay.
- CROSSON (R.S.), 1976. - Crustal Structure modeling of earthquake data: simultaneous least square estimation of hypocenter and velocity parameters. J. Geophys. Res., vol. 81, 17: 3036-3046.
- CUNNINGHAM (P.S.), ROECKER (S.W.) and HATZFELD (D.), 1986. - Three-dimensional P and S wave velocity structures of Southern Peru and their tectonic implications. J. Geophys. Res., vol. 91, 89: 9517-9532.
- DALMAYRAC (B.), 1974. Un exemple de tectonique vivante: les failles subactuelles du pied de la Cordillère Blanche (Pérou). Cah. ORSTOM, sér. Géol., vol. 6,1: 19-27.
- DALMAYRAC (B.) and MOLNAR (P.), 1981. - Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. Earth Planet. Sci. Lett., 55, 473-481.
- DORBATH (C.), DORBATH (L.), CISTERNAS (A.), DEVERCHERE (J.), DIAMENT (M.), OCOLA (L.) and MORALES (M.), 1986. - On crustal seismicity of the Amazonian foothill of the Central Peruvian Andes. Geophys. Res. Lett., vol. 13, 10: 1023-1026.
- GRANGE (F.), 1983. - Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. Thèse 3ème cycle, I.R.I.G.M., Univ. Grenoble.
- GRANGE (F.), HATZFELD (D.), CUNNINGHAM (P.), MOLNAR (P.), ROECKER (S.W.), SUAREZ (G.), RODRIGUEZ (A.) and OCOLA (L.), 1984. - Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in Southern Peru. J. Geophys. Res., vol. 87, B7, 6139-6152.
- HODGSON (J.) and BREMNER (P.), 1953. - Direction of faulting in Ancash, Peru, earthquake of November 1986 from teleseismic evidence. Bull. Seism. Soc. Am., 43: 121-125.
- JAMES (D.E.), 1971. - Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. Geol. Soc. Am. Bull., 82: 3325-3346.
- KLEIN (F.W.), 1978. - Hypocenter location program HYPOINVERSE. U. S. Geological Survey, Open File Report, 78-694.
- MEGARD (F.) and PHILIP (H.), 197. - Plio-quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the central Andes. Earth Planet. Sci. Lett., 33: 231-238.

OCOLA (L.) and MEYER (R.P.), 1972. - Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano. Geophys. J. R. Astron. Soc., 30: 199-209.

PAVLIS (G.L.) and BOOKER (J.R.), 1980. - The mixed discrete-continuous inverse problem: application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure. J. Geophys. Res., vol. 85, B9: 4801-4810.

ROECKER (S.W.), 1982. - Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: possible evidence of subducted crust. J. Geophys. Res., vol. 87, B2: 945-959.

SANDERS (C.O.) and KANAMORI (H.), 1984. - A seismotectonic analysis of the Anza seismic gap, San Jacinto fault zone, Southern California. J. Geophys. Res., vol. 89, B7: 5873-5890.

SCHWARTZ (D.P.), 1983. - Evaluation of seismic geology along the Cordillera Blanca fault zone, Peru. Rapport pour HIDROSERVICE de Woodward-Clyde Consultants, Lima.

SEBRIER (M.), MERCIER (J.L.), MEGARD (F.), LAUBACHER (G.) and CAREY-GAILHARDIS (E.), 1985. - Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of South Peru. Tectonics, 4: 739-780.

SEBRIER (M.), MERCIER (J.L.), MACHARE (J.), BONNOT (D.), CABRERA (J.) and BLANC (J.L.), 1987. - The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: the Andes of Central Peru. Soumis à Tectonics.

SILGADO (E.), 1951. - The Ancash, Peru earthquake of November 10, 1946. Bull. Seism. Soc. Am., 41: 83-100.

SILGADO (E.), 1978. - Historia de los sismos mas notables ocurridos en el Perú (1513-1974). Bol. 3, Ser. C, Inst. geol. min., Lima.

SUAREZ (G.), MOLNAR (P.) and BURCHFIEL (B.C.), 1983. - Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia. J. Geophys. Res., vol. 88, B12: 10403-10428.

UDIAS (A.), BUFORN (E.), BRILLINGER (D.) and BOLT (B.), 1982. - Joint statistical determination of fault-plane parameters. Phys. Earth Planet. Inter., 30: 178-184.

WILSON (J.), REYES (L.) and GARRAYAR (J.), 1967. - Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomobamba, Carhuaz y Huari. Bol. Ser. Geol. Min., 16.

YONEKURA (N.), MATSUDA (T.), NOGAMI (M.) and KAISUKA (S.), 1979. - An active fault along the western foot of the Cordillera Blanca, Peru. Chigaku Zasshi, vol. 88: 1-19.

LEYENDA DE LAS FIGURAS

- Fig.1 : Mapa geológico simplificado de la región de la Cordillera Blanca, según BONNOT (1984).
- Fig.2 : Mapa de localización de las 11 estaciones analógicas de la Cordillera Blanca. La estación TIN funcionó del 11/10/85 al 31/10/85 y la estación MIT del 01/11/85 al 13/11/85.
- Fig.3 : Diagrama de los AS = Tsi_j-Tsimin, en función de los Ap = Tpi_j-Tpimin (en segundos) para los 47 sismos (i) correctamente determinados. (j) designa las estaciones.
- Fig.4 : Par de modelos seleccionado por medio de test, para la determinación de los 62 eventos corticales.
- Fig.5 : Diferentes mecanismos focales del sismo del 19/10/85 a la 1.25 hora, elaborados para cada uno de los modelos propuestos (ver cuadro I y fig.4). En los estéreodigramas se pueden apreciar los ejes de presión (P) y de tensión (T) de los 5 mecanismos. Proyección de Schmidt. Pequeños círculos negros: compresión; blancos: dilatación.
- Fig.6 : Mapa de los epicentros de 47 sismos corticales. Los círculos negros representan los eventos mejor determinados (clase A) y los blancos los de clase B (ver texto). Los rombos indican los epicentros de los 8 sismos históricos e instrumentales mencionados hasta 1976, según Silgado (1978) y el Instituto Geofísico del Perú (1977). Aparecen también los 4 mecanismos focales de la fig.8. Los T marcan la posición del corte de la fig.7
- Fig.7 : Corte transversal relativo a los 34 sismos determinados en el centro de la red. La flecha indica la posición de la falla de borde. Escalas vertical y horizontal idénticas. Círculos negros: clase A; blancos: clase B. El error matemático sobre la profundidad es del orden de 5 Km (ver texto).
- Fig.8 : Mecanismos faceles simple (MODFIN y A) y compuestos (B y C) relativos a 6 sismos. Los signos convencionales son los mismos que en el fig.5. Estos 4 mecanismos están localizados en el mapa de la fig.6

CUADRO I

Los cuatro modelos de velocidad puestos a prueba

MOD. 1		MOD. 2				MOD. 3				MOD. 4			
		SHI, KAR CHO, VES		OTROS		OESTE		ESTE		OESTE		ESTE	
Km	Km/s	Km	Km/s	Km	Km/s	Km	Km/s	Km	Km/s	Km	Km/s	Km	Km/s
0		0		0		0		0		0		0	
	5.9		5.7		5.0		5.4		5.6		5.0		5.9
8		8		4		10		8		4		6	
	6.2		6.2		5.8		6.2		6.2		5.9		6.2
25		25		10		25		25		10		21	
	6.7		6.7		6.2		6.8		6.8		6.2		6.8
48		50		25		50		50		25		48	
	8.1		8.1		6.7		8.0		8.0		6.8		8.0
				50						50			
					8.1						8.0		

- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Terrenos continentales plio-cuaternarios de la cuenca del rio Santa. |  | Batolito de la costa Cretacio-paleogeno |
|  | Tufos Yungay y ignimbritas Fortaleza Mioceno term. Plioceno inf. |  | Terrenos sedimentarios y volcano-sedimentarios. Mesozoico. |
|  | Batolito de la Cordillera Blanca Mioceno sup. |  | Terrenos Precambrianos y Paleozoicos. |
|  | Formación volcánico Calipuy Oligo-mioceno | | |

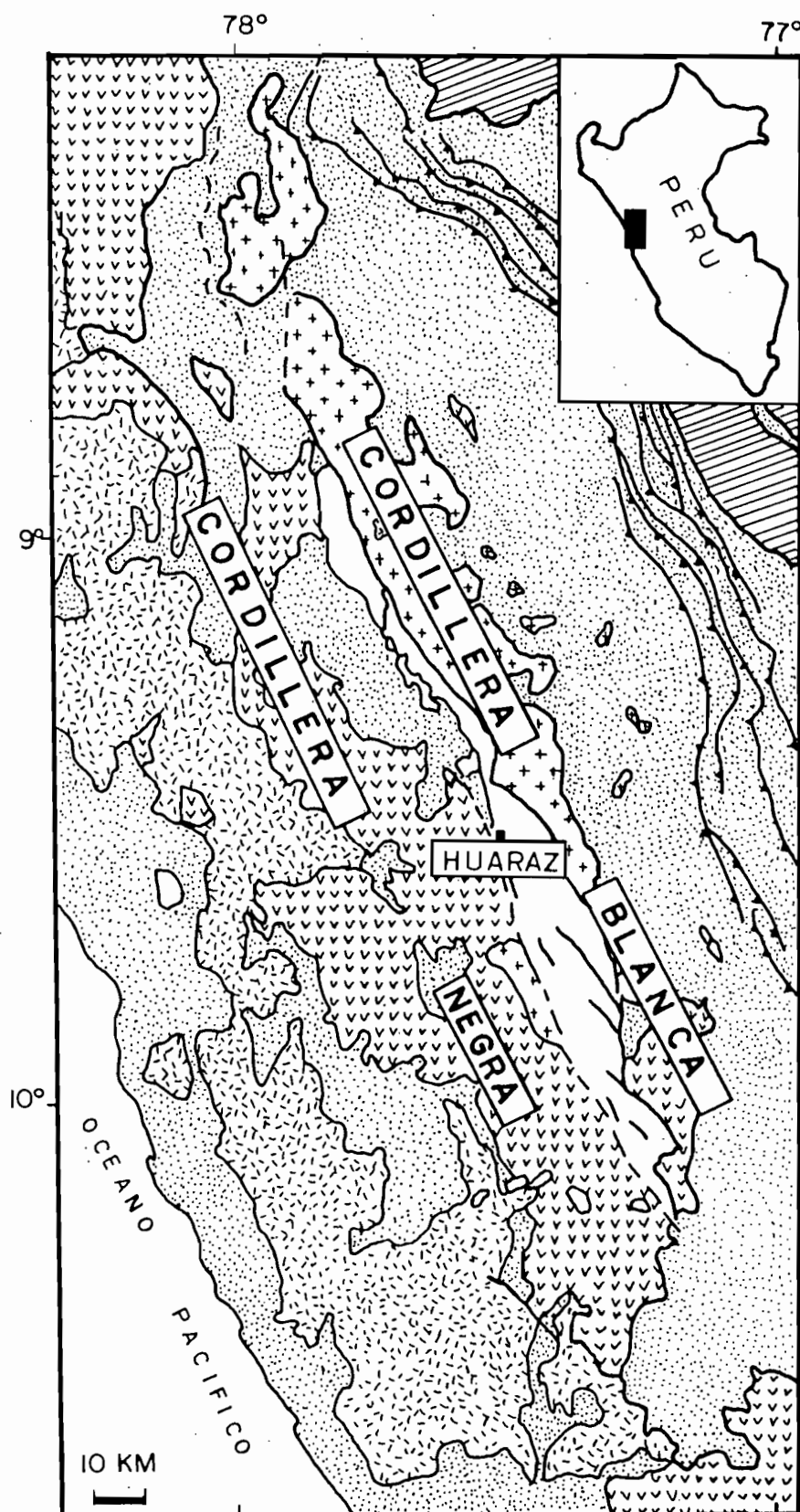
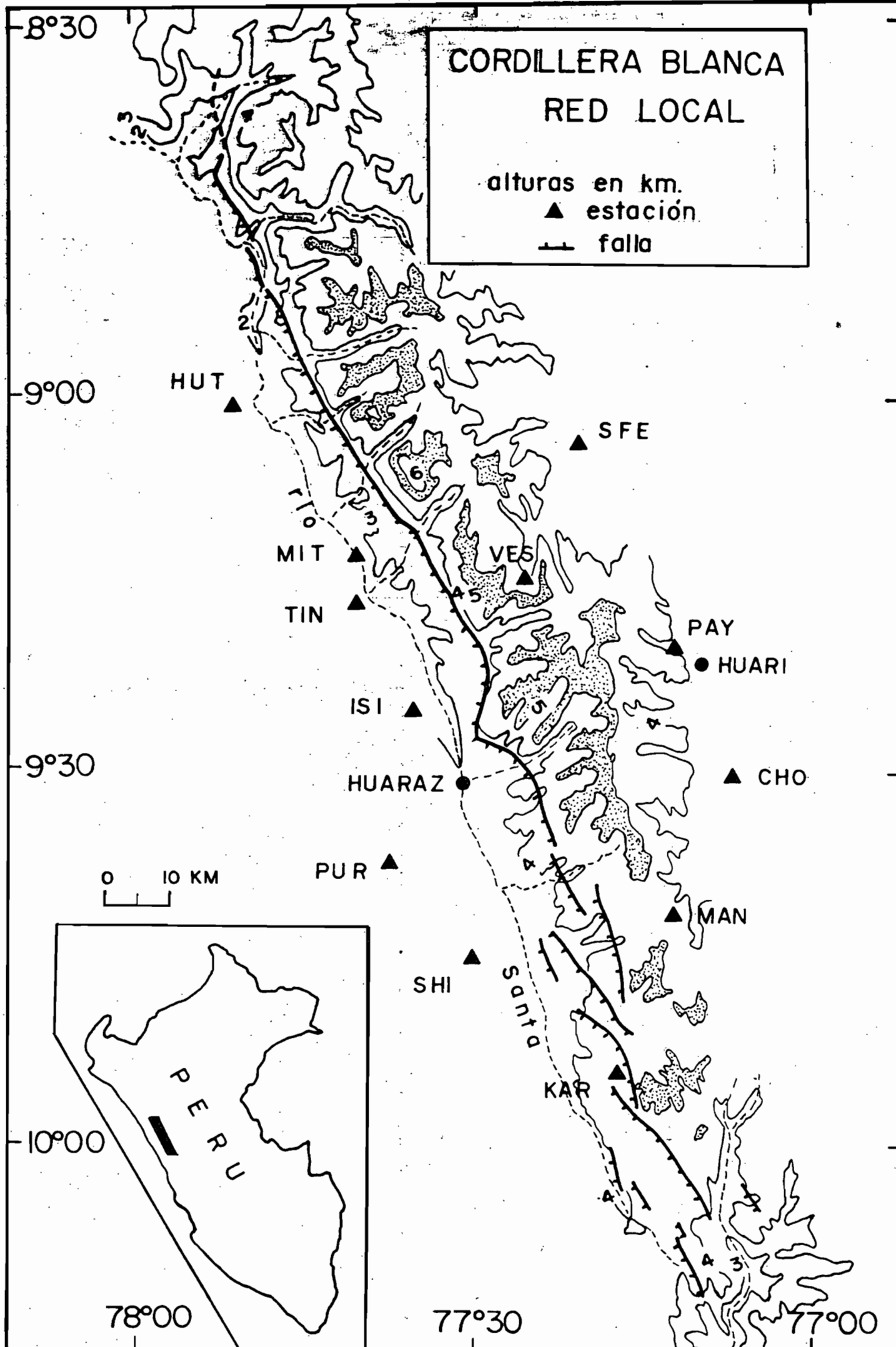
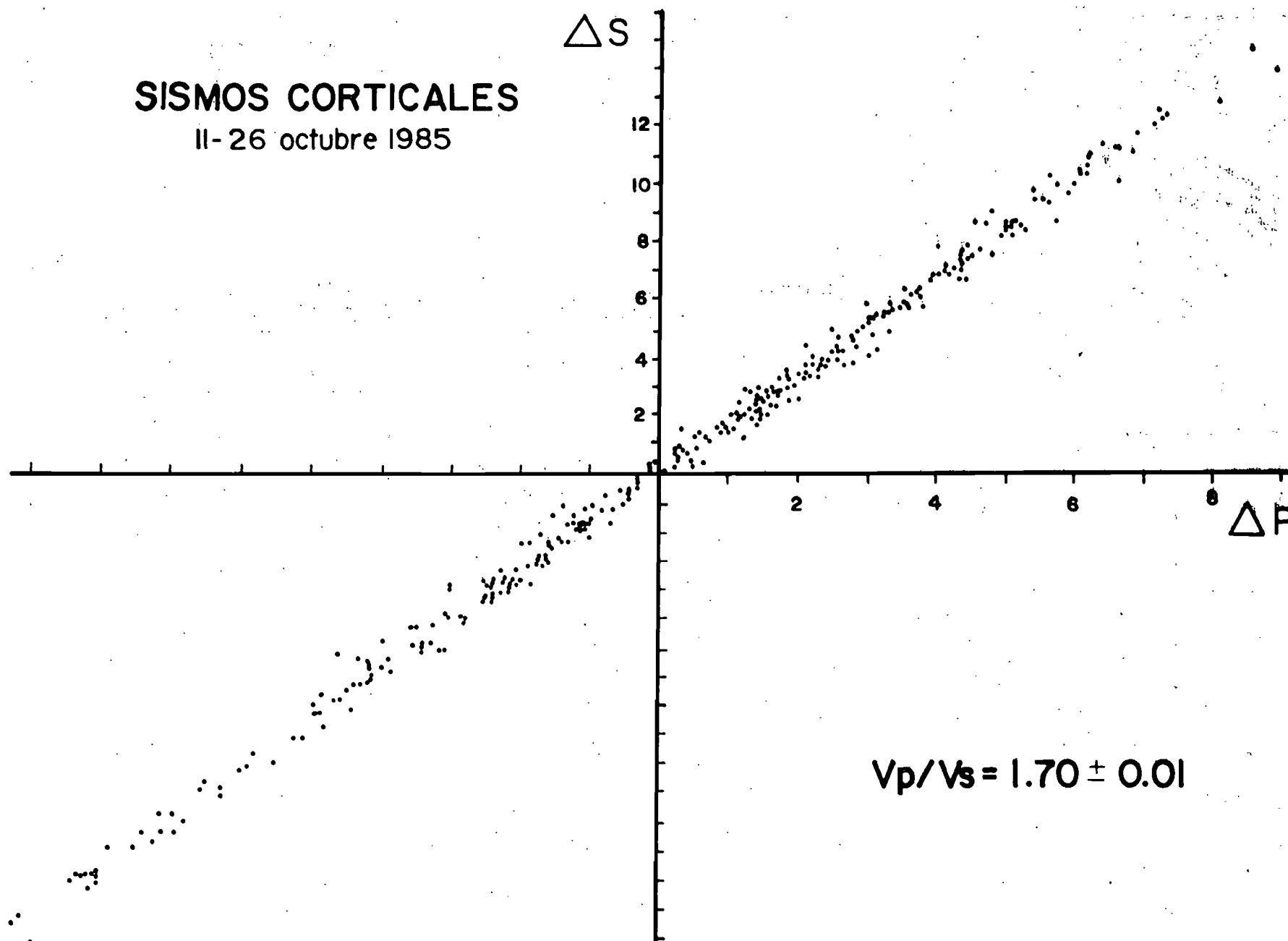


FIG. 1



SISMOS CORTICALES

11-26 octubre 1985



$$V_p/V_s = 1.70 \pm 0.01$$

FIG. 3

MOD FIN

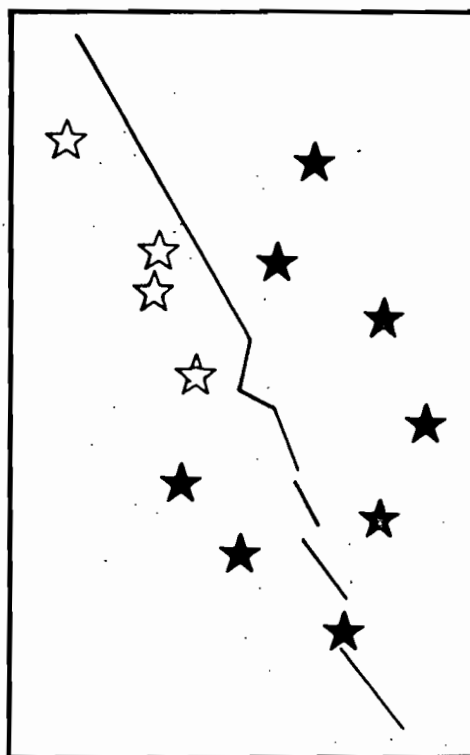
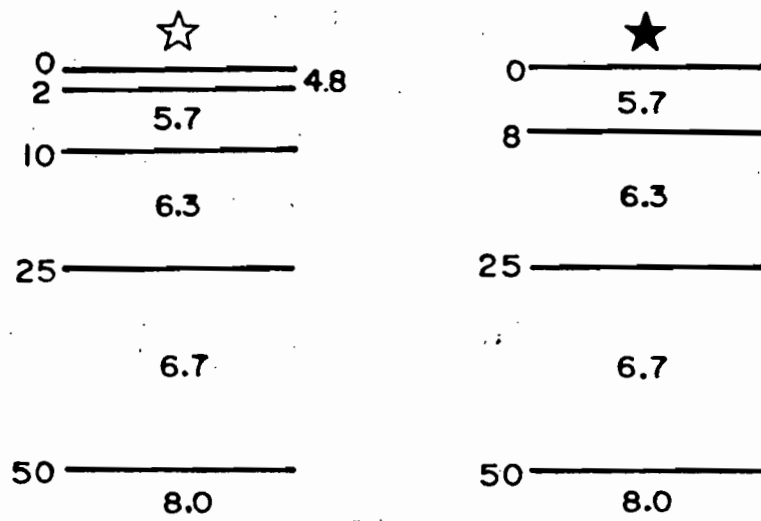


FIG. 4

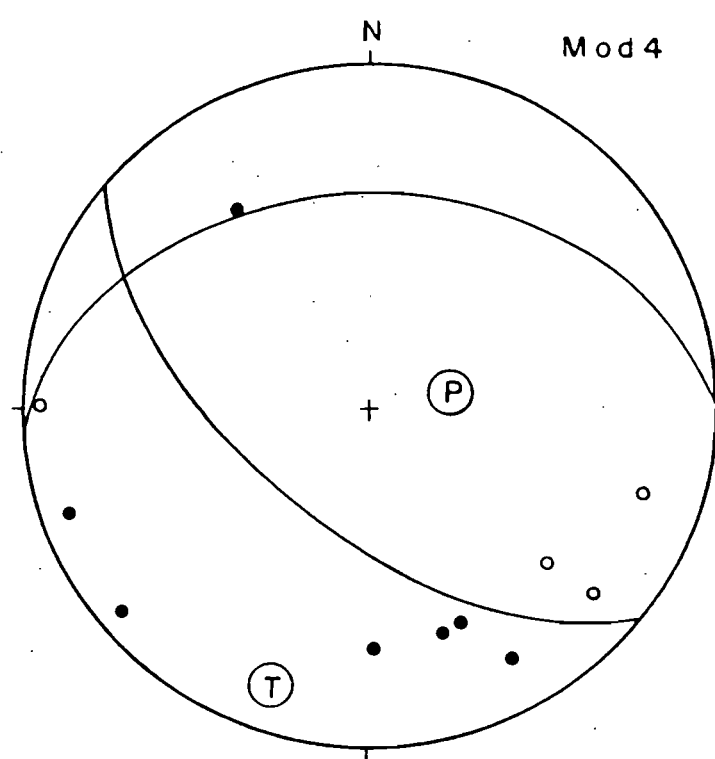
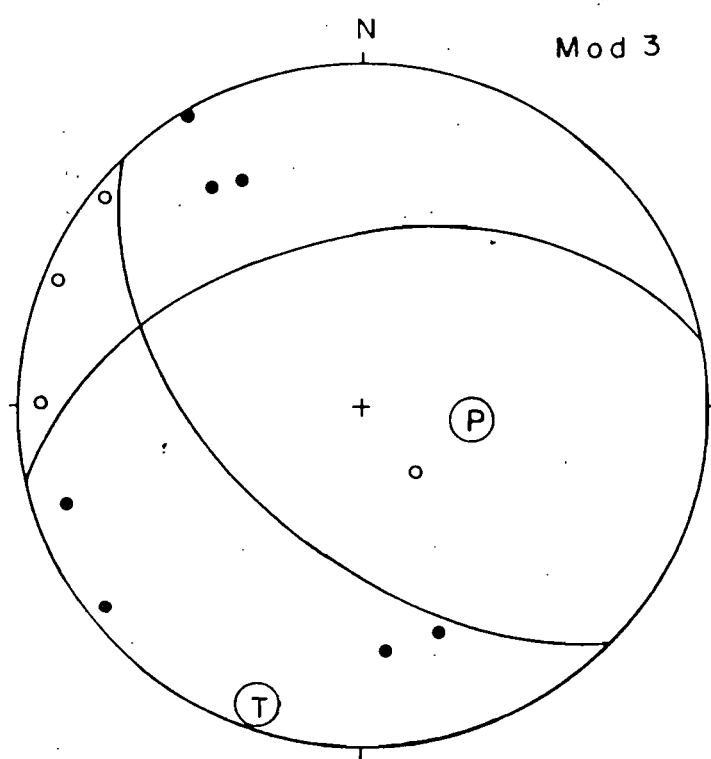
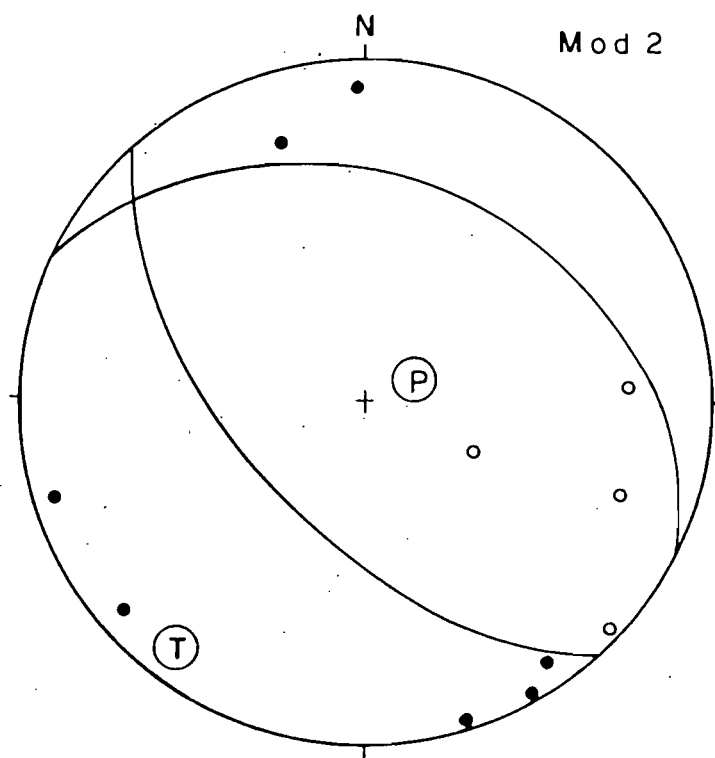
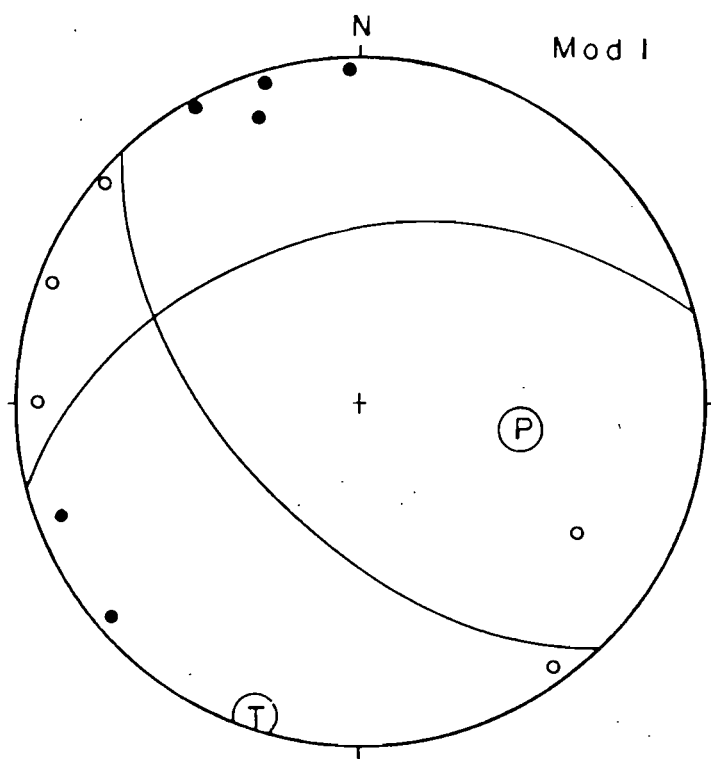


FIG. 5

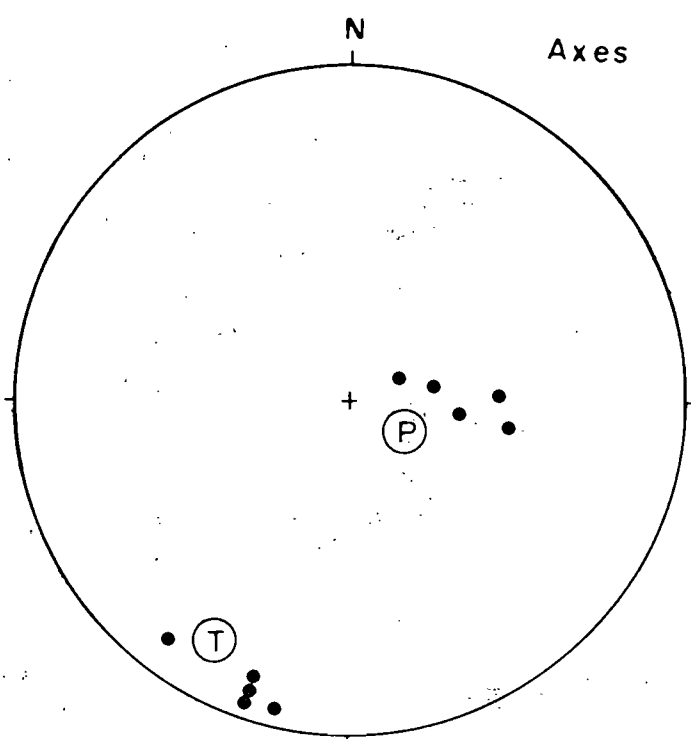
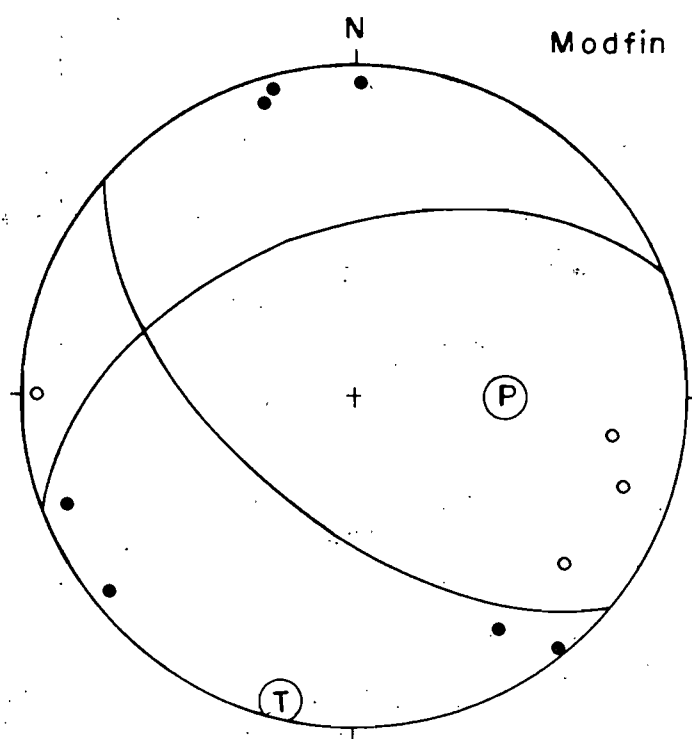
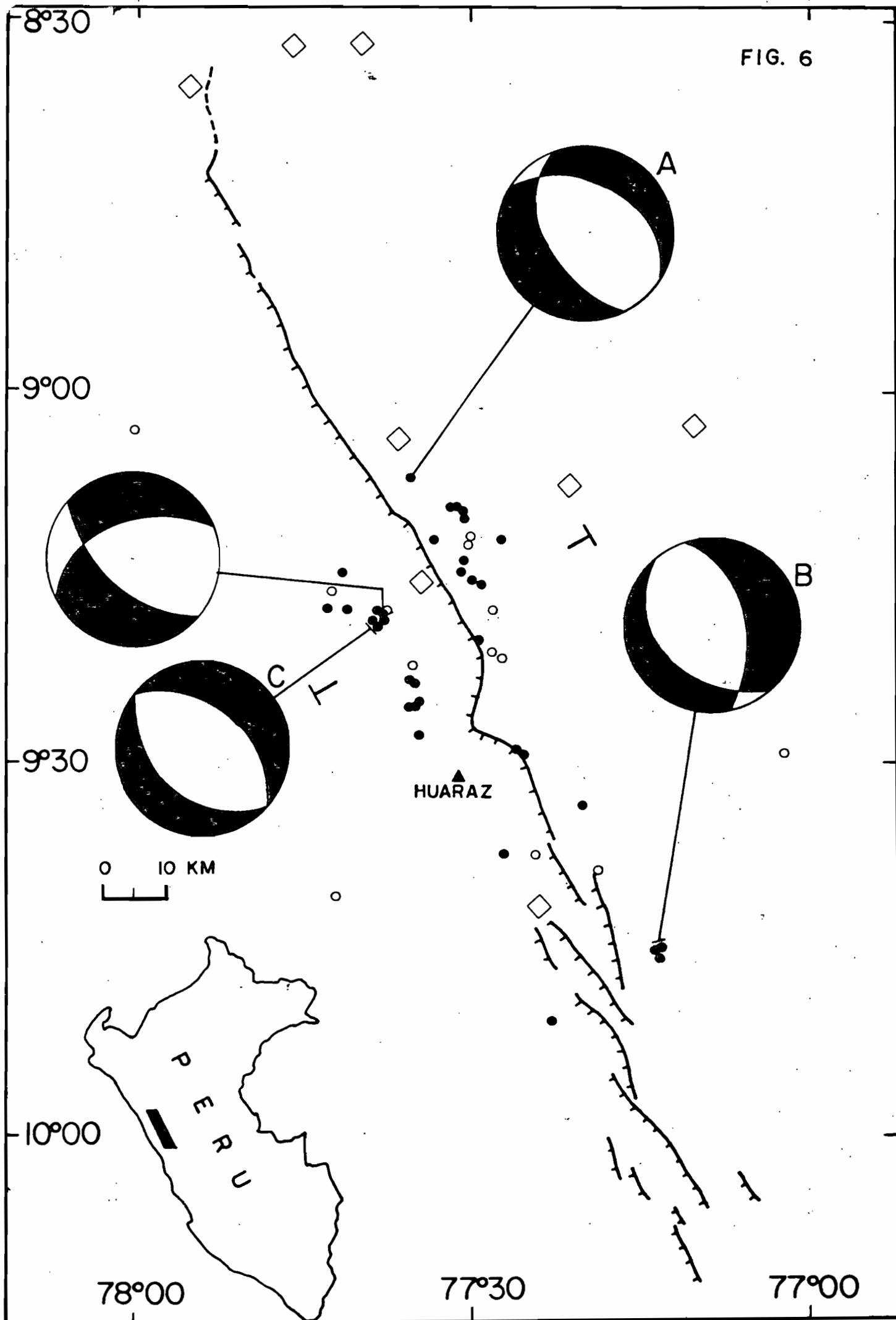


FIG. 5 (CONTINUACION)

FIG. 6



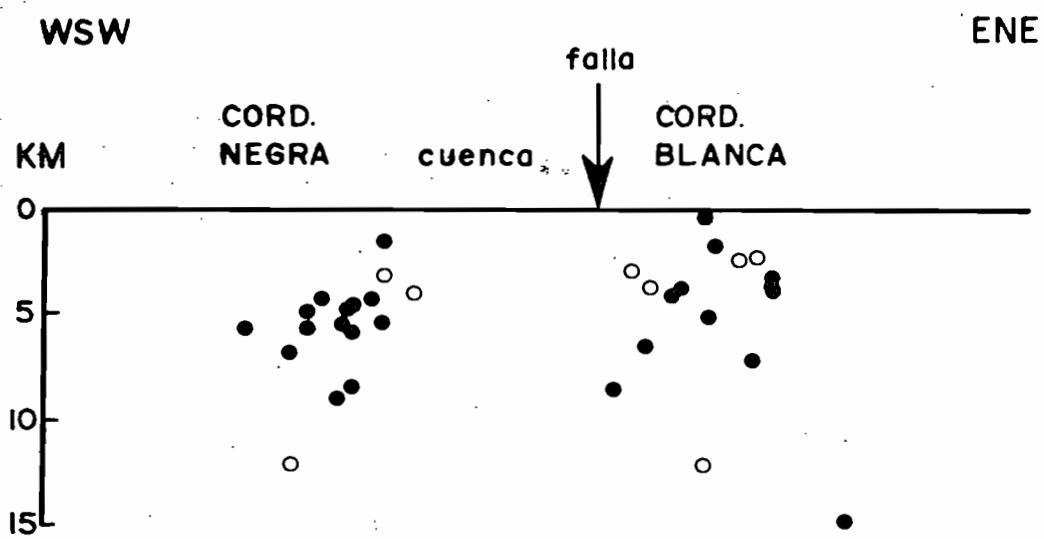


FIG. 7

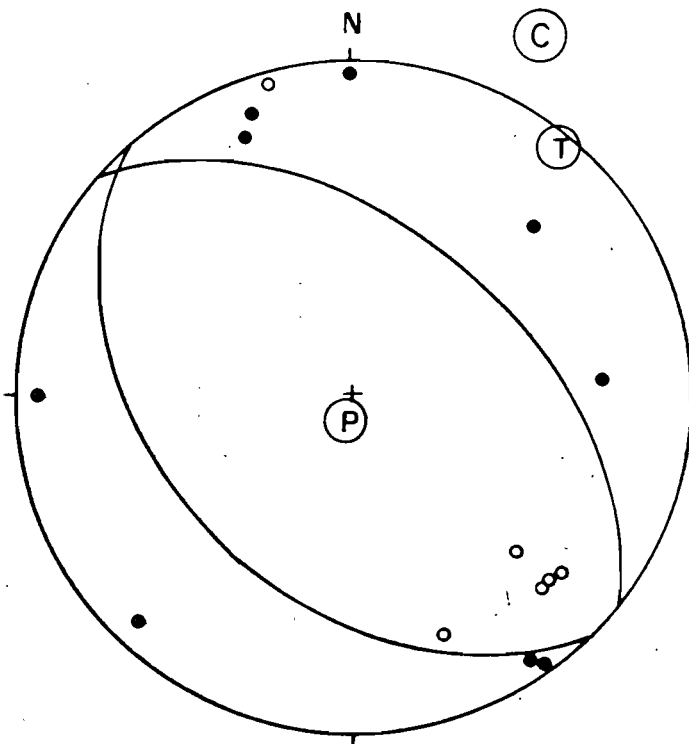
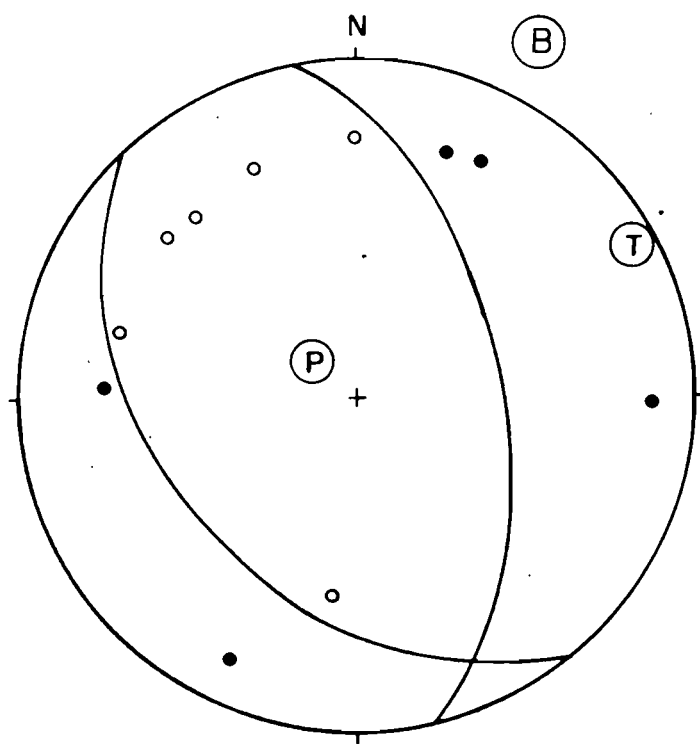
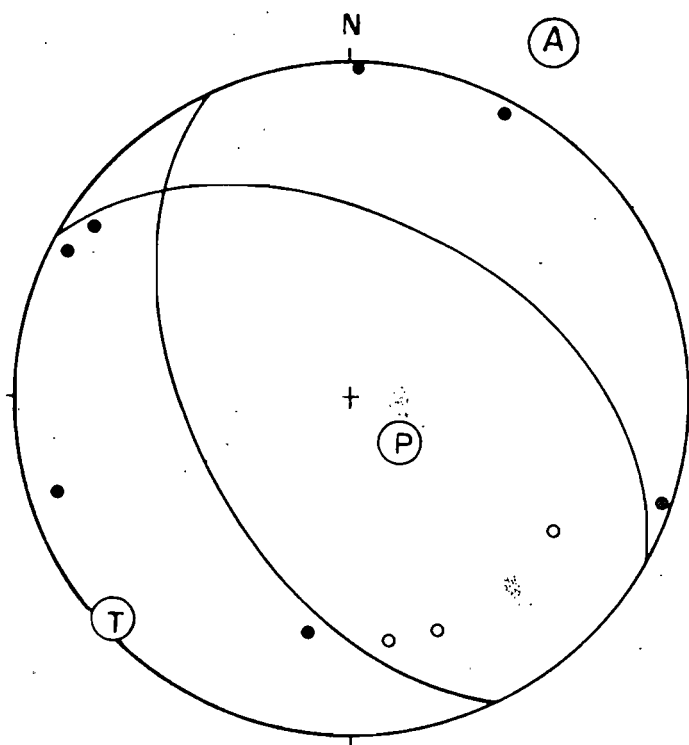
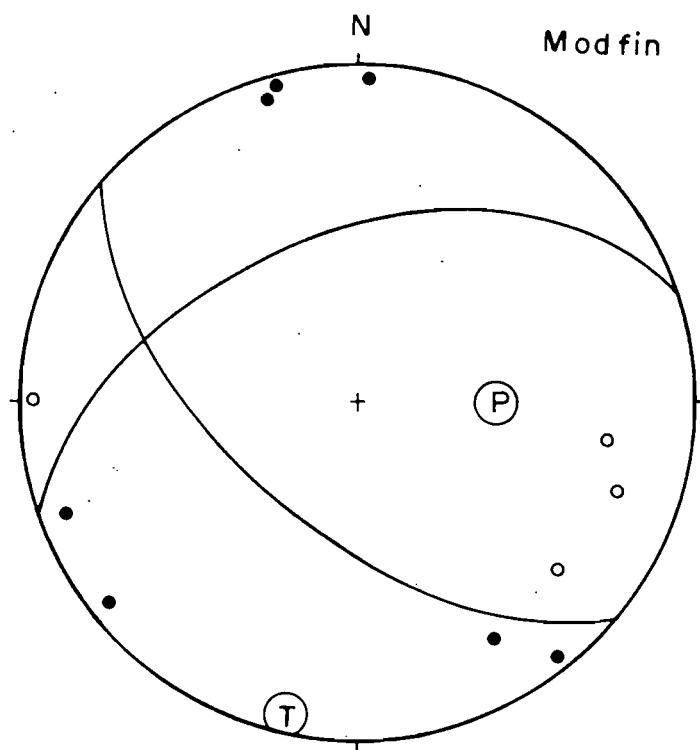


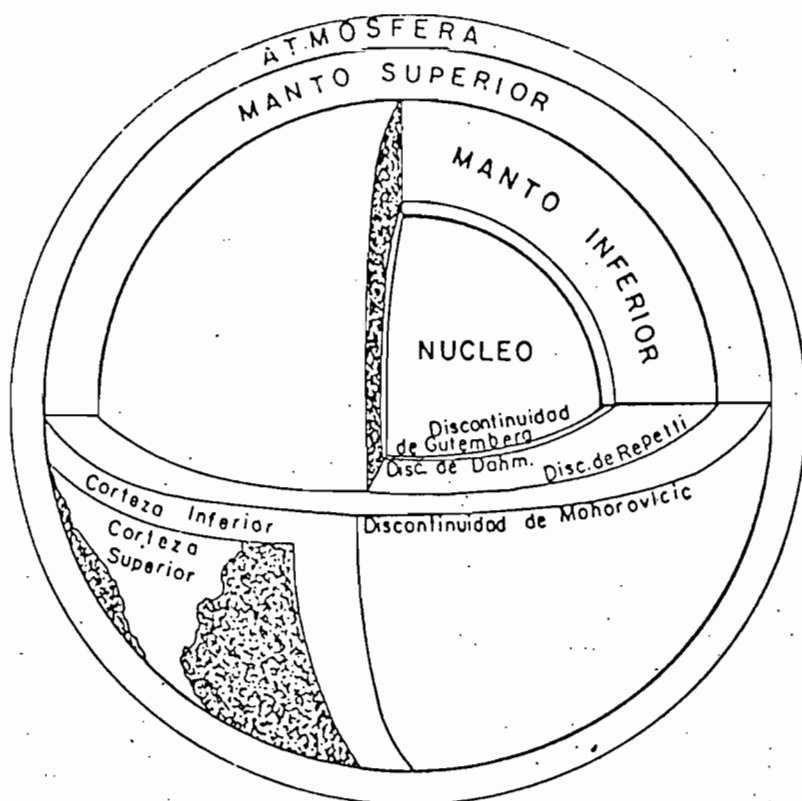
FIG. 8

ANEXO 3

HETEROGENEIDAD DE LA CORTEZA Y MANTO SUPERIOR TERRESTRE
DEDUCIDO DE LA PROPAGACION DE ONDAS P y PKIKP
(Región Andina - Subandina del Perú Central)
(Región de la Cordillera Blanca)

Tesis presentada por el Bachiller
Hernando Johnny TAVERA HUARACHE
para optar el Título Profesional
de Ingeniero Geofísico

UNIVERSIDAD NACIONAL SAN AGUSTIN DE AREQUIPA



La estructura de la tierra, según J.B. Macelwane.

"... cualquier terremoto puede asemejarse a un farol que se enciende para un tiempo breve e ilumina para nosotras el interior de la Tierra, permitiendo con ello discernir lo que allá sucede. La luz de este farol es todavía muy débil, pero no cabe duda de que con el tiempo será más brillante y nos permitirá llegar a descifrar estos fenómenos complicados de la naturaleza..."

B.B. Golitsin.

A mi venerada madre, Clemencia.

A mi hermana, Guioyanna.

A mi esposa, Ruth.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Louis Dorbath, asesor de la Tesis; mi magno agradecimiento por la conclusión del mismo y por las enseñanzas impartidas durante el desarrollo de los Proyectos I.G.P. y ORSTOM en el Perú.

A la Dra. Catherine Dorbath, por efectivizar la realización del presente trabajo en ORSTOM. Al Dr. Armando Cisternas, por las enseñanzas recibidas durante el desarrollo de las campañas sísmicas.

Al Sr. Jacques Deverchere, por permitirme utilizar parte de la información de la Cordillera Blanca y por las experiencias compartidas como compañeros de trabajo. Al Sr. José Berrospi, por su colaboración en los trabajos de campo.

Al INSTITUT DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION, misión francesa ORSTOM en el Perú; en la persona del Dr. Henry Poupon, por haber patrocinado el presente estudio y a sus demás integrantes Drs. R. Marocco, F. Dumont, G. Carlier y N. Moulin, por las opiniones y consejos recibidos.

Al INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU, Dirección de Investigación de Geofísica Aplicada, por brindarme la oportunidad de participar en los Proyectos I.G.P. - ORSTOM. Al Sr. Leandro Rodriguez, por su ayuda oportuna y opiniones recibidas.

Finalmente, mi agradecimiento a la Universidad Nacional de San Agustín y a los catedráticos de la Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica, por las enseñanzas impartidas durante mi formación académica.

RESUMEN

En el presente trabajo se ha realizado un estudio de las Heterogeneidades Laterales de la Corteza y el Manto Superior terrestre, mediante los RESIDUALES deducidos de los tiempos de propagación de las ondas P y PKIKP. Este estudio constituye en el Perú, uno de los primeros trabajos efectuados para conocer las variaciones físicas de la Corteza y el Manto Superior aplicando este método. Para la realización del mismo, se han utilizado los Telesísmos registrados durante el desarrollo de dos campañas sísmicas, realizadas en los departamentos de Junín (Región Andina-Subandina) y Ancash (Región de la Cordillera Blanca), dentro del Convenio Científico entre el I.G.P. (Perú) y ORSTOM (Francia).

Los Residuales de recorrido-tiempo de los eventos Telesísmicos, fueron calculados para las estaciones de las dos redes sísmicas, utilizando las Tablas sismológicas de Herrin, E. (1969) y mediante la aplicación de hipótesis se logra aislar de las Anomalías de foco y trayectoria de onda; la Anomalia de Estación, que es el instrumento del presente estudio.

La variación espacial de los Residuales Absolutos para la Región Andina-Subandina, confirma la existencia de "anomalías" en los tiempos de propagación de las ondas, antes y después de realizar la corrección de altura. La distribución azimutal de las Residuales Relativas describen la existencia de estructuras de baja y alta velocidad por debajo de cada estación sísmica, tanto para la Región Andina-Subandina como para la Región de la Cordillera Blanca.

La distribución de las Anomalías de Estación para ambas regiones, describen la existencia de Heterogeneidades Laterales en la Corteza de carácter local, mostrándose el Manto Superior Homogeneo. La variación de los valores de Anomalia en la región Andina-Subandina de una zona a otra, es explicado con la aplicación de un modelo teórico de Isostacia a nivel de la Corteza, según la hipótesis de Airy.

Este estudio al mismo tiempo nos permite estimar, un espesor para la Corteza en la zona Andina del Perú Central de aproximadamente de 50.0 Km., valor que concuerda con otros valores de espesor correspondiente a esta región montañosa.

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS.

RESUMEN.

CONTENIDO.

LISTA DE ILUSTRACIONES.

LISTA DE TABLAS.

		Pag.
CAPITULO I	INTRODUCCION	
	1.1 CONSIDERACIONES PREVIAS.....	1
	1.2 OBJETIVO DEL PRESENTE ESTUDIO.....	2
	1.3 NATURALEZA DE LAS ONDAS SISMICAS.....	3
	1.3.1 ONDAS LONGITUDINALES P.	4
	1.3.2 ONDAS TRANSVERSALES S.	4
	1.3.3 ONDAS SUPERFICIALES LQ.	6
	1.3.4 ONDAS SUPERFICIALES LR.	6
	1.4 EFECTOS DE LA ESTRUCTURA DE LA TIERRA SOBRE LAS ONDAS SISMICAS.	6
	1.5 TELESISMO Y FASES SISMICAS.	10
	1.6 ONDA P Y PKIKP.	13
CAPITULO II	FUNDAMENTO TEORICO DEL ESTUDIO	
	II.1 INTRODUCCION.	17
	II.2 RESIDUO DE ONDAS SISMICAS.	17
	II.2.1 RESIDUAL ABSOLUTO.	18
	II.2.2 RESIDUAL RELATIVA.	19
	II.3 ANOMALIA DE ESTACION.	19
	II.4 QUE REPRESENTA UNA ANOMALIA DE ESTACION ?	20
CAPITULO III	RECOLECCION DE DATOS	
	III.1 INTRODUCCION.	21
	III.2 OBSERVACIONES DE CAMPO.	24
	III.2.1 REGION ANDINA-SUBANDINA.	24
	III.2.2 REGION DE LA CORDILLERA BLANCA.	24
	III.2.3 INSTRUMENTAL.	27
	III.3 SISMOGRAMAS.	27

	Pag.
III.4 BOLETINES PRELIMINARES DEL NEIS.....	28
III.5 CRITERIOS PARA LA LECTURA DE SISMOGRAMAS.	28
III.5.1 ESTIMACION DEL ERROR DE LECTURA-CAUSAS.....	29
III.5.2 CORRECCION DEL TIEMPO.	31
III.6 CALCULO DE LA DISTANCIA EPICENTRAL Y DEL AZIMUT..	33
III.7 CALCULO DEL TIEMPO TEORICO.	34
III.8 EN CONCLUSION.	37
 CAPITULO IV ANALISIS DE RESIDUALES	
IV.1 INTRODUCCION.	40
IV.2 RESIDUAL ABSOLUTO.	40
IV.2.1 REGION ANDINA-SUBANDINA.	43
IV.2.2 REGION DE LA CORDILLERA BLANCA.	46
IV.3 EFECTO DE ALTURA. ..	47
IV.4 RESIDUAL RELATIVA.	47
IV.4.1 REGION ANDINA-SUBANDINA.....	50
IV.4.2 REGION DE LA CORDILLERA BLANCA.	52
 CAPITULO V ANOMALIAS DE ESTACION	
V.1 INTRODUCCION.	60
V.2 ANOMALIAS DE ESTACION.	61
V.2.1 REGION ANDINA-SUBANDINA.....	61
V.2.2 REGION DE LA CORDILLERA BLANCA.....	66
V.3 ANOMALIA Y ALTITUD DE ESTACION.....	69
V.3.1 REGION ANDINA-SUBANDINA	70
V.3.2 REGION DE LA CORDILLERA BLANCA.....	72
V.4 MODELO DE ISOSTACIA DE AIRY.....	74
 CONCLUSIONES.	
RECOMENDACIONES.	
BIBLIOGRAFIA.	
ANEXOS:	
A. Eventos Telesísmicos utilizados en este estudio para la Región Andina-Subandina del Perú Central (Dpto. Junin).	
B. Eventos Telesísmicos utilizados en este estudio para la Región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).	

LISTA DE ILUSTRACIONES

Figura	Pag.
1 Diagrama ilustrando la forma del movimiento del suelo cerca de la superficie, en los cuatro tipos de ondas sísmicas (B.A. Bolt, 1981).	5
2 Modelos sísmicos clásicos de la Tierra, formulados en los años 30 (Gutenberg, B., 1939).....	7
3 Modelo real contemporáneo de la Corteza y el Manto Superior (Litósfera). Esta construido apartir de los datos de Sismología y resultados de las investigaciones a presiones altas, realizados por Press y Ewing en los EEUU. (Zharkov, 1985)...	9
4 Designaciones de las ondas sísmicas (fases), en el interior de la Tierra.....	11
5 Diagrama de una sección de la Tierra mostrando las distancias epicentrales y tiempos de arribo para ondas P y PKIKP (Gutenberg y Richter, 1939)	14
6 Curva de recorrido-tiempo para las ondas refractadas PKIKP, según Jeffreys y Bullen. Nótese en el punto E el origen intempestivo de fases (Willmore, P., 1979).....	16
7 Ubicación de las estaciones sísmicas para la región Andina-Subandina (Dpto. Junin).....	22
8 Ubicación de las estaciones sísmicas para la región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).....	25
9 Deriva de algunos relojes internos.	30
10 Diagrama para el cálculo de la distancia epicentral y del azimut (Dorbath, C. y L., 1986).	32
11 Ubicación geográfica de los eventos (epicentros) utilizados para la región Andina-Subandina del Perú Central. (Dpto. Junin).....	35
12 Ubicación geográfica de los eventos (epicentros) utilizados para la región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).....	36

Figura.	Pag.
13 Ploteo de los eventos (epicentros) utilizados en este estudio como una función lineal de distancia y azimut. Región Andina-Subandina (Dpto. Junin).....	38
14 Ploteo de los eventos (epicentros) utilizados en este estudio como una función lineal de distancia y azimut. Región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).....	39
15 Residuales Absolutos en segundos para la región Andina-Subandina (Dpto. Junin)	41
16 Residuales Absolutos en segundos para la región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).....	44
17 Residuales Relativas para la onda P, como una función del azimut a cada estación. Región Andina-Subandina. (Dpto. Junin).	48
18 Residuales Relativas para la onda P, como una función del azimut a cada estación. Región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).....	53
19 Residuales Relativas para las ondas PKIKP, como una función del azimut a cada estación. Región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).....	57
20 Anomalías de Estación en segundos para la región Andina-Subandina (Dpto. Junin).....	62
21 Anomalías de Estación en décimas de segundo para ondas P, - Calculados por Poupinet, (1977) para las estaciones de América del Sur considerando los boletines del I.S.C.	65
22 Anomalías de Estación en segundos para la región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).	67
23 Anomalia de Estación en función a la altitud de las estaciones. Región Andina-Subandina (Dpto. Junin).....	71
24 Anomalia de Estación en función a la altitud de las estaciones. Región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).....	73

Figura	Pag.
25 Modelo teórico de Isostacia elaborado según la hipótesis de Airy.	75
26 Espesor de la Corteza Terrestre en el Perú Central, según el mapa de Isóbatas del Moho de James, (1971).	78
27 Anomalías de Bouguer (mGal.), sin corrección topográfica - (James, 1971 y Deza, 1969) y en punteado las Anomalías de Conductividad Eléctrica (Schmucker, U., 1966).....	80

LISTA DE TABLAS

Tabla		Pag.
1	Principales fases registradas. Las fases en paréntesis se observan teóricamente; en la práctica su lectura es incierta (Coulomb y Jobert, 1973).....	12
2	Coordenadas de las estaciones sísmicas de la región Andina-Subandina (Dpto. Junin).....	23
3	Coordenadas de las estaciones sísmicas de la región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).....	26
4	Valores de Residuales Absolutos para la región Andina - Subandina (Dpto. Junin).	42
5	Valores de Residuales Absolutos para la región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).....	45
6	Medias aritméticas de Residuales Relativas para la onda PKIKP de la región Andina-Subandina (Dpto. Junin).....	51
7	Valores de Anomalías de Estación para la región Andina - Subandina (Dpto. Junin).....	63
8	Valores de Anomalías de Estación para la región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).	68

CAPITULO I

INTRODUCCION

I.1.- CONSIDERACIONES PREVIAS.

En el año de 1985 se ha llevado a cabo dos Proyectos de investigación en sismología, realizados en los departamentos de Junin y Ancash respectivamente, los cuales estuvieron enmarcados dentro de los Convenios Científicos existentes entre el Perú y Francia, representados por el INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU "I.G.P." y el INSTITUT DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR DEVELOPPEMENT EN COOPERATION "ORSTOM".

Las campañas sísmicas correspondientes a estos dos proyectos permitieron estudiar la sismicidad cortical de la Región Andina-Subandina del Perú central (Dpto. de Junin) y de la Cordillera Blanca (Dpto. de Ancash). Durante el desarrollo de estas campañas, se registró gran cantidad de eventos Telesísmicos, hecho que despertó el interés para realizar el presente trabajo.

Uno de los métodos sísmicos para determinar las profundidades y las variaciones físicas de la Corteza y el Manto, es comparando el recorrido-tiempo de una onda sísmica, con el recorrido-tiempo de esta misma onda; pero considerando un modelo estándar de Tierra. De las diferencias observadas en los Residuales (tiempo observado - tiempo teórico) podemos analizar la variación del espesor y el estado físico de la Corteza y el Manto por debajo de las estaciones sísmicas. A nivel mundial existen muchos trabajos de variación de Residuales de carácter regional (Herrin y Taggart, 1968; Cleary y Hales, 1966; Poupinet, 1979) y de dependencia azimutal (Ritsema, 1959; Bolt y Nuttli, 1966; Raikes, 1980; Baer, 1980), ambos fenómenos son mayormente explicados como Heterogeneidades Laterales y capas de alta y baja velocidad (e.g. Scarpa, 1982).

En esta parte introductiva presentamos los conceptos fundamentales de la naturaleza de las ondas sísmicas, describiendo los parámetros utilizados para los eventos telesísmicos, en el segundo Capítulo daremos a conocer la Teoría de Residuos, resaltándose las características de las Anomalías de Estación, por cuanto es el instrumento principal de este estudio. En el tercer Capítulo describiremos las dos campañas simológicas y los criterios seguidos para la selección de los eventos telesísmicos a utilizarse. En el Capítulo cuarto realizaremos el análisis de los Residuales Absolutos y Relativos, para dar una primera apreciación de las variaciones físicas de la estructura terrestre por debajo de las dos redes sísmicas. El análisis de las Residuales Relativas se hará considerando su relación con el azimut de cada estación.

Al considerar el Capítulo cinco, veremos las relaciones que existen entre las Anomalías de Estación y la estructura terrestre, tratando de relacionar las estructuras existentes por debajo de cada una de las estaciones, desde un punto de vista regional. Del mismo modo, analizaremos las Anomalías y su relación con la altitud de las estaciones, llegando a considerar para la región Andina-Subandina, un modelo teórico de Isostacia de acuerdo con la hipótesis de Airy. Se demostrará, que este modelo de Isostacia explica la existencia de Anomalías en los tiempos de propagación de las ondas sísmicas.

1.2.- OBJETIVO DEL PRESENTE ESTUDIO.

El presente estudio tiene como objetivo, determinar si existen Heterogeneidades Laterales en la Corteza y el Manto Superior terrestre por debajo de la región Andina-Subandina del Perú central (Dpto. de Junín) y de la Cordillera Blanca (Dpto. de Ancash).

Es objetivo también, determinar las variaciones físicas de la Corteza y Manto Superior, en términos de alta o baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas, con dependencia azimutal de la estación que registra el evento.

Asimismo, este trabajo se presenta como tema de Tesis requerido por la Facultad de Geología y Geofísica de la Universidad Nacional de San Agustín, para optar el Título de Ingeniero Geofísico.

1.3.- NATURALEZA DE LAS ONDAS SÍSMICAS.

Cuando ocurre un evento sísmico se produce una liberación de energía en el medio circundante, energía que rompe el aparente equilibrio estático del interior de la Tierra. Esta ruptura de equilibrio produce en el medio una vibración, con movimiento ondulatorio de la Tierra; es la energía liberada que se transmite mediante ondas elásticas llamadas "Ondas Sísmicas" y que se propagan por el interior y la superficie de la Tierra.

Esta ruptura de equilibrio se produce bruscamente, hecho que permite atribuir la ocurrencia de una ruptura superficial o profunda de rocas resistentes. Estos sismos dejan a veces huellas sobre la superficie de la Tierra, lo que describe dos compartimientos terrestres que antes de producirse el evento sísmico estuvieron sólidos, donde uno se ha desplazado relativamente con relación al otro de acuerdo a la longitud de la superficie afectada; por lo tanto un evento sísmico esta relacionado directamente con la ocurrencia de una falla estructural en sus diferentes formas.

En todos los procesos de fallamiento se producen las ondas elásticas de largo espectro, de altas y bajas frecuencias siendo esta perturbación la que se propaga por la Tierra en todas direcciones a una velocidad que depende de la naturaleza de las rocas que atraviezan las ondas sísmicas. Si consideramos que la Tierra es similar en naturaleza a un sólido homogéneo y elástico, la energía se transmitirá en forma de las ya llamadas ondas elásticas volumétricas y superficiales.

Existen cuatro tipos de ondas sísmicas cada una de las cuales tienen sus propias características de velocidad y movimiento. Dos de ellas son ondas de volumen: la onda longitudinal llamada P y la onda transversal llamada S, que afectan a toda la Tierra hasta el núcleo. Los otros dos tipos de onda, son las superficiales LQ y LR, que se forman cuando inciden e interfieren en la superficie de la Tierra propagándose por ella. Debido a que su período y longitud de onda son mayores que las internas, se les llama ondas largas (Fig. 1.).

1.3.1.- Ondas Longitudinales P.

Son ondas análogas a las ondas sonoras, que debido a su mayor velocidad son las primeras en llegar a una estación sísmica. Son ondas de Compresión y Dilatación que se propagan en cualquier medio, sean líquidos o fluidos. Su vibración es en la dirección de propagación de las ondas (Fig. 1a.). Su velocidad queda definida por la siguiente ecuación:

$$(v_p)^2 = 1 / \rho (k + 3/4 \mu)$$

donde: K = Módulo de Compresión.

μ = Módulo de Rigidez.

ρ = Densidad.

Una característica importante debido a su naturaleza semejante al sonido, cuando las ondas P emergen del interior de la Tierra a la superficie, una fracción de ella puede ser transmitida en la atmósfera, como ondas sonoras, audibles para los animales y personas si sus frecuencias están dentro del rango de percepción del oído del hombre (mayor que aproximado a 15 ciclos por segundo).

1.3.2.- Ondas Transversales S.

Llamadas ondas de cizalla o distorcionales. Su velocidad de propagación es menor que el de la onda

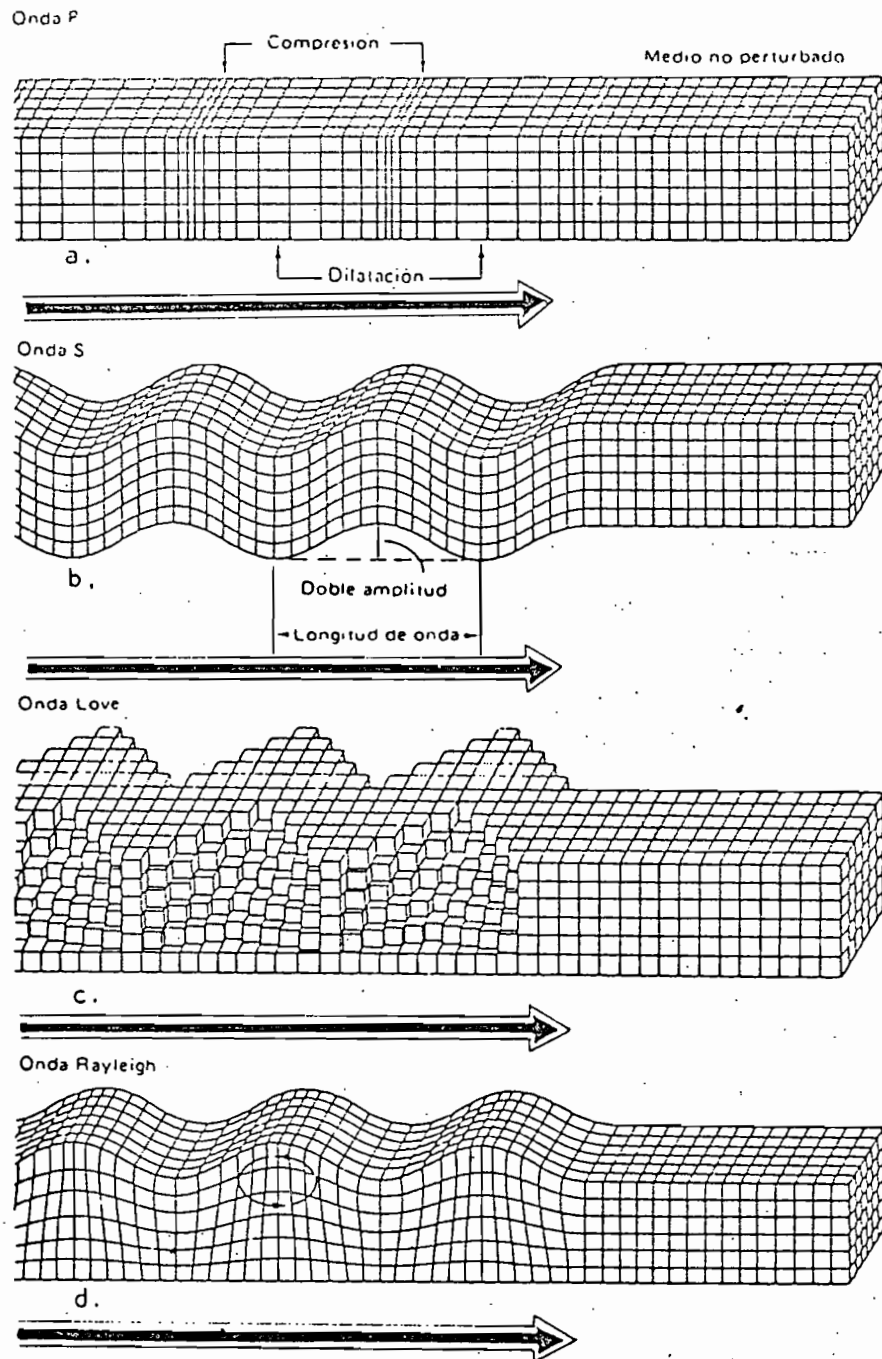


FIG. 1 Diagrama ilustrando la forma del movimiento del suelo cerca de la superficie, en los cuatro tipos de ondas sísmicas (B.A. Bolt, 1981).

P, por lo tanto su arribo a una estación sísmica es después de la misma. Su vibración es perpendicular a la dirección de propagación de la onda y se propaga solo en medios sólidos (Fig. 1b.). Su velocidad queda definida por la siguiente ecuación:

$$(v_s)^2 = \mu / \rho$$

donde: μ = Módulo de Rigidez;

ρ = Densidad.

1.3.3.- Ondas Superficiales LQ.

Llamadas ondas Love. Su movimiento es esencialmente el mismo que el de las ondas S que no tienen desplazamiento vertical, mueve al suelo de lado a lado en un plano horizontal paralelo a la superficie de la Tierra; pero en ángulo recto, a la dirección de propagación (Fig. 1c.). Su velocidad es menor que el de las ondas LR.

1.3.4.- Ondas Superficiales LR.

Llamadas ondas Rayleigh. El movimiento de su partícula en el medio sigue una órbita retrógrada elíptica, contenida en un plano vertical orientado en la dirección de propagación de las ondas (Fig. 1d.). Su velocidad es inferior al de las ondas S.

1.4.- EFECTOS DE LA ESTRUCTURA DE LA TIERRA SOBRE LAS ONDAS SISMICAS.

El análisis de las inscripciones en los sismogramas, permitió a muchas generaciones de científicos, desdeñar el interior de la Tierra; hoy en día es importante conocer esta estructura, para poder tratar con eficiencia los diferentes tipos de ondas que se observan en los sismogramas. De acuerdo a los datos de sismología, se elaboraron modelos clásicos para la estructura de la Tierra (Fig. 2); así, esta se divide en -

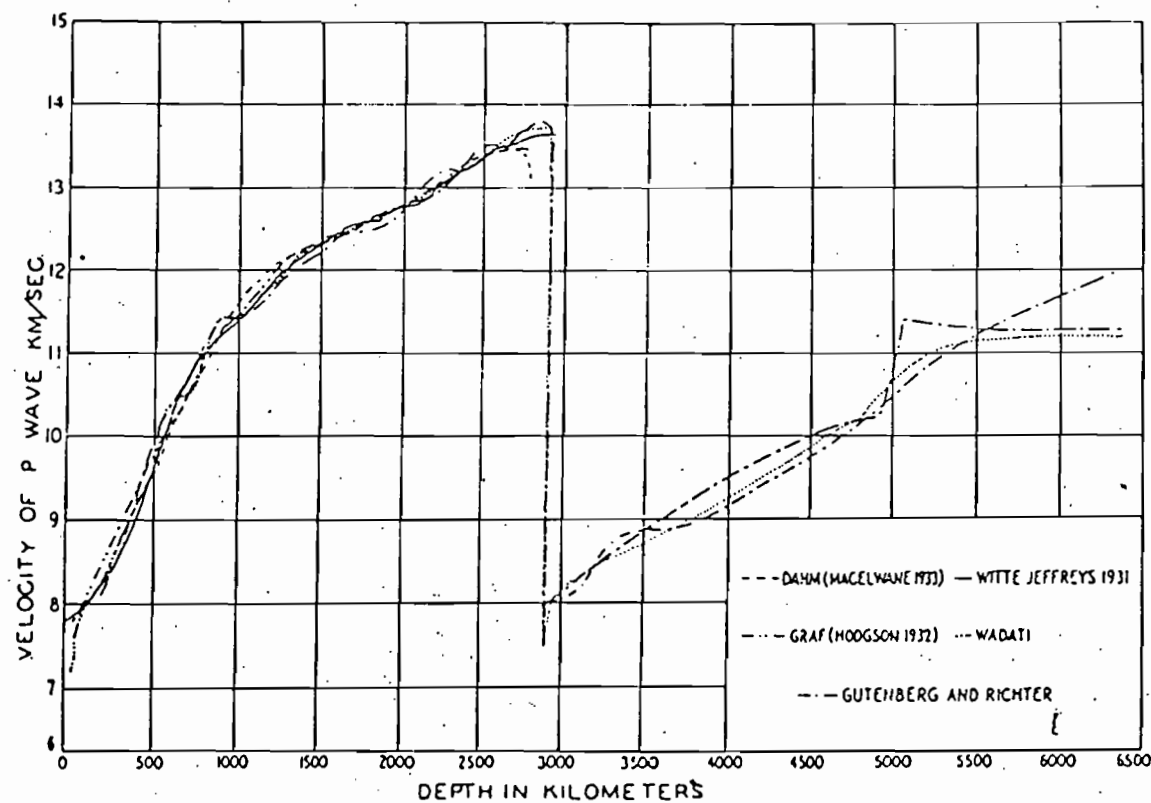


FIG. 2 Modelos sísmicos clásicos de la Tierra, formulados en los años 30. (Gutenberg, B., 1939).

tres zonas principales:

- a.) La Corteza. Formado por rocas heterogéneas (granito, basalto), con un espesor promedio de 35 Km. en los continentes - (con mayor espesor en algunas cadenas de montaña) y cerca de 0 Km. bajo algunas áreas de los océanos Pacífico y Atlántico, ocupa un volumen de 0.0155 del volumen total de la Tierra. En esta estructura cortical la velocidad de la onda varia según el tipo de roca que atravieze; pero por lo general, para la onda compresional el promedio es de 6 Km/seg. (5.2 Km/seg. en la superficie y 6.9 Km/seg. en la discontinuidad de Mohorovicic, "Moho").
- b.) El Manto. Estructura compuesta por rocas básicas y ultrabásicas, con un espesor aproximado de 2,885 Km.. La velocidad de la onda compresional aumenta de 8.1 Km/seg. (debajo del Moho) hasta 13.6 Km/seg. (en la base del Manto). En la actualidad se le divide en Manto Superior (donde se observa la existencia de Heterogeneidades Laterales) y Manto Inferior (totalmente Homogeneo).
- c.) El Núcleo. Descrito como una esfera de hierro, cuyo espesor va de aproximadamente 2,885 Km. hasta 6,371 Km.. Este núcleo es dividido en: núcleo externo fluido (no transmite ondas S) y núcleo interno sólido (transmite ondas P y S) y la velocidad de la onda compresional es de 8.1 Km/seg. en la superficie del núcleo, aumentando hasta 11.5 Km/seg. en su interior.

Considerando que la velocidad de las ondas sísmicas aumenta en promedio con la profundidad; entonces la estructura de la Tierra afecta los Camino-Tiempo de las ondas sísmicas al llegar a la superficie, de tal forma que se hizo necesario la elaboración de tablas de Camino-Tiempo por zonas: 1) ondas de la Corteza, 2) ondas del Manto, 3) ondas que han pasado por el Núcleo.

La propagación de las ondas sísmicas describen recorridos en la Corteza y en el Manto en forma de cuerdas, lo que

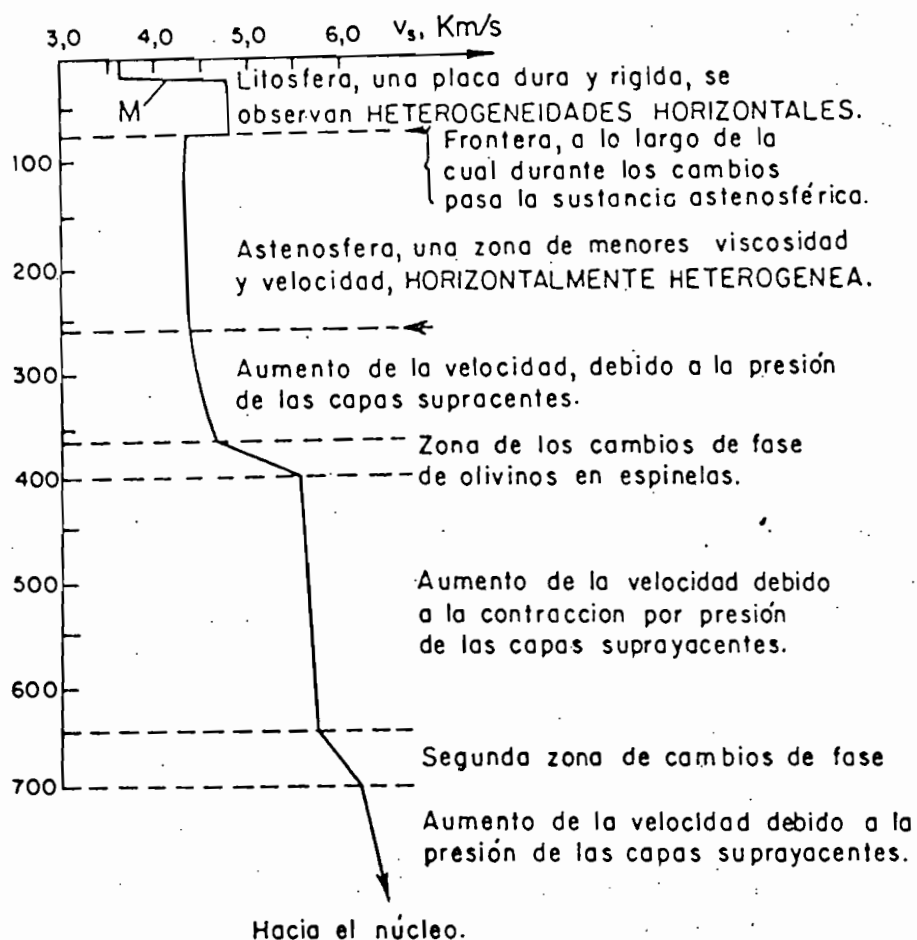


FIG. 3. Modelo real contemporáneo de la Corteza y el Manto Superior (Litosfera). Está construido a partir de los datos de Sismología y resultados de las investigaciones a presiones altas realizadas por Press y Ewing en los EEUU (Zharkov.V., 1985).

no ocurre con las ondas que pasan por el núcleo, estas describen curvas que son cóncavas hacia el centro de la Tierra. Estos fenómenos son el resultado del brusco aumento de la velocidad de la onda sísmica que depende de la densidad y de las propiedades elásticas (módulo de Compresión "K" y Rigidez "U") de las rocas a través de las cuales se propagan. Además, debido a la existencia de discontinuidades y de materiales heterogéneos, las ondas sísmicas son sometidas a los fenómenos de Reflexión, Refracción y Difracción que se encuentran en óptica-acústica y están sujetos a las mismas leyes.

En el período moderno de la Geofísica; Press y Ewing en los EEUU., realizaron estudios de la estructura terrestre, utilizando ondas superficiales, lo que permitió aclarar la estructura en forma detallada de la Corteza y el Manto (Fig.3). El estudio de la distribución de las velocidades de las ondas transversales, permitió conocer la existencia de Heterogeneidades Laterales en la Corteza y en el Manto Superior (Zharkov, - V., 1985).

1.5.- TELESISMO Y FASES SISMICAS.

En la Conferencia de Sismología, realizada en Génova (1958-1959), el rango de observación sísmica fue dividido en tres zonas:

- a.) Primera zona, desde 0° a 10° de distancia epicentral.
- b.) Segunda zona, desde 10° a 20° de distancia epicentral.
- c.) Tercera zona o zona Telesísmica, desde 20° a 180° de distancia epicentral.

donde: 1° es igual a 111.11 Km.

Desde esa época, el concepto de evento sísmico Local y Telesísmico, basado en su distancia epicentral fue ya establecido, en tal forma estos son reportados a los centros internacionales de localización (Willmore, 1968). La ocurrencia de los eventos sísmicos registran en los sismogramas una serie de

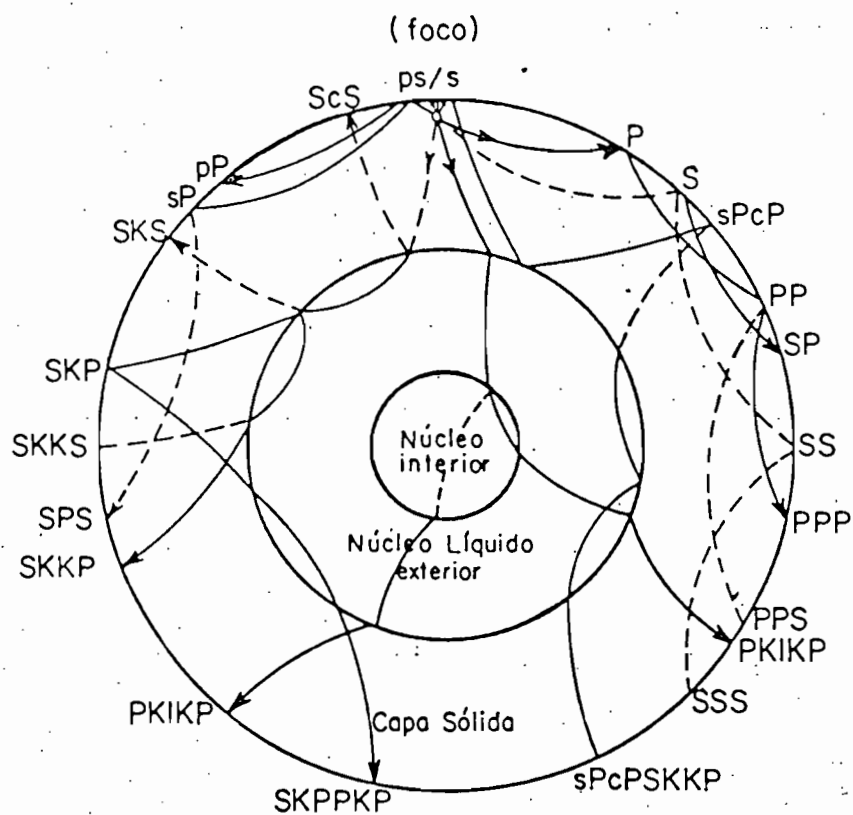


FIG. 4. Designaciones de las ondas Sísmicas (fases), en el interior de la tierra.

CLASE	DISTANCIA EN GRADOS	FASES APARECE DESAPARECE	PRINCIPALES FASES OBSERVADAS
1	0° 8°		Pg, Pn, Sn, Sg.
2	8° 30°	P, S, Pg, Sg. (Multps)	P, S, PcP, ScS, (PP).
3	30° 70°	Múltiples de P y S	P, PP, (PPP), PcP, s, ScS, (SKS), SS P ⁻ P ⁻ .
4	70° 105°	SKS, SKKS.	P, PP, PPP, PS, SKS, SKKS, SS, PKKP.
5	105° 143°	PKIKP, SKP, P, PcP, S, ScS.	P (difractado) (PKiKP), PKIKP, PP, PPP, SKS, SKIKS, SKKS, SS, SSS.
6	143° 180°	PKP ₁ , PKP ₂ .	PKIKP, PKP ₁ , PKIKP ₂ , PP, PPP, SKIKS, PS, PPS, SS, SSS.

TABLA 1. Principales fases registradas. Las fases en paréntesis se observan teóricamente; en la práctica su lectura es incierta.
(Coulomb y Jobert, 1973)

fases, cada una de las cuales se relaciona con la difusión de las ondas por un tipo determinado de recorrido.

Las designaciones standarizadas de los diferentes tipos de ondas sísmicas (fases en el sismograma), se presentan en la Fig. 4 y en la Tabla 1.. Así, una onda longitudinal emitida del foco (origen del evento) hacia un lado de la superficie terrestre se le indica con la letra P. Después de la primera reflexión en la superficie esta puede seguir siendo onda longitudinal (PP) o pasar a ser onda transversal (PS). Un sentido análogo tienen las ondas S, SS y SP, etc.. El símbolo "c" se emplea para señalar en la reflexión de la onda el límite del núcleo terrestre. Así se obtienen las fases PcP, ScS, ScP y otras. La letra "K" se utiliza para designar un segmento del recorrido de la onda (del tipo P) en el núcleo líquido exterior. Así la fase PKS corresponde a una onda que ha salido como P, ha penetrado en el núcleo terrestre exterior nuevamente como onda P, después se ha refractado al pasar del núcleo al manto, convirtiéndose en una onda del tipo S y luego sin variar ha salido a la superficie terrestre. La letra "I" señala la reflexión de la onda hacia arriba con respecto al límite del núcleo interior y las letras "I" y "J" designan los tramos del recorrido de la onda P y S en el núcleo sólido interior de la Tierra. Así aparecen las fases PKiKP, PKIKP y PKJKP. El estudio de estas ondas se utilizan para la construcción moderna de modelos de estructura terrestre.

1.6.- ONDA P Y PKIKP.

La distancia epicentral para el registro de una onda telesísmica P es de 20°, alcanzando su máxima profundidad de 2,990 Km. a la distancia epicentral de 105°; es decir en la zona de separación entre el Manto y el Núcleo o Discontinuidad de Gutenberg. En la Fig. 5, podemos observar el tiempo en minutos que demora en arribar la onda telesísmica P a una determinada estación.

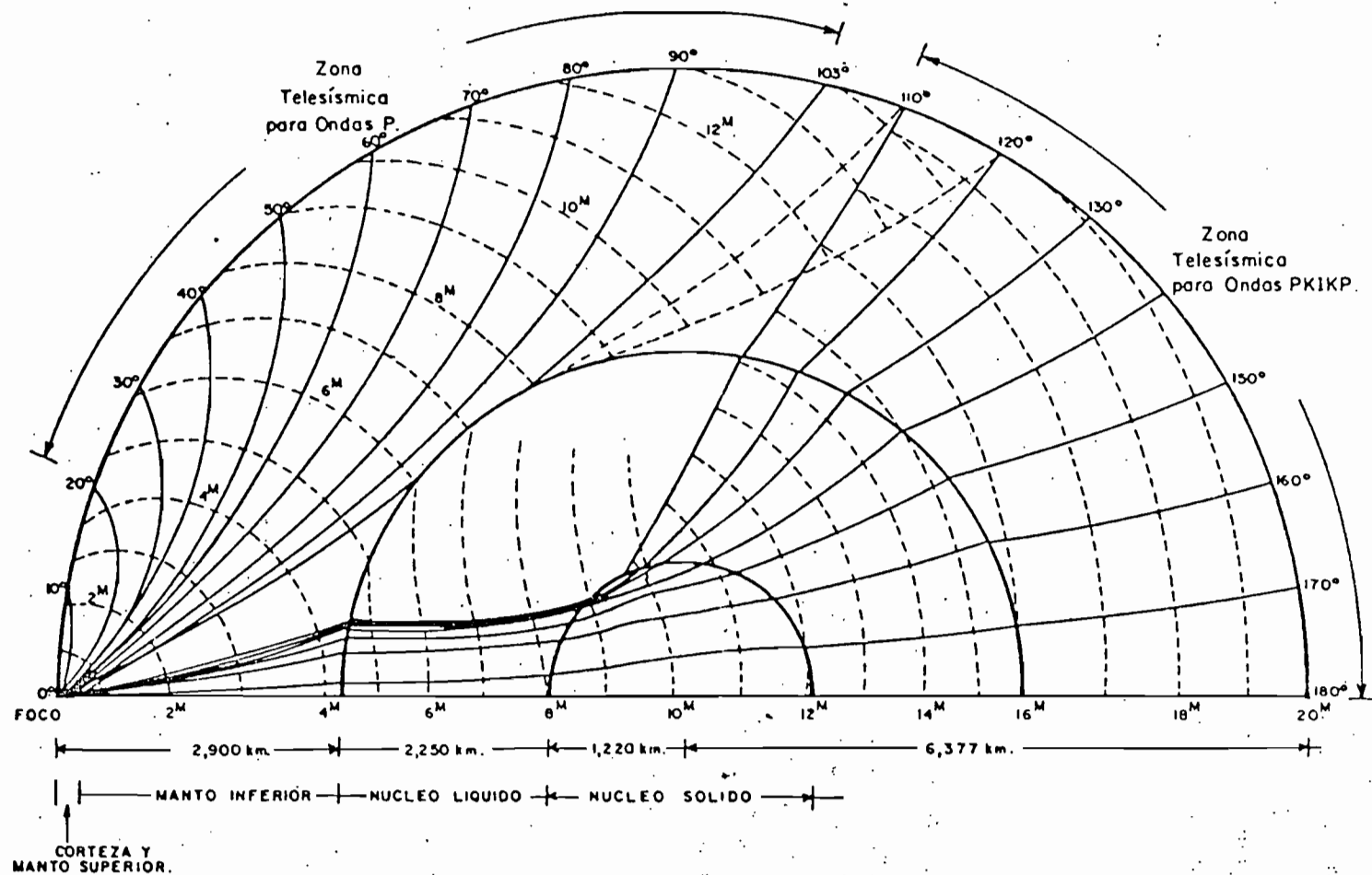


FIG.5 Diagrama de una sección de la Tierra, mostrando las distancias epicentrales y tiempos de arribo, para Ondas P y PKIKP. (Gutenberg y Richter, 1939).

Para este estudio se utilizan las ondas telesísmicas P, para distancias epicentrales comprendidas entre 30° y 90° ; - además consideramos un lapso de tiempo de arribo para la onda, de 6 a 10 minutos, con el propósito de evitar lecturas de ondas precursoras.

Cuando el ángulo de emergencia disminuye, la onda sísmica penetra más allá de los 5,000 Km. de profundidad, donde - las reflexiones (onda PKIKP) en el núcleo son débiles a lo largo de la rama DE (ver Fig. 6); pero en el núcleo interno debido a las propiedades fuertes de refracción, hace que esta onda sísmica se doble en la zona de Sombra, dando origen a la onda refractada PKIKP, desde el punto D hasta su antípoda F (ver Fig. 6). Esta fase refractada, permitió a la sismóloga Lehman, I., (1936), el descubrimiento del núcleo interior de la Tierra.

Nosotros consideramos en este estudio, las ondas telesísmicas PKIKP para distancias epicentrales comprendidas entre 115° a 180° , con relación a la estación que lo registra. Obviaremos las ondas telesísmicas PKIKP para distancias de 137° a 150° , debido al cambio intempestivo de fases que se produce aproximadamente en el punto E (ver Fig. 6). En la Fig. 5 se observan los intervalos de tiempo de arribo de esta onda, que para nuestro caso será considerado entre 18 a 20 minutos, para - evitar lecturas de ondas precursoras.

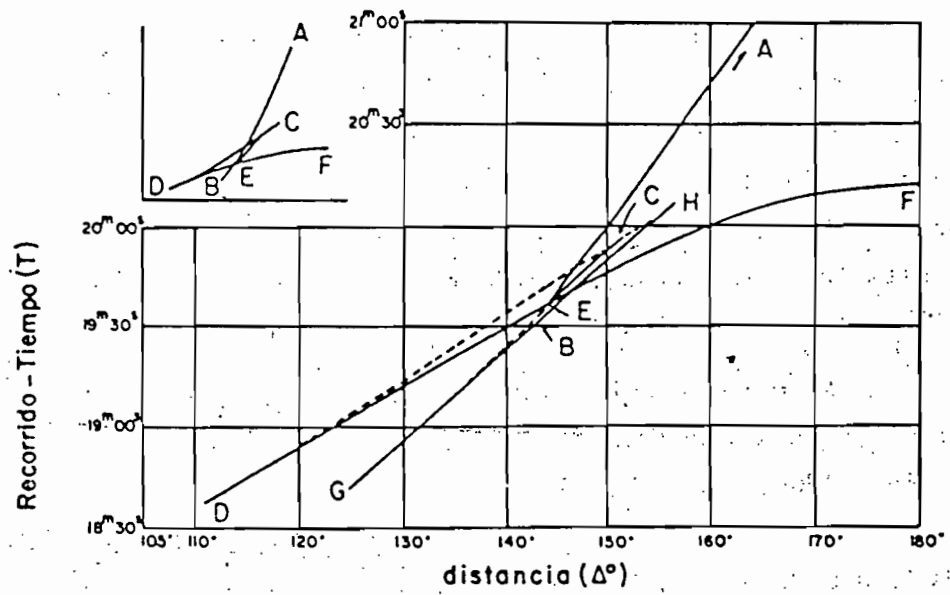


FIG.6 Curva de recorrido-tiempo para las ondas refractadas PKIKP, según Jeffreys y Bullen. Nótese en el punto E, el origen intempestivo de fases. (Willmore, P., 1979).

CAPITULO II

FUNDAMENTO TEORICO DEL ESTUDIO

II.1.- INTRODUCCION.

Una manera de poner en evidencia las Heterogeneidades Laterales de la Corteza y el Manto Superior, es la de estudiar las Anomalías de Estación; es decir la corrección de tiempos relativos a cada estación que se debe añadir a los tiempos de propagación observados para las ondas P-PKIKP y así encontrar los tiempos de propagación correspondiente a una tierra radial y simétrica.

Las Anomalías de Estación, constituyen una información sobre la Corteza y el Manto Superior por debajo de cada estación, de este modo podemos comparar la estructura existente por debajo de cada una de ellas en forma regional.

Los cálculos de Anomalías de Estación, han sido tema de numerosos trabajos a nivel mundial y regional, así podemos citar a Cleary y Hales (1966); Sengupta y Julian (1976); apartir de sismos profundos; Poupinet, (1977), para las estaciones mundiales; Fairhead y Reeves (1977), Lenartowicz y Albert (1980), Dorbath y Dorbath (1984), para el Africa. En nuestro país, este estudio constituye uno de los primeros trabajos sobre Anomalías aplicado para conocer las variaciones físicas de la región Andina-Subandina y de la Cordillera Blanca.

II.2.- RESIDUO DE ONDAS SISMICAS.

Para definir un Residual, tenemos que aceptar que las lecturas de los tiempos de arribo de ondas sísmicas registradas en los sismogramas han sido hechos en forma correcta y precisa. Entonces, un Residual es la diferencia que existe -

entre el tiempo de arribo de una onda sísmica leída en el sismograma y el tiempo de arribo calculado para un modelo de Tierra radial y simétrica, haciendo uso de las Tablas sismológicas de Herrin, E., (1968).

Considerando las apreciaciones anteriores, este Residual es la suma de una Anomalia alrededor del foco, de una Anomalia dentro del Manto y de una Anomalia alrededor de la estación.

Para un sismo "j", registrado en una estación "i", se tiene:

$$R_{ij} = F_j + r_k + S_i$$

donde: F_j = Anomalia alrededor del foco.

r_k = Anomalia en el Manto.

S_i = Anomalia alrededor de la estación.

Debemos admitir desde ahora la definición hecha por muchos autores (Poupinet, 1977 ; Dorbath, 1984; etc.), de que el Manto por debajo de 650 Km. de profundidad presenta una simetría radial; por lo tanto, para telesísmos una Anomalia por debajo de esta profundidad no esta en función de la distancia; es decir las Tablas de propagación no estan del todo mal hechas y que las Heterogeneidades estan por encima de esta profundidad.

11.2.1.- Residual Absoluto.

Representa una primera estimación de las Anomalías de Estación. Este Residual viene de la diferencia existente entre el tiempo de arribo observado y el tiempo de arribo teórico de las ondas sísmicas, de acuerdo a:

$$R_{ij} = (t_{.ij} - t_{.io}) - T_{ij}$$

donde: $t_{.ij}$ = Tiempo observado o leído en el sismograma.

t_{io} = Tiempo origen para el evento.

T_{ij} = Tiempo calculado para el evento.

Este tiempo calculado corresponde a un modelo dado para la distribución de la velocidad en una Tierra radial y simétrica.

11.2.2.- Residual Relativa.

Este tipo de Residual, es solo aplicable para estudios con redes sísmicas pequeñas o locales, permitiendo describir la velocidad con se propaga la onda sísmica en una dirección determinada, considerando la estación que la registra.

Como el Residual Absoluto esta afectado por muchos errores y anomalías menores,, incluyendo errores en el cálculo del hipocentro y los errores del modelo; nosotros calculamos la Residual Relativa, definida así:

$$r_{ij} = R_{ij} - R_j$$

donde: R_{ij} = Residual Absoluto.

R_j = Residual por evento.

$$R_j = (1/N_i) \sum R_{ij}$$

N_i = Número de estaciones que registró "j".

11.3.- ANOMALIA DE ESTACION.

Describe las Heterogeneidades existentes en las estructuras que se encuentran por debajo de cada estación y su cálculo es a partir de:

$$r_i = (1/N_j) \sum r_{ij}$$

donde: r_{ij} = Residual Relativa.

N_j = Número de sismos registrados en "j".

II.4.- QUE REPRESENTA UNA ANOMALIA DE ESTACION. ?

El valor calculado para una Anomalia de Estación representa a la suma de las siguientes alternativas:

- a.) Un error instrumental; errores en el registro del tiempo, error en el giro del tambor o sismómetro mal colocado.
- b.) La fase sísmica ha sido mal leída en el sismograma; muy frecuente para sismos de baja magnitud, en efecto en estos casos la señal sísmica adelanta a todo el ruido de fondo y solo la experiencia del observador filtrará al sismograma. La lectura de las fases en los sismogramas no siempre tienen la exactitud que se desea.
- c.) La existencia de una diferencia de estructuras por velocidades sísmicas con referencia un modelo usado; es decir - las Tablas de propagación y las estructuras que atravieza la onda sísmica antes de llegar a la estación "j". Las Tablas de tiempos de propagación suponen una Tierra radialmente simétrica.

La alternativa (a.) se evita haciendo pruebas de campo para calibrar los instrumentos. La alternativa (b.) es corregida realizando las relecturas de los eventos sísmicos, así como también comparando sismogramas.

Para el presente estudio las alternativas (a.) y (b.) no son consideradas porque sus efectos son minimos; por lo tanto nos interesamos por la alternativa (c.), e intentaremos - aislar totalmente las Anomalías de Estación para cumplir con los objetivos trazados.

CAPITULO III

RECOLECCION DE DATOS

III.1.- INTRODUCCION.

Uno de los aspectos mas importantes de la sismología aplicada es la recolección de datos durante el desarrollo de las campañas sísmicas y del análisis a que se somete la información obtenida en ella (sismogramas). Cuanto más positiva sea esta parte de la investigación, mejores serán los resultados que se obtengan.

Las campañas sísmicas que se llevaron a cabo durante el año de 1985, dentro del convenio I.G.P-ORSTOM, fueron:

- 1ra. Campaña. Estudio de la Sismicidad Cortical de la región Andina-Subandina del Perú - Central (Dpto. de Junín).
- 2da. Campaña. Estudio de la Estructura y Sismicidad de la región de la Cordillera Blanca (Dpto. de Ancash).

Para el éxito de una campaña sísmica, es necesario contar con personal conocedor de trabajos de campo; asimismo, es importante la logística a emplearse durante el desarrollo de la misma.

La recolección de datos continua con la lectura de los eventos sísmicos (telesísmos) en los sismogramas, de cuya precisión depende la positividad de este estudio. Tambien se utilizarón los boletines de determinación preliminar del National Earthquakes Information Service, concluyendose la selección de los eventos, con el cálculo de la distancia epicentral y del azimut (estación-epicentro).

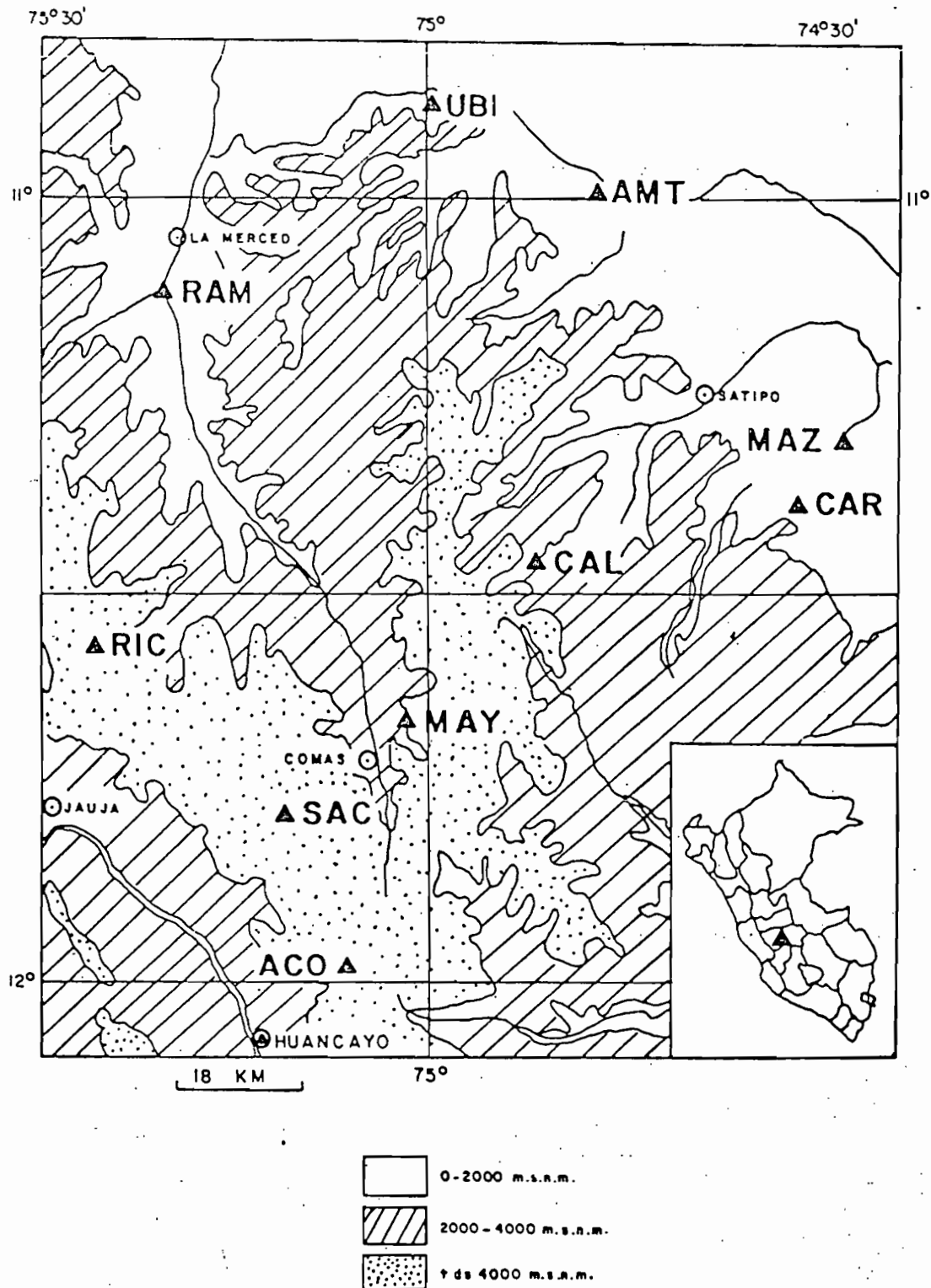


FIG. 7 Ubicación de las estaciones sísmicas, para la región Andina Subandina (Dpto. Junín).

NOMB. ESTACION	CODIGO	LATITUD S	LONGITUD W	ALTURA
Acopalca	ACO	11°58.93'	75°05.91'	3933 Mts.
Ricrán	RIC	11°34.56'	75°26.54'	4510 "
Sacsacancha	SAC	11°46.73'	75°12.02'	4350 "
Maraynioc	MAY	11°39.66'	75°01.30'	3850 "
Calabaza	CAL	11°30.45'	74°49.65'	2000 "
Ubiriqui	UBI	10°52.72'	75°00.35'	810 "
Caracol	CAL	11°24.46'	74°30.26'	880 "
San Ramón	RAM	11°07.08'	75°20.17'	700 "
Amauta	AMT	10°59.07'	74°46.57'	590 "
Mazamari	MAZ	11°17.88'	74°27.57'	560 "

TABLA 2. Coordenadas de las estaciones sísmicas de la
Región Andina-Subandina (Dpto. de Junin).

III.2.- OBSERVACIONES DE CAMPO.

III.2.1.- Región Andina-Subandina.

Esta campaña sísmica se desarrolló en el límite estructural entre el conjunto de los Andes centrales y la región Subandina del Perú central, teniendo como coordenadas, de $9^{\circ}30'$ a $12^{\circ}00'$ latitud sur y de $74^{\circ}00'$ a $75^{\circ}30'$ longitud oeste; abarcando las provincias de Huanayo, La Merced y Satipo.

La presente campaña permitió utilizar 19 estaciones sísmicas, de las cuales 10 son analógicas y las 9 restantes son digitales con cinta magnética (no utilizadas en este estudio). La ubicación de las estaciones analógicas se presenta en la Fig.7 y en la Tabla 2. las coordenadas y altitud de las mismas.

La red sísmica funcionó durante 56 días con ganancias que oscilaban entre 84-90 Db. para la región Andina y de 78-90 Db. para la región Subandina. Esta campaña sísmica se caracterizó por el registro de una buena cantidad de eventos telesísmicos (1 a 3 telesismos cada 24 horas).

III.2.2.- Región de la Cordillera Blanca.

Esta campaña sísmica se desarrolló a lo largo del Callejón de Huaylas y Conchucos, abarcando un 75% del total de la longitud de la Cordillera Blanca; entre las coordenadas $9^{\circ}00'$ a $10^{\circ}00'$ latitud sur y $77^{\circ}00'$ a $78^{\circ}00'$ longitud oeste.

La siguiente campaña permitió explotar las experiencias de la primera, logrando poner en funcionamiento 11 estaciones analógicas, cuya ubicación se presenta en la Fig.8 y en la Tabla 3. las coordenadas y altitud de las mismas.

La red sísmica funcionó durante 36 días, con ganancias que oscilaban entre 72-90 Db.. Las ganancias

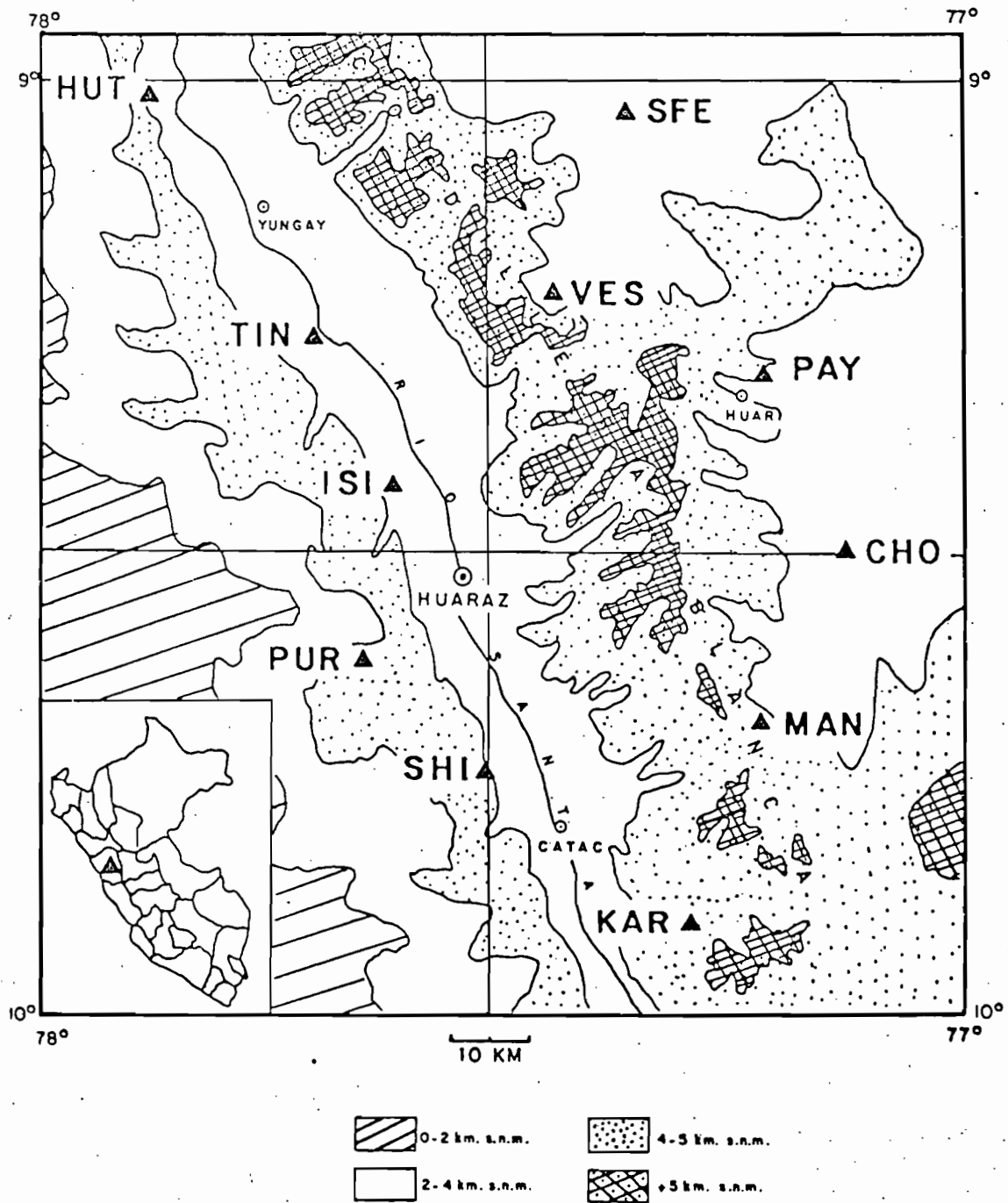


FIG.8 Ubicación de las estaciones sísmicas, para la región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).

NOMB. ESTACION	CODIGO	LATITUD S	LONGITUD W	ALTURA
Shilco	SHI	09°40.40"	77°29.97"	4350 Mts.
Puru-Puru	PUR	09°37.08"	77°37.95"	4500 "
San Isidro	ISI	09°25.69"	77°35.60"	3400 "
Tinco	TIN	09°16.32"	77°41.04"	2700 "
Huata	HUT	09°00.87"	77°51.50"	2600 "
Vesubio	VES	09°13.50"	77°25.79"	3850 "
Santa Fe	SFE	09°01.95"	77°21.33"	2900 "
Puruhuay	PUR	09°18.60"	77°12.48"	3600 "
Chincho	CHO	09°30.00"	77°07.26"	3900 "
Manto	MAN	09°40.78"	77°12.71"	4500 "
Carpa	KAR	09°40.78"	77°17.33"	4450 "

TABLA 3. Coordenadas de las estaciones sísmicas de la
Región de la Cordillera Blanca (Dpto. de Ancash).

bajas se debió a la cercanía del Océano Pacífico al área de estudio, lo que producía ruido de baja frecuencia. El registro de actividad telesísmica también fue importante, aunque en menor proporción que la primera.

III.2.3.- Instrumental.

Los instrumentos portátiles utilizados en ambas campañas, son aparatos analógicos SPRENGMETHER MEQ-800, que están provistos de un sismómetro de componente vertical MARK PRODUCT-L4C, con un período propio de oscilación de 1 seg.. Estos instrumentos registran en forma continua un trazo helicoidal sobre un tambor provisto de un papel untado (ahumado) con una fina capa de humo.

El control del tiempo se realiza mediante un reloj interno de cuarzo, que registra sobre el trazo de la señal sísmica los "Tops" de hora, minuto y segundo. Este tiempo base debe ser controlado por reportes de tiempo G.M.T. registrado sobre cada sismograma, bajo señal recibida por radio en onda corta (emtores a 15 MHz, WWV USA o LOL Argentina).

Los instrumentos analógicos permitían cambiar el papel de registro cada 48 horas, siendo la velocidad de giro del tambor de 60 mm./min. y funcionaban con corriente continua DC de 24 voltios.

III.3.- SISMOGRAMAS.

Para el presente estudio se utilizan los sismogramas obtenidos durante el desarrollo de las dos campañas sísmicas descritas anteriormente. Estos sismogramas de período corto, son de papel ahumado, sobre el cual se han registrado los eventos sísmicos y las señales de tiempo (hora, minuto, segundo) con pequeños Tops (impulsos).

El registro del arribo de una señal sísmica se distingue de las demás líneas, porque se produce un trazo perpendicular a la dirección del giro del tambor. El registro de un telesismo se distingue, porque su período y amplitud de onda son mayores.

III.4.- BOLETINES PRELIMINARES DEL NATIONAL EARTHQUAKES INFORMATION SERVICE (NEIS).

Se utilizan los boletines preliminares del National Earthquakes Information Service (NEIS), para los meses de Julio, Agosto, Octubre y Noviembre de 1985. Estos boletines publican los parámetros de foco de un determinado evento, que ha sido reportado al NEIS por las estaciones sismológicas mundiales.

De estos boletines se procedió a seleccionar los sismos que presentan magnitudes de ondas de volumen (Mb.) igual o mayor de 5, porque a esta magnitud el evento puede ser detectado por un buen número de estaciones mundiales, con registro de señal que permite un error mínimo en lectura i ubicación. Para la región Andina se seleccionó 120 eventos y para la región de la Cordillera Blanca 75 eventos, de acuerdo al período de funcionamiento de cada campaña. Con todos estos datos, se elaboró un primer listado donde se consideró: hora origen, ubicación geográfica, magnitud y región donde se produjo el evento.

III.5.- CRITERIOS PARA LA LECTURA DE SISMOGRAMAS:

Una vez ordenado el total de sismogramas, se procedió a realizar las lecturas de todos los telesismos registrados, esto con ayuda de una lupa milimétrica que permite lecturas con una aproximación de 0.05 mm. Cada evento leído, era buscado en la lista de eventos seleccionados, de los boletines del NEIS. Considerando la hora origen del evento y su posterior arribo a cada estación de la red, se tuvo que considerar:

- a.) La onda P, para distancias epicentrales comprendidas entre 30° a 90° , arribarían con un margen de tiempo de 6 a 10 minutos.
- b.) La onda PKIKP, para distancias epicentrales comprendidas entre 115° a 137° y entre 150° a 180° , arribarían con un margen de tiempo de 18 a 20 minutos.

Durante el desarrollo de la lectura de sismogramas se fueron excluyendo muchos telesísmos por una serie de razones; - veamos las principales:

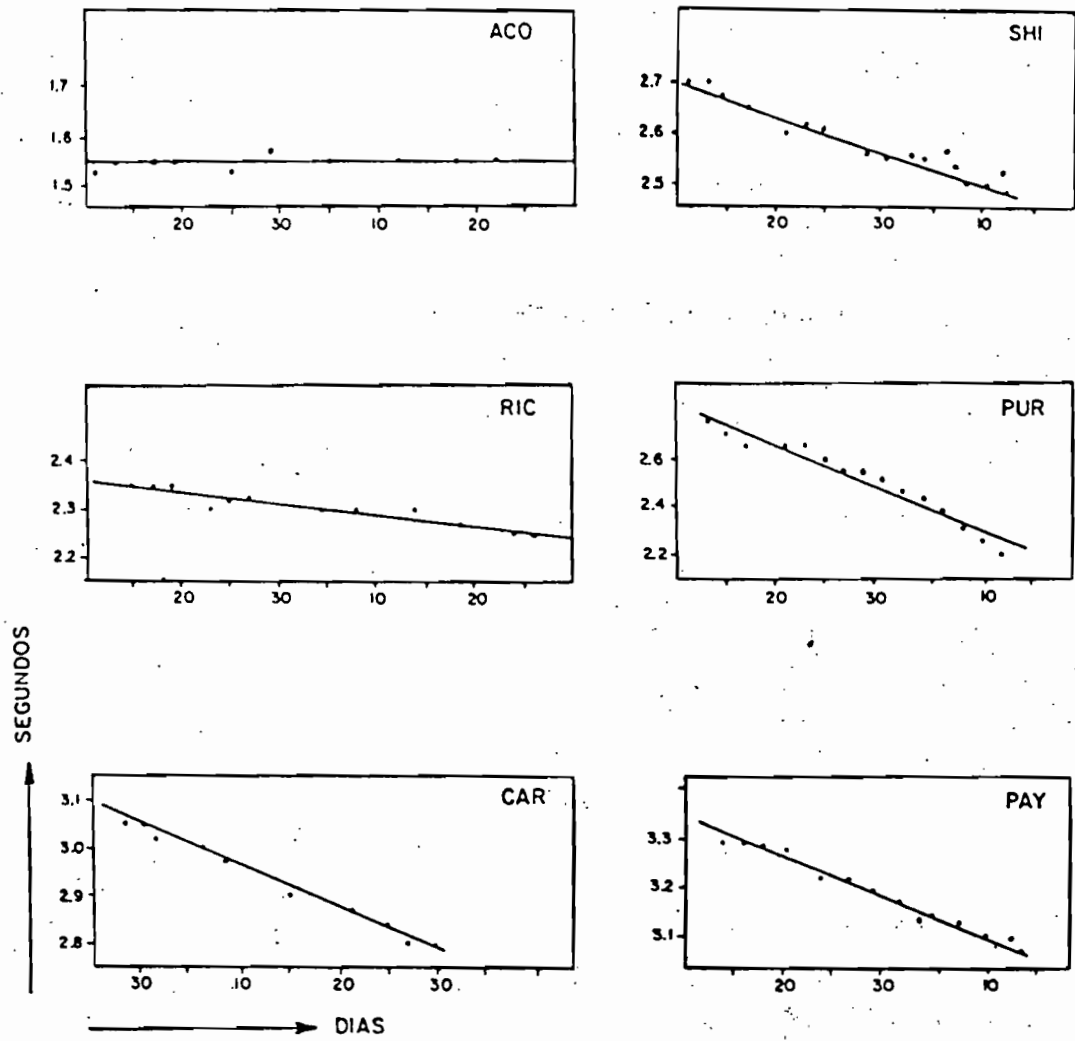
- a.) Magnitud insuficiente para ser leído con seguridad el arribo de la onda.
- b.) Interferencia de sismos anteriores o posteriores inmediatos a los telesísmos seleccionados, lo que permitía crear inseguridad respecto a su lectura.
- c.) Haberse registrado solo en 1 o 2 estaciones, lo que hace dudar que su registro sea del telesismo seleccionado.

Considerando lo anterior, finalmente se logró lecturas de 56 telesísmos para la región Andina-Subandina y 21 para la región de la Cordillera Blanca. Con estos telesísmos se elaboró un segundo listado.

III.5.1.- Estimación del error de Lectura-Causas.

Es realmente importante hacer una estimación de los errores de lectura para los tiempos de arribo - de las ondas P y PKIKP, esto permitirá tener una buena aproximación de las verdaderas lecturas. Entre las causas más comunes de error tenemos:

- a.) Un error de lectura propiamente dicho, es el aportado durante la lectura del evento en el sismograma, que depende mucho de la fineza del trazo en - condiciones normales.
- b.) Un error secundario en la exactitud de lectura, es debido a que el sismograma se ve afectado muchas -



A. Región Andina - Subandina.

B. Región de la Cord. Blanca.

FIG. 9. Deriva de algunos relojes internos

veces por la contracción del papel en el transcurso del tiempo, así también las posibles irregularidades de los impulsos de Tops de tiempo, de acuerdo al mecanismo que moviliza al tambor.

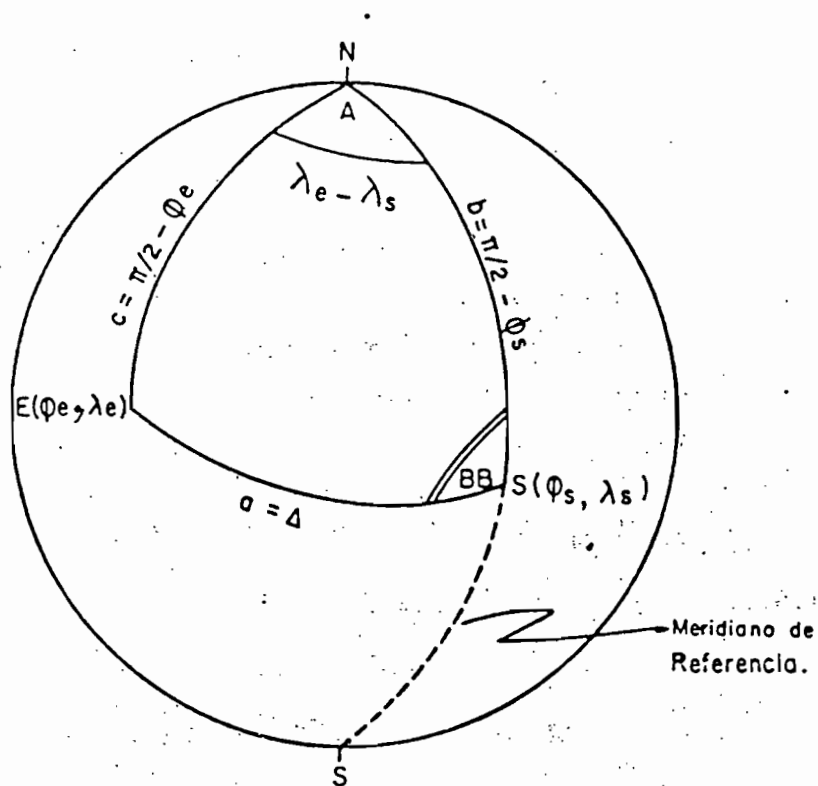
- c.) Un error, debido a la deriva diaria del reloj interno, error que siempre se presenta y que muchas veces son del orden de segundos.

Para este estudio, se vió por conveniente realizar dos veces la lectura del total de los sismogramas, con el objetivo de minimizar por lectura el error (a.). El error (b.) en nuestro caso es nulo, porque las lecturas se hicieron una vez terminada cada campaña sísmica. El error (c.) se reduce realizando las correcciones de tiempo.

III.5.2.- Corrección de Tiempo.

Las lecturas de los tiempos de arribo de las ondas P y PKIKP obtenidas en cada sismograma, son sometidas a una corrección de tiempo obtenido de la deriva de los relojes internos de cada estación.

Para reducir al mínimo los efectos de la deriva del reloj interno, se efectúa para cada sismograma una corrección basada sobre una medida voluntaria entre las señales bases de tiempo interno y las señales GMT, recibidas por radio. En estas condiciones, la señal radio es registra al inicio y final de cada sismograma (registro con Tops de segundos). Las correcciones entre estas dos medidas de tiempo son calculadas por interpolación lineal; esto justifica bien la deriva de los relojes que mostrarón una "Deriva Lineal" durante las dos campañas. En la Fig. 9 podemos observar la deriva de los relojes internos para algunas estaciones.



E : Epicentro calculado por el NEIS.

S : Estación Sismica.

Δ : Distancia Epicentral.

FIG. 10. Diagrama para el cálculo de la distancia epicentral y del azimut. (Dorbath C. et L. 1986).

III.6.- CALCULO DE LA DISTANCIA EPICENTRAL Y DEL AZIMUT.

Para poder obtener el tiempo teórico del arribo de las ondas P y PKIKP a las estaciones de nuestras redes, es necesario conocer la distancia epicentral; es decir la distancia existente entre la estación y el epicentro. Asimismo, calcularemos el azimut (estación-epicentro), para obtener un tercer listado final de los telesísmos a utilizarse en este estudio.

El programa "Distancia y Azimut para Telesísmos" (Dorbath, C. y L., 1986) nos permitirá obtener ambos valores, haciendo uso de la trigonometría esférica y que a continuación describiremos.

Como los cálculos son hechos considerando una esfera y la Tierra presenta características elipsoidales, la diferencia de latitud queda corregida con el siguiente valor:

$$\text{Tg. } \phi's = 0.993277 \text{ Tg. } \phi_s$$

donde: $\phi's$ = Latitud geocéntrica.

ϕ_s = Latitud en el elipsoide.

De acuerdo a la Fig. 10, la distancia epicentral se calcula apartir de:

$$\cos a = \cos b. \cos c. + \sin b. \sin c. \cos A \quad 1.$$

donde: a = Distancia epicentral (Δ).

$$b = \pi/2 - \phi's$$

$$c = \pi/2 - \phi'e$$

$$A = \lambda_e - \lambda_s$$

resolviendo la ecuación (1.), obtenemos la distancia epicentral definida por:

$$\Delta = \text{ARCOS} (Ae. As. + Be. Bs. + Ce. Cs.) \quad 2.$$

donde: $A = \cos \phi' \cos \lambda$
 $B = \cos \phi' \sin \lambda$
 $C = \sin \phi'$
 $e =$ Epicentro del telesismo.
 $s =$ Estación sísmica de nuestra red.

Para el cálculo del azimut (estación-epicentro) consideramos la Fig. 10 y la fórmula del perímetro esférico definido por:

$$P = \left[\left(\pi/2 - \phi'e \right) - \left(\pi/2 - \phi's \right) + \Delta \right] / 2$$

y la función que relaciona al perímetro esférico y al azimut es la siguiente:

$$(\text{Tg. } BB/2)^2 = \frac{\sin (P - (\pi/2 - \phi's)) \sin (P - \Delta)}{\sin P \sin (P - (\pi/2 - \phi'e))}$$

finalmente, el azimut (estación-epicentro) queda definido por la siguiente relación:

$$BB = 2 \text{ Arctg. } \left[\frac{\cos (P + \phi's) \sin (P - \Delta)}{\sin P \cos (P + \phi'e)} \right]^{1/2}$$

III.7.- CALCULO DEL TIEMPO TEORICO.

Una vez obtenidas las distancias epicentrales, se procedió a calcular los tiempos de arribo teórico, para las ondas P y PKIKP a cada una de las estaciones. Para este cálculo, se utilizaron las Tablas sismológicas de Herrin, E., (1968); durante el cual se presentaron dos casos:

1er. Caso. La distancia epicentral y el foco estan en las Tablas, entonces el cálculo es sencillo.

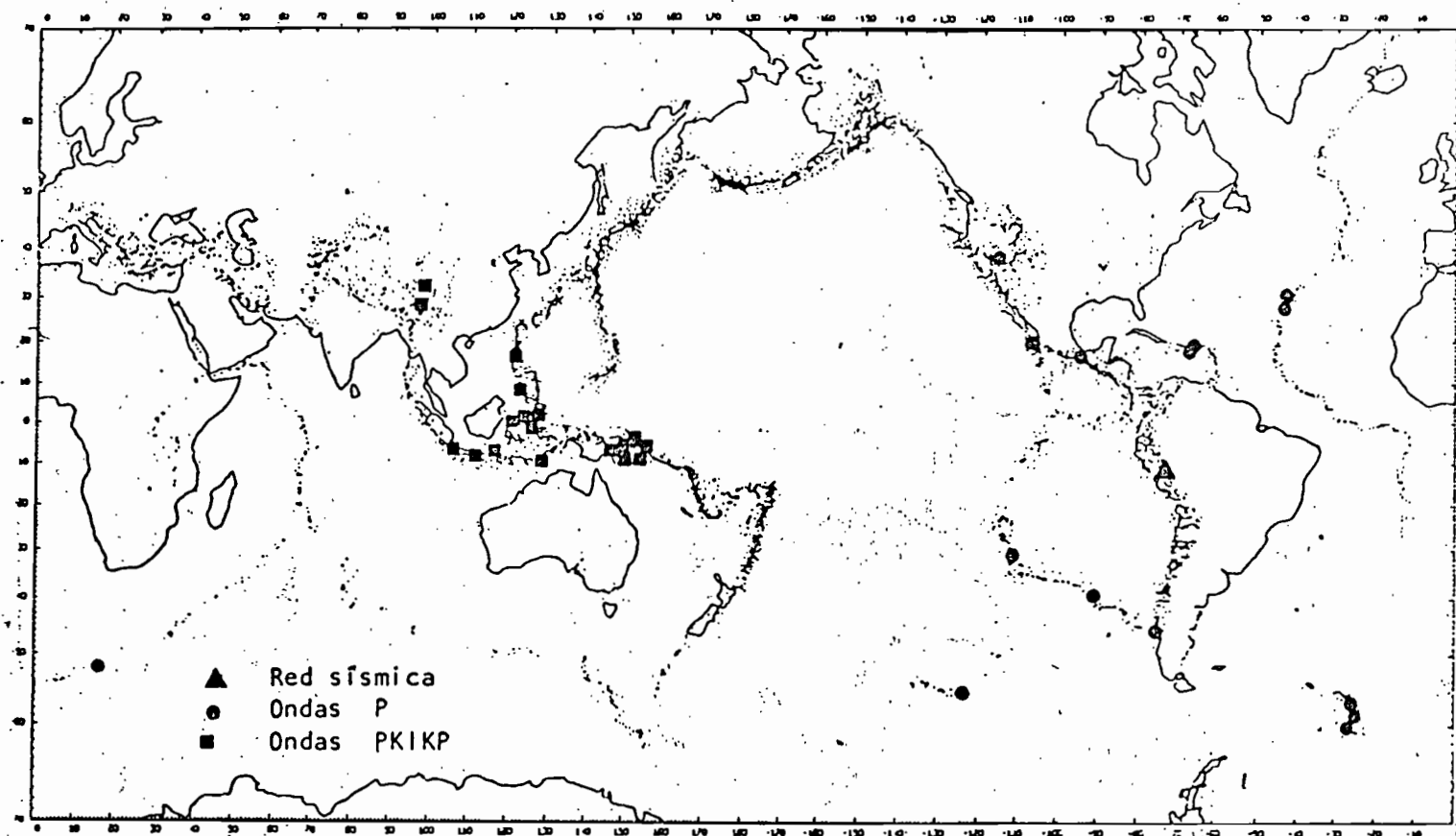


FIG.11 Ubicación geográfica de los eventos (epicentros) utilizados para
 la Región Andina-Subandina del Perú Central (Dpto. Junin).
 (Sismicidad Mundial, 1961-1967)

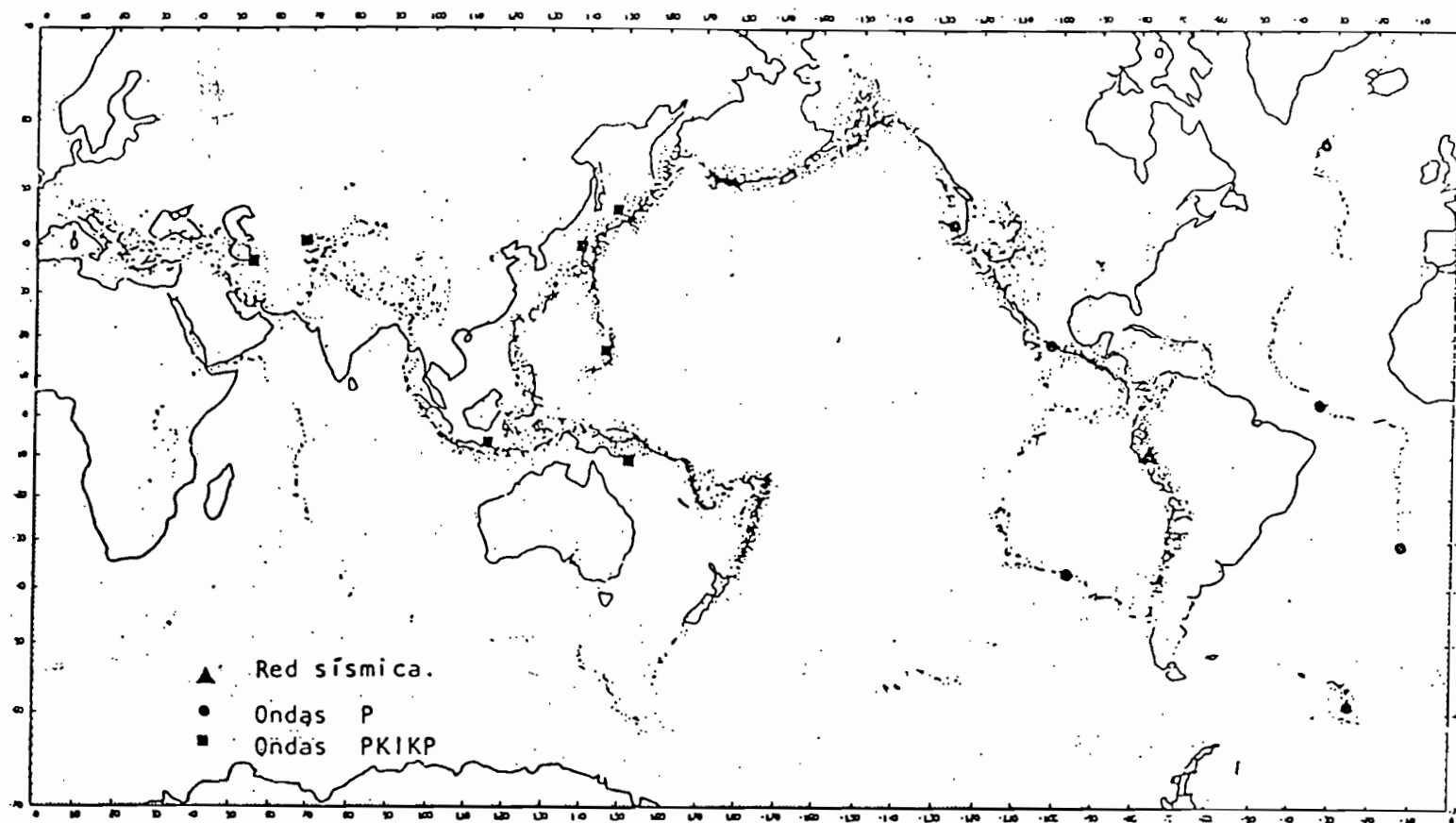


FIG.12 Ubicación geográfica de los eventos (epicentros) utilizados para
 la Región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash)
 (Sismicidad Mundial, 1961-1967).

2do. Caso. La distancia epicentral y el foco no estan en las Tablas, entonces para su cálculo se hacen las respectivas interpolaciones de distancia y profundidad.

III.8.- EN CONCLUSIÓN...

Para concluir con la selección de eventos (telesísmos), se realiza la última considerando las distancias epicentrales, posteriormente en un primer intento se calcularon los Residuales Absolutos con el objeto de elaborar Histogramas de Número de eventos por Residual Absoluto para cada estación, de esta manera se eliminaron los telesísmos que daban valores de Residual demasiado altos y bajos.

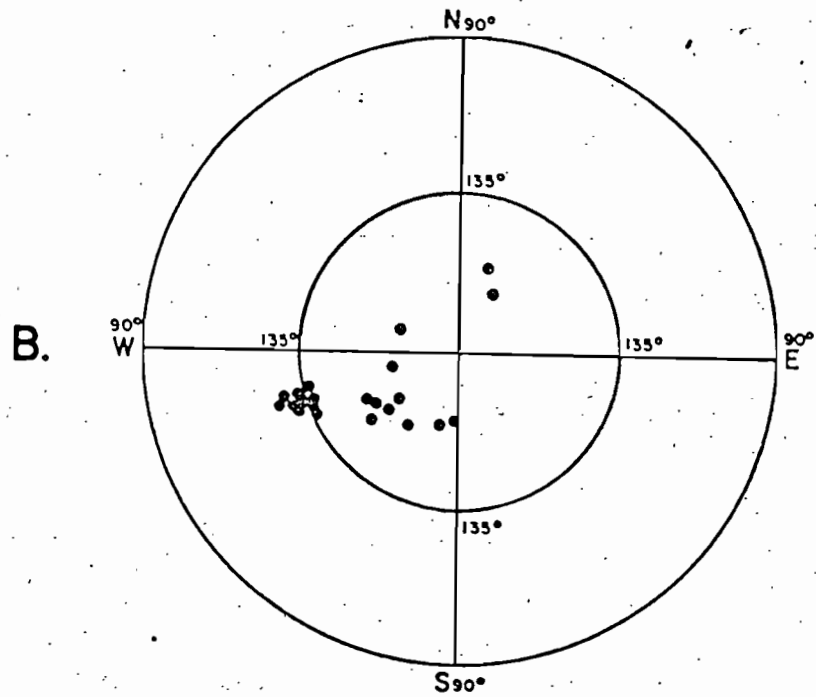
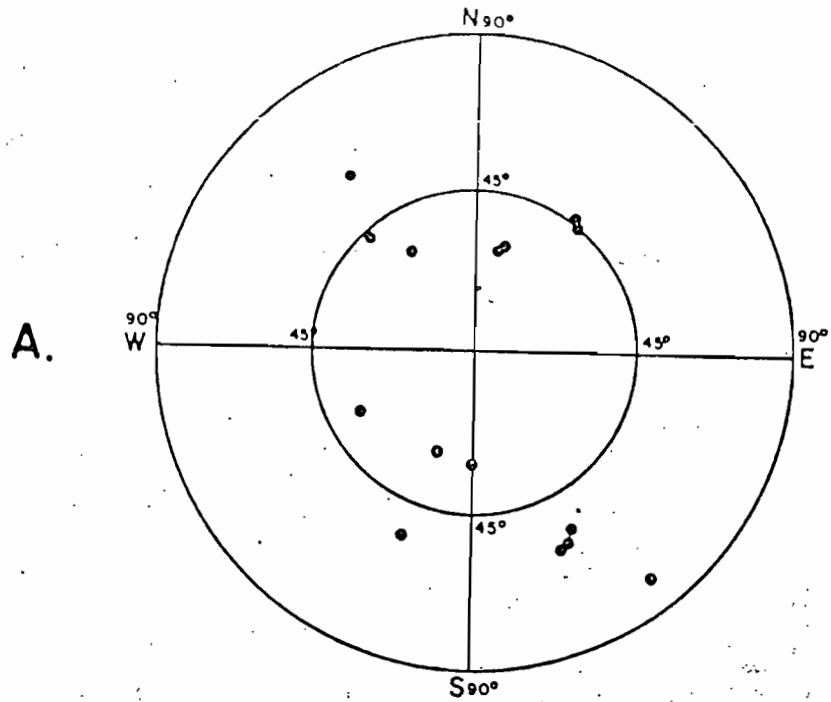
Con los eventos obtenidos se elaboró un tercer listado final, que contiene todos los telesísmos a utilizarse en el presente estudio y estan señalados en los Anexos A y B.

Para la región Andina-Subandina se obtuvo 15 telesísmos para la onda P ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) y 25 telesísmos para la onda PKIKP ($115^\circ < \Delta < 137^\circ$ y $150^\circ < \Delta < 180^\circ$).

Para la región de la Cordillera Blanca se obtuvo 7 telesísmos para la onda P ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) y 7 telesísmos para la onda PKIKP ($115^\circ < \Delta < 137^\circ$ y $150^\circ < \Delta < 180^\circ$).

La ubicación geográfica de los eventos seleccionados se presenta en la Fig. 11 para la región Andina-Subandina y en la Fig. 12 para la región de la Cordillera Blanca.

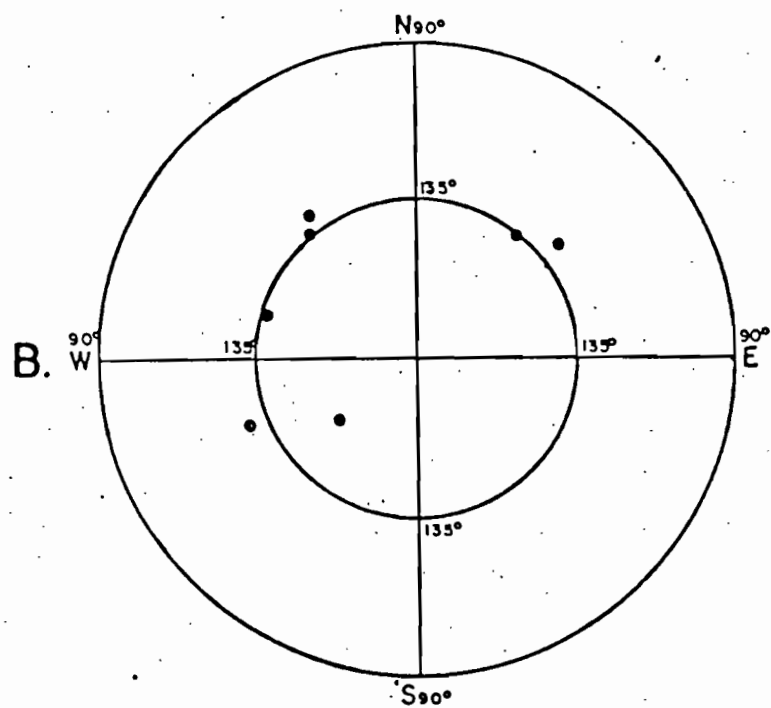
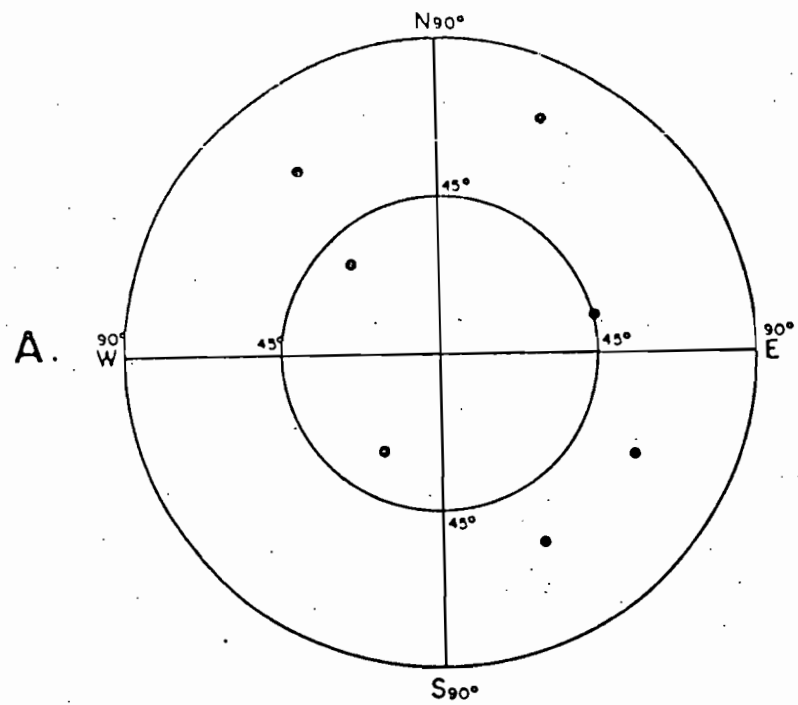
Conocido el azimut y la distancia epicentral, se plotearon los eventos seleccionados en la Fig. 13 para la región Andina-Subandina y en la Fig. 14 para la región de la Cordillera Blanca.



A. ONDA P

B. ONDA PKIKP

FIG.13 Ploteo de lo eventos (epicentros), utilizados en este estudio, como una función lineal de distancia y Azimut. Región Andina - Subandina (Dpto. Junín).



A. ONDA P

B. ONDA PKIKP

FIG. 14 Ploteo de los eventos (epicentros) utilizados en este estudio, como una función lineal de distancia y Azimut. Región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).

CAPITULO IV

ANALISIS DE RESIDUALES

IV.1.- INTRODUCCION.

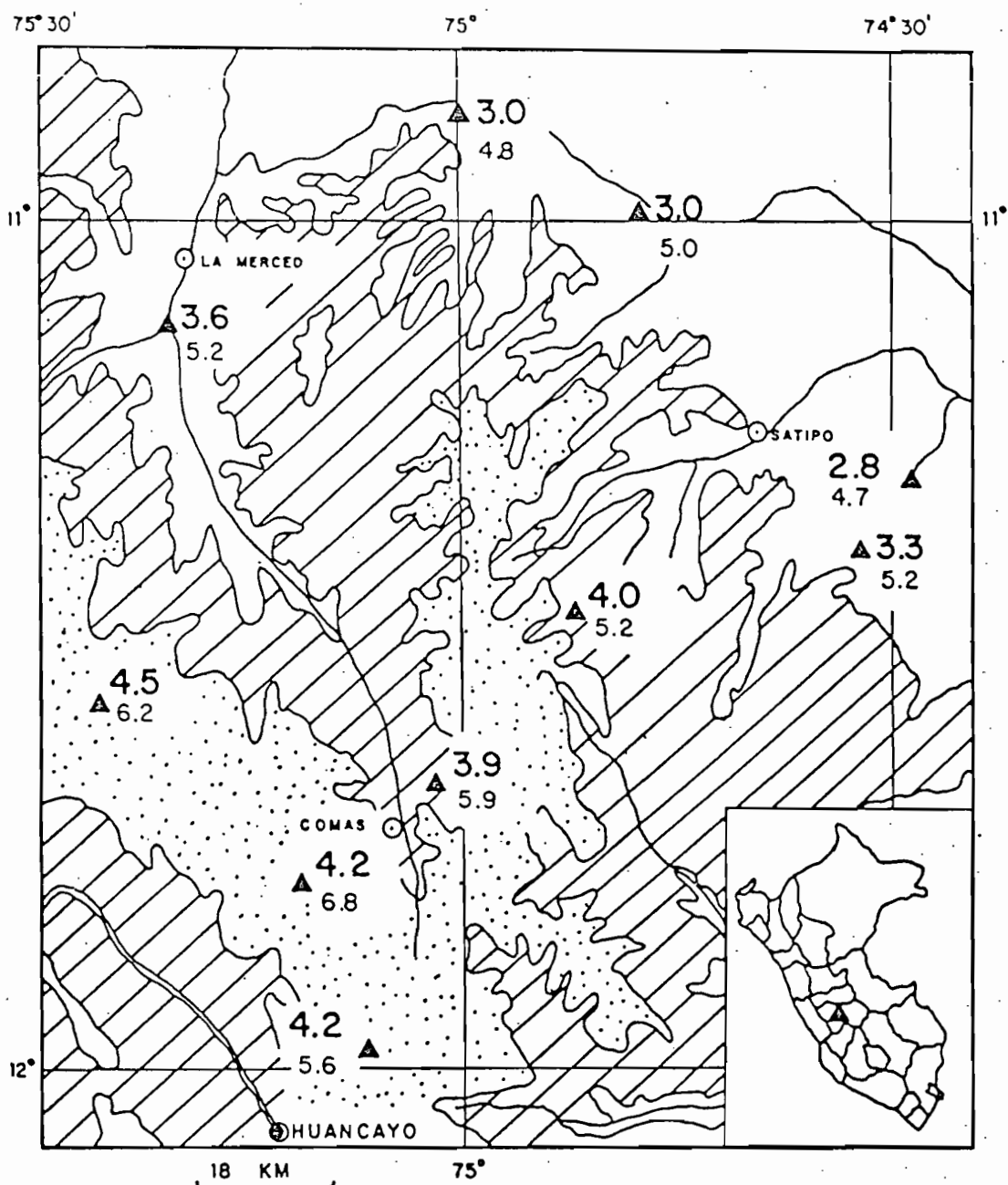
Como se consideró en capítulos precedentes, el Residual es portador de cierta información básica, si los errores de cálculo y lectura de los tiempos de arribo de las ondas sísmicas se minimizan. Por otra parte, tenemos que considerar que el cálculo de los parámetros de foco hechos por el NEIS, ha sido con información de un buen número de estaciones sismológicas que a nivel mundial reportaron un evento sísmico.

En particular, como se dijo el Residuo es la suma de varias Anomalías (Anomalía de foco, Manto y Estación); pero para el presente estudio se ha considerado las medias aritméticas de los valores de Residuo para obtener el Residual Absoluto, la Residual Relativa y la Anomalía de Estación, con el objeto de eliminar las influencias del foco y del trayecto de la onda, que son las mismas para todas las estaciones.

El Residual Absoluto, nos dará una idea de la distribución de las propiedades físicas de la estructura por debajo de las estaciones; mientras que la Residual Relativa (útil para redes pequeñas) nos proporcionará información, sobre la mayor o menor velocidad de propagación de las ondas sísmicas al recorrer las estructuras por debajo de las estaciones. Las Anomalías de Estación son consideradas en capítulo aparte.

IV.2.- RESIDUAL ABSOLUTO.

Con los valores obtenidos para los Residuales Absolutos (ver II.2.1) se hace una primera estimación de las Anomalías existentes por debajo de cada estación. Considerando que una estación "i" ha registrado N sismos, obtendremos $M(R_{ij})$, entonces



Onda P . . . 4.2

Onda PKIKP . . . 5.6

FIG.15 Residuales Absolutos en segundos, para la región Andina - Subandina (Dpto. Junín).

COD. ESTACION	R.ij	σ	n
ONDAS P.			
ACO	4.20	0.30	9
RIC	4.53	0.20	11
SAC	4.20	0.32	11
MAY	3.90	0.30	12
CAL	4.02	0.28	10
UBI	3.00	0.33	11
CAR	3.30	0.33	10
RAM	3.60	0.34	7
AMT	3.00	0.31	8
MAZ	2.81	0.27	8
 ONDAS PKIKP.			
ACO	5.60	0.18	9
RIC	6.20	0.24	24
SAC	6.81	0.33	12
MAY	5.90	0.36	15
CAL	5.20	0.20	18
UBI	4.83	0.31	12
CAR	5.24	0.30	16
RAM	5.20	0.25	15
AMT	5.00	0.32	18
MAZ	4.70	0.35	9

Rij = Residual Absoluto en seg.

σ = Error medio cuadrático.

n = Número de eventos.

TABLA 4. Valores de Residuales Absolutos para la Región Andina-Subandina (Dpto. de Junín)

ces nosotros tomaremos la media aritmética como el valor representativo para cada estación.

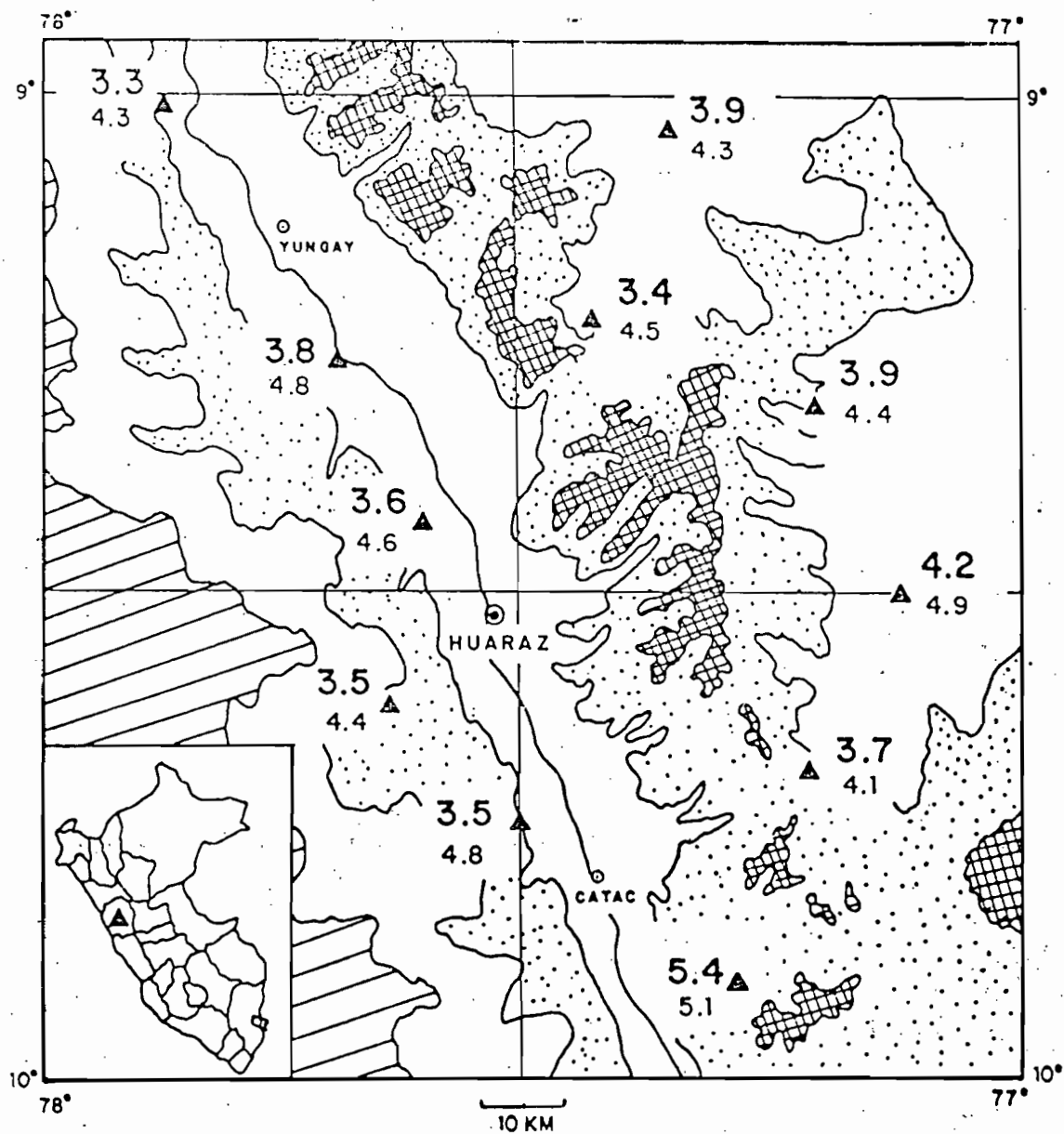
IV.2.1.- Región Andina-Subandina.

La distribución espacial de los valores de Residual Absoluto para esta región, son presentados en la Fig. 15 y en forma general en la Tabla 4.

En esta región los Residuales Absolutos (sin corrección de altura) obtenidos de la onda P, para las estaciones ubicadas en la zona Andina presentan los siguientes valores: estación de RIC 4.53 seg., estación de ACO 4.20 seg., estación de SAC 4.20 seg. y la estación de MAY 3.90 seg.; por lo que obtenemos un valor promedio de Residual Absoluto para esta zona de 4.20 seg.. En la zona Subandina se tiene los siguientes valores: estación de UBI 3.00 seg., estación de AMT 3.00 seg., estación de MAZ 2.81 seg. y la estación de CAR 3.30 seg.; obteniéndose un valor de Residual promedio para esta zona de 3.00 seg.. Las estaciones de CAL y RAM, no se les considera por su ubicación geográfica intermedia (ver Fig. 15).

Los Residuales Absolutos de ondas PKIKP para las estaciones de la zona Andina, presentan los siguientes valores: estación de RIC 6.20 seg., estación de ACO 5.60 seg., estación de SAC 6.81 seg. y la estación de MAY 5.90 seg.; por lo que se obtiene un valor de Residual promedio de 6.12 seg.. En la zona Subandina se tiene los siguientes valores: estación de UBI 4.83 seg., estación de AMT 5.00 seg., estación de MAZ 4.70 seg. y la estación de CAR 5.24 seg.; obteniéndose un valor promedio de Residual de 4.94 seg.. Las estaciones de CAL y RAM no son consideradas por su ubicación geográfica intermedia (ver Fig. 15).

La diferencia de promedios, de los Residuales Absolutos entre las zonas Andina-Subandina para la onda P, es de 1.20 seg. y para la onda PKIKP tam-



Onda P 3.5

Onda PKIKP . . . 4.8

FIG.16 Residuales Absolutos en segundos, para la región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).

COD. ESTACION	R.ij	σ	n
ONDAS P.			
SHI	3.52	0.14	6
PUR	3.52	0.13	6
ISI	3.62	0.21	7
TIN	3.84	0.03	4
HUT	3.32	0.21	5
VES	3.44	0.32	6
SFE	3.90	0.26	6
PAY	3.92	0.28	7
CHO	4.16	0.32	7
MAN	3.74	0.33	6
KAR	5.40	0.30	6
ONDAS PKIKP.			
SHI	4.83	0.29	7
PUR	4.41	0.33	7
ISI	4.64	0.31	6
TIN	4.77	0.36	6
HUT	4.30	0.19	7
VES	4.46	0.36	5
SFE	4.34	0.34	5
PAY	4.42	0.17	5
CHO	4.94	0.35	6
MAN	4.12	0.37	5
KAR	5.10	0.32	5

Rij = Residual Absoluto en seg.

σ = Error medio cuadrático.

n = Número de eventos.

TABLA 5. Valores de Residuales Absolutos para la Región de la Cordillera Blanca (Dpto. de Ancash).

bien es de 1.20 seg.; ambos valores obtenidos de distintas fuentes y en forma independiente, son iguales. Es importante observar la variación de los Residuales debido a la altitud de las estaciones, esto permite estimar que existe variación en el espesor de la Corteza de una zona a otra; por lo tanto debemos considerar el efecto de altura.

IV.2.2.- Región de la Cordillera Blanca.

Para esta región los Residuales Absolutos (sin corrección de altura) para la onda P, de las estaciones ubicadas al oeste de la Cordillera Blanca, presentan los siguientes valores: estación de HUT 3.32 seg., estación de TIN 3.84 seg., estación de ISI 3.62 seg., estación de PUR 3.52 seg. y la estación de SHI 3.52 seg.. Para las estaciones del lado este, se tiene los siguientes valores: estación de SFE 3.90 seg., estación de VES 3.44 seg., estación de PAY 3.92 seg., estación de CHO 4.16 seg. y la estación de MAN 3.74 seg.. En la Fig. 16 y en forma general en la Tabla 5, podemos observar que no existe variación significativa en los valores de Residual y se obtiene un valor promedio para toda la región de 3.69 seg..

Los Residuales Absolutos de las ondas PKIKP para las estaciones ubicadas al oeste de la Cordillera Blanca, presentan los siguientes valores: estación de HUT 4.30 seg., estación de TIN 4.77 seg., estación de ISI 4.64 seg., estación de PUR 4.41 seg., estación de SHI 4.83 seg. y las estaciones del lado este, tienen los siguientes valores: estación de SFE 4.34 seg., estación de VES 4.46 seg., estación de PAY 4.44 seg., estación de CHO 4.94 seg. y la estación de MAN 4.12 seg.. En la Fig. 16 y en forma general en la Tabla 5, podemos ver que estos valores de Residual, tampoco varían y se obtiene un valor promedio para toda la región de 4.52 seg..

El análisis de los Residuales Absolutos para toda la región, nos indica la existencia de una posible Homogeneidad en la Corteza, considerando que la altura de las estaciones no presentan variación importante. En ambos casos no se ha considerado la estación de KAR, porque sus valores de Residual son muy altos (onda P 5.40seg. y onda PKIKP 5.10seg.), lo que estaría explicado por la altura de su estación o por su ubicación en la misma Cordillera Blanca.

IV.3.- EFECTO DE ALTURA.

Las estaciones ubicadas en la zona Andina presentan una altura promedio de 4,000 mts. y las estaciones de la zona Subandina de 1,000 mts., lo que implica una diferencia de altura de 3,000 mts.. De acuerdo a la geología del área, existen rocas volcánicas muy antiguas del Precámbrico-Jurásico (Marocco, R., comunicación personal), por lo tanto, podemos estimar la velocidad para la propagación de las ondas longitudinales de 6.0 Km./seg.. Estos valores dan una relación ($t = e/v$) de 0.50 seg., que corresponde al tiempo que demora la onda en recorrer la diferencia de altura existente entre las zonas Andina-Subandina. Comparando este valor de 0.50 seg., con el valor de la diferencia de Residual Absoluto entre las dos zonas (1.20 seg. diferencia de valores promedio entre las dos zonas), se observa la existencia de Anomalías en los tiempos de propagación de 0.70 seg.; por lo tanto, se confirma la variación del espesor de la Corteza entre las dos zonas.

IV.4.- RESIDUAL RELATIVA.

El análisis de las Residuales Relativas se realiza en función del azimut de la estación y la ubicación del evento (ver II.2.2). Los valores positivos de esta Residual, describen la existencia de estructuras de baja velocidad y los valores negativos a estructuras de mayor velocidad.

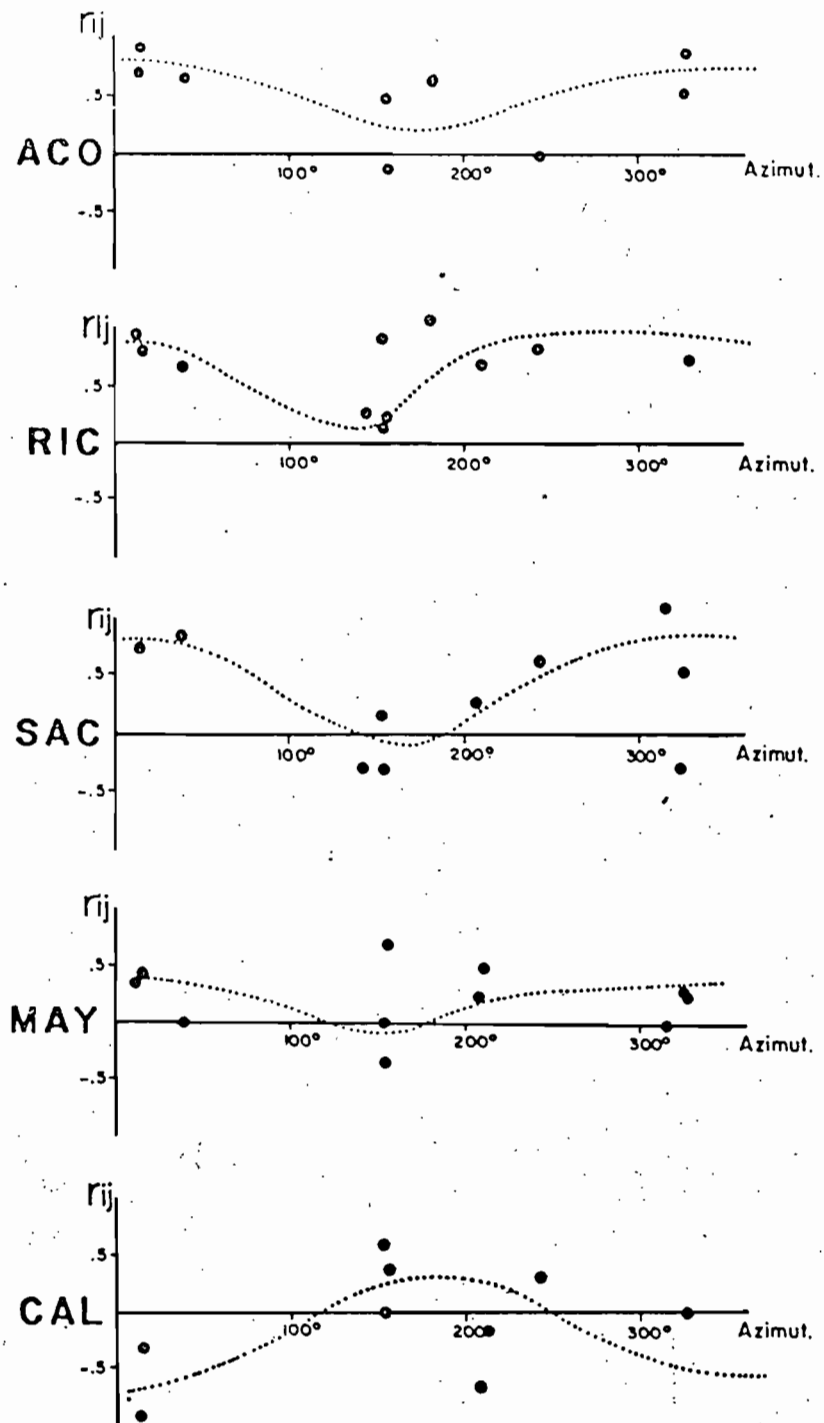


FIG. 17 Residuales Relativos para la Onda P, como una función del Azimut a cada estación. Región Andina - Subandina (Dpto. Junín).

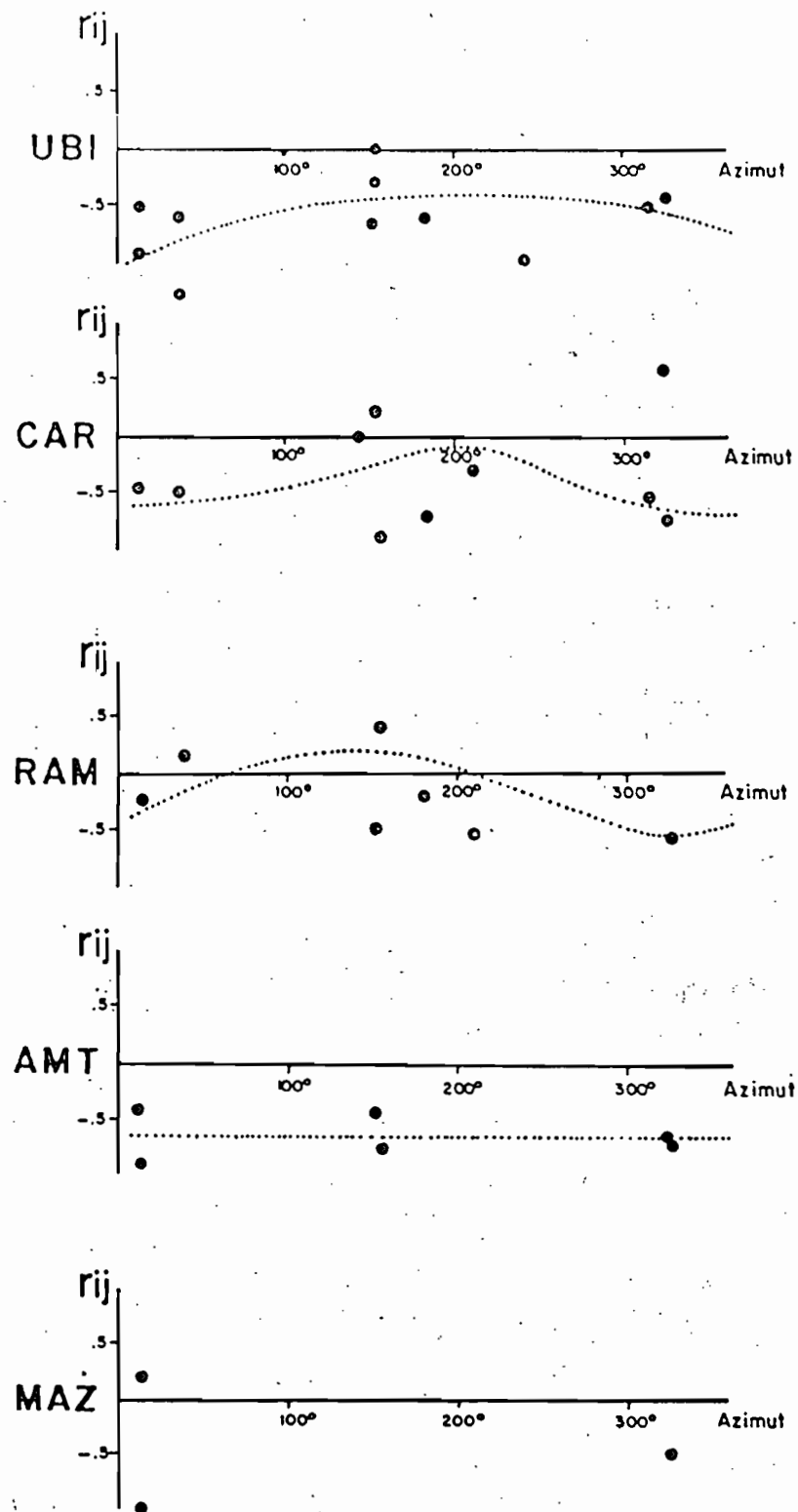


FIG.17 (Continuación)

IV.4.1.- Región Andina-Subandina.

Para esta región la distribución azimutal de las Residuales Relativas deducidas de la onda P, son presentados en la Fig. 17, donde se observa que las estaciones de la zona Andina, presentan un patrón de distribución similar. Las estaciones de ACO, SAC, RIC y MAY tienen valores altos a $\pm 10^\circ$ y a $\pm 330^\circ$, diferenciándose por sus valores bajos, que oscilan entre $\pm 130^\circ$ y $\pm 180^\circ$. La amplitud para estas estaciones, varía aproximadamente de 1 seg. para ACO; 1.3 seg. para RIC; 1.50 seg. para SAC y 0.80 seg. para la estación de MAY.

Las estaciones de la zona Subandina: CAR, RAM y CAL, presentan un patrón de distribución, también similar con valores bajos a $\pm 10^\circ$ y a $\pm 340^\circ$, sus valores altos oscilan entre $\pm 150^\circ$ y 200° , donde CAR y RAM tienen una amplitud de ± 1.20 seg. y la estación de CAL de ± 1.50 seg.. La estación de UBI, presenta una distribución azimutal muy distinta, con valores bajos a $\pm 10^\circ$ y a $\pm 320^\circ$, su valor alto está a $\pm 160^\circ$. La estación de AMT se muestra bastante uniforme con todos sus valores negativos y la estación de MAZ no presenta mucha información.

Un cambio claro se observa en la distribución azimutal de la velocidad en la zona Andina-Subandina como se ve en la Fig. 17, donde la distribución es contraria, lo que explicaría la existencia de Heterogeneidades Laterales de una zona a otra. Esta variación no es observada en la estación de AMT que se muestra Homogenea y en la estación de UBI es mucho más compleja.

Para las ondas PKIKP, no fue necesario realizar la distribución azimutal, por cuanto todos los telesísmos presentan azimut similar, como se puede ver en la Fig. 13; por lo tanto, se obtuvo los valores pro

COD ESTACION	r_{ij}	σ	n
ACO	0.57	0.14	8
RIC	0.49	0.11	21
SAC	0.81	0.11	9
MAY	0.27	0.15	13
CAL	-0.20	0.12	15
UB-I	-0.42	0.20	11
CAR	-0.39	0.14	14
RAM	-0.51	0.11	15
AMT	-0.24	0.15	17
MAZ	-0.54	0.20	7

r_{ij} = Residual Relativa en seg.

σ = Error medio cuadrático.

n = Número de eventos.

TABLA 6. Medias aritméticas de Residuales Relativas para
la onda PKIKP de la Región Andina-Subandina.
(Dpto. de Junin)

medios para cada estación, los cuales son presentados en la Tabla 6.

IV.4.2.- Región de la Cordillera Blanca.

En esta región, la distribución azimutal para las ondas P, forman tres grupos con estaciones vecinas, que presentan patrones de distribución muy similares, como se puede ver en la Fig. 18 ; así, tenemos que las estaciones de SHI e ISI presentan valores altos a $\pm 100^\circ$ y bajos a $\pm 300^\circ$, para la estación de TIN su valor alto está a $\pm 30^\circ$ y a $\pm 300^\circ$, mientras que su valor bajo está a $\pm 200^\circ$. La amplitud para las dos primeras estaciones es de ± 1.50 seg. y para la última de ± 1 seg..

El segundo grupo lo conforman las estaciones de SFE, PAY y VES, en las dos primeras sus valores altos están a $\pm 30^\circ$ y a $\pm 280^\circ$, sus valores bajos a $\pm 230^\circ$; mientras que sus amplitudes son de ± 2 seg.. Para la estación de VES su valor alto está a $\pm 30^\circ$ y su valor bajo a $\pm 250^\circ$, con una amplitud bastante grande de ± 3 seg..

El tercer grupo formado por las estaciones de CHO, MAN y KAR, estas presentan sus valores altos a $\pm 100^\circ$ y sus valores bajos a $\pm 300^\circ$, con amplitudes de 1.20 seg. para CHO, 2 seg. para MAN y de 3 seg. para KAR. Las estaciones de HUT y PUR no muestran variación.

Para las ondas PKIKP la distribución azimutal también es similar para algunos grupos formados por estaciones vecinas, como se puede ver en la Fig. 19. Las estaciones de SHI y PUR presentan valores altos a $\pm 30^\circ$ y bajos a $\pm 250^\circ$, con amplitudes de ± 0.5 seg. para la primera estación y de ± 1 seg. para la segunda. Las estaciones de ISI y TIN tienen sus valores altos a $\pm 100^\circ$ y valores bajos a $\pm 330^\circ$, con amplitudes de ± 0.5 seg. y de 1 seg.. La estación de HUT que es vecina a las anteriores, muestra una distribución totalmente contraria, con valores bajos a $\pm 200^\circ$ y valores altos a $\pm 350^\circ$, con una amplitud de ± 1.5 seg..

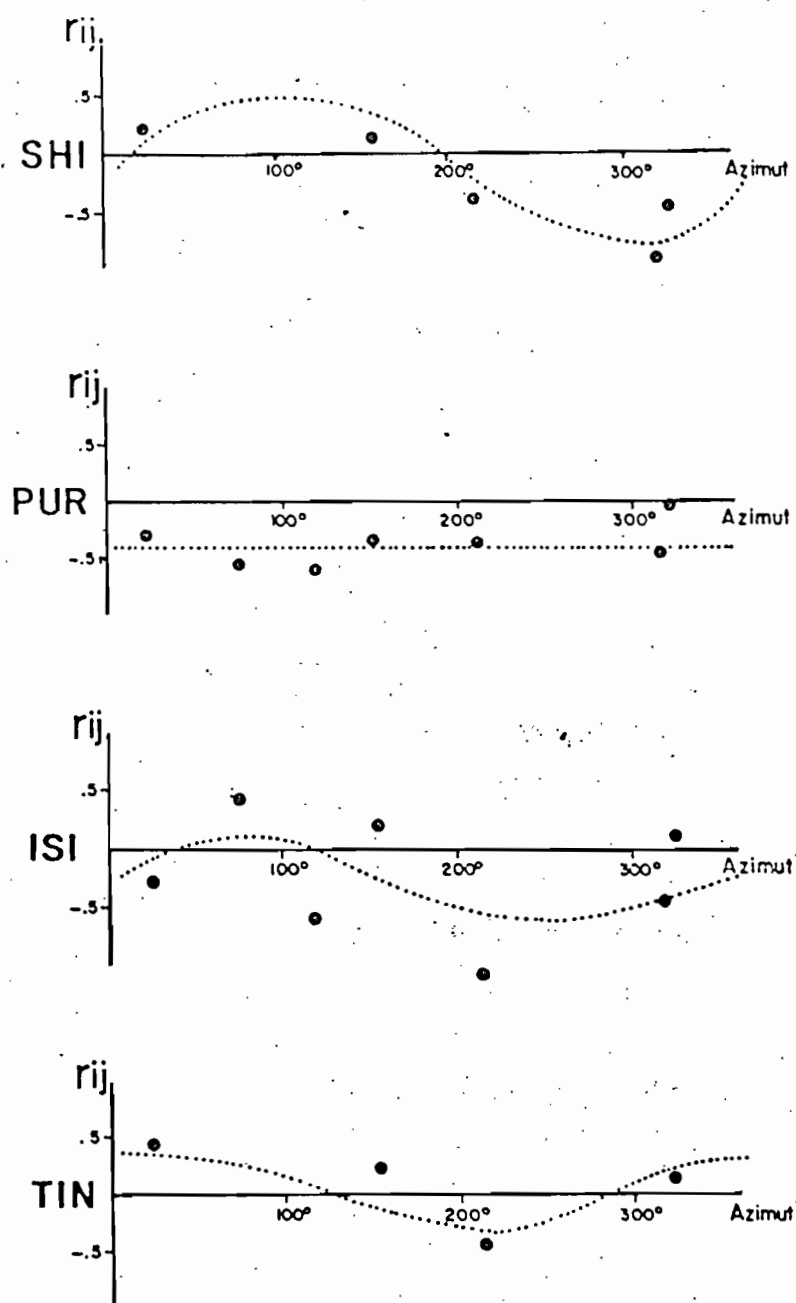


FIG.18 Residuales Relativos para la Onda P, como una función del Azimut a cada estación. Región de la Cordillera Blanca (Dpto Ancash).

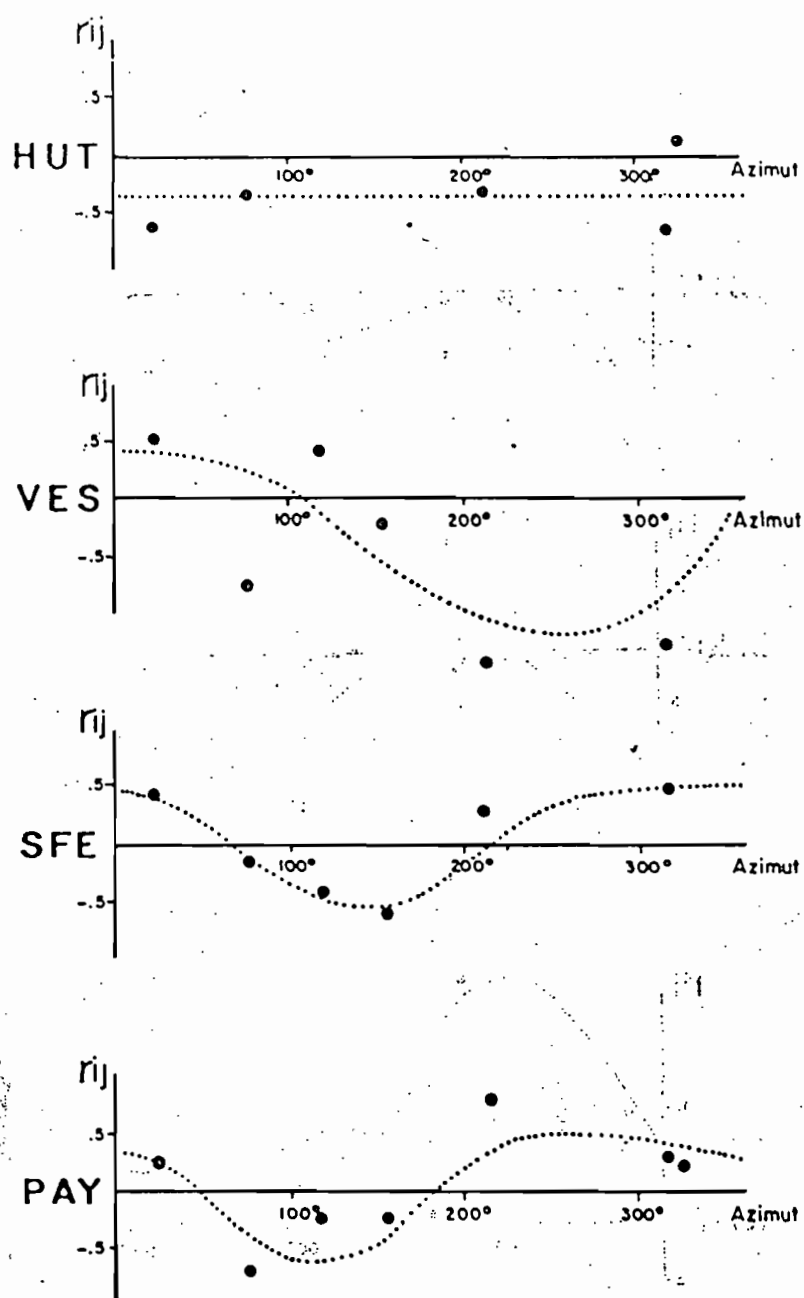


FIG. 18 (Continuación)

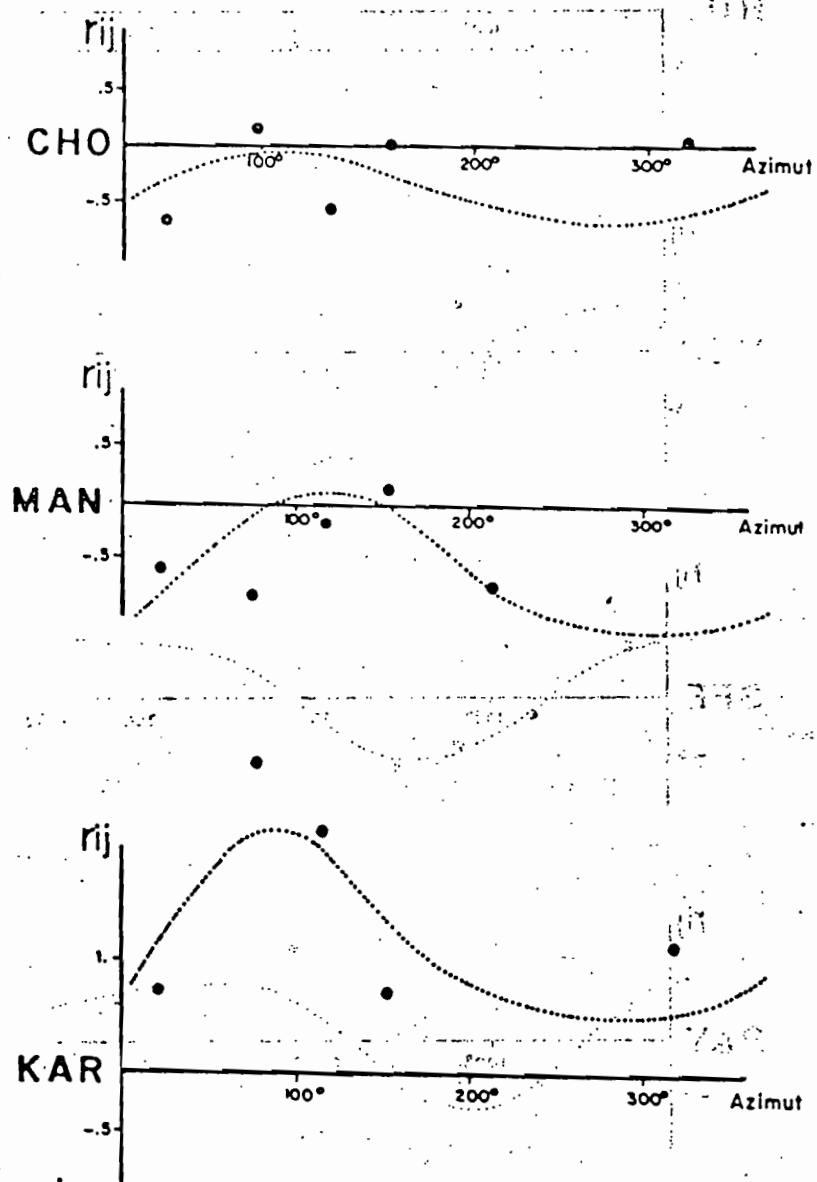


FIG. 18 (Continuación)

En la parte este de la Cordillera Blanca, las estaciones con similar distribución son: PAY, CHO y MAN, la primera tiene su valor alto a $\pm 300^\circ$ y su valor bajo a $\pm 100^\circ$, las otras dos estaciones tienen sus valores altos a $\pm 330^\circ$ y sus valores bajos a $\pm 200^\circ$, con una amplitud similar para las tres de ± 2.5 seg.. La estación de SFE, muestra una distribución contraria, con su valor alto a $\pm 50^\circ$ y su valor bajo a $\pm 250^\circ$, con una amplitud de ± 1 seg.. La estación de KAR, no muestra variación azimutal.

La distribución azimutal observada para las ondas P y PKIKP, muestran grupos de estaciones vecinas con velocidades contrarias, por lo que podemos admitir que existen Heterogeneidades Laterales para determinadas distancias, es decir de una estación a otra.

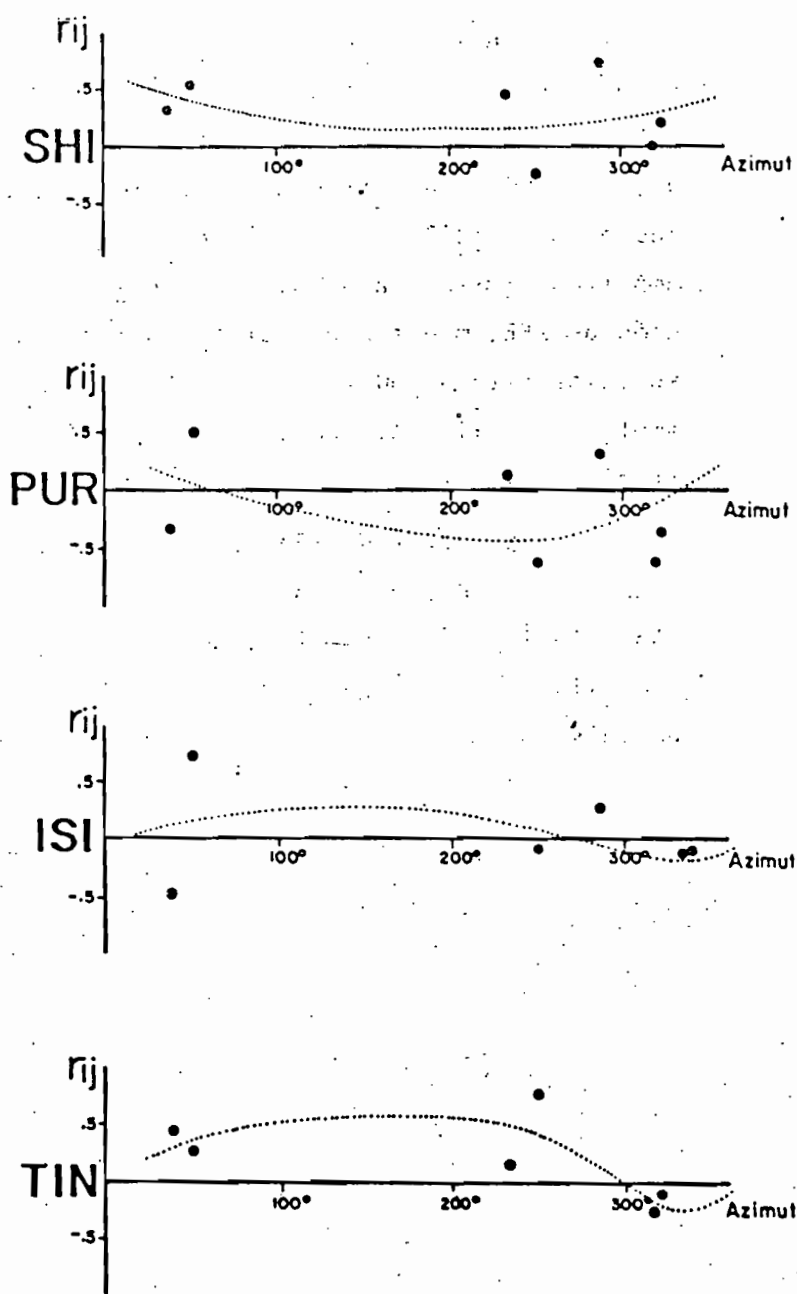


FIG. 19. Residuales Relativos para las ondas PKIKP, como una función del azimut a cada estación. Región de la Cordillera Blanca. (Dpto. Ancash).

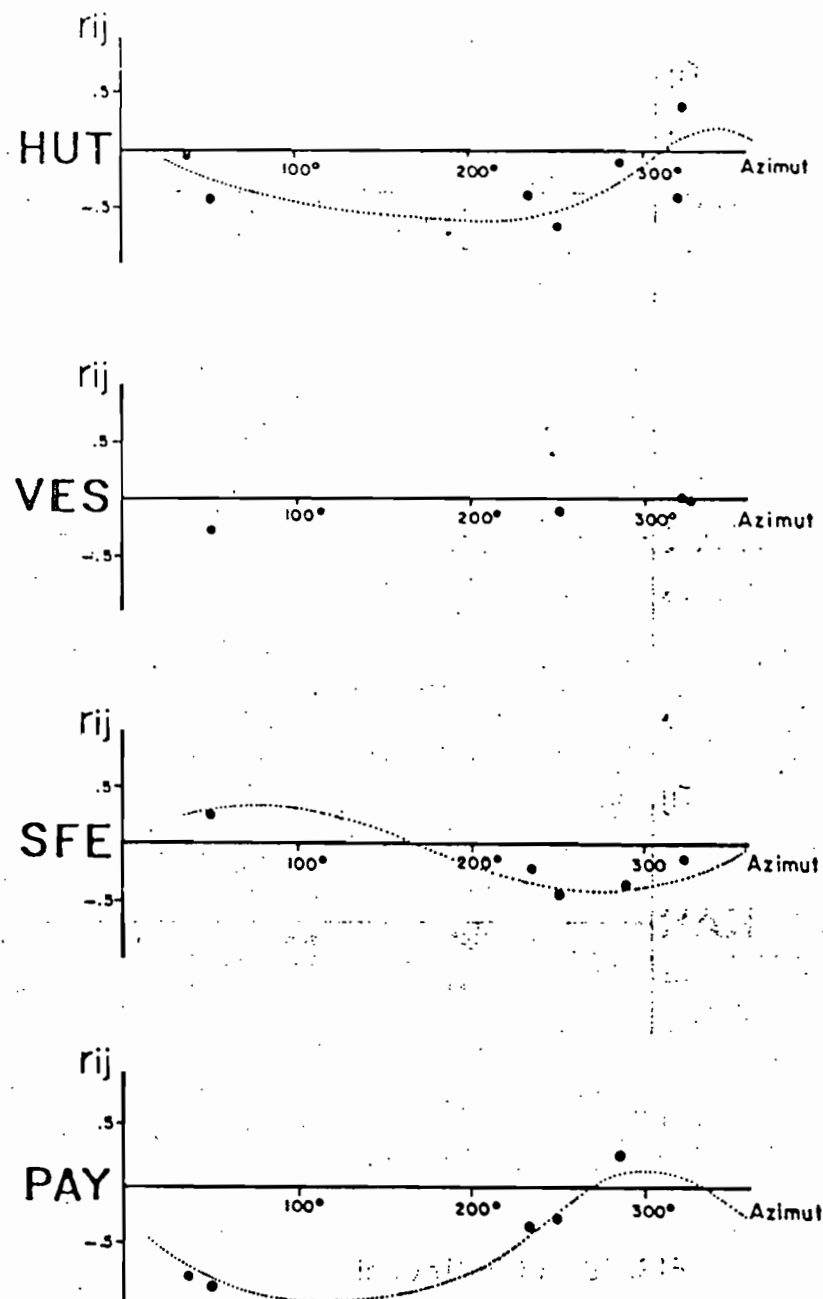


FIG. 19 (Continuación)

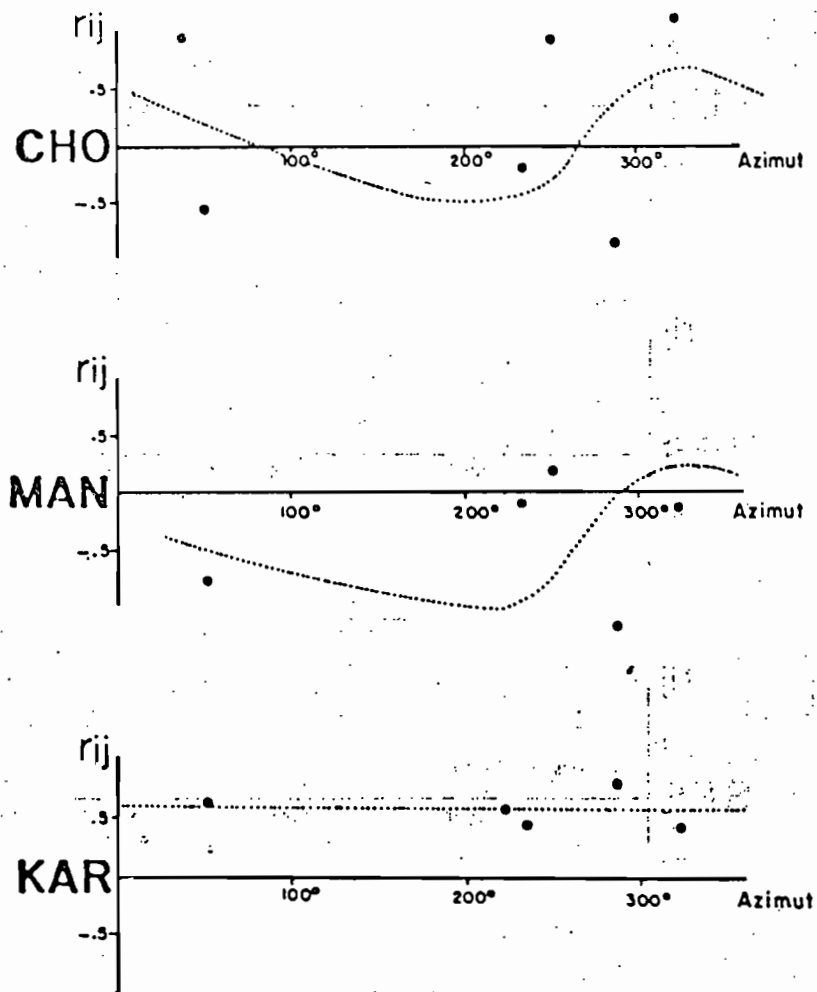


FIG. 19 (Continuación)

(inverted image of text)

CAPITULO V

ANOMALIAS DE ESTACION.

V.1.- INTRODUCCION.

Para las Anomalías de Estación tenemos que considerar que el valor obtenido de la media aritmética de las Residuales Relativas, con relación al número de eventos registrados por una estación, es una contribución propia de la estructura por debajo de las estaciones registradoras.

Poupinet, (1977) calculó las Anomalías de Estación para las estaciones sísmológicas mundiales a partir de ondas P; así, para la región de Huancayo (estación HUA), encontraron un valor de 0.40 seg. y como vamos a ver, los valores de Anomalia encontrados en este estudio se ajustan a este valor.

Por otra parte, observaremos que en la región Andina-Subandina, existe relación entre los valores de Anomalia y la altitud de las estaciones, el cual es explicado con la aplicación de un modelo teórico de Isostacia a nivel de la Corteza, según la hipótesis de Airy.

Además, se logra estimar un espesor para la Corteza en la zona Andina que se ajusta a lo descrito por James, (1971) en su Mapa de Isóbatas del Moho, en donde se observa claramente que los Andes soportan una raíz crustal muy importante. Esta raíz alcanza la profundidad de 70 Km. bajo el altiplano peruano-boliviano y para el Perú Central en la Cordillera Oriental alcanza profundidades de 60 Km. (ver Fig. 26).

Para el conocimiento del espesor de la Corteza en el Perú, también se cuenta con datos Gravimétricos, pero por de bajo de los 12° de latitud sur (Deza, E., (1969) y James, D., (1971)), ello permitió elaborar la carta de Anomalías de Bouguer sin corrección topográfica. Apesar de las dificultades de interpretación de este tipo de información, uno puede ver que las Anomalías negativas más importantes ($- 400$ mGals.) están situadas en la zona intercordillerana. Bajo las altas mesetas del Perú Central esta zona Anómala, es estrecha y se ensancha hacia al sur bajo el altiplano (ver Fig. 27).

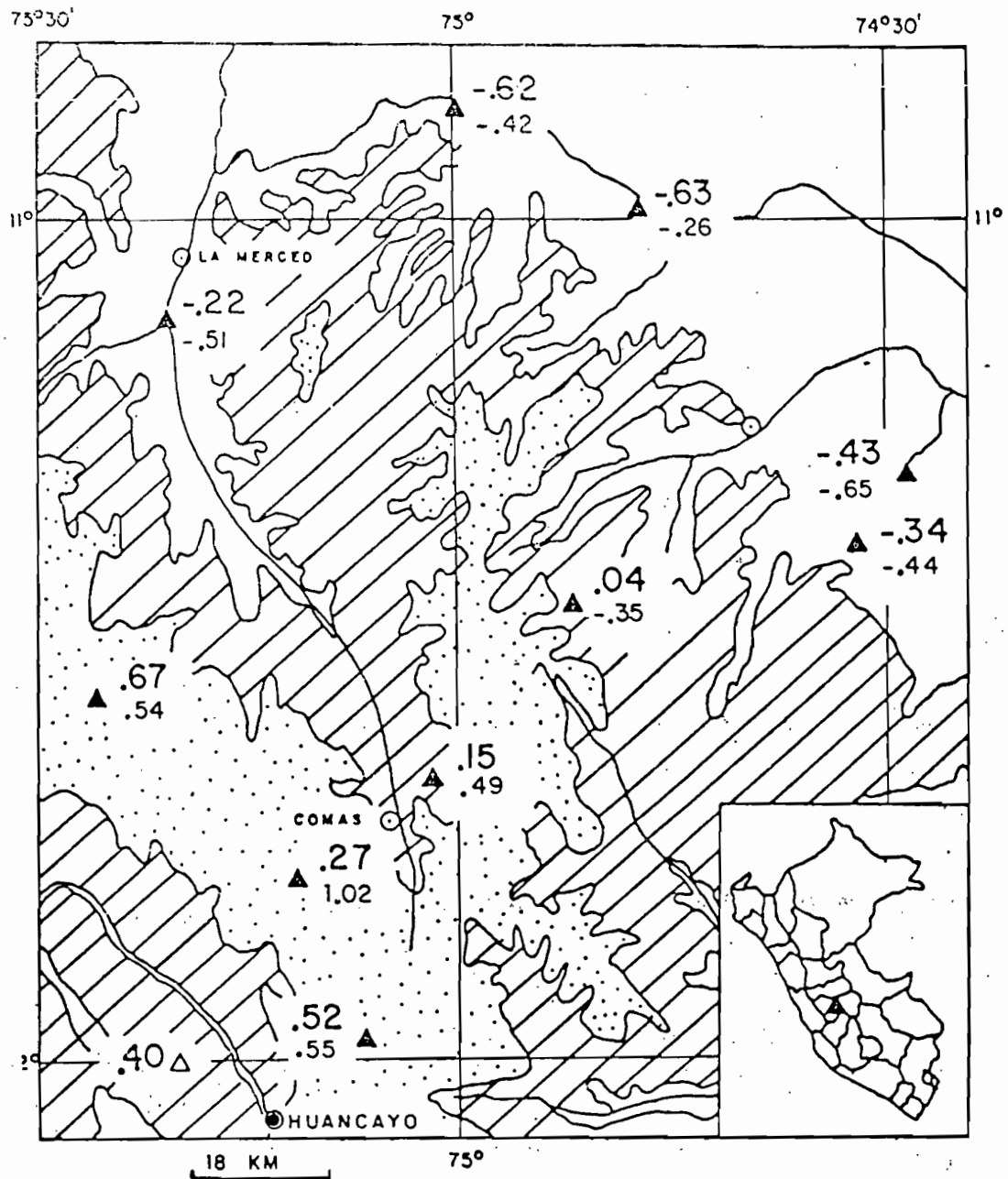
Por otro lado, Schmucker, (1969), ha puesto en evidencia bajo los Andes una zona de alta Conductividad Eléctrica. Esta zona está situada a 240 Km. de profundidad al este de los Andes, el cual se remonta rápidamente para alcanzar una profundidad de 60 Km. bajo la Cordillera Oriental, bajo de la Deflexión de Abancay y de la Cordillera Occidental del Perú Central. En la costa del Pacífico, esta zona de baja Conductividad se profundiza progresivamente. Una confirmación de la existencia de esta Anomalia, puede ser rebuscada en el hecho que entre la Paz y Huancayo la velocidad de transmisión de las ondas dentro del Manto Superior es muy baja. Este retardamiento indicaría una elevación de la temperatura, donde la Anomalia de Conductividad Eléctrica sería un índice.

V.2.- ANOMALIAS DE ESTACION.

Los valores de Anomalías de estación ($r.i$) se obtienen a partir de la media aritmética de los $r.ij$ (Residual Relativa), entre el número de eventos que ha registrado una determinada estación (ver II.3).

V.2.1.- Región Andina-Subandina.

La distribución de las Anomalías de Estación para esta región, se presenta en la Fig. 20 y en forma general en la Tabla 7.



Onda P 0.52
 Onda PKIKP 0.55

FIG.20 Anomalías de Estación en segundos, para la región Andina-Subandina (Dpto. Junín).

(Δ, Anomalia de Estación calculado por Poupinet , (1977) para la Estación de Huancayo).

COD. ESTACION	r.i	σ	n
ONDA P.			
* HUA	0.40	0.12	109
ACO	0.52	0.17	9
RIC	0.67	0.20	11
SAC	0.27	0.22	11
MAY	0.15	0.11	12
CAL	0.04	0.01	10
UBI	-0.62	0.11	11
CAR	-0.34	0.15	10
RAM	-0.22	0.14	7
AMT	-0.63	0.09	6
MAZ	-0.43	0.35	3
ONDA PKIKP.			
ACO	0.55	0.12	9
RIC	0.54	0.11	24
SAC	1.02	0.15	12
MAY	0.49	0.20	15
CAL	-0.35	0.16	18
UBI	-0.42	0.19	12
CAR	-0.44	0.13	16
RAM	-0.51	0.11	15
AMT	-0.26	0.14	18
MAZ	-0.65	0.23	9

r.i. = Anomalia de Estación en seg.

σ = Error medio cuadrático.

n = Número de eventos.

* Valor de Anomalia de Estación calculado por POUPINET,(1977).

TABLA 7. Valores de Anomalia de Estación para la Región Andina-Subandina -(Dpto. de Junin).

Para la onda P se observa que todas las Anomalías son positivas en la zona Andina y negativas en la zona Subandina, lo que permite definir a ambas zonas en forma independiente como Homogeneas; es decir sin variaciones físicas en la Corteza.

Al realizar el análisis por zonas y considerando el error medio cuadrático (Tabla 7.), vemos que en la zona Andina, las estaciones presentan los siguientes valores de Anomalia: estación de ACO 0.52 seg., estación de SAC 0.27 seg. y la estación de MAY 0.15 seg.. Como se observa, estas estaciones vecinas presentan valores positivos, con un promedio de Anomalia de 0.31 seg.. La estación de RIC, presenta una Anomalia de 0.67 seg., lo que estaría en relación con la altitud de su estación (4,510 m.s.n.m.) o por Heterogeneidades muy locales. Estos valores de Anomalia, están dentro de lo calculado por Poupinet, (1977), considerando los boletines del I.S.C. (International Seismological Center) y las estaciones mundiales. En la Fig. 21 se presenta los valores de Anomalia calculados por Poupinet para América del Sur.

En la zona Subandina, las estaciones de CAR y MAZ (muy cercanas) con valores de Anomalías de -0.34 seg. y -0.43 seg., muestran Homogeneidad en la Corteza, igual característica presenta RAM con un valor de Anomalia de -0.22 seg.. Las estaciones que definirían la existencia de Heterogeneidades muy locales son UBI y AMT (cercanas) con valores de Anomalías de -0.62 seg. y -0.63 seg., contrario a esto, la estación de CAL no presenta Anomalia, lo que es aceptable por su ubicación geográfica (ver Fig. 20).

Los valores de Anomalías para las ondas PKIKP se muestran en la Fig. 20 y en forma general en la Tabla 7. Las estaciones ubicadas en la zona Andina como ACO, RIC y MAY presentan un mismo valor promedio de -

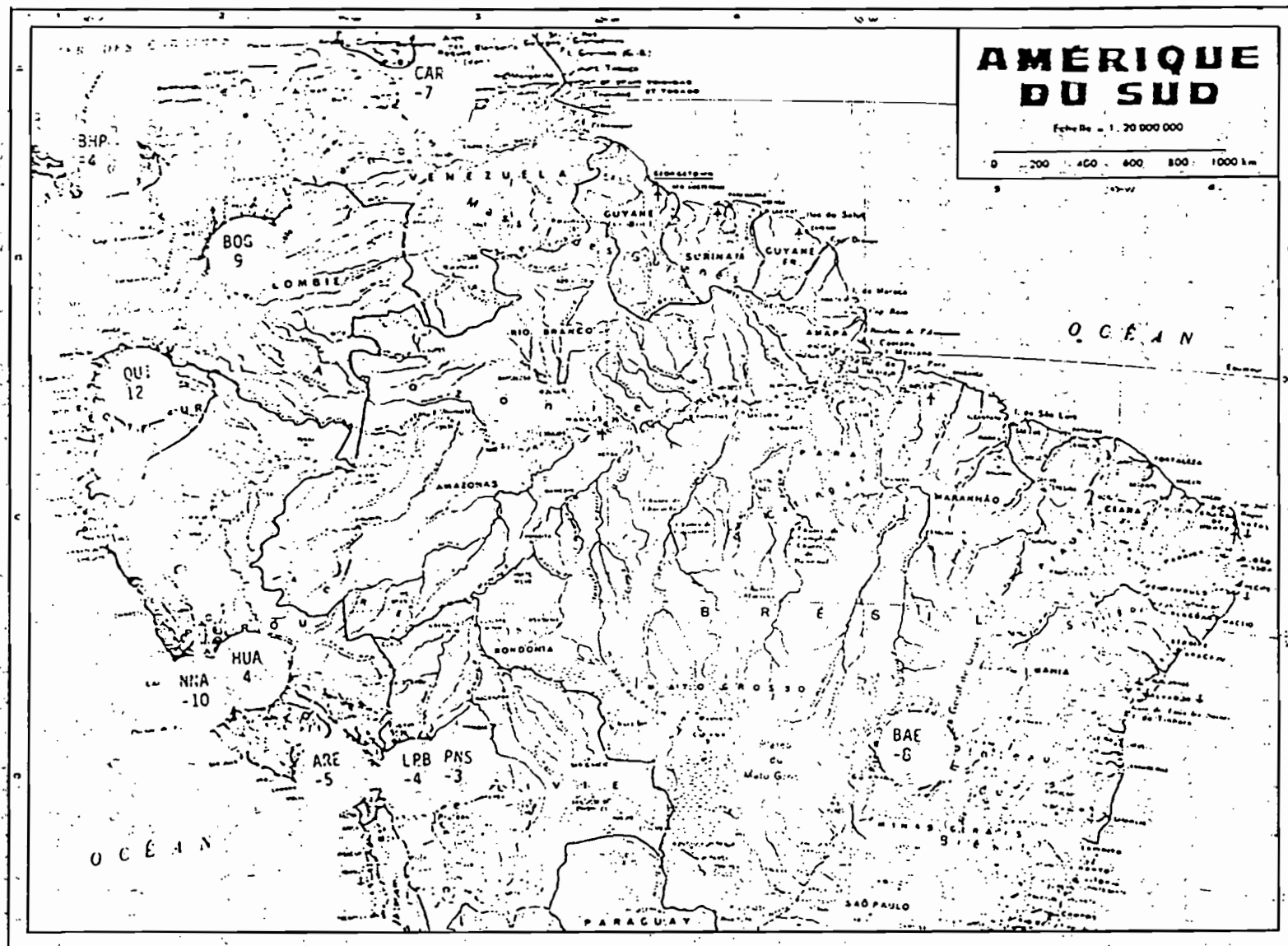


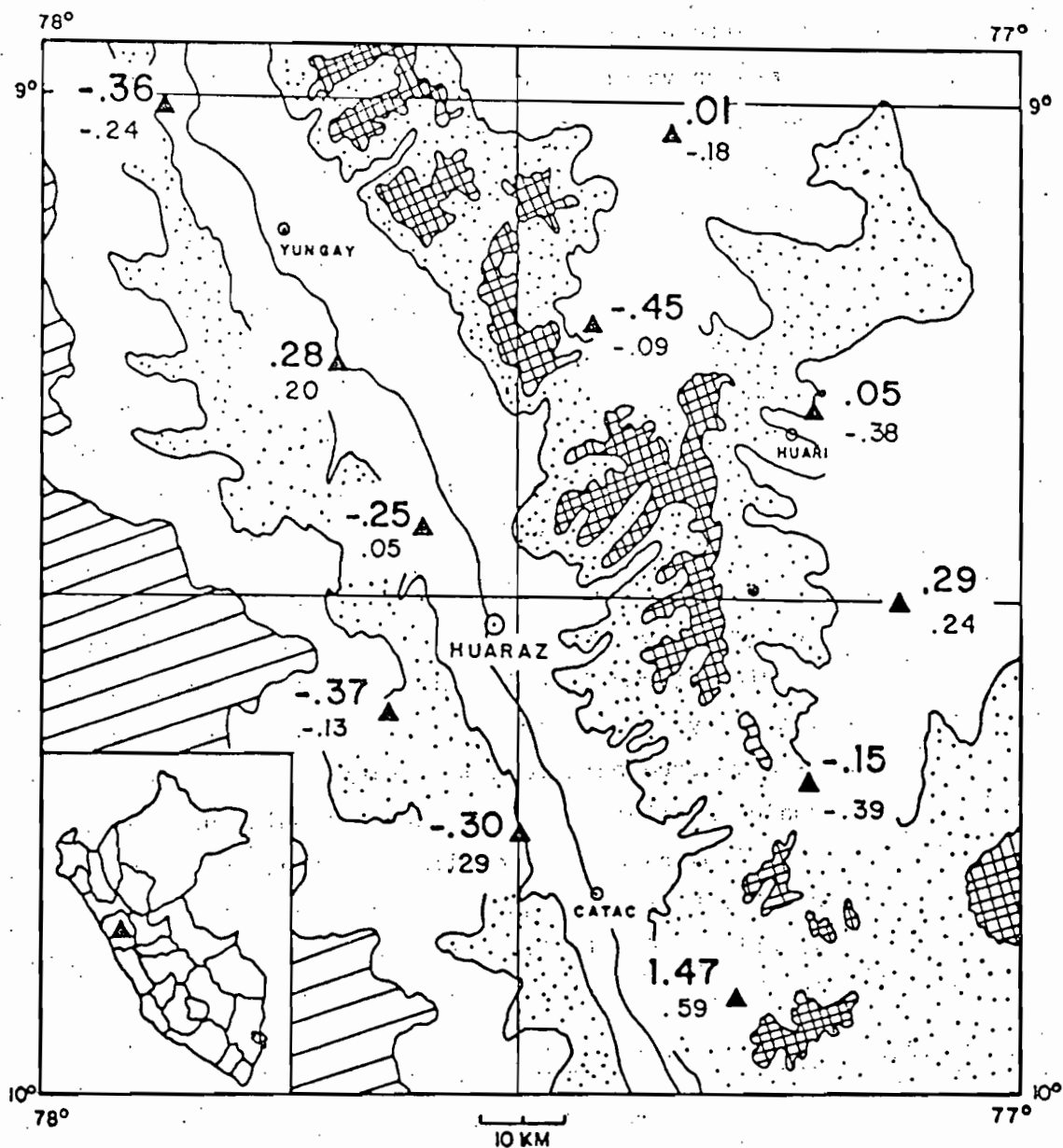
FIG.21 Anomalias de Estación en décimas de segundo para ondas P, calculados por Poupinet,(1977) para las estaciones de América del Sur, considerando los boletines del I.S.C..

Anomalia de 0.52 seg., describiendo la Homogeneidad de la Corteza y el Manto Superior. La estación de SAC presenta un valor de Anomalia muy alto 1.01 seg., el cual define la existencia de Heterogeneidades locales por debajo de esta estación. El zona Subandina la estación de UBI tiene un valor de Anomalia de -0.42 seg., la estación de AMT -0.26 seg., la estación de MAZ de -0.65 seg. y la estación de CAR de -0.44 seg.; obteniéndose un valor promedio de Anomalia para toda la zona de -0.44 seg. Para las estaciones de RAM y CAL sus valores de Anomalia no varían mucho (-0.51 seg. y -0.35 seg.) y aunque su ubicación es intermedia, definen la Homogeneidad de la Corteza y del Manto Superior.

Del análisis realizado, podemos concluir que la Corteza es Homogenea para ambas zonas en forma independiente, con la existencia de Heterogeneidades muy locales y propias de cada estación. El Manto Superior es Homogeneo para toda la región. Al igual que los Residuales Absolutos, es importante señalar que los valores obtenidos para las Anomalías de Estación a partir de ondas P y PKIKP son iguales para ambas zonas a pesar que se utilizaron distintas fuentes y un tratamiento de la información totalmente independiente.

V.2.2. - Región de la Cordillera Blanca.

Para esta región las Anomalías de Estación para la onda P, presenta los siguientes valores: estación de SHI -0.30 seg., estación de PUR -0.37 seg., estación de ISI -0.25 seg., estación de TIN 0.28 seg., estación de HUT -0.36 seg., estación de MAN -0.15 seg., estación de CHO 0.29 seg., estación de VES 0.45 seg. y las estaciones de PAY y SFE no presentan Anomalia. Estos valores son presentados en la Fig.22 y en forma general en la Tabla 8, en donde podemos observar que para estaciones muy cercanas, los valores de Anomalia cambian de positivos a negativos y nulos. Si nosotros consideramos el rango del error medio cuadrático, podemos deducir -



Onda P . . . - .30

Onda PKIP29

FIG.22 Anomalías de Estación en segundos, para la región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).

COD. ESTACION	r.i	σ	n
ONDA P.			
SHI	-0.30	0.21	5
PUR	-0.37	0.07	7
ISI	-0.25	0.20	7
TIN	0.28	0.16	4
HUT	-0.36	0.14	5
VES	-0.45	0.33	6
SFE	0.01	0.19	6
PAY	0.05	0.18	7
CHO	0.29	0.38	7
MAN	-0.15	0.30	6
KAR	1.47	0.34	6
ONDA PKIKP.			
SHI	0.29	0.12	7
PUR	-0.13	0.17	7
ISI	0.05	0.17	6
TIN	0.20	0.15	6
HUT	-0.24	0.13	7
VES	-0.09	0.06	4
SFE	-0.18	0.12	5
PAY	-0.38	0.22	5
CHO	0.24	0.35	6
MAN	-0.39	0.25	5
KAR	0.59	0.07	5

r.i = Anomalia de Estación en seg.

σ = Error medio cuadrático.

n = Número de eventos.

TABLA 8. Valores de Anomalías de Estación para la Región de la Cordillera Blanca (Dpto. de Ancash).

que la Corteza es Homogenea para toda la región y que la diferencia de sus valores se debe a Heterogeneidades propias por debajo de cada estación.

Las Anomalías de Estación para las ondas PKIKP presentan los siguientes valores: estación de SHI 0.29 seg., estación de PUR 0.13 seg., estación de TIN -0.20 seg., estación de HUT -0.24 seg., estación de MAN -0.39 seg., estación de CHO 0.24 seg., estación de PAY -0.38 seg., estación de VES -0.09 seg., estación de SFE -0.18 seg. y la estación de ISI no presenta Anomalia. Al igual que las ondas P, las Anomalías de ondas PKIKP también presentan valores que van de positivos a negativos y nulos para estaciones muy cercanas; esto permite definir al Manto Superior Homogeneo en toda la región de estudio y que las diferencias de sus valores se encuentran dentro del rango del error medio cuadrático, como se puede ver en la Tabla 3.

La estación de KAR presenta valores de Anomalia muy altos, tanto para la onda P como para la onda PKIKP (1.47 seg. y 0.59 seg.), estos valores son atribuidos a la altitud de estación (4,450 m.s.n.m.) o a su ubicación geográfica en el seno de la Cordillera Blanca, la que atenuaría la propagación de la onda.

V.3.- ANOMALIA Y ALTITUD DE ESTACION.

El interés de aplicar un modelo de Isostacia que explique la presencia de las Anomalías de Estación, nos conduce a suponer la existencia de una posible relación entre las Anomalías y la altitud de las estaciones. Por consiguiente, calcularemos esta relación utilizando una calculadora programable CASIO Fx 36000 P, que define a la ecuación de Regresión Lineal de la siguiente manera:

$$R = a H + b$$

donde : R = Anomalia de Estación.

H = Altura de la estación.

$$a = \frac{N \sum R_i H_i - \sum R_i \sum H_i}{N \sum (H_i)^2 - (\sum H_i)^2}$$

$$b = \frac{\sum R_i \sum (H_i)^2 - \sum H_i \sum R_i H_i}{N \sum (H_i)^2 - (\sum H_i)^2}$$

Además, se calcula el Factor de Correlación, que indica el grado de relación lineal existente entre las Anomalías y la altitud de las estaciones, cuanto más se acerque este factor a la unidad, más positiva es su relación. Su cálculo se realiza considerando la ecuación de Regresión Lineal descrita anteriormente y su respectivo valor inverso, dado por $H = aR + b$, quedando este factor definido por:

$$(R)^2 = a \cdot a'$$

donde:

$$a' = \frac{N \sum H_i R_i - \sum H_i \sum R_i}{N \sum (R_i)^2 - (\sum R_i)^2}$$

V.3.1.- Región Andina-Subandina.

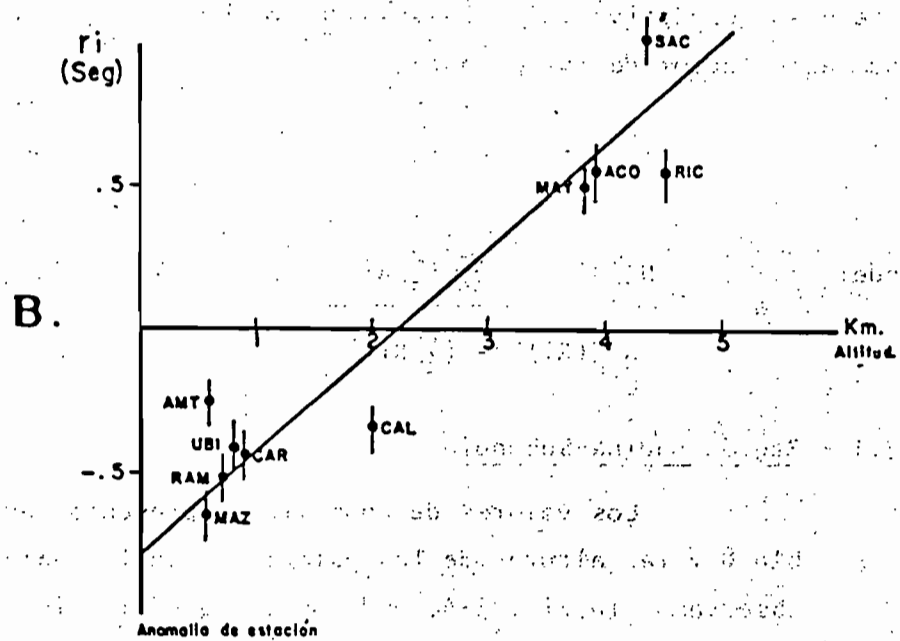
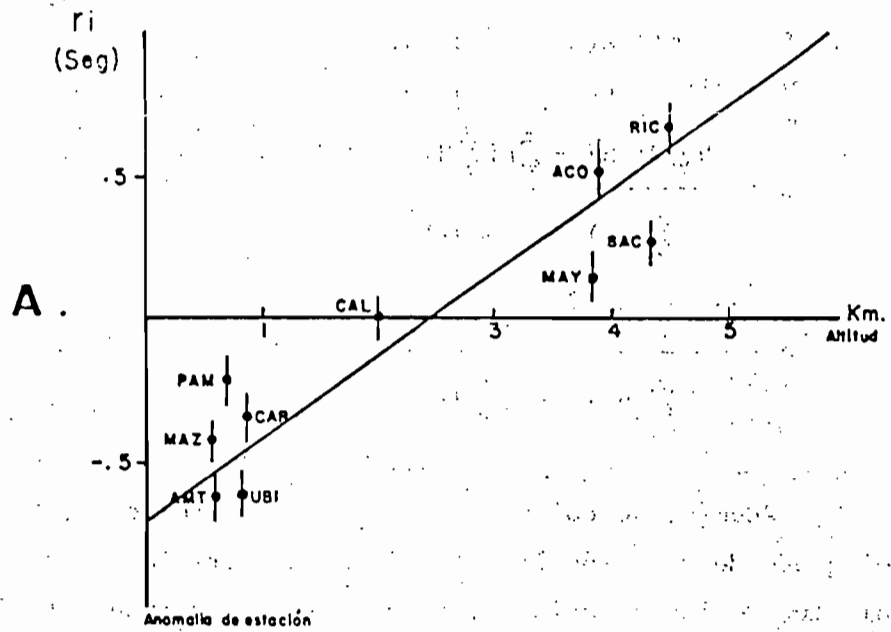
Los valores de Anomalia se presentan en la Tabla 8 y las alturas de las estaciones en la Tabla 2. Si observamos la Fig.23-A, podemos ver que si existe relación entre la Anomalia de onda P y la altura de las estaciones, con un Factor de Correlación excelente de 0.92 y un ajuste con la ecuación lineal:

$$R_p = -0.60 + 0.25 h$$

donde:

$$b = -0.60$$

$$a = 0.25$$



A. Onda P

B. Onda PKIKP.

FIG. 23. Anomalia de Estación en función a la altitud de las estaciones. Región Andina - Subandina. (Dpto Junin).

En la Fig. 23-B, vemos que también existe relación entre las Anomalías de ondas PKIKP y la altura de las estaciones, con un Factor de Correlación muy bueno - de 0.94 y un ajuste con la ecuación lineal:

$$R_{PKIKP} = -0.66 + 0.31 h$$

donde: $b = -0.66$

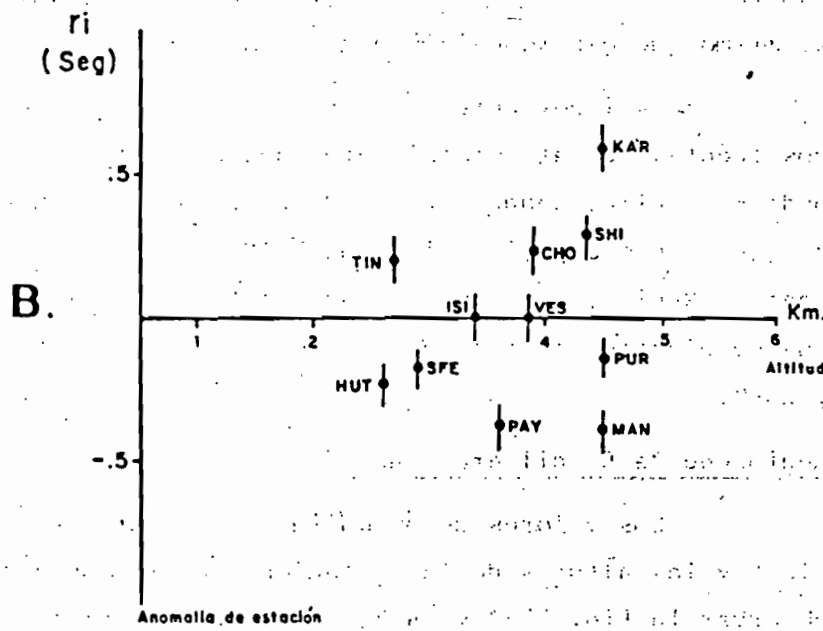
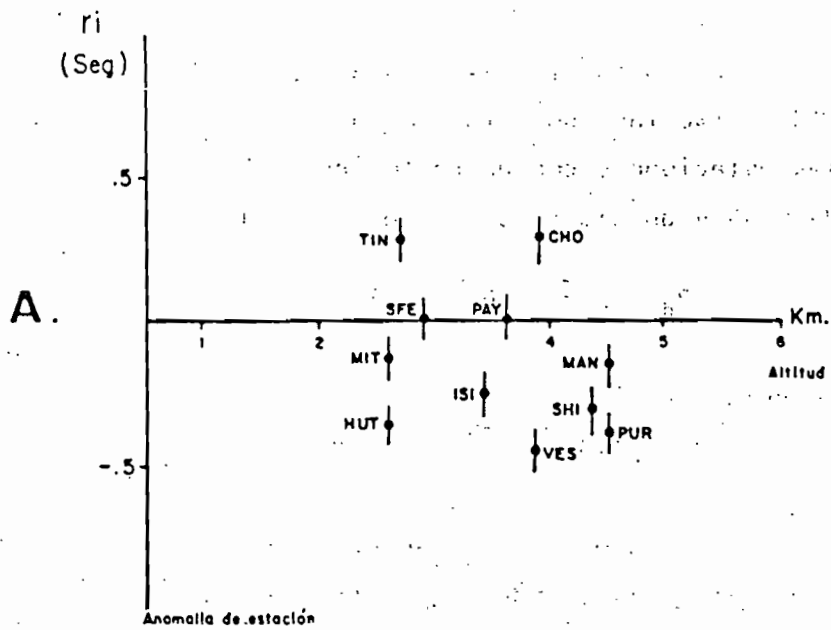
$a = 0.31$

De lo descrito anteriormente y observando la Fig. 23-A y 23-B, podemos admitir que se hace necesario aplicar un modelo de Isostacia que explique la relación existente entre Anomalia y altitud de las estaciones, asimismo que explique la presencia de estas Anomalías.

Es importante señalar nuevamente, que teniendo dos fuentes de datos totalmente independientes para la onda P y PKIKP, donde la onda P se propaga por la Corteza y el Manto Superior, la onda PKIKP por la Corteza, Manto y Núcleo, obtenemos ecuaciones de Regresión Lineal muy semejantes, esto se observa mejor en las Figs. 23-A y 23-B.

V.3.2.- Región de la Cordillera Blanca.

Los valores de Anomalia se presentan en la Tabla 8 y las alturas de las estaciones en la Tabla 3. Al observar la Fig. 24-A y 24-B, vemos que no existe relación entre las Anomalías de las ondas (P y PKIKP) y la altitud de las estaciones, presentando un Factor de Correlación muy degradado (Factor Promedio de 0.19). Esto se deduce en forma clara, con las estaciones de TIN y HUT (ambas a 2,000 m. s. n. m.) que presentan valores de Anomalia totalmente contrarios (0.28 seg. y -0.36 seg.). Por lo tanto no se puede aplicar un modelo de Isostacia en esta región que explique la presencia de Anomalías, porque estas se deben a Heterogeneidades muy locales.



A. Onda P

B. Onda PKIKP

FIG. 24. Anomalia de Estación en función a la altitud de las estaciones. Región de la Cordillera Blanca. (Dpto. Ancash).

V.4.- MODELO DE ISOSTACIA DE AIRY.

La aplicación del modelo de Isostacia de Airy, conduce a suponer una posible relación entre la altitud de un punto sobre la superficie de la Tierra y la profundidad de la Discontinuidad de Mohorovicic bajo este punto, considerando que el nivel de isostacia, es al nivel de la Corteza.

Considerando la hipótesis de Airy y nuestra región de estudio (región Andina-Subandina), se elaboró el modelo teórico presentado en la Fig. 25. De acuerdo al mismo podemos calcular el valor para h_2 partiendo de la siguiente relación:

$$\rho_s h_s + \rho_i h_i + \rho_m h_2 = h \rho_s + h_s \rho_s + h_i \rho_i + h_2 \rho_i$$

$$h_2 (\rho_m - \rho_i) = h \rho_s$$

$$h_2 = h (\rho_s / (\rho_m - \rho_i)) \quad 1.$$

donde: ρ_s = Densidad de la superficie superior de la Corteza.
 h_s = Espesor de la superficie superior de la Corteza.
 ρ_i = Densidad de la superficie inferior de la Corteza.
 h_i = Espesor de la superficie inferior de la Corteza.
 ρ_m = Densidad del Manto Superior.
 h = Diferencia de altura entre la zona Andina-Subandina.
 h_2 = Diferencia de la profundidad del Moho, entre las zonas Andina-Subandina.

Si consideramos el tiempo de propagación de dos ondas sísmicas que arriban a ambas zonas, tenemos:

$$t_1 = (h_2/V_m) + (h_i/V_i) + (h_s/V_s)$$

$$t_2 = (h_2/V_i) + (h_i/V_i) + (h_s/V_s) + (h/V_s)$$

donde: V_s = Velocidad de propagación de las ondas en la Corteza superior.

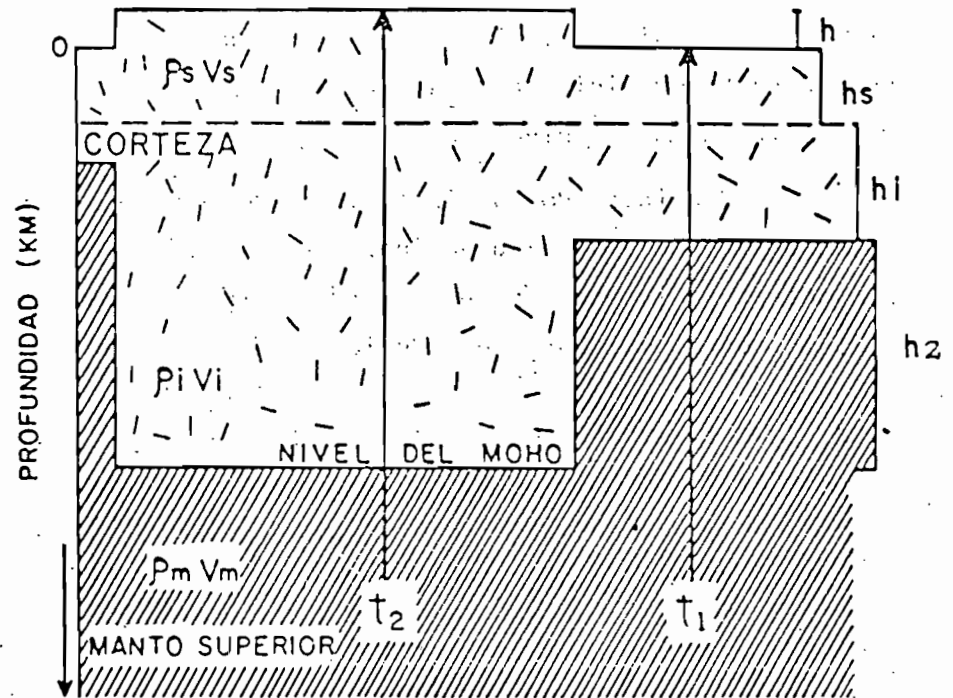


FIG. 25 Modelo teórico de Isostacia , elaborado según la Hipótesis de Airy.

V_i = Velocidad de propagación de las ondas en la Corteza inferior.

V_m = Velocidad de propagación de las ondas en el Manto Superior.

t_1 = Tiempo de arribo para una onda que emerge en la zona Subandina.

t_2 = Tiempo de arribo para una onda que emerge en la zona Andina.

asi, la diferencia de tiempos de aropagación estaría dado por la siguiente relación:

$$(t_2 - t_1) = (h_2/V_i) + (h_2/V_m) + (h/V_s)$$

y finalmente,

$$\Delta t = h_2 ((1/V_i) - (1/V_m)) + (h/V_s) \quad 2.$$

Remplazando en (2.), el valor de h_2 definido en (1.), obtenemos la ecuación que relaciona a las constantes del medio de propagación.

$$\Delta t = (h (\rho_s / (\rho_m - \rho_i)) (1/V_i - 1/V_m)) + (h/V_s)$$

finalmente,

$$\Delta t = h ((1/V_s) + (\rho_s / (\rho_m - \rho_i)) (1/V_i - 1/V_m)) \quad 3.$$

El modelo de velocidad que describiremos líneas abajo, es el más positivo para nuestro estudio, porque los errores en el cálculo de los parámetros de foco son mínimos ("On Crustal Seismicity of the Amazonian Foothill of Central Peruvian Andes", Dorbath, et. al., 1986); por lo tanto, es un modelo que se acerca bastante a la realidad.

Este modelo nos permite describir una superficie cortical, con velocidad de propagación para las ondas longitudinales de 6.0 Km./seg. y una densidad de 2.55 gr./cm³ (Marocco, R. comunicación personal); una velocidad de 6.8 Km./seg. en la bn-

se de la Corteza, con una densidad de 2.85 gr./cm^3 (densidad promedio de los basaltos) y una velocidad de 8.0 Km./seg. en el Manto Superior, con una densidad de 3.35 gr./cm^3 (densidad promedio de las peridotitas).

Considerando el modelo descrito y la ecuación (3.), nosotros calculamos el valor para Δt , entonces:

$$\Delta t = 0.28 h$$

donde: Δt es la diferencia de tiempos de arribo de dos ondas sísmicas, registrados en la zona Andina y Subandina.

Este valor para Δt calculado según la hipótesis de Airy, es el mismo encontrado en este estudio (valor promedio de relación Anomalia-altitud de estación, para la onda P es 0.25 y para la onda PKIKP es 0.31); por lo tanto, el modelo de Isostacia elaborado se acerca a un modelo de Corteza real.

Conociendo los valores de la distribución de las densidades en el modelo y de acuerdo a la ecuación (1.), calculamos el valor para h_2 , entonces:

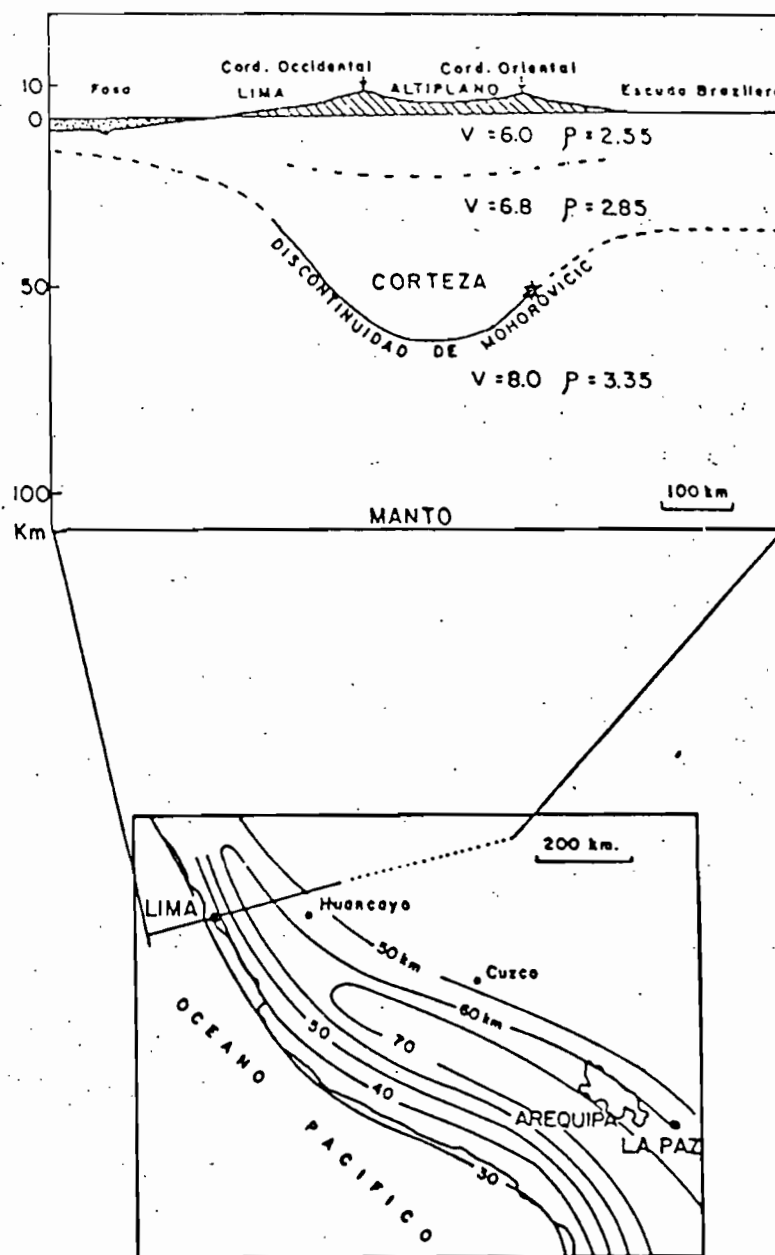
$$h_2 = 5.14 h$$

como h , es la diferencia de altura entre la zona Andina y la Subandina (3,000 mts.), podemos obtener el valor final para h_2 , osea:

$$h_2 = 15.14 \text{ Km.}$$

siendo h_2 , la diferencia en profundidad de la Corteza, entre la zona Andina y Subandina.

Una buena apreciación del espesor de la Corteza es de 35 Km., considerando que la zona Subandina es parte del Escudo Brasileiro; por lo tanto, para la zona Andina tenemos que añadir el valor calculado para h_2 , lo que nos daría un espesor total



La estrella indica el espesor de la corteza calculado en este estudio para la Zona Andina. La velocidad indicada para las ondas longitudinales (Km/seg) y la densidad (gr/cm^3), son las utilizadas en el modelo teórico de Isostacia.

FIG. 26 Espesor de la Corteza Terrestre en el Perú Central, según el mapa de Isóbatas del Moho de James (1971).

para la Corteza en esta zona, de 50 Km. Este valor calculado, se ajusta a lo descrito por James, D., (1971), en su Mapa de Isóbatas del MOHO, como se puede observar en la Fig. 26; asimismo, se encuentra dentro de los valores de Anomalías de Bouguer en miligals (sin corrección topográfica) según Deza, E., (1969) y James, D., (1971) y dentro de lo estimado con las Anomalías de Conductividad Eléctrica, según Schmucker, U., (1969), cuyos resultados son presentados en la Fig. 27.

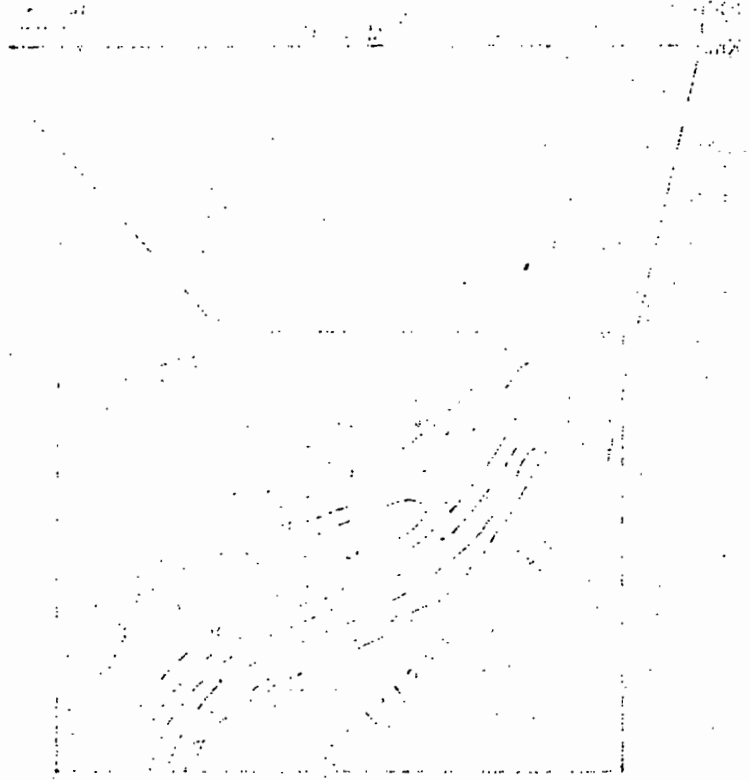


Fig. 27. Mapa de Isóbatas del MOHO, como se puede observar en la Fig. 26; asimismo, se encuentra dentro de los valores de Anomalías de Bouguer en miligals (sin corrección topográfica) según Deza, E., (1969) y James, D., (1971) y dentro de lo estimado con las Anomalías de Conductividad Eléctrica, según Schmucker, U., (1969), cuyos resultados son presentados en la Fig. 27.

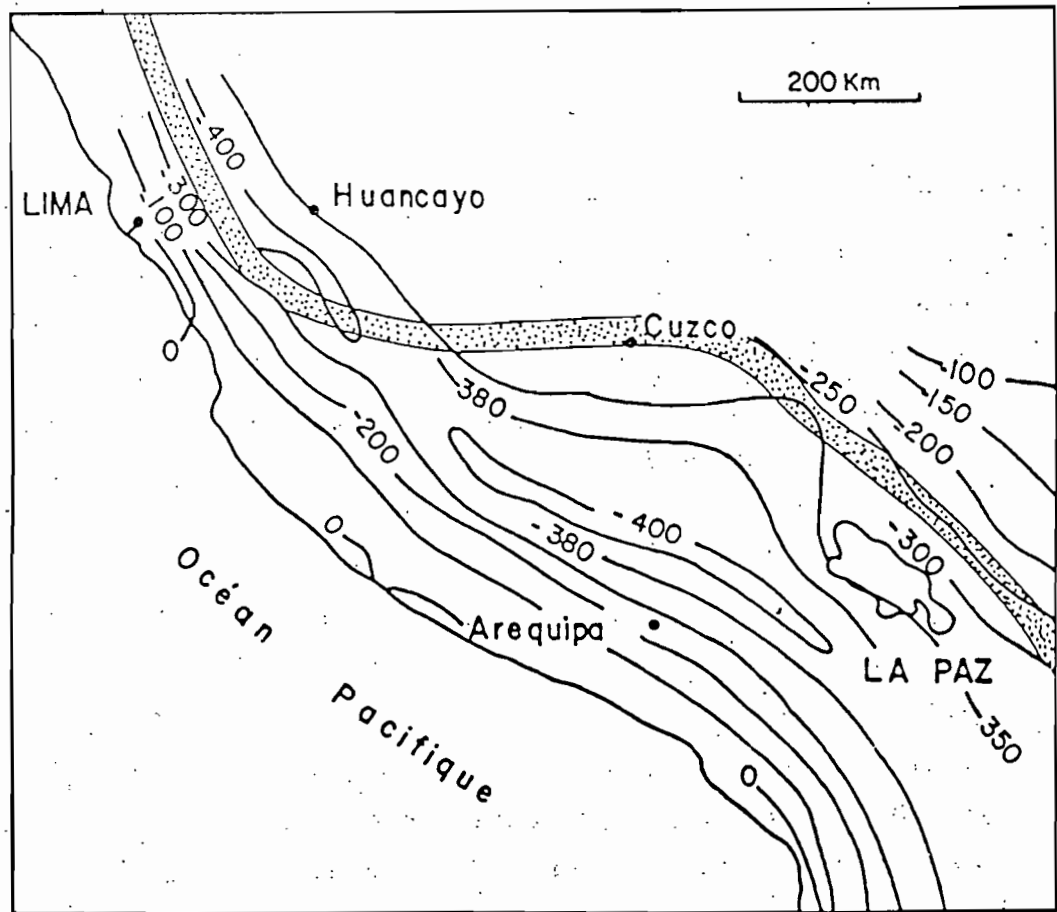


FIG. 27. Anomalías de Bouguer (mgal), sin corrección topográfica .
(James.1971 y Deza.1969) y en punteado las Anomalías
de Conductividad Eléctrica (Schmucker.U.1966).

CONCLUSIONES

1.- Región de la Cordillera Blanca.

- a.) La distribución azimutal de las Residuales Relativas para la onda P, presenta grupos de estaciones vecinas con distribuciones similares. Para el lado oeste de la Cordillera Blanca, las estaciones de SHI, TIN y ISI presentan velocidades menores en la dirección E y velocidades mayores en la dirección W. Las estaciones de HUT y PUR no presentan variación en la velocidad de propagación.

Para el lado este de la Cordillera Blanca, las estaciones de VES, PAY y SFE presentan velocidades menores en la dirección N-NE y al NW; mientras que sus velocidades mayores en la dirección SE. El otro grupo esta formado por las estaciones de CHO, MAN y KAR que presentan velocidades menores en la dirección NE-SE y velocidades mayores en la dirección NW.

La distribución azimutal de las Residuales Relativas para la onda PKIKP, no muestran mucha variación para las estaciones de SHI, VES y KAR, contrario a esto las estaciones de ISI y TIN presentan velocidades mayores en la dirección NW y la estación de PUR en la dirección SW, estas tres estaciones presentan velocidades menores en las demás direcciones. Las estaciones de CHO y MAN presentan velocidades menores en la dirección E y sus velocidades mayores en la dirección NW. La estación de SFE en forma independiente presenta velocidades menores en la dirección NE y velocidades mayores en las direcciones SW y NW.

- b.) Las velocidades de propagación de las ondas sísmicas varían de una estación a otra. Considerando que las estaciones se encuentran muy cercanas, podemos definir que existen Heterogeneidades muy locales, propias de cada estación.

- c.) Las Anomalías de Estación para esta región, demuestran que existe Homogeneidad en la Corteza y en el Manto Superior por debajo de toda el área de la Cordillera Blanca. Las variaciones de los valores de Anomalías se encuentran dentro del error medio cuadrático.
- d.) No existe relación entre las Anomalías de Estación y la altitud de las estaciones, obteniéndose Factores de Correlación muy degradados.

2.- Región Andina-Subandina.

- a.) La distribución de los Residuales Absolutos permite observar la existencia de anomalías en la velocidad de propagación de las ondas, entre la zona Andina y Subandina de aproximadamente 0.7 seg.
- b.) La distribución de los Residuales Relativos, demuestran la existencia de variaciones en las estructuras por debajo de las estaciones. Así, para las ondas P en la zona Andina, las estaciones de ACO, SAC, MAY. y RIC, presentan menor velocidad en las direcciones N-NE y SW; mientras que sus velocidades mayores están en la dirección S-SE. En la zona Subandina las estaciones de CAR, RAM y CAL presentan velocidades mayores en la dirección N-NE y SW, además sus velocidades menores en la dirección S-SE. La estación de UBI presenta una distribución de velocidades muy compleja, lo cual se debe a la Heterogeneidad de la estructura por debajo de ella, ya que se encuentra ubicada en la zona selvática y finalmente la estación de AMT muestra Homogeneidad para la propagación de las ondas sísmicas.

La zona Andina presenta Homogeneidad para la distribución de velocidades; mientras que la zona Subandina es bastante Heterogénea.

- c.) Las Anomalías de Estación muestran la Homogeneidad de la Corteza y el Manto Superior en toda la región de estudio. Las variaciones que existen en los valores de Anomalia se deben

a Heterogeneidades muy locales, propias de cada estación.

d.) Se observa una relación importante entre las Anomalías de Estación y la altura de las estaciones, hecho que también se consideró con los Residuales Absolutos.

e.) La elaboración de un modelo de Isostacia considerando la hipótesis de Airy, permitió hallar un valor teórico para t (diferencia de tiempo de arribo de la onda sísmica en la zona Andina y Subandina) de 0.28 h.. Este valor es el mismo que se encontró en este estudio, obteniéndose de esta manera un modelo de Corteza Real.

f.) El equilibrio isostático a nivel de la Corteza es suficiente para explicar la variación de las Anomalías de Estación, entre la zona Andina y Subandina del Perú central.

g.) Se estima un espesor para la Corteza en la zona Andina de aproximadamente 50 Km..

h.) En la Literatura Científica encontramos frecuentemente definiciones como la de Lyon-Caen et. al., (1985), que dicen que la Compensación Isostática no es suficiente para explicar el "equilibrio isostático" de la cordillera Oriental. Con nuestros resultados podemos afirmar todo lo contrario; es decir que la Compensación Isostática explica el equilibrio de la cordillera Oriental. Debemos considerar que el hecho de explicar esta Compensación, solo con un modelo Isostático no es suficiente, pero nuestros resultados nos permite rechazar lo contrario; por lo tanto, este problema necesita de otro tipo de estudio más profundo.

RECOMENDACIONES

- 1.- El conocimiento de la estructura de la Tierra, es un reto que ha sido asumido por la Sismología a través del tiempo, lo que permitió el surgimiento de nuevos métodos de investigación para su estudio. Por lo tanto, en nuestro país es recomendable apoyar e impulsar la investigación y aplicar estos métodos para el conocimiento de la estructura de nuestro territorio, que por su topografía abrupta es punto de interés científico a nivel mundial.
- 2.- Considerando la distribución de nuestra Red Sísmica Nacional, es necesario realizar campañas sísmicas con regularidad, por experiencia se considera el período de 60 días, como el suficiente para la obtención de información óptima. Determinar áreas de interés de acuerdo a la sismicidad nacional que se encuentra referida en el mapa Sísmico del Perú.
- 3.- Los resultados obtenidos en cada campaña sísmica deben ser explotados al máximo, utilizando dicha información no solo en el objetivo principal, ya que se puede generar otro tipo de estudio, como el presente trabajo.
- 4.- De lograrse (2) y (3), realizar estudios de Anomalías de Estación para el cálculo de la profundidad de la Corteza, sobre todo a lo largo de nuestra zona Andina-Subandina, que por su disposición estructural se convierte en elemento útil, para comprobar las hipótesis existentes con relación a la Teoría Isostática.
- 5.- Utilizar las Residuales Relativas como una manera indirecta de conocer la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en las áreas que deriven de (2).

- 6.- De concretarse (2) o utilizando redes sísmicas regionales como las existentes en la región central (Lima) y sur del Perú (Arequipa) para un período mínimo de 6 meses, se recomienda realizar estudios de Residuales con eventos Telesísmicos (ondas P y PKIKP) utilizando métodos como el de Inversión de Residuos en 2-D o 3-D, para conocer la variación de las velocidades en las diferentes capas estructurales de la Corteza terrestre. De lograrse esto, se elaborarían modelos de Corteza próximos a la realidad, para ser utilizados en los programas de cálculo epicentral, por ser una información de la que se adolece actualmente.
- 7.- Un estudio mucho más detallado como se indica en (4) y (6), nos permitirá elaborar mapas de Residuales Relativas y Anomalías de Estación. Del mismo modo, se puede conocer mejor la repartición de la temperatura, de la densidad y la Geocronología de la Corteza y el Manto Superior.

BIBLIOGRAFIA

- .BOLT, B., 1981. Terremotos., Serie Reverte Ciencia y Sociedad, Editorial Reverte S.A., España.
- .BONNOT, D., 1984. Neotectonique et Tectonique Active de la Cordillera Blanca et du Callejón de Huaylas. (Andes nord-peruviennes)., These Univ. de Paris-Sub, Centre D'ORSAY, Francia.
- .COULOMB, J., JOBERT, O., 1973. Traite de Geophysique Interne. Tomo I, Editeurs Masson, Paris.
- .DEVERCHERE, J., DORBATH, C., DORBATH, L., OCOLA, L., TAVERA, J., 1987. Microsismicidad de la Cordillera Blanca en Ancash, Perú., IV Congreso de Geología, Lima, Perú.
- .DORBATH, C., DORBATH, L., 1984. Approche sismologique de la structure de la Lithosphere en Afrique de l'Ouest., These Univ. - Pierre et Ma. Curie, Paris VI.
- .DORBATH, C., DORBATH, L., 1986. Programa de cálculo "Distancia y Azimut para Telesísmos"., ORSTOM, Lima, Perú.
- .DORBATH, C., DORBATH, L., GAULON, R., HATZFELD, D., 1985. Seismological Investigation of Bangui magnetic anomaly region and its relation to the margin of the Congo craton., Earth and Planetary Science Letters, 75, p.231-244.
- .DORBATH, C., DORBATH, L., CISTERNAS, A., DEVERCHERE, J., DIAMENT, M., OCOLA, L., MORALES, M., 1986. On Crustal seismicity of the Amazonian foothill of the central Peruvian Andes., Geophysical Research Letters, vol.13, p.1023-1026.
- .ENGDAHL, E., 1977. Interpretation of relative Teleseismic P wave Residuals., Journal of Geophysical Research, vol 82, n.36.

- .GUTENBERG,B.,1939. Internal Constitution of the Earth.,Mc. Graw Hill Book Company, New York.
- .HERRIN,E.,1968. Seismological Tables for P phases., Bull. Seismol. Soc. Am.,58, p.1193-1421.
- .JAMES,D.,1971. Andean Crustal and Upper Mantle Structure., Jour. Geophys. Research, vol. 76, n.14.
- .LYON-CAN,H.,MOLNAR,P.,SUAREZ,G.,1985. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. Dept. of Earth Atmospheric and Planetary Sciences, M.I.T. Cambridge, M.A. 01239.
- .MAROCCO,R.,1986. Comunicación personal.
- .MATTAUER,M.,1976. Las Deformaciones de los Materiales de la Corteza Terrestre., Edc. Omega S.A. Barcelona.
- .MEGARD,F.,1978. Etude Geologique des Andes du Perou Central.,Memoires de ORSTOM, n.86, Paris.
- .POUPINET,G.,1977. Heterogeneites du manteau terrestre deduites de la propagation des ondes de volume. Interpretation - Geodynamique., These Univ.Sci. et Med.,Grenoble, France.
- .SCHMUCKER,U.,FORBUSH,S.,HARTMAN,D.,GIESECKE,A.,CASAVERDE,M.,CASTILLO,J.,SALGUEIRO,R.,DEL POZO,S.,1966. Electrical conductivity anomaly under the Andes.,Carnegie Inst. Wash.Yr. Book,65,p.11-28.
- .SIMON,R.,1972. Earthquake Interpretations.,Colorado School Mines, Traducido por CERESIS, Lima,Perú.
- .SMITH,P.,1973. Topics in Geophysics.,The Open University Press, Walton Hall, Bletchley, Buckinghamshire.
- .VALANCE,G.,1980. Interpretation des ondes PKP, de leurs Precurseurs et multiples observés a Bangui. ORSTOM, Geophysique, vol.17, p.3-19.

- .VABUŠKA, V., PLOMEROVA, J., 1984. Spatial Variations of P Residuals and deep Structure of the European Lithosphere., Geophys J.R. Astr. Soc., 79, p. 363-383.
- .WILLMORE, P., 1979. Manual of Seismological Practice., World Center a for Solid Earth Geophysics, U.S. Dep. of America, NOAA.
- .ZHARKOV, V., 1985. Estructura interior de la Tierra y de los Planetas., Editorial M.I.R., URSS.

ANEXO A

Eventos telesísmicos utilizados en este estudio, para la
Región Andina y Subandina del Perú central (Dpto. Junín).

FECHA (d. m. a.)	HORA ORIGEN (h.min. seg.)	LATITUD (grados)	LONGITUD	REGION
ONDA P.				
13 07 85	19 09 17.2	25.870 N	45.046 W	Cord. North Atlantic.
21 07 85	13 10 33.3	19.036 N	67.974 W	Mona Passage.
25 07 85	14 00 00.0	37.297 N	116.438 W	Southern Nevada.
27 07 85	16 26 45.5	26.935 S	113.412 W	Easter Island Región.
28 07 85	22 59 54.5	60.312 S	26.910 W	South Sandwich Islands Región.
29 07 85	11 35 53.7	17.702 N	94.600 W	Chiapas, Mexico.
01 08 85	23 15 15.4	57.709 S	25.373 W	South Sandwich Islands.
04 08 85	04 54 01.9	44.888 S	75.447 W	Off. Coast Southern Chile.
12 08 85	17 12 36.2	17.978 N	68.534 W	Mona Passage.
15 08 85	08 59 49.8	38.438 S	93.252 W	West Chile Rise.
17 08 85	00 51 42.4	52.203 S	16.964 E	Southwest of Africa.
18 08 85	15 25 08.4	55.72 S	124.14 W	Easter Island Cordillera.
24 08 85	20 27 13.5	21.753 N	108.421 W	Revilla Gigedo Island Región.
27 08 85	00 24 21.8	26.460 N	44.617 W	North Atlantic Ridge.
27 08 85	18 07 30.3	58.904 S	25.359 W	South Sandwich Island Región.

ONDA PKIKP.

14 07 85	19 54 46.4	4.184 S	152.592 E	New Britain Región.
17 07 85	08 09 29.2	4.259 S	152.875 E	
22 07 85	09 06 11.9	6.293 S	148.727 E	
	09 26 52.1	6.281 S	148.725 E	
	09 51 33.2	6.63 S	148.88 E	
	10 12 27.1	6.482 S	148.740 E	
	11 25 24.9	6.370 S	148.774 E	
23 07 85	03 23 10.4	8.511 S	110.538 E	Java.
28 07 85	14 42 09.3	5.021 S	151.988 E	New Britain Región.
31 07 85	20 28 05.2	7.701 S	128.118 E	Banda Sea.
01 08 85	12 13 44.9	29.159 N	95.134 E	India-China, Border Región.
04 08 85	00 00 48.0	0.085 S	123.924 E	Minahassa Peninsula.
	02 36 23.6	7.445 N	123.463 E	MindanaoPhilippine.
	19 43 31.3	5.192 S	152.611 E	New Britain Región.
07 08 85	06 24 07.8	0.126 N	120.367 E	Minahassa Peninsula.
08 08 85	23 59 24.1	5.408 S	153.091 E	New Briatin Región.
09 08 85	19 54 45.5	16.889 N	120.224 E	Luzón Philippine.
10 08 85	04 12 46.7	6.046 S	105.406 E	Sunda Strait.
	16 36 09.1	4.325 S	152.880 E	New Britain Región.
11 08 85	16 06 01.4	36.072 N	95.637 E	Ginghai, Province China.
12 08 85	04 18 57.9	7.031 S	117.163 E	Bali Sea.
13 08 85	00 25 21.6	2.459 S	125.907 E	Cerán Sea.
	08 27 36.9	4.360 S	152.781 E	New Britain Región.
20 08 85	13 43 16.4	1.051 S	126.928 E	Molucca Sea.
26 08 85	14 08 23.1	6.922 S	148.970 E	New Britain Región.

ANEXO B

Eventos telesísmicos utilizados en este estudio, para la
Región de la Cordillera Blanca (Dpto. Ancash).

FECHA (d.m. a.)	HORA ORIGEN (h.min.seg.)	LATITUD	LONGITUD (grados)	REGION
ONDA P.				
12 10 85	03 29 27.6	43.486 N	127.166 W	Off Coast of Oregon.
18 10 85	01 44 28.9	56.772 N	34.109 W	North Atlantic Ocean.
29 10 85	15 02 27.1	18.168 N	102.549 W	Michoacan, Mexico.
06 11 85	08 15 43.6	58.695 S	26.188 W	Soth Sandwich Islands Región.
10 11 85	12 39 50.8	4.225 N	32.494 W	Central Mid-Atlantic Ridge.
	19 40 33.9	29.036 S	13.191 W	South Atlantic Ridge.
12 11 85	03 34 19.8	36.249 S	98.023 W	Southern Pacific Ocean.
ONDA PKIKP.				
12 10 85	12 18 46.4	42.318 N	143.036 E	Hokkaido, Japan Región.
13 10 85	15 59 53.5	40.317 N	69.840 E	Tajik SSR.
18 10 85	04 19 53.5	46.300 N	146.287 E	Northwest of Kuril Islands.
25 10 85	18 12 19.7	7.108 S	124.269 E	Banda Sea.
29 10 85	13 13 42.7	36.720 N	54.805 E	Iran.

ANEXO 4

LA SISMOTECTONICA DE LA ZONA CUZCO - ANTA - ZURITE

(síntesis bibliográfica)

Olivier Bellier

PRESENTACION:

Este informe corresponde a tres meses de investigación realizado en calidad de Voluntario del Servicio Nacional Activo para la cooperación. Fue realizado en el marco de un programa de cooperación IGP - ORSTOM en el Perú, bajo la dirección científica de Louis Dorbath (Maestro de Investigación en el ORSTOM).

Este informe comprende una síntesis bibliográfica de la sismotectónica de la zona de Cuzco-Anta-Zurite, basada principalmente en los trabajos de J. Cabrera (Cabrera et al., 1987, 1988a, 1988b). Sigue un estudio de los modelos de la corteza terrestre de bajo de la zona de Cuzco. Estos modelos son necesarios para el tratamiento de los datos de micro-sismicidad. Esta primera parte constituye la preparación de una misión de sismicidad en la región de Cuzco para estudiar los microsismos después del sismo del 5 de Abril de 1986. Esta misión prevista para los meses de Junio-Julio 1987 no se realizó por razones de seguridad en la zona durante esta época.

AGRADECIMIENTOS:

Agradezco al ORSTOM, a los responsables del departamento TOA-ORSTOM (Tierra-Océanos-Atmosfera), al Dr. Louis Dorbath Director de la Unidad de Investigación de la cual dependo (UR 105), y también al responsable de la misión ORSTOM en Lima, Dr. Henri Poupon, quien siempre ayudó a resolver todos los problemas administrativos que se presentaron durante mi trabajo.

Agradezco igualmente al IGP, a sus responsables, y a David Huaman y Manuel Chang por sus colaboraciones. Agradezco particularmente a José Macharé y a mi ayudante de campo Isaacs Robles, quienes participaron en las salidas de campo con motivación y eficacia.

Tengo reconocimientos particulares a Jean François Dumont, Luc Ortlieb y Henri Poupon que me ayudaron con toda amistad durante mi trabajo. Les agradezco por sus consejos y sus críticas que fueron necesarios para el buen desarrollo de mi investigación.

De igual manera recuerdo a Michel Sébrier quien guió con mucha experiencia mis primeros pasos en el campo peruano y al Profesor J.L. Mercier quien me permitió ir a trabajar en los Andes.

No puedo olvidar a Annick Altuna quien ha traducido este informe muy concienzudamente.

Los analisis microtectonicos fueron realizados gracias al programa de calculo de Carey (Laboratorio de Geologia Dinamica Interna de Orsay - Francia) version para microcomputadora del instituto Geofisico del Peru.

LA CUENCA DE CUZCO : CONTEXTO GEOLOGICO Y GEODINAMICO

La cuenca de Cuzco-Anta está situada en la parte terminal y oriental de la deflexión de Abancay. La dirección estructural de los Andes, más bien meridiana (NNW-SSE), se reorienta a la latitud de la deflexión de Abancay (entre 13° y 14°S de latitud) y adopta una dirección E-W. Esta reorientación estructural de los Andes se efectúa en la prolongación de la dorsal de Nazca y constituye la zona de transición entre los Andes del Perú Central y los Andes del Sur Perú.

La configuración y la orientación de la deflexión de Abancay son una herencia de las cuencas sedimentarias eohercinianas que se instalaron en el nivel de una red de fracturas precámbricas (Marocco, 1978). Cabe señalar que la deflexión de Abancay es la única región del Perú en la que existe un plutonismo andino importante en la Puna. La preexistencia de fracturas E-W hasta WNW-ESE, del precámbrico al eoherciniano, puede haber guiado la subida del magma, debido a que estas megafacturas reaccionaron como megagrietas de tracción (Marocco, 1978).

La zona situada a la latitud de la deflexión de Abancay corresponde también a la zona de cambio de geometría del slab. Debajo de los Andes del Sur Perú, el slab sigue una pendiente normal de 30°, mientras que, debajo de los Andes Centrales, es subhorizontal (Stauder, 1973; 1975; Barazangi e Isacks, 1976; 1979; Grange et al., 1984a; 1984b). En realidad, en el Perú Central, el slab oceánico buza de 30° hasta 80 Km, luego se horizontaliza debajo de los Altos Andes (Stauder, 1975; Barazangi e Isacks, 1979; Bevis e Isacks, 1984; Suárez et al., 1986). La unión entre las dos geometrías (placa que buza normalmente a 30°/placa subhorizontal) se produce por torsión de la placa subducida.

Neotectónica y sismotectónica de la Cuenca del Cuzco

Generalmente, se considera que la cuenca de Cuzco pertenece a los Andes del Perú meridional. Es una pequeña cuenca alargada de dirección E-W entre la Cordillera Oriental y el Altiplano (Sébrier et al., 1982; Cabrera, 1982; Sébrier et al., 1985; Cabrera et al., 1987). La delimita al Norte un sistema de fallas normales y activas de dirección general E-W (al Oeste) a NW-SE (al Este). Estas fracturas se extienden en más de 100 Km. de largo y cubren una zona de 10 Km. de ancho.

La cuenca de Cuzco es, de lejos, una de las cuencas de intracordillera más subsidentes del sistema andino y señala el término septentrional del Altiplano Norte Boliviano y Sur Peruano. El actual estado de esfuerzos de la cuenca de Cuzco

(Sébrier et al., 1982; Cabrera, 1984; Sébrier et al., 1985; Cabrera et al., 1987), al igual que el del Altiplano (Lavenu, 1978; 1981; Blès et al., 1980; Mercier, 1981; Sébrier et al., 1982; Lavenu et al., 1984), corresponde a una fase de extensión de dirección de tracción (Hmin.) N.S. Sin embargo, debido a sus dimensiones, a su fuerte subsidencia y a su carácter endorréico; el Altiplano sigue siendo un caso particular (Sébrier, 1987b, tesis).

El sistema de fallas del Cuzco se amolda a la dirección estructural de la deflexión de Abancay, y está constituido por segmentos de fallas de longitudes variables (entre 3 y 18 Km.) (Cabrera et al., 1987). Estas fallas están marcadas por escarpes en el zócalo y en los depósitos de relleno recientes situados a altitudes escalonadas entre 3200 y 4400 m.s.n.m.

Del Oeste al Este, los 6 segmentos de fallas del Cuzco son los siguientes (ef. fig. 1 y 2; Cabrera et al., 1987).

1) La falla de Zurite :

Esta falla E-W separa la cuenca Cuaternaria de Anta de la Cordillera de Vilcabamba. Es decir deja al Norte el zócalo de edad Paleozóico, y al sur la cobertura meso-cenozoica del bloque hundida. En el Cuaternario, está claramente reactivada en falla normal; tal reactivación puede producir escarpes de 600 m. que constituyen el salto total de la falla durante el Cuaternario.

Pequeños escarpes (o "scarplets") escalonados, de dirección N 100-115 y de buzamiento 60-70°S caracterizan la actividad reciente de la falla. Estos scarplets muestran igualmente una cinemática de falla normal y afectan depósitos cuaternarios; al mismo tiempo que desplazan morfologías recientes (valles, terrazas, etc. ...).

Entre Zurite y Cuzco, un sector no fracturado de 25 Km separa el segmento de falla de Zurite del segmento de Tambomachay.

2) La falla de Tambomachay :

El relleno sedimentario cuaternario de la Cuenca del Cuzco está limitado al Norte por el segmento E-W de la falla de Tambomachay. Esta última marca el contacto entre las formaciones albo-Turonianas del bloque levantado y las formaciones cretácico-terciarias del bloque hundido al Sur.

El movimiento normal, de Cuaternario a actual, define un escape de 400 m. de altura que mira al Sur. La reactivación reciente de la falla está subrayada por scarplets morfológicos de más de 2 m. de alto, que miran al Sur (Sébrier et al., 1982; 1985; Cabrera, 1984; 1987). El segmento de Tambomachay está constituido en realidad por varios segmentos de fallas activas subrayadas por sucesión de escarpes que describen una curva, de orientación N080 al Oeste y N125 al Este, segmentos que separan

localmente el zócalo del relleno cuaternario.

3) La falla de Tamboray :

El segmento de falla de Tamboray, de orientación N-S y de buzamiento al Oeste, se extiende en una longitud de 3.5 Km., a una altitud promedio de 4000 m. Esta falla está subrayada por un scarplet de unos 2 a 4 m. de alto que afecta el substrato (cretácico sup-terciario) y las formaciones aluviales cuaternarias. Al igual que para los segmentos de fallas anteriores, los argumentos tectónicos y microtectónicos (desplazamiento de los ríos y tectoglifos) muestran un movimiento tectónico activo de componente normal dominante.

4) La falla de Qoricocha :

La falla de Qoricocha, de orientación E-W a WNW-ESE (N 100), está situada a una decena de kilómetros al Norte de la falla de Tambomachay, a 4300 m. de altitud y tiene una longitud de 3 Km. Está subrayada por pequeños escarpes de orientación similar que miran al Sur y que muestran un juego normal. Esta falla afecta los depósitos sedimentarios cuaternarios (morrenas) y las coladas volcánicas plio-cuaternarias. El mapa de las isosistas establecidas por Deza et al. (informe IGP, 1986) y las observaciones neotectónicas efectuadas por Cabrera (1988) indican claramente que el sismo del Cuzco del 4 de Mayo de 1986 se debe a la reactivación del segmento más oriental de la falla de Qoricocha (ef. fig. 2; fig.3).

5) El segmento de falla de Pachatusen :

Entre las fallas de Tambomachay y de Urcos, numerosos pequeños segmentos de falla dispuestos en sucesión desorganizada permiten la conexión de los sistemas de Tambomachay y de Urcos. Al pie del macizo de Pachatusen, escarpes de buzamientos Sur afectan tanto los depósitos permotriásicos del grupo Mitu (Marocco, 1978), como los depósitos glaciares cuaternarios. Esta falla, representada por scarplets de orientación N130 a N140 y de buzamiento 50° a 70°S, parece tener desplazamientos normales subrayados por saltos recientes de 10 m. El recorte de las terrazas recientes muestra la actividad distensiva muy reciente de este segmento de falla.

6) La falla de Urcos :

La falla de Urcos constituye el segmento más meridional de las fallas del Cuzco; dicha falla, de más de 15 Km. de largo,

de dirección NW-SE, pone en contacto el zócalo paleozoico del bloque levantado con las formaciones cenozoicas del compartimento hundido, a altitudes escalonadas entre 3200 a 3600 m. Esta falla, de buzamiento SW, afecta las series volcánicas de Rumicolca, de una edad inferior a 0.7 M.Y. B.P. (Kaneoka y Guevara, 1984). La actividad normal de esta falla durante el Cuaternario parece ser responsable de la sedimentación aluvial y de la subsidencia de las depresiones de Lucre y Andahuaylillas.

En su terminación meridional, este gran segmento de falla adopta una orientación cercana a E-W y corta el valle del río Vilcanota. Esta intersección, ubicada a unos 2 Km. al Este de Urcos, parece ser el lugar del epicentro del sismo del 8 de Mayo de 1965, de magnitud 4.3 (Silgado, 1978).

Reactivaciones sucesivas de las fallas de Cuzco :

Numerosos argumentos morfológicos y tectónicos muestran que la red de fallas de Cuzco se activó varias veces, en el transcurso del Cuaternario (Cabrera et al., 1987), y el total de los movimientos puede alcanzar más de 300 m. de salto. Los desplazamientos en fallas normales, afectan estructuras compresivas, estas últimas grabadas en los terrenos lacustres de edad Pleistoceno inferior (Cabrera, 1984; Cabrera et al., 1987; Sébrier et al., 1985), y los movimientos normales más recientes son más jóvenes que 0.7 M.Y.B.P. Mediante análisis morfológicos ya probados (Wallace, 1977; Bucknam y Anderson, 1979; Nash, 1980; 1984; Hanks et al., 1984), Cabrera (1987) ha mostrado que los scarplets de la región del Cuzco no son más antiguos que unos centenares o millares de años. Asimismo, numerosos argumentos morfológicos (morfología de los escarpes y de los scarplets, rupturas de pendiente de la topografía, desplazamiento de los cauces de los ríos, etc. ...), muestran reactivaciones muy recientes. Estas reactivaciones de las fallas regionales, en juego normal, se produjeron en varios episodios de deformación cuaternaria.

Estos movimientos normales se manifiestan únicamente en zonas de debilitamiento preexistentes (fallas antiguas) y constituyen, durante el Holoceno, dos desplazamientos distintos de 2 m. de amplitud aproximadamente. Los volcánicos Cuaternarios shoshoníticos parecen acomodarse paralelamente al sistema de fallas de orientación NW-SE (F. Candía Castillo y V. Santiago Carlotto, 1985), y Cabrera (1987) considera que el volcanismo cuaternario es guiado por la actividad de las fallas normales (tectónica en extensión).

Cinemática regional y estiramiento durante el Cuaternario

Después de una actividad de compresión de las fallas del sistema del Cuzco relacionada con un acortamiento E-W de edad Cuaternario precoz, todos los movimientos son de fallas normales puras y definen un estado de esfuerzos distensivo, compatible con una dirección de tracción submeridiana. El análisis numérico de los mayores desplazamientos sobre las fallas regionales (Carey, 1979) define un tensor de esfuerzos triaxial ($R=0.84$) con los ejes 3 (mínimo: σ_H min.) y 2 (intermedio: σ_H max.) subhorizontales y extensivos. Sus direcciones respectivas son $N004^\circ E$ y $N274^\circ E$ (Cabrera, 1987), mientras que el eje σ_1 es vertical (σ_{ZZ}). Los estados locales de esfuerzos sobre las fallas E-W son perfectamente compatibles con este estado de esfuerzos, ligado a una extensión N-S. Dicha extensión N-S produce principalmente reactivaciones sobre fallas E-W y parece controlar la actividad volcánica cuaternaria a lo largo de los sistemas de fallas. Localmente, sin embargo, σ_2 (extensivo) de orientación E-W puede producir movimientos de falla normal, sobre segmentos de falla N-S (Tamboray).

El alargamiento de dirección N-S generado por esta fase de extensión cuaternaria es del orden del 6 a 7% en las cuencas cuaternarias del sistema de Cuzco-Anta. Si bien es relativamente reducido, es superior sin embargo al valor promedio del alargamiento N-S calculado para el conjunto de los Andes del Sur Perú, estimado al 1% (Sébrier et al., 1985).

Sismicidad histórica :

La región del Cuzco ha experimentado numerosos sismos destructores cuyos focos fueron superficiales durante el período histórico (Silgado et al., 1950; Silgado, 1978). En particular, el sismo del 21 de Mayo de 1950 que generó varias fisuras en el pueblo de San Jerónimo y produjo scarplets sobre el segmento de falla de Pachatusan (Silgado, 1978; Silgado et al., 1950; Cabrera et al., 1987).

Más recientemente, el sismo del 5 de Abril de 1986, de magnitud 5.3 afectó la región del Cuzco y ocasionó 7 muertos y 13000 damnificados. Este sismo produjo fisuras escalonadas, a lo largo del segmento oriental de la falla de Qoricocha, y también scarplets de aspecto muy reciente (Cabrera, 1988).

El mapa de las isosistas establecido por Deza et al. (1986, fig. 3) muestra que este sismo superficial se debe efectivamente a una ruptura de la parte más oriental de la falla Qoricocha, cubriendo el área de percepción del sismo, una superficie de 11309 Km² (60 Km. de radio). El mecanismo focal del sismo del Cuzco es de falla normal, y por lo tanto es compatible con las observaciones neotectónicas efectuadas por Cabrera et al. (1987, 1988).

Las Cuencas de Anta-Cuzco : contexto geodinámico regional

El estado de esfuerzos de la zona del Cuzco concuerda con el efecto de alta topografía compensada (Molnar y Tapponnier, 1978; Dalmayrac y Molnar, 1982; Cross y Pilger, 1982; Suárez et al., 1983; Froidevaux e Isacks, 1984; Sébrier et al., 1985). Ahí sin embargo, la extensión N-S parece ser, más bien, consecuencia de un ajuste entre la cordillera occidental, compensada, y la cordillera oriental, subcompensada. Las dos cordilleras tienen altitudes promedio superiores a los 4000 m., a pesar de que sus raíces corticales son diferentes. Siendo de 70 Km., la de la cordillera occidental, la cadena, aquí, está compensada isostáticamente (Yamamoto et al., 1986; Kono et al., 1986). Siendo de 55 Km., la de la cordillera oriental, está por lo tanto subcompensada. La altitud importante de esta última es superior a la altitud que sería inducida por simple equilibrio isostático, tal exceso de topografía sería probablemente inducido por la compresión que está actuando en el borde oriental de la cordillera. Un ajuste debe efectuarse entonces entre las dos cordilleras en el nivel de las zonas de fallas preexistente entre ellas.

ESTRUCTURA DE LA CORTEZA Y DEL MANTO SUPERIOR DEBAJO DE LOS ANDES
Y ESTABLECIMIENTO DE MODELOS CORTICALES A NIVEL DE
LA REGION DE CUZCO

El cálculo de los hipocentros y mecanismos focales de los sismos a través del programa HIPOINVERSE (Klein, 1977), necesita el establecimiento previo de un modelo cortical: modelo de capas homogéneas y paralelas cuyas velocidades de propagación de las ondas sísmicas permanecen constantes.

Debajo de los Andes peruanos, la estructura de la corteza y del manto superior es poco conocida aún, y todos los modelos corticales establecidos hasta ahora están mal definidos. Sin embargo, existen muchos modelos deducidos de estudios geofísicos diferentes: sísmica de refracción, gravimetría y análisis de las ondas de superficie (Ocola et al., 1981; Ocola y Méyer, 1972; James, 1971), etc... Los resultados del programa de estudio "Nazca Plate" (Couch et al., 1981; Cobbing et al., 1985; Wilson, 1985) basados en diferentes modos de investigación de geofísica (gravimetría, sísmica, etc...); permitieron en particular la confección de los cortes E-W de estructura cortical transversalmente al basamento andino. Más recientemente, Cunningham et al. (1986), han establecido un modelo en tres dimensiones de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas (P y S) en la corteza y en el manto superior debajo de la costa, así como de la Cordillera Occidental de los Andes del Sur Perú. Ello mediante un proceso de investigación de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas P (de compresión) y S (de cizalla) registradas durante dos misiones de estudio de la micro-sismicidad del Perú meridional (Grange et al., 1984a, 1984b).

Todos estos modelos convergen hacia las mismas conclusiones: el espesor de la corteza es de 30 a 40 Km. debajo de la costa y aumenta notablemente debajo de la Cordillera Occidental y del Altiplano, donde alcanza los 70 Km. Sin embargo, al Norte y al Sur del Altiplano (boliviano y surperuano), el Moho sube ligeramente (Ocola y Meyer, 1972) a 60-65 Kms. Debajo de la Cordillera Oriental, el espesor cortical es solamente de 50 a 55 Km.

La síntesis de estas diversas investigaciones de la estructura litoesférica nos ha permitido establecer varios modelos simplificados de capas corticales de velocidad constante debajo de la Cuenca de Cuzco. Todos los modelos, puestos a prueba posteriormente, deberán responder a las mismas exigencias básicas:

- la corteza tiene aquí un espesor inferior a los 70 Km., a pesar de estar excesivamente engorsada. Dicho espesor está comprendido entre los 60 y 70 Km., y podemos estimarlo a 65 Km. aproximadamente;

- debajo de la discontinuidad de Mohorovicic, la velocidad de las ondas P en el manto superior es de cerca de 8 Km/s y podemos considerar que la velocidad de las ondas P promediada, considerando todo el manto superior, es de 8.2 Km/s;

- la velocidad de las ondas sísmicas aumenta gradualmente en la corteza; por ejemplo, para las ondas de compresión (P) la velocidad pasa de 5 - 5.6 Km/s en superficie, a 6.8 - 7 Km/s encima del Moho y, para las ondas cizalla (S), de 3 Km/s a 4 Km/s;

- finalmente, estimamos la velocidad de las ondas P en 5 Km/s en los sedimentos recientes, y en 5.6 Km/s en el zócalo cuando él aflora.

En nuestros modelos simples, de 2 a 5 capas corticales, no tomaremos en cuenta los niveles de escasa velocidad puestas en evidencia en la corteza, por Ocola y Meyer (1972).

Hemos establecido entonces un modelo general para la corteza y el manto superior hasta 130 Km. Los modelos 2, 3 y 4 se deducen de este modelo y representan grados diferentes de simplificación. El modelo 1, el más simple, se basa en el modelo de 3 capas definido por Grange et al. (1984), después de las pruebas sucesivas efectuadas sobre varios modelos inherentes a la estructura litoesférica del Sur Perú. Este modelo considera que la velocidad de las ondas P varía de 6 a 6.3 Km/s en la corteza, de 7.9 a 8.5 debajo de la misma, y que la profundidad del Moho está comprendida entre 40 y 65 Km. (el espesor de la corteza debajo de Cuzco podría corresponder a los 65 Km.). La relación V_p/V_s así definida en estos modelos es del orden de 1.70 a 1.76.

MODELO GENERAL :

	<u>Profundidad</u> (en Km.)				
	Modelo debajo de la cuenca sedimentaria		Modelo debajo del zócalo		Vp (en Km/s)
	-----		-----		-----
	Ø	a 2	*		5.0
	2	a 5	Ø	a 5	5.6
Corteza	5	a 20	5	a 20	5.8
	20	a 42	20	a 42	6.4
	40	a 65	40	a 65	6.8
Moho	-----		-----		-----
	65	a 100	65	a 100	8.0
Manto sup.	100	a 130	100	a 130	8.4

MODELO 1 : (Grange 1984a) :

	<u>Profundidad</u> (Km)	<u>Vp</u> (Km/s)
	-----	-----
	Ø a 30	6.0
	30 a 65	6.8
Moho ----->	-----	-----
	> a 65	8.2

MODELO 2 (Modelo simple al nivel de una cuenca sedimentaria) :

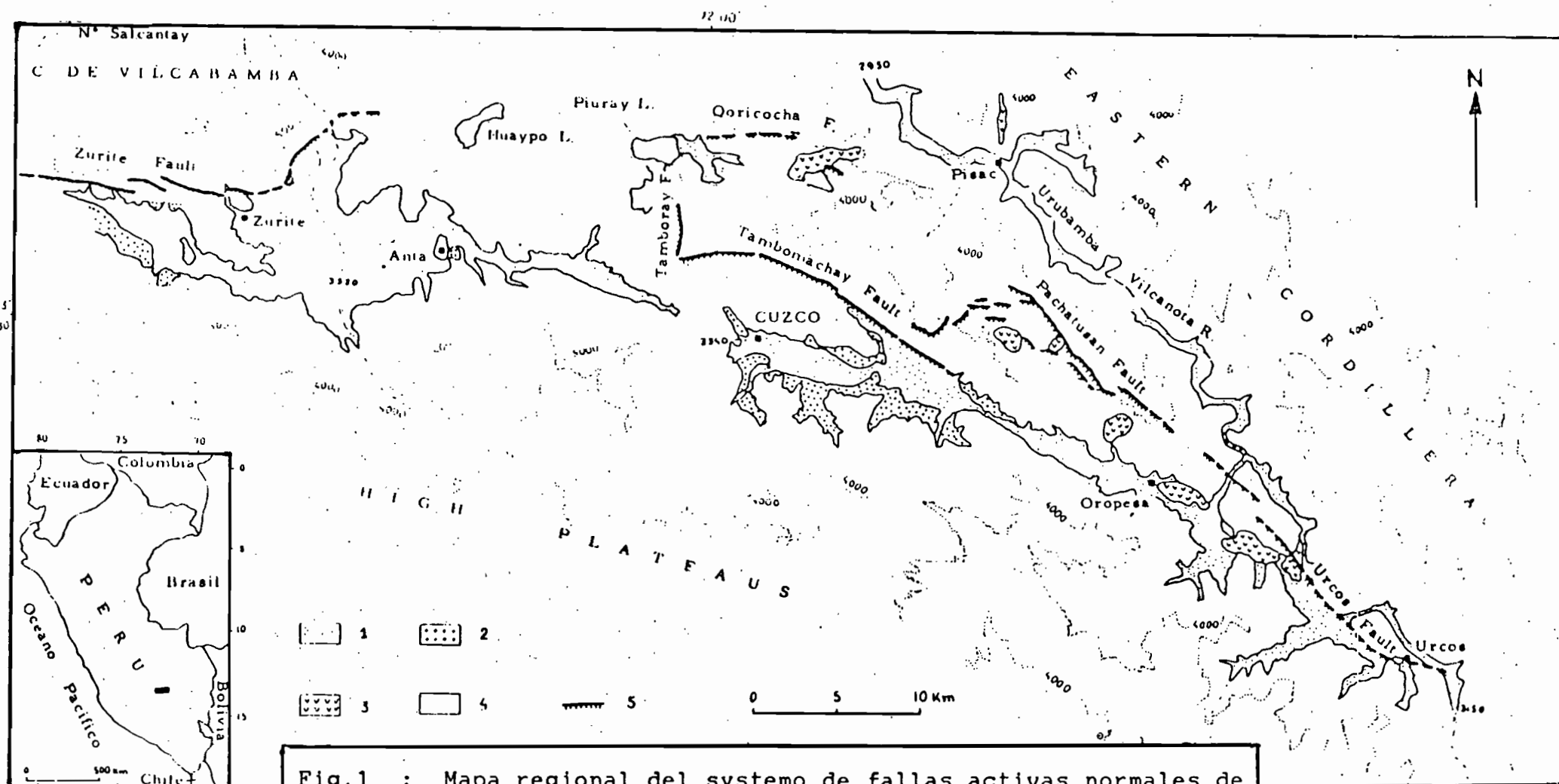
	<u>Profundidad</u> (Km)	<u>Vp</u> (Km/s)
	-----	-----
	Ø a 2	5.0
	2 a 30	6.0
	30 a 65	6.8
Moho ----->	-----	-----
	> a 65	8.2

MODELO 3 (Al nivel del zócalo) :

	Profundidad (Km)	Vp (Km/s)
	-----	-----
	0 a 5	5.6
	5 a 20	5.8
	20 a 42	6.4
	42 a 65	6.8
Moho ----->	-----	-----
	> a 65	8.2

MODELO 4 (Complejo al nivel de una cobertura sedimentaria :

	Profundidad (Km)	Vp (Km/s)
	-----	-----
	0 a 2	5.0
	2 a 5	5.6
	5 a 20	5.8
	20 a 42	6.4
	42 a 65	6.8
Moho ----->	-----	-----
	> a 65	8.2



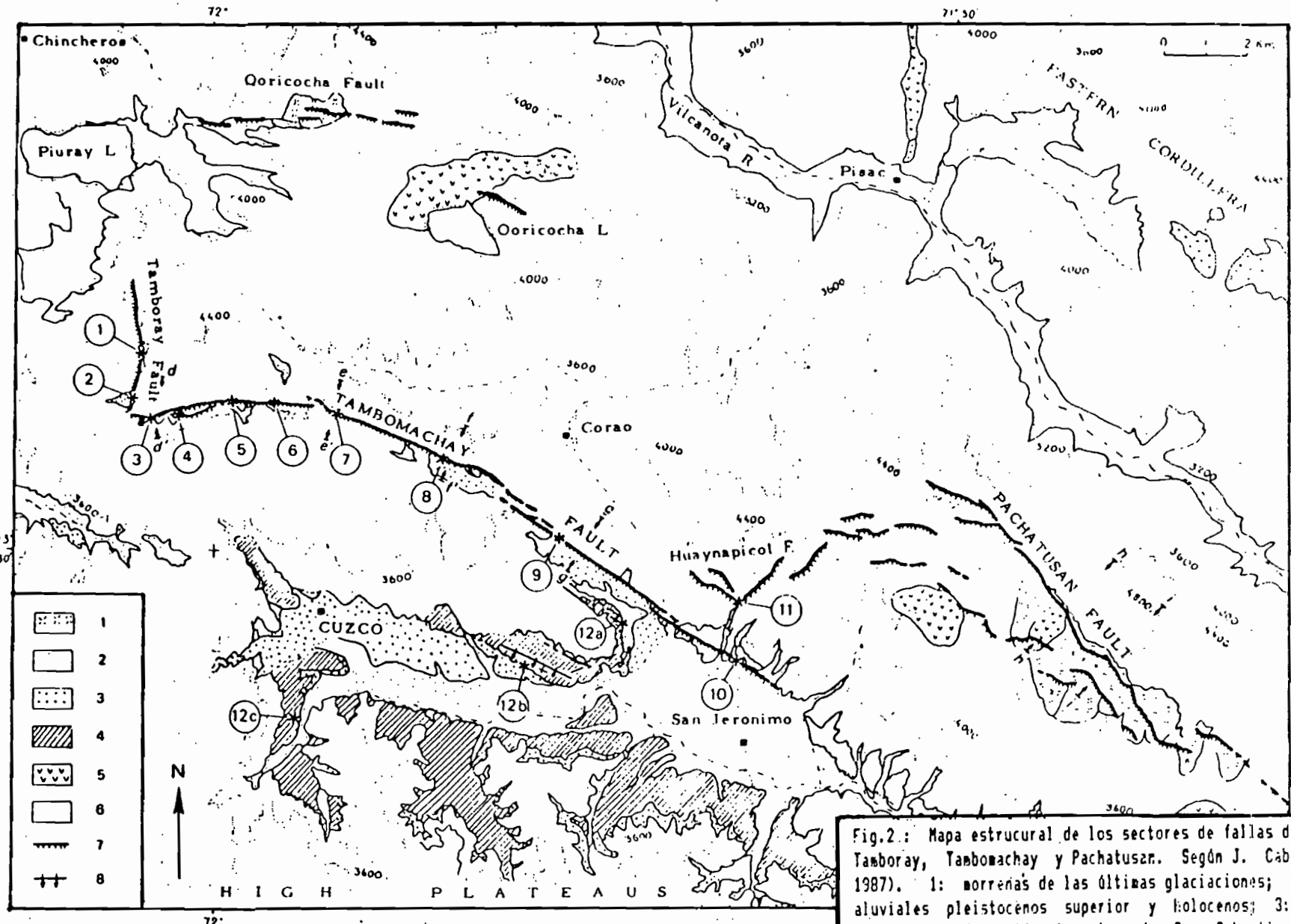
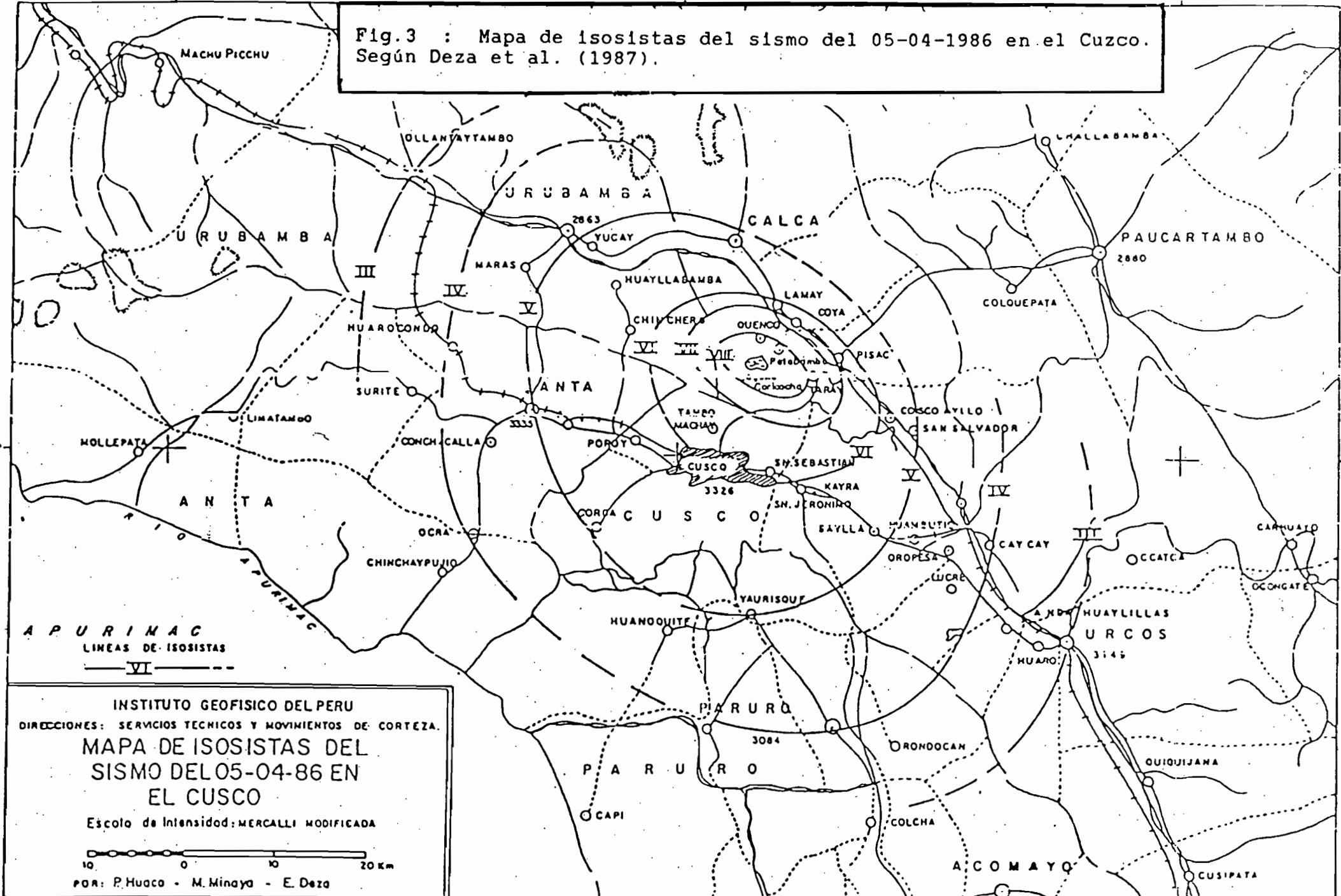


Fig.2.: Mapa estructural de los sectores de Doricocha, Tamboray, Tambomachay y Pachatusan. Según J. Cabrera (et al. 1987). 1: morrenas de las últimas glaciaciones; 2: depósitos aluviales pleistocenos superior y holocenos; 3: Pleistoceno medio; 4: formación lacustre de San Sebastian, Peistoceno inferior; 5: centros volcanicos plio-cuaternarios; 6: formaciones pre-cuaternarias; 7: fallas activas noroales; 8: flexuras cuaternarias.

Fig.3 : Mapa de isosistas del sismo del 05-04-1986 en el Cuzco. Según Deza et al. (1987).



BIBLIOGRAFIA

- BARAZANGI, M., and Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America *Geology* 4 (11), 686-692
- BARAZANGI, M., and Isacks, B. L. (1979). Subduction of the Nazca Plate beneath Peru: Evidence from spatial distribution of earthquakes *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* 57, 537-555
- BEVIS, M., and B. Isacks, Hypocentral trend surface analysis : probing the geometry of Benioff zones. *J. Geophys. Res.* 89, (b7), 6153-6170. 1984
- BUCKNAM, R. C., and Anderson, R. (1979). Estimation of fault-scarp ages from a scarp-height angle relationship. *Geology* 7
- CABRERA, J. 1984. Etudes sur la néotectonique de la région de Cuzco : Zone andine et zone sub-andine, Sud-Pérou. Rapport DEA. Tectonophysique, Université Paris XI-Orsay.
- CABRERA, J., SEBRIER, M., and MERCIER, J. L. 1987. Active normal faulting in high Plateaus of Central Andes : The Cuzco region (Peru). *Annales Tectonicae*, Vol.I, 2, p.116-138
- CABRERA, J., SEBRIER, M., DEZA, E. y HUAMAN, D. 1988a. An active and seismic normal fault in high Andes : the active Qoricocha fault and its reactivation during the April 5, 1986 shallow earthquake (Cuzco region-Peru). Submitted to *Bull. Seism. Soc. of America*.
- CABRERA, J., 1988b. Fallas normales activas en la Cordillera Oriental : le region de Ocongate (Peru). Submitted to *Bol. Soc. Geol. Peru*.
- CABRERA, J., SEBRIER, M. y MERCIER, J. L. 1988c. Plio-Quaternary geodynamic evolution in a transitional domain between Centra and Southern Peru : The Cuzco region. Accepted to *Géodynamique*, ORSTOM-France.
- CAREY, E. (1976). Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse Université Paris XI-Orsay, 167
- CAREY, E. (1979). Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 21, 57-66

- CAREY, E., and Brunier, B. (1974). Analyse théorique et numérique d'une modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles C R Hebd. Séances Acad. Sc., 279, 891-894
- COBBING, E.J. 1985. The tectonic setting of Peruvian Andes. In Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes. Edt. Wiley and Sons, New York, p.3-12.
- COUCH R., WITHSETT R., HUEN B. y BRICENO-GARUPE L. 1981. Structures of the continental margin in Peru and Chile. In Nazca Plate: crustal formation and Andean convergence. Eds. Kulm L.D., Dymond D., Dasch E. and Hussong D.M. Mem. Geol. Soc. Am., 154, p. 703-726.
- CROSS, T. A. and PILGER, R. H. (1982). Controls of subduction geometry, location of magmatic arc and tectonics of arc and back-arc regions Geological Society of America Bulletin 93, 545-562
- CUNNINGHAM, P. S., ROECKER, S.W. and HATZFELD, D. (1986). Three-dimensional P and S wave velocity structures of Southern Peru and their tectonic implications. J. Geophys. Res., vol. 91, 89: 9517-9532
- DALMAYRAC, B. (1974). Un exemple de tectonique vivante: les failles subactuelles du pied de la Cordillère Blanche (Pérou). Cah. ORSTOM, sér. Géol., vol 6, 1: 19-27
- DALMAYRAC, B. and MOLNAR, P. (1981). - Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. Earth Planet. Sci. Lett., 55, 473-481
- DEZA, E. (1970). Zonas de transición sismotectónica en Sudamérica, estudio preliminar de la zona de transición en el Perú. Simposión Manto Superior, Buenos Aires, 143-156
- DEZA E., HUACO P., MINAYA M., VASQUEZ M., RODRIGUEZ S., HUAMAN D., FLORES A. y ALVARADO P. 1986. El sismo del Cuzco del 5 de Abril 1986. Informe I.G.P.
- FROIDEVAUX, C. and ISACKS, B. The mechanical state of the Altiplano-Puna segment of the Andes, Earth Planet. Sci. Lett. 71, 305-314, 1984
- GRANGE, F., CUNNINGHAM, P., CAGNEPAIN, J., HATZFELD, D., MOLNAR, P., OCOLA, L., RODRIGUEZ, A., STOCK, S. W. and SUAREZ, G. The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in southern Peru, Geophys. Res. Lett. 11 (1), 38-41. 1984a.

- GRANGE, F., HATZFELD, D., CUNNINGHAM, P., MOLNAR, P., ROECKER, S.W., SUAREZ, G., RODRIGUEZ, A. and OCOLA, L. Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru, J. Geophys. Res., **89**, (7), 6139-6152, 1984b.
- HANKS, T. C., BUCKNAM, R. C., LAJOIE, K. R., and WALLACE, R. E. (1984). Modification of Wave-Cut and Faulting-Controlled Land-forms. Journal Geophysical Research **89** (B7), 5771-5790
- JAMES, D. E. 1971. - Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. Geol. Soc. Am. Bull., **82**: 3325-3346
- KLEIN, F. W. 1978. - Hypocenter location program HUPOINVERSE. U. S. Geological Survey, Open File Report, 78-694
- KANEOKA, I. and GUEVARA, C. K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Peru, Geochem. Jour., **18**, 233-239, 1984
- KONO, M., FUKAO, Y. and YAMAMOTO, A. 1986. Mountain building in the Central Andes. Andes Sciences **3**, 125-136
- LAVENU, A., SEBRIER, M. and SERVANT, M. Néotectonique des Andes Centrales: Pérou, Bolivie, Bull., **3**, pp. 56-58, INQUA Neotectonic Comm., Stockholm, 1980
- LAVENU, A. 1986. Etude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes boliviennes. Thèse état Université Paris XI-Orsay, 434
- LAVENU, A. and BALLIVIAN, O. 1980. Estudios neotectónicos de las cuencas de las regiones de Cochabamba, Sucre, Tarija, Cordillera Oriental, Bolivia. Revista de la Academia Nacional de Ciencias de Bolivia **2** (3), 107-129
- MAROCCO, R. 1977. Un segment E.W. de la chaîne des Andes Péruviennes: La déflexion d'Abancay - Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel (Sud du Pérou 12°30'S à 14°00'S). Thèse état, Université Montpellier, 141
- MERCIER, J. L. and SEBRIER, M. Informe sobre el estudio preliminar de las fallas recientes de la región de la represa de Recreata (Cordillera Blanca, Dep. Ancash), report, 8 pp., Electroperu, Lima, 1981
- MOLNAR, P. and TAPPONNIER, P. Active tectonics of Tibet, J. Geophys. Res., **83**, 5351-5375, 1978
- NASH, D. B. 1980. Morphologic dating of degraded normal fault scaps. Journal of Geology **88**, 353-360

- NASH, D. B. 1984. Morphologic dating of fluvial terrace scarps and fault scarps near West Yellowstone, Montana. Geological Society of America Bulletin 95, 1413-1424
- OCOLA, L. and MEYER, R. P. 1972. - Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano. Geophys. J. R. Astron. Soc., 30: 199-209
- SEBRIER, M., HUAMAN, D., BLANC, J. L., MACHARE, J., BONNOT, D. and CABRERA, J. Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú, 109 pp., Inst. Geofísico Perú. Seismicity Seismic Risk Andin Region, Lima, 1982.
- SEBRIER, M., MERCIER, J. L., MEGARD, F., LAUBACHER, G. and CAREY-GAILHARDIS, E. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of South Peru, Tectonics, 4, 739-780, 1985
- SEBRIER, M., MERCIER, J. L., MACHARE, J., BONNOT, D., CABRERA, J. and BLANC, J. L. 1987. - The state stress in an overriding plate situated above a flat slab: the Andes of Central Peru. Soumis a Tectonics.
- SILGADO, E. 1951. - The Ancash, Peru earthquake of November 10, 1946. Bull. Seism. Soc. Am., 41: 83-100
- SILGADO, E. 1978. - Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). Bol. 3, Ser. C. Inst. geol. min., Lima.
- STAUDER, W. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate, J. Geophys. Res., 73 (23), 5033-5061, 1973
- STAUDER, W. Subduction the Nazca plate under Peru as evidence by focal mechanisms and by seismicity, J. Geophys. Res., 80 (8), 1053-1064, 1975
- SUAREZ, G., MOLNAR, P. and BURCHFIEL, B. C. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia, J. Geophys. Res., 88 (B12), 10403-10428, 1983
- SUAREZ, G., GAGNEPAIN, J., CISTERNAS, A., HATZFELD, D., MOLNAR, P., OCOLA, L. and ROECKER, S. Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the subducted slab in central Perú: result from a micro-seismic experiment. Jour. Geophys. Res., (in press), 1986
- WALLACE, R. E. 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. Geological Society of America Bulletin 88, 1267-1281

WALLACE, R. E. 1984. Fault scarps formed during the earthquakes of October 2, 1915, in Pleasant Valley, Nevada, and some tectonic implications. U. S. Geological Survey Professional Paper 1274-A, 33

WILSON D.W. 1985. The deeper structure of Central Andes and some geophysical constraints. In Magmatism at a plate edge, The Peruvian Andes. Eds. Wiley and Sons. New York. p. 13-18.

YAMAMOTO, E., FUKAO, Y. and KONO, M. 1986. Gravity anomaly and crustal structure of Peruvian Andes. Andes Sciences 3, 113-124