

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



**ANÁLISIS DE RESIDUALES DE ONDAS P Y PROPUESTA DE
MODELO DE EQUILIBRIO ISOSTÁTICO PARA LA
CORDILLERA ANDINA DEL PERÚ**

*Tesis Presentada por la Bachiller en
Ciencias Geofísicas:*

Martha Añezco Condori

*Para optar el Título Profesional de
INGENIERO GEOFÍSICO*

AREQUIPA - PERÚ
2015

Dedicada a toda

Mí Familia

Quienes apoyaron mi formación profesional y siempre me creyeron capaz de realizar todo.

Los amo y extraño mucho

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi gratitud a todas aquellas personas que con sus sugerencias contribuyeron a la realización de esta tesis.

En primer lugar, debo agradecer a Dios por bendecirme y guiarme en el buen camino, por darme la vida y los amigos que tengo.

De manera especial, mi agradecimiento eterno a mi Asesor de Tesis, Dr. Hernando Tavera Director del área de Sismología del Instituto Geofísico del Perú (IGP), por su valiosa enseñanza, apoyo y confianza en mi trabajo, los cuales han sido un aporte invaluable para el desarrollo de esta tesis y de mi formación profesional.

Mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú, por haberme facilitado un ambiente agradable de trabajo y la logística necesaria para concluir esta tesis.

A todo el personal que labora en el área de Sismología (IGP) por permitirme estrechar lazos de amistad y compañerismo. Los MSc I. Bernal L. Torres, S. Yauri, J.C. Villegas, Sra. C. Agüero, Sres. S. Rodríguez, H. Salas, E. Fernández, J. Millones, E. Torres, L. Arredondo, R. Bustamante, F. Rosado, C. Condori, C. Flores, P. Guardia, K. Pari, L. Velarde, J. Huarachi, W. Sulla, E. Bejarano, G. Pérez, V. Nina, J. Guzmán, J. Martínez, A. Cuya, R. Felix, J. Oyola. Gracias por su gentil colaboración en los momentos requeridos que ha sido de gran ayuda en la finalización de la presente Tesis.

A las buenas amistades que conocí en un lugar nuevo para mí. Mónica, Silvia, Leslie, Medali, Antonio, Juan Carlos, Joel y Santiago, gracias muchachos por darme fuerzas y aliento para continuar con la tesis, a la Sra. María por abrirme las puertas de su casa y por sus buenos consejos.

Finalmente, agradezco a los catedráticos de mi Alma Mater, la Universidad Nacional de San Agustín, M.Sc. Armando Minaya, Jorge Soto, Javier Ticona, Edgar Gonzales, Dr. Orlando Macedo e Ing. Sebastián Zúñiga, muchas gracias por sus enseñanzas, experiencias y consejos impartidos durante mi formación académica.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

| | |
|--|-----------|
| CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| 1.1 Objetivos | 4 |
| 1.2 Área de Estudio | 4 |
| CAPÍTULO II GEODINÁMICA DEL PERÚ | 6 |
| 2.1 Principales Rasgos Tectónicos..... | 8 |
| 2.1.1 Dorsal de Nazca | 8 |
| 2.1.2 La Fractura de Mendaña | 8 |
| 2.1.3 La Fosa Marina | 10 |
| 2.1.4 La Cordillera Andina | 10 |
| 2.1.5 La Cadena Volcánica | 10 |
| 2.1.6 Los Sistemas de Fallas | 11 |
| 2.2 Principales Unidades Geomorfológicas | 11 |
| 2.2.1 La Cordillera Costanera | 12 |
| 2.2.2 Zona Costera | 12 |
| 2.2.3 La Cordillera Occidental..... | 12 |
| 2.2.4 Zona Intercordillerana..... | 13 |
| 2.2.5 La Cordillera Oriental | 13 |
| 2.2.6 Zona Subandina | 15 |
| 2.2.7 Llanura Amazónica..... | 15 |
| CAPÍTULO III ESTRUCTURA DE LA TIERRA Y ONDAS SISMICAS | 16 |
| 3.1 Estructura de la Tierra y Ondas Sísmicas | 17 |
| 3.1.1 Estructura Sismológica | 19 |
| 3.1.2 Estructura Geofísica..... | 21 |

| | |
|---|-----------|
| 3.2 Sismos y Telesismos | 22 |
| 3.2.1 Sismos Locales ($\Delta < 1^\circ$) | 23 |
| 3.2.2 Sismos Regionales ($1^\circ < \Delta < 10^\circ$) | 23 |
| 3.2.3 Telesismos ($10^\circ < \Delta < 180^\circ$)..... | 24 |
| CAPÍTULO IV RESIDUALES DE ONDAS SÍSMICAS | 29 |
| 4.1 Residual Absoluto | 30 |
| 4.2 Residual Relativa | 31 |
| 4.3 Anomalía de Estación | 32 |
| 4.3.1 Cálculo de Anomalías de Estación | 32 |
| CAPÍTULO V SELECCIÓN Y ANALISIS DE DATOS | 34 |
| 5.1 Selección y Análisis de Datos | 34 |
| 5.2 Boletines Sísmicos | 35 |
| 5.3 Red Sísmica Nacional (RSN)..... | 37 |
| 5.4 Cálculo de la Distancia Epicentral y Azimut | 40 |
| 5.4.1 Distancia Epicentral:..... | 40 |
| 5.4.2 Azimut estación-epicentro: | 41 |
| 5.5. Cálculo del Tiempo Teórico..... | 44 |
| 5.6 Identificación de Fases P en el Sismograma | 45 |
| CAPÍTULO VI ANÁLISIS DE RESIDUALES | 49 |
| 6.1. Residual Absoluto | 50 |
| 6.1.1 Región Norte:..... | 51 |
| 6.1.2 Región Centro | 52 |
| 6.1.3 Región Sur | 53 |
| 6.2 Residuales Relativas..... | 55 |
| CAPÍTULO VII ANOMALÍAS DE ESTACIÓN SISMICA..... | 60 |
| 7.1. Anomalías de Estación..... | 60 |
| 7.1.1 Región Norte..... | 62 |
| 7.1.2 Región Centro | 64 |
| 7.1.3 Región Sur | 65 |

| | |
|--|----|
| 7.2. Anomalías y Altitud de Estación | 66 |
| 7.2.1 Región Norte..... | 67 |
| 7.2.2 Región Centro | 68 |
| 7.2.3 Región Sur | 68 |
| 7.3. Modelo de Isostasia de Airy..... | 69 |
| 7.4 Modelos de Velocidad para las Regiones Norte, Centro y Sur del Perú..... | 72 |
| 7.4.1 Modelo de Velocidad para la Región Norte | 72 |
| 7.4.2 Modelo de Velocidad para la Región Central..... | 74 |
| 7.4.3 Modelo de Velocidad para la Región Sur..... | 76 |

CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

ANEXO A

RESUMEN

El proceso de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, dio forma a la actual geomorfología del Perú y en la cual, sobresale la Cordillera de los Andes que alcanza alturas de hasta 6 km en la región central (nevado de Huascarán). La variada topografía existente en Perú, ha despertado el misterio de muchos investigadores de conocer el espesor de la corteza y su forma a profundidad.

En el presente estudio, se propone un modelo de equilibrio isostático para la Cordillera Andina, a partir del análisis de residuales y anomalías de ondas P. Estas anomalías pueden ser interpretadas como variaciones en el espesor de la corteza bajo la zona de estudio y permiten comparar las propiedades físicas de la estructura existente por debajo de cada estación sísmica de manera regional. La base de datos utilizada, corresponde a eventos ocurridos a distancias Telesísmicas y registrados en 23 estaciones sísmicas pertenecientes a la Red Sísmica Nacional del Perú.

El análisis de los residuales absolutos y relativos, proporcionaran las primeras estimaciones sobre la variación de las anomalías de Estación. La marcada diferencia observada entre los valores de anomalía de una zona a otra y su relación con la altitud de las estaciones, confirmaran la variación del espesor de la corteza en cada región.

Los resultados permiten proponer que el equilibrio isostático a nivel de la corteza es suficiente para explicar la variación espacial de las anomalías. El espesor de la corteza por debajo de la Cordillera Andina para la Región Norte es de 50 Km, para la Región Centro de 55 Km y para la Región Sur de 64 Km.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Desde que el hombre comprendió que la Tierra era esférica, mostro interés en conocer su interior, encontrando en la sismología una herramienta importante para tal fin. Los primeros aportes de esta ciencia fueron la localización de los sismos y con ellos reconstruir los trayectos de las diversas ondas que se registraban a nivel global. Los diferentes cambios observados en las amplitudes de las ondas sísmicas registradas, ayudaron a entender que estas se debían reflejar o refractar en diferentes frentes de onda contenidos en el interior de la tierra. Se entendió que estos cambios producían el incremento de la velocidad de propagación de las ondas en función de la profundidad, logrando proponer que la tierra estaba formada de capas esféricas. Posteriormente, a partir del conocimiento adquirido en sismología fue posible proponer que la tierra estaba formada por una corteza, un manto que era dividido en superior e inferior y un núcleo, también dividido en externo e interno. La velocidad de las ondas era diferente en cada una de las capas que constituían la tierra. Posteriormente, otras ciencias aportaron mayor información para lograr el mejor conocimiento del interior de la tierra; Por ejemplo, la gravimetría y reología permitieron proponer clasificaciones que consideran su composición química, temperatura, densidad y presión.

Al final de los años 60 se propone una división geofísica para la constitución de la tierra. La tierra estaría formada por una Litósfera, Astenósfera, Mesósfera, Núcleo externo e interno, siendo la Litósfera la capa frágil capaz de deformarse y en la cual ocurren los terremotos; pero esta Litósfera, que incluye la corteza, no es homogénea,

contrariamente produce variaciones en la velocidad de las ondas sísmicas y aún continúa siendo tema de continuos estudios.

Una manera de conocer las heterogeneidades laterales de la litósfera es estudiando las anomalías de estación; es decir, la diferencia entre el tiempo origen de un evento sísmico comparado con su tiempo de propagación observado en un sismograma, los que serán ajustados para un modelo de tierra radial y simétrica. Las anomalías de estación proporcionan información de la corteza y del manto superior y permite comparar las propiedades físicas de la estructura existente por debajo de cada estación sísmica de manera regional.

Las anomalías de estación han sido objeto de numerosos estudios a nivel mundial y regional: Cleary y Hales (1966) y Sengupta y Julian (1976), utilizando sismos de foco profundo; Poupinet (1977) utilizando datos de la red de estaciones sísmicas mundiales; Fairhead y Reeves (1977), Lenartowicz y Albert (1980); y Dorbath y Dorbath (1984) para el África. Para el Perú, Tavera (1987) estudia las anomalías de estación para la región central del Perú utilizando información de una red sísmica local y registros de eventos sísmicos ocurridos a distancias comprendidas entre 30° y 90°. El autor demostró que en la región central existe compensación isostática; es decir, existe equilibrio entre la zona andina y subandina, siendo el espesor de la cordillera andina del orden de 50 km. Siguiendo esta metodología, en este estudio se pretende conocer las variaciones de las anomalías de estación para todo el territorio peruano haciendo uso de eventos telesísmicos registrados por la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú.

Para el Perú, el análisis de los residuales absolutos y relativos permitirá realizar las primeras estimaciones sobre la variación de las anomalías de estación y su relación con la altitud a la cual se encuentran las estaciones sísmicas. Esta correlación permitirá proponer para el Perú un modelo de equilibrio isostático para la Cordillera Andina.

Para el desarrollo de la presente investigación se ha estructurado su contenido en ocho capítulos.

En el **Capítulo I**, se describe los objetivos del estudio y la presentación del área de estudio.

En el **Capítulo II**, se describe el contexto geodinámico del Perú considerando sus principales rasgos tectónicos y sus unidades estructurales.

En el **Capítulo III**, se presenta conceptos fundamentales sobre la estructura de la Tierra y la propagación de las ondas sísmicas. Se define la clasificación de los sismos según su distancia epicentral.

En el **Capítulo IV**, se realiza el sustento matemático para definir la teoría de Residuos y las Anomalías de Estación, por cuanto es el instrumento principal de este estudio.

En el **Capítulo V**, se realiza la selección de la base de datos sísmicos a utilizarse en el presente estudio para el cálculo de las Anomalías de Estación. Se describe las características de las redes sísmicas que aportaran la información

En el **Capítulo VI**, se realiza el análisis de los Residuales Absolutos y Relativos, a fin de tener una primera apreciación de las variaciones físicas de la estructura terrestre por debajo de la Cordillera Andina, para luego calcular el valor de las anomalías de estación.

En el **Capítulo VII**, se realiza el análisis de las Anomalías de Estación y su relación con las estructuras existentes por debajo de cada una de las estaciones. Del mismo modo, se analiza las Anomalías de Estación y su relación con la altitud a la cual se encuentran las estaciones sísmicas, llegando a considerar para la Cordillera Andina, un modelo teórico de Isostasia de acuerdo con la Hipótesis de Airy. Se demostrará, que

este modelo de Isostasia explica la existencia de Anomalías en los tiempos de propagación de las ondas sísmicas.

Finalmente, se presentan las conclusiones propuestas a partir de los resultados obtenidos en este estudio, bibliografía y un anexo conteniendo una copia del artículo de investigación realizado por el autor durante la elaboración del presente estudio, el mismo que ha sido presentado y publicado por el Congreso Peruano de Geología 2014.

1.1 Objetivos

- Determinar si existen heterogeneidades laterales en la Corteza y el Manto Superior terrestre por debajo de la región Costera, Andina y Subandina del Perú.
- 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.
- Analizar y evaluar las Anomalías de Estación y proponer un modelo de equilibrio isostático para la Cordillera Andina.
- Determinar la profundidad del Moho a través del análisis y evaluación de las anomalías de estación.

1.2 Área de Estudio

El área de estudio se encuentra delimitado por las siguientes coordenadas 0° y $18^{\circ} 20'$ de Latitud Sur y los $68^{\circ} 30'$ y $81^{\circ} 25'$ de Longitud Oeste, abarcando una superficie de $1' 285,215 \text{ km}^2$, es decir, todo el territorio peruano. Sin embargo, para facilitar el análisis de los datos y los resultados a obtenerse en este estudio, se ha visto por conveniente dividir al territorio peruano en tres regiones: Norte, Centro y Sur de acuerdo a la Figura 1.1.

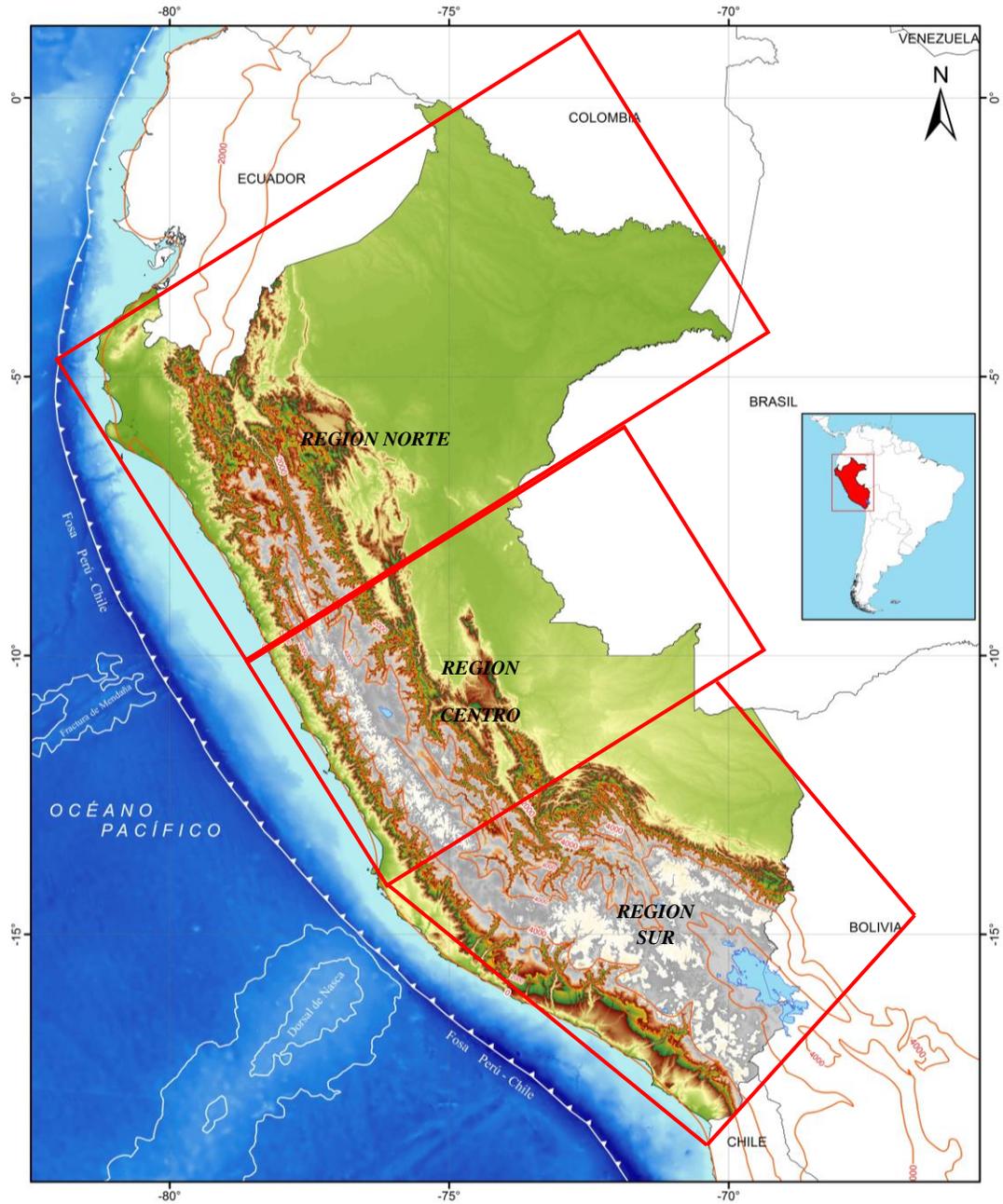


Figura 1.1, Mapa del Perú y/o área de estudio considerando su división en regiones Norte, Centro y Sur.

CAPÍTULO II

GEODINÁMICA DEL PERÚ

La Geodinámica del Perú, está directamente relacionada con la convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana, tal como se muestra en la Figura 2.1. La Primera de estas placas se desplaza hacia el Este con una velocidad de 8 cm/año (DeMets et al., 1990; Norabuena et al., 1999; Kendrick, et al., 2003, Villegas, 2009) y la segunda hacia el Oeste con una velocidad de 4 mm/año (Suaréz et al 1982). Durante el desarrollo de este proceso, en los últimos 65 millones de años (Ma), el desplazamiento de las placas produjo en el continente el levantamiento y resquebrajamiento de rocas sedimentarias permitiendo la formación de la cordillera Andina (Soler y Sébrier, 1990; Mergard, 1978). La formación de la Cordillera Andina fue acompañada por una sucesión de periodos de subsidencias y levantamientos relacionados con regímenes tectónicos de extensión y compresión que produjeron consecuentemente el acortamiento y engrosamiento de la corteza. Este proceso dio origen a la formación de importantes sistemas de fallas, fracturas y pliegues de diferente longitud de onda. Esta cordillera se extiende paralela al margen costera, desde Venezuela hasta el sur de Chile cubriendo una longitud de 7000 Km, y con un ancho que oscila entre 250 Km en la región central del Perú y de 500 Km en el límite entre Perú, Chile y Bolivia. Las fuerzas tectónicas que producen el desplazamiento de las placas generan una constante acumulación de energía que se libera en forma de terremotos (Tavera y Buforn, 1998). En el presente capítulo se describe las características geodinámicas que controlan la ocurrencia de sismos en el Perú



Figura 2.1, Esquema del proceso de convergencia de la placa oceánica (Nazca) y la continental (Sudamericana), F1 y F2 indican la dirección de desplazamiento de las placas según DeMets et al (1990). Las flechas discontinuas indican la presencia y dirección de desplazamiento de la Dorsal de Carnegie, Fractura de Mendaña y Dorsal de Nazca.

2.1 Principales Rasgos Tectónicos

En general, la evolución geodinámica de Perú está controlada por los siguientes rasgos tectónicos: la Dorsal de Nazca, la Fractura de Mendaña, la Fosa Peruano-Chilena, la Cordillera Andina, la Cadena Volcánica y los diferentes Sistemas de Fallas distribuidas en el interior del continente y cuya ubicación geográfica se muestra en la Figura 2.2.

2.1.1 Dorsal de Nazca: Es una cordillera oceánica que se encuentra en el extremo NO de la región Sur de Perú, frente al departamento de Ica. Esta cordillera sigue una orientación NE-SO perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena (entre 15° y 24° Sur), de tal modo que su extremo NE se ubica frente al departamento de Ica en donde presenta un ancho de aproximadamente 220 km sobre la cota de 2000 metros. Sin embargo; su ancho y altitud disminuye gradualmente hacia su extremo SO. Según la Figura 2.2, la cota de 2000 metros de esta dorsal, se encuentra a 50 km de distancia aproximadamente de la línea de fosa; mientras que, las cotas menores ya subducieron bajo la placa continental (Sebrier et al, 1985). La Dorsal de Nazca presenta una forma asimétrica, siendo probablemente esta característica determinante para los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región.

2.1.2 La Fractura de Mendaña: La fractura de Mendaña corresponde a una discontinuidad de la corteza oceánica que se encuentra en el extremo NO de la región central de Perú, entre 10° y 12° de Latitud Sur frente al departamento de Ancash. Esta fractura es perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena, con un ancho de 150 Km y una orientación N62°E. En la Figura 2.2 se observa que la fractura de Mendaña se encuentra aproximadamente a una distancia de 180 Km de la línea de fosa.

La fractura de Mendaña sería una antigua zona de divergencia de placa. En la actualidad, no se dispone de mayor información sobre las características físicas de esta fractura.

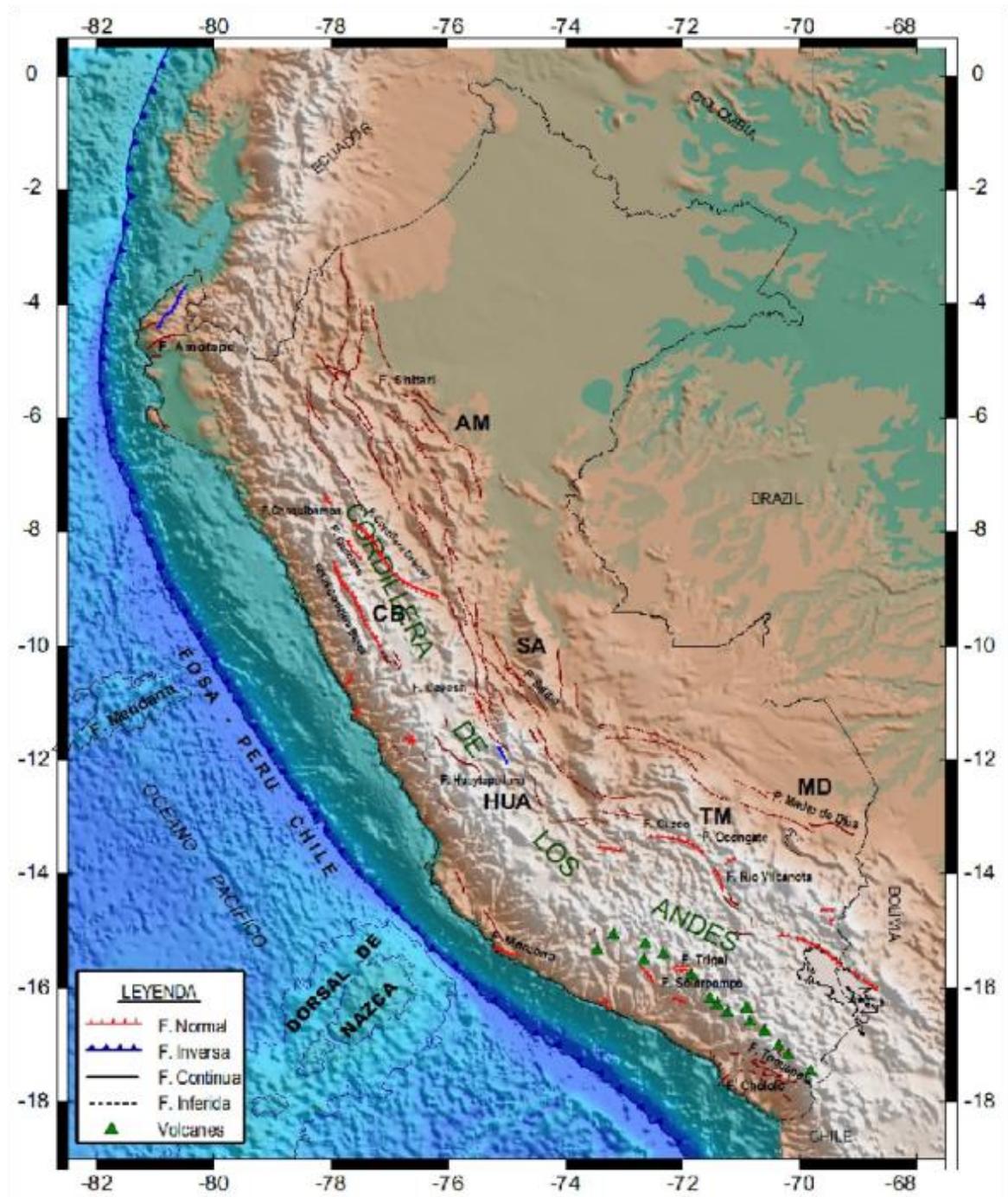


Figura 2.2. Principales rasgos tectónicos presentes en el Perú: La Fosa Perú-Chile, La Dorsal de Nazca, La Fractura de Mendaña, La Cordillera de los Andes, La Cadena Volcánica (triángulos) y los principales sistemas de Fallas (Macharé et al. 2003)
 AM=Alto Mayo, CB=Codillera Blanca, SA=Satipo, HUA=Huaytapallana,
 TM=Tambomachay, MD=Madre de Dios.

2.1.3 La Fosa Marina: Marca el inicio de la subducción de la placa de Nazca bajo la de Sudamérica sobre una longitud de más de 5000 Km desde Colombia hasta la Tierra del Fuego en Chile. Se le denomina fosa Peruana-Chilena, porque abarca toda la costa de Perú y Chile. Litológicamente, la fosa está formada por sedimentos de diferente potencia depositados sobre rocas pre-existentes, la fosa peruana-chilena alcanza una profundidad máxima de 6000 metros y su orientación es NNO-SSE en la región Norte y Centro del Perú, y NO-SE en la región Sur de Perú (Heras y Tavera, 2002). El cambio en la orientación de la fosa se produce frente a la Dorsal de Nazca (Figura 2.2). Asimismo su distancia con relación a la línea de Costa en la región Norte es de 80 Km, en la región Central varía entre 60 y 150 Km y en la región Sur es de 120 Km aproximadamente.

2.1.4 La Cordillera Andina: La Cordillera de los Andes comprende un conjunto de cordilleras emplazadas entre la fosa Peruano-Chilena y el Llano Amazónico. Es una cadena montañosa que se extiende a lo largo del borde Occidental de Sudamérica, desde Venezuela hasta la Tierra del Fuego en Chile, sobre una longitud de 7000 km con espesores que fluctúan entre 50 a 70 km (James, 1978) y alturas máxima de 6000 metros sobre el nivel del mar. Los Andes peruanos pertenecen al llamado “Andes Centrales”. En Perú, y de norte a sur, la Cordillera de los Andes se presenta bien definida; sin embargo, es notoria la presencia de dos inflexiones, la primera a la altura de 5° Sur, denominada deflexión de Huancabamba y la segunda a los 14° Sur, denomina la deflexión de Abancay (Figura 2.2). La Cordillera Andina presenta diversas unidades morfo estructurales y anchos que oscilan entre 250 km. en la región norte y centro de Perú hasta 500 km en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980; Tavera y Buform, 1998).

2.1.5 La Cadena Volcánica: Se encuentra ubicada en la región sur del Perú, entre los 14° hasta los 25° sur en Chile, y se distribuye sobre la cordillera andina siguiendo un aparente alineamiento con orientaron NO-SE (Figura 2.2).

Las características geométricas de cada uno de los volcanes que integran esta cadena, muestran que la actividad tectónica es contemporánea a la orogenia

extensional que experimenta la Cordillera Andina cerca del Cuaternario Medio y Reciente (Sebrier et al., 1985). Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú son: Coropuna (6425 msnm), Sabancaya (5795 msnm), Misti (5825 msnm), Ubinas (5672 msnm), Chachani (3745msnm), Huaynaputina (4800 msnm), Yucamane (5508 msnm). Es importante remarcar que en la región Norte y Centro de Perú, la actividad Volcánica disminuyó o desapareció hace 8 millones de años (Marocco, 1980) probablemente debido a la subducción de la Dorsal de Nazca.

2.1.6 Los Sistemas de Fallas: Son resultados del constante proceso de deformación que sufre la corteza continental a causa del proceso de subducción. Estos sistemas están presentes en mayor número, de Norte a Sur, sobre la zona Sub-Andina al pie del borde Oriental de la cordillera Andina (Figura 2.2), afectando los principales plegamientos del cratón brasileño. Destacan, los sistemas de fallas de Alto Mayo (AM), Satipo (SA), Madre de Dios (MD), etc. Sobre la Alta Cordillera y el Altiplano destacan los sistemas de fallas de Cordillera Blanca (CB), Huaytapallana (HU), Tambomachay (TM), etc. En general, todos los sistemas de fallas deben su origen a una distribución heterogénea de esfuerzos tensionales y compresionales en el interior del continente.

2.2 Principales Unidades Geomorfológicas

Desde los orígenes de la teoría de la tectónica de placas, la Cordillera de los Andes ha sido citada como el mejor ejemplo activo de orógenos formados por la convergencia entre una placa oceánica y otra continental (James 1970). Si bien esta cadena montañosa es un elemento continuo sobre el margen occidental de Sudamérica, subsisten variaciones longitudinales sistemáticas en la topografía, tectónica, vulcanismo, estructura litosférica profunda, geometría de subducción e historia geológica. Ello ha motivado se propaga el concepto de segmentación andina (Jordan et al., 1983; Audebaud et al., 1973), bajo el cual el entorno geodinámico del Perú de Oeste a Este presenta las siguientes unidades geomorfológicas (Figura 2.3).

2.2.1 La Cordillera Costanera: La Cordillera Costanera (Figura 2.3), se originó hace 4500 años durante las fases tectónicas del Pre-Cámbrico, habiendo sido plegada durante las orogenias Hercínica (Devónico) y Andina (Cretácico al Plioceno); además de ser atravesada por numerosos diques magmáticos de composición variada. Estos afloramientos están parcialmente cubiertos por discordancias, rocas sedimentarias y volcánicas del Terciario. La cordillera de la costa alcanza elevaciones entre 900 y 1200 metros sobre el nivel del mar. Se presenta segmentada a lo largo y próximo al litoral siguiendo una dirección NO-SE. El segmento Sur de esta cordillera, está formada por el macizo de Arequipa ubicado entre los 14° y 18° sur como parte de la deflexión de Abancay y el segmento Norte entre 2° y 7° Sur, el mismo que forma parte de la deflexión de Huancabamba que se proyecta hacia el territorio ecuatoriano. Entre las latitudes de 6° y 14° Sur, la cordillera desaparece posiblemente debido a una posible subsidencia de una parte del margen continental por la subducción y migración lateral de la dorsal de Nazca.

2.2.2 Zona Costera: La Zona Costanera se encuentra entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental (Figura 2.3), y habiéndose formado en el Cenozoico. Esta unidad recorre el territorio peruano de Norte a Sur, es estrecha con elevaciones de 50 a 1500 metros sobre el nivel del mar. Los anchos varían en la región Norte y Centro, de 16 a 100 Km.; mientras que, en la región Sur es más angosta de 40 a 50 Km. Durante el Cenozoico, los Andes soportaron gran actividad glaciaria que durante la glaciación fueron acarreados por los ríos de la Vertiente Occidental, rellenando y formando las pampas costaneras. Después de esta fase, hasta la actualidad, la morfología de la Costa no ha variado en mayor grado.

2.2.3 La Cordillera Occidental: La Cordillera Occidental está localizada entre la zona costera por el Oeste y la Cordillera Oriental (entre 4° y 9° Sur) y con el Altiplano (entre 9° y 18° Sur) por el Este (Figura 2.3). Formada por elevaciones que sobrepasan los 5000 metros que van decreciendo conforme se desciende al Sur, con anchos que varían entre 90 y 100 Km. Esta unidad sigue una dirección NO-SE, aunque cerca de la deflexión de Huancabamba cambia a dirección hacia NE y en la región Sur entre

(13° y 14°) hacia al Oeste cerca de la deflexión de Abancay.

La Cordillera Occidental está compuesta por rocas volcánicas y plutónicas, del Mesozoico y Cenozoico, fuertemente plegados y con la presencia de fallas inversas con grandes escurrimientos. En la región Sur presenta un alineamiento de conos volcánicos abajo de 15° latitud Sur, siguiendo una dirección NO-SE. Esta cadena la integran los volcanes Coropuna, Ampato, Chachani, Misti y Ubinas como los más activos.

2.2.4 Zona Intercordillerana: El Altiplano está limitado por Oeste con la Cordillera Occidental y al Este con la Cordillera Oriental, con elevaciones de 3000 metros sobre el nivel del mar, y anchos variables, así para la región Norte y Centro entre 10 a 50 Km y en la región Sur, es entre 140 a 200 Km. Esta unidad se extiende de 9° Sur hasta cubrir todo el altiplano peruano-boliviano siguiendo una orientación NO a SE (Figura 2.3). Durante el Cenozoico, el Altiplano ha sido una cuenca deposicional de sedimentos clásticos continentales derivados de las Cordilleras Occidental y Oriental (James, 1978).

2.2.5 La Cordillera Oriental: La Cordillera Oriental está formada por rocas precámbricas y paleozoicas, presenta elevaciones desde 3700 a 4000 metros sobre el nivel del mar y anchos que varían entre 70 y 100 Km. Aproximadamente, esta unidad sigue una orientación NO-SE; sin embargo, soporta un fuerte arqueamiento a 14° Sur en dirección E-O (Deflexión de Abancay) en la región Sur. En la Figura 2.3 se observa que en la región Norte a ~5° Sur, la Cordillera Oriental desaparece por causa de la Deflexión de Huancabamba.

La formación de esta cordillera se inicia durante el tectonismo Hercínico (Devónico) sobre un basamento o núcleo Precámbrico. El levantamiento fue controlado por fallas regionales longitudinales. La morfología de la Cordillera Oriental ha sido igualmente labrada por actividad glacial durante el Pleistoceno.

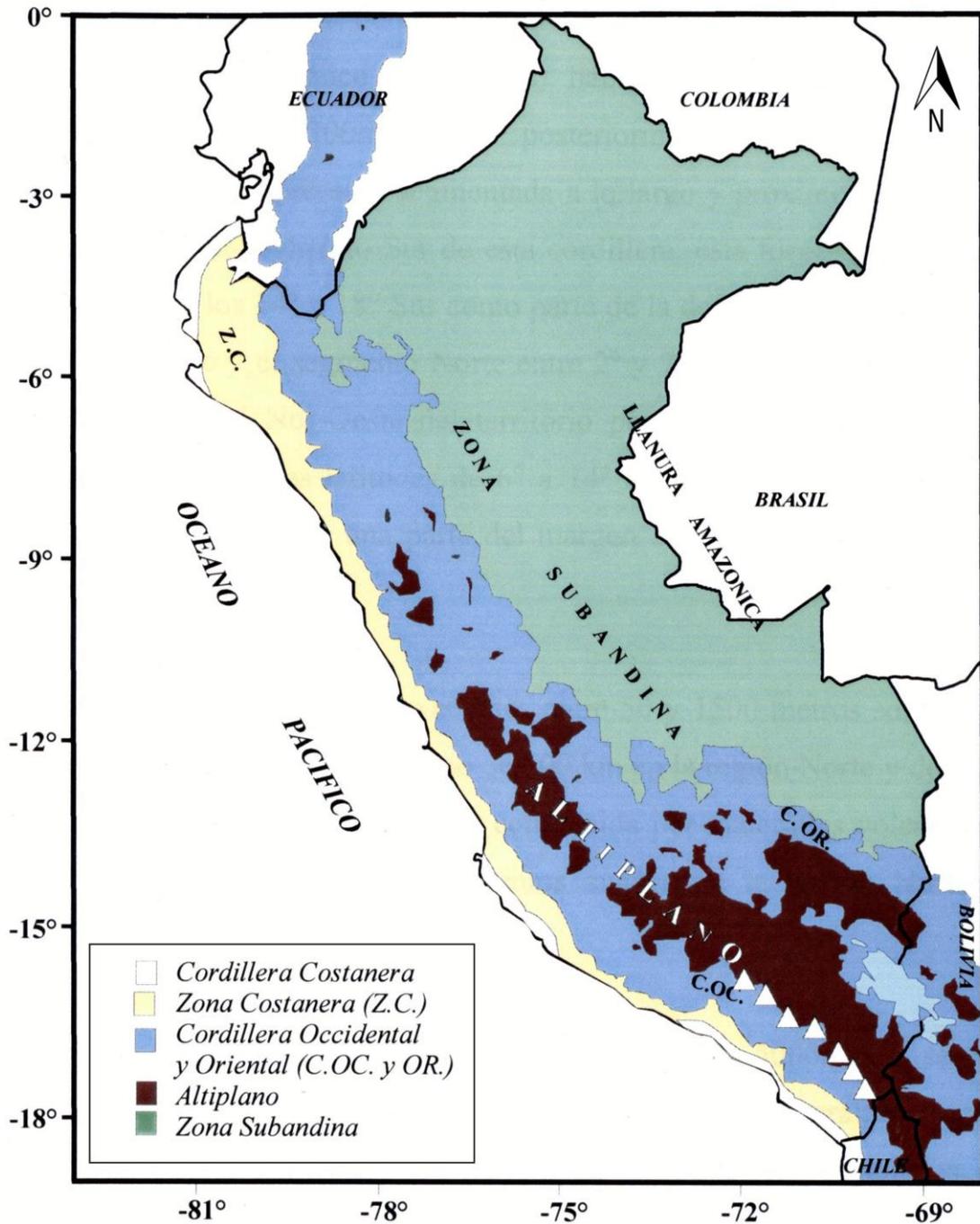


Figura 2.3, Principales Unidades geomorfológicas presentes en el Perú (Dalmayrac et al., 1981; Tavera y Bufo, 1998). Los triángulos en blanco indican la presencia de la cadena volcánica.

2.2.6 Zona Subandina: Corresponde a la zona de transición entre la Cordillera Oriental y la Llanura Amazónica (Figura 2.3). La unidad presenta plegamientos en las formaciones sedimentarias Mesozoicas y Terciarias ocurridas durante el Plioceno las dimensiones de estos segmentos disminuyen en intensidad a medida que se aproxima a la Llanura Amazónica. Esta unidad se caracteriza por la presencia de numerosas fallas inversas, sobre escurrimientos y plegamientos de estratos. La traza de las fallas y los ejes de los pliegues siguen una orientación de NO-SE.

2.2.7 Llanura Amazónica: La llanura Amazónica se extiende desde la zona Subandina sobre todo el escudo brasileño, es una amplia llanura compuesta de importantes secuencias de sedimentos. Las series sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas son en general planas y sólo presentan ligero arqueamiento en el borde de la zona Subandina.

CAPÍTULO III

ESTRUCTURA DE LA TIERRA Y ONDAS SISMICAS

Desde que el hombre comprendió que la Tierra era esférica, mostró interés en conocer su interior, encontrando en la sismología una herramienta importante para tal objetivo. Fueron los chinos (132 A.D.), los primeros en construir instrumentos para registrar los sismos; sin embargo, los sismógrafos como tales fueron construidos recién en el año 1880 por sismólogos británicos residentes en Japón. No paso mucho tiempo para que los científicos reconocieran que también era de interés registrar sismos que ocurrían a miles de kilómetros de distancia de un punto de referencia (Paschwitz 1889). Con ello se determinó que las ondas sísmicas pueden viajar grandes distancias a través del interior de la tierra. Este descubrimiento tendría un gran impacto en el desarrollo posterior de la sismología (Kanamori, 1986) y motivo a los investigadores a usar las características de las ondas sísmicas para explorar el interior de la Tierra.

El estudio de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas fue el elemento que marco las investigaciones a principios del siglo XX, y la acumulación de datos permitió construir tablas de estimación de tiempo de viaje de las ondas que permitieron determinar globalmente la estructura interna de la tierra. Para ello ya se contaba con el antecedente de la existencia de un núcleo gracias a los trabajos de Oldmhan (1906). Dicho conocimiento junto a las tablas de recorrido tiempo de Jeffreys-Bullen (Jeffreys y Bullen, 1935; Bullen, 1937,1938; Jeffreys, 1939), serian fundamentales para establecer el primer modelo completo de la estructura de la Tierra y así conocer su interior. Desde ese momento, para la sismología ya no sería suficiente los procesos que generan un sismo, ahora se requería

conocer el origen de las anomalías existentes en los tiempos de arribo de las ondas, las causas de la atenuación de la energía, la distribución de las heterogeneidades en el interior de la Tierra, etc. Compilaciones posteriores de datos sísmicos permitieron construir otras tablas de recorrido-tiempo cada vez más precisas, basadas en datos de mejor calidad obtenidos con sismógrafos electrónicos. Las nuevas correcciones en los tiempos de recorrido de las ondas permitieron a Herrin (1986) proponer nuevas tablas de recorrido-tiempo.

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 diferencia de tiempos relativos a cada estación que se debe añadir a los tiempos de propagación observados para las ondas P y así encontrar los tiempos de propagación correspondiente a una tierra radial y simétrica. Las Anomalías de Estación, constituyen ser información sobre la Corteza y el Manto Superior por debajo de cada estación y de este modo es posible 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, como los desarrollados por Poupinet (1977), para las estaciones mundiales, Dorbath y Dorbath (1984) que analizaron anomalías de estación para el África usando telesismos registrados por la red mundial y Tavera (1987) para las zonas Andina y Subandina del Perú Central. El presente estudio sigue la metodología establecida por estos autores, pero utilizando los eventos telesismicos registrados por la Red Sísmica Nacional a cargo del IGP.

3.1 Estructura de la Tierra y Ondas Sísmicas

El conocimiento actual acerca del interior de la Tierra es el resultado de numerosos estudios científicos, en su mayoría basados en la propagación de las ondas sísmicas en su interior terrestre. De esta manera, ha sido posible determinar su composición y dividirla en varias capas concéntricas: Corteza, Manto y Núcleo. Por ejemplo, de los tiempos de

recorrido de las ondas sísmicas, sumados a la construcción de las primeras tablas de recorrido-tiempo, se dedujo de ellas la existencia del núcleo, en el cual las ondas tenían menor velocidad que en el manto (Udias et al., 1997). Asimismo, Mohorovicic (1909), identificó la discontinuidad que separa la corteza del manto a partir de los tiempos de arribo de 4 ondas importantes que llegaban en el siguiente orden: onda Pn con una velocidad de 7,76 km/s; onda Pg con 5,57 km/s; onda Sn con 4,36 km/s y onda Sg con una velocidad 3,36 km/s. Esta discontinuidad recibe el nombre de Moho y separa la corteza del manto. Gutenberg (1914), estableció la profundidad del núcleo de 2,900 km al presentar nuevas curvas de tiempo de recorrido para las ondas P y S a distancias entre 80° y 180° (Udias et al., 1997). Otros avances importantes se registraron entre 1930 y 1940, fundamentalmente por parte de Jeffreys y Bullen, que establecieron con precisión las tablas de velocidad de las ondas en las diferentes capas de la tierra y por Lehmann (1936), que descubrió al observar las ondas P y PKP entre 105° y 143° (zona de sombra), un núcleo formando por dos capas diferentes: núcleo externo y núcleo interno. Desde entonces el conocimiento de la estructura del interior de la Tierra ha avanzado y continúa haciéndolo gracias a la ampliación de la red mundial de estaciones sismológicas, a la ocurrencia de grandes sismos y al empleo de ordenadores para el tratamiento masivo de datos.

Sobre la base de estas y de otras observaciones, la Tierra ha sido dividida en: Corteza, Manto y Núcleo (Figura 3.1). Posteriormente, el estudio de otros campos de la geofísica como la Gravimetría y Reología ha permitido proponer otra clasificación que considera además su composición química, temperatura, densidad y presión. Esta última divide a la Tierra en: Litósfera, Astenósfera, Mesósfera, Núcleo externo y Núcleo interno (Figura 3.1).

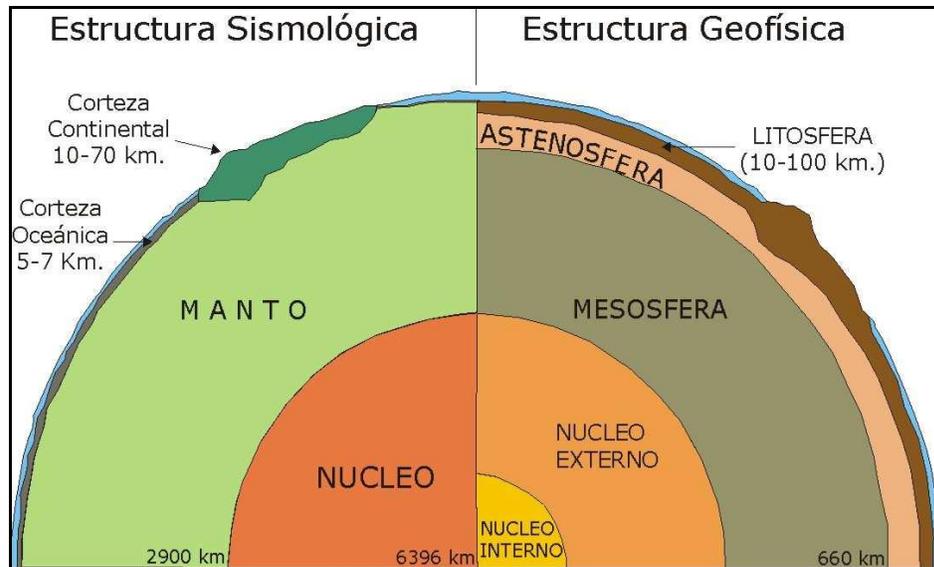


Figura 3.1, Estructura Sismológica y Geofísica de la Tierra

3.1.1 Estructura Sismológica

El estudio del comportamiento de las ondas sísmicas P y S (cambio de sus velocidades al pasar a través de materiales de diferente elasticidad) durante su recorrido por el interior de la Tierra, constituye información importante para conocer su estructura interna y que ha permitido a los sismólogos dividirla en: Corteza, Manto y Núcleo (Figura 3.2).

3.1.1.1 La Corteza: Formada por rocas heterogéneas (granito y basalto) y con un espesor promedio de 35 km en los continentes (con mayor espesor en algunas cadenas montañosas de 70 Km en sus cordilleras) y cerca de 0 km bajo algunas áreas de los océanos Pacífico y Atlántico. La corteza ocupa un volumen de 0.0155 m^3 del total de la Tierra. En esta estructura la velocidad de las ondas varían según el tipo de roca que atraviesa; pero por lo general, para la onda compresional P el promedio es de 6 km/s (5.2 km/s en la superficie y 6.9 km/en la parte inferior de la corteza).

3.1.1.2 El Manto: Estructura compuesta por rocas básicas y ultrabásicas con un espesor aproximado de 2,885 km. La velocidad de la onda compresional P aumenta de 8.1 km/s

(debajo de la corteza) hasta 13.6 km/s (en la base del manto). En la actualidad se le divide en manto superior y manto inferior.

3.1.1.3 El Núcleo: Descrito como una esfera de hierro, cuyo espesor va de aproximadamente 2,885 hasta 6,371 km. El núcleo es dividido en núcleo externo fluido (no transmite ondas S) y núcleo interno sólido (transmite ondas P y S), aquí la velocidad de la onda compresional es de 8.1 km/s en la superficie del núcleo aumentando hasta 11.5 km/s en su interior.

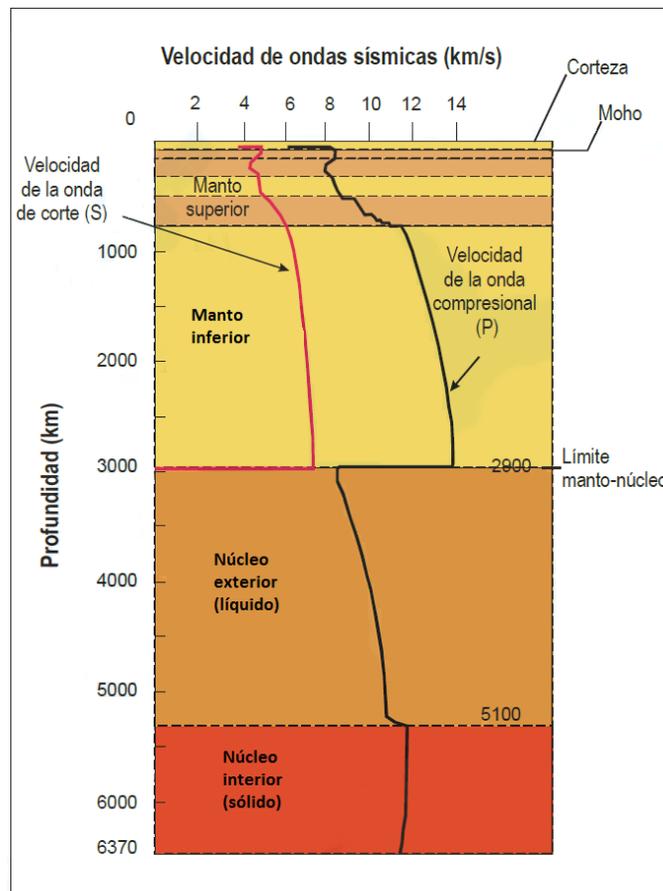


Figura 3.2, Comportamiento de las ondas P y S cuando pasan a través de las capas interiores de la Tierra

3.1.2 Estructura Geofísica

Con la teoría de la tectónica de placas, en los años 1970 los geofísicos empezaron a darse cuenta que las placas tenían que ser más gruesas que solamente corteza o que se romperían al moverse. Así utilizando otros métodos geofísicos como la gravimetría y reología llegaron a definir la existencia de la Litósfera, Astenósfera, Mesósfera, Núcleo externo y Núcleo interno.

3.1.2.1 Litósfera: Capa rígida formada por la corteza y la parte superior del manto con un grosor aproximado de 100 km. La litósfera está fragmentada en una serie de placas (placas tectónicas o litosféricas) en cuyos bordes se concentran los fenómenos geológicos endógenos, como el magmatismo (incluido el vulcanismo), la sismicidad o la orogénesis.

3.1.2.2 Astenósfera: Zona del manto terrestre que está debajo de la litosfera, aproximadamente entre 100 y 240 kilómetros por debajo de la superficie de la Tierra. Es una capa plástica, en la que la temperatura y la presión alcanzan valores que permiten que se fundan las rocas en algunos puntos. En la astenósfera existen lentos movimientos de convección que explican la deriva continental. Además, el basalto de la astenósfera fluye por extrusión a lo largo de las dorsales oceánicas, lo cual hace que se renueve constantemente el fondo del océano. Por su parte inferior, la astenósfera va perdiendo sus propiedades plásticas más abajo de los 350 km y progresivamente adquiere la rigidez del manto inferior hacia la profundidad de 850 km.

3.1.2.3 Mesósfera: Es la parte del manto situada entre la astenósfera y el núcleo externo, se extiende hasta los 2900 km. A pesar de la extrema temperatura, la presión del peso de las capas que están por encima (litósfera y astenósfera) son lo suficientemente grande como para mantener sólido el material de la mesósfera. Su estructura es muy homogénea con un aumento lento de la velocidad con la profundidad de 11 a 13.5 km/s para la onda P y de 6 a 7 km/s para la onda S.

3.1.2.4 Núcleo Externo: El núcleo externo rodea al núcleo interno y se cree que está compuesta de hierro líquido mezclado con níquel y trazas de otros elementos más ligeros. Se considera que la convección presente en esta capa, junto con la agitación causada por la rotación de la Tierra provoca la aparición del campo magnético terrestre (hipótesis de la dinamo). Su espesor es de unos 2300 km., comprendidos entre los 2900 y los 5200 km de profundidad, es de naturaleza fluida, no se propagan ondas S y en él la velocidad de las ondas P disminuye de 13.5 km/s en la base del manto inferior a 8.2 km/s. Esta velocidad aumenta lentamente de forma que el punto más profundo del núcleo externo, la velocidad es de 10.3 km/s.

3.1.2.5 Núcleo Interno: Tiene un espesor de 1,370 km y es de naturaleza sólida debido a que existen enormes presiones (de 3 a 3.5 millones de atmósferas) lo cual hace que el hierro y el níquel se comporten como sólidos. La velocidad de las ondas P en su interior es de 11.3 km/s y prácticamente constante. Las ondas S en el núcleo interno tienen una velocidad de 3.8 km/s.

A partir de recientes datos sísmicos parece concluirse que ese núcleo interno sólido férreo es anisotrópico; es decir, no se comporta del mismo modo en todas las direcciones, aunque ello se ha asociado a orientaciones preferentes de los cristales férricos. La situación todavía permanece sin explicación convincente, aunque posiblemente ello pueda tener relevancia respecto al comportamiento geodinámico magnético de la Tierra.

3.2 Sismos y Telesismos

Uno de los fenómenos más importantes que resultan del proceso de evolución de la Tierra son los sismos y estos pueden ser definidos como una vibración sísmica instantánea causada por el rompimiento o deslizamiento de rocas en algún lugar del interior de la Tierra (Prager, 2000). Un sismo ocurre cuando repentinamente las rocas en la zona de la falla se deslizan una contra otra, descargando la presión que ellas han acumulado en el tiempo. La energía que se libera rompe el aparente equilibrio estático

del interior de la Tierra y produce en el medio una vibración con movimientos ondulatorios de la Tierra.

La distancia epicentral es uno de los parámetros que condiciona el aspecto de un sismograma de tal forma que en él aparecen fases características que van a permitir su interpretación preliminar. En la Conferencia de Sismología, realizada en Genova (1958-1959), el rango de observación sísmica fue dividido en tres grupos:

- Sismos locales: eventos ocurridos a distancias epicentrales de $\Delta < 1^\circ$.
- Sismos regionales: eventos ocurridos a distancia epicentrales entre $1^\circ < \Delta < 10^\circ$.
- Telesismos, eventos ocurridos a distancia epicentrales entre ($10^\circ < \Delta < 180^\circ$).

donde: 1° es igual a 111.11 Km.

Desde esa época el concepto de evento sísmico local, regional y telesísmico, basado en su distancia epicentral fue ya establecido y en tal forma estos son reportados a los centros internacionales de localización (Tavera, 1987). La ocurrencia de los eventos sísmicos registran en los sismogramas una serie de fases, cada una de las cuales se relaciona con la difusión de las ondas por un tipo determinado de recorrido.

3.2.1 Sismos Locales ($\Delta < 1^\circ$): Considera a los sismos que se originan a distancias menores a 1° y son registrados casi exclusivamente por sismógrafos de periodo corto. Su duración suele ser inferior a tres minutos, dependiendo de su magnitud y normalmente pueden distinguirse solo dos fases de muy alta frecuencia, P y S, la segunda (S) de mayor amplitud que la primera (P). Ambas tienen mayor amplitud en el inicio de su registro.

3.2.2 Sismos Regionales ($1^\circ < \Delta < 10^\circ$): Agrupa a los sismos que ocurren a distancias comprendidas entre 1° y 10° . Para estas distancias se registran principalmente aquellas ondas que aparecen como consecuencia de la transmisión y reflexión de las ondas sísmicas en la corteza y el manto superior. Dada la gran diferencia en la estructura de la corteza de unas zonas a otras, puede darse una gran variedad de distribución de estas

fases. Sin embargo, las ondas más prominentes son las transmitidas por la capa superior o granítica de la corteza Pg y Sg (Jeffreys, 1926), y las refractadas críticas en el Moho, Pn y Sn (Mohorovicic, 1910). En algunos casos se puede apreciar la llegada de las ondas refractadas en una discontinuidad de la corteza conocida como Conrad y transmitida por la capa basáltica de la corteza a las cuales se les denomina Pb y Sb (Jeffreys, 1926) (nombres alternativos para estas fases son P*, S*), y las ondas reflejadas en la base de la corteza (Moho), PmP y SmS. En la Figura 3.3 se muestran esquemas que ilustran las trayectorias de los rayos sísmicos a distancias regionales considerando una corteza constituida por dos capas.

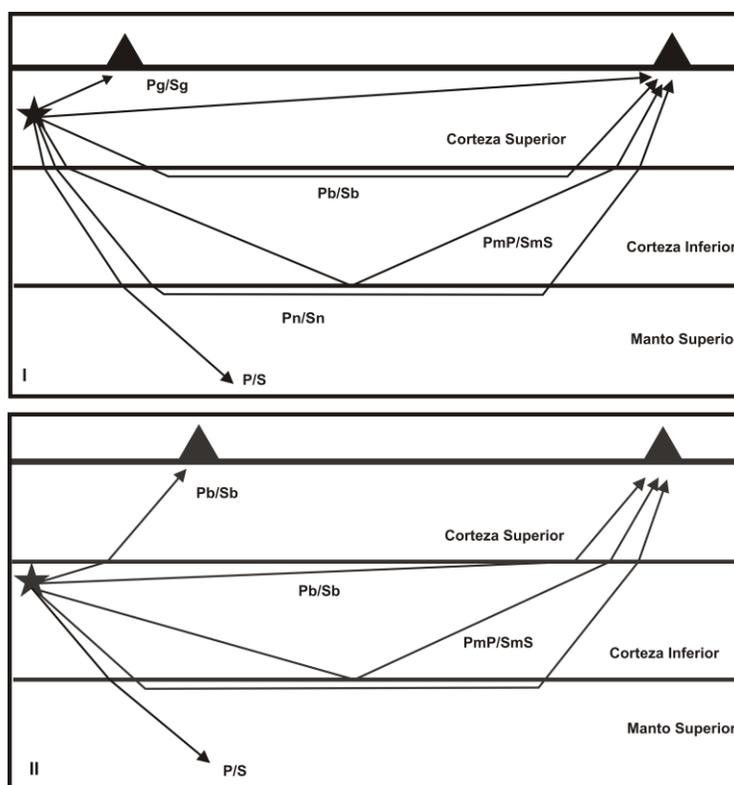


Figura 3.3, Fases sísmicas corticales en el caso de una corteza de dos capas para sismos regionales ($1^\circ < \Delta < 10^\circ$) con fuentes sísmicas en la corteza superior (I), y en la corteza inferior (II)

3.2.3 Telesismos ($10^\circ < \Delta < 180^\circ$): Considera a los sismos que ocurren a distancias entre 10° y 180° , pudiendo clasificarse en:

Telesismos ($10^\circ < \Delta < 105^\circ$): En este rango de distancias, las fases más importantes son las de las ondas P y S, que se transmiten por el interior del manto. Se define esencialmente por sus registros de periodo largo, aunque su primer impulso, onda P se suele identificar bien en la componente vertical de periodo corto. Con la llegada de la onda P y de las ondas superficiales (L), fácilmente reconocibles, se puede determinar el rango aproximado de distancias. Si el intervalo de tiempos de llegada L-P es menor de media hora, el sismo es de esta zona y en ese caso entre la P y la L suele verse con claridad la onda S. Otra familia de ondas que aparecen en este rango de distancias son las reflejadas una o más veces en la superficie PP, PPP, SS, SSS, PS, PSP, etc. Para distancias alrededor de 60° , después de la S se registra la ScS (un minuto y medio) y la SS. A partir de los 83° , aparece antes de la onda S, la onda SKS, refractada en el interior del núcleo; esta onda empieza a aparecer desde 62° , pero entre 62° y 83° es difícil separarla de la ScS, que llega casi al mismo tiempo.

Telesismos ($105^\circ < \Delta < 180^\circ$): A partir de la distancia 105° desaparecen las ondas P y S directas y empiezan a aparecer las ondas que penetran en el núcleo externo e interno, la apariencia de los sismogramas para este rango de distancias varía mucho de unas a otras. Entre 105° y 143° aparecen en los sismogramas la continuación de la P en forma de P difractada y las ondas PKiKP y PKIKP reflejada y refractada en el núcleo interno. La PKiKP se puede observar desde 110° , mientras que la PKIKP se observa mejor entre 130° y 143° . A partir de 143° , aparecen las dos ramas de la PKP, después de las llegadas de la PKIKP. Cerca de 157° , desaparece la PKP1 y a partir de esa distancia solo se observan las PKIKP y PKP2. En los sismogramas para estas distancias siguen apareciendo las ondas reflejadas múltiples PP, PPP, SS, SP, PS, etc., y en los instrumentos de periodo largo, trenes largos de ondas superficiales pueden dar varias vueltas a la tierra. Estas ondas se registran mejor en instrumentos de periodo largo y se denominan R2, R3, R4, etc., para las ondas Rayleigh, y G2, G3, G4, etc., para las Love, indicando el número de vueltas dadas a la tierra (índice impar en una dirección y par en la opuesta).

Las designaciones estandarizadas de los diferentes tipos de ondas sísmicas (fases en el

sismograma), se presentan en la Figura 3.4 y en la Tabla 3.1. 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 tiene 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 las 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 (Tavera, 1987).

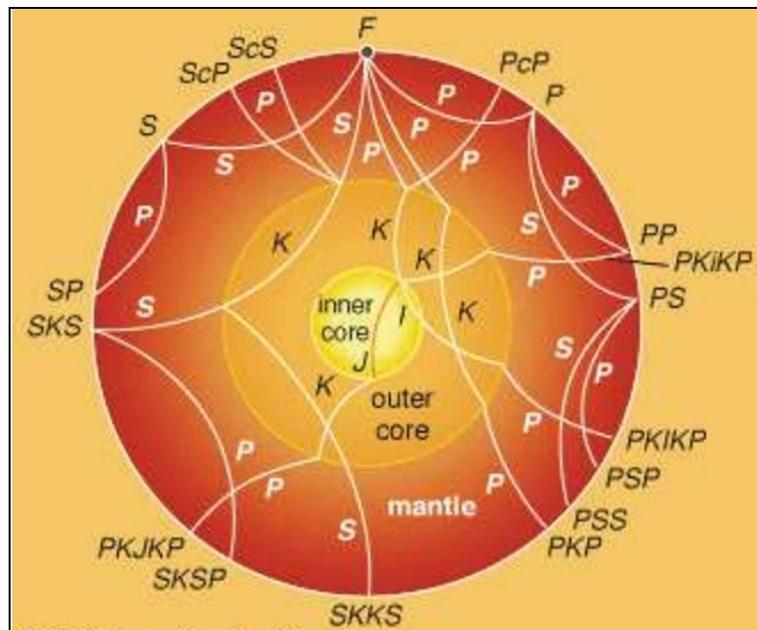


Figura 3.4, Ejemplo de rayos sísmicos en el interior de la Tierra (Bolt, 1982)

Tabla 3.1, Principales fases registradas. Las fases en paréntesis se observan teóricamente; en la práctica su lectura es incierta (Coulomb y Jobert, 1973)

| <i>Clase</i> | <i>Distancia (°)</i> | <i>Fases Aparece- Desaparece</i> | <i>Principales Fases Observadas</i> |
|--------------|--------------------------|--|---|
| 1 | 0 – 8 | P^*, S^* | $Pg, Pn, Sn, Sg.$ |
| 2 | 8 – 30 | P, S, Pg, Sg (Múltiples) | $P, S, PcP, ScS, (PP)$ |
| 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 | $PKP1, PKP2$ | $PKIKP, PKP1, PKIKP2, PP,$ $PPP, SKIKS, PS, \text{``}S, SS, SSS$ |

En la Figura 3.5 se presentan ejemplos de registros de sismos locales, regionales y telesísmicos. Los sismos locales se caracterizan por presentar altas frecuencias y diferencias T_s - T_p menores a 10 segundos. En estos registros fácilmente se identifican a las fases P y S (Figura 3.5a). Los sismos regionales presentan menor rango de frecuencias y T_s - T_p mayores a 10 segundos (Figura 3.5b). Los telesismos se caracterizan por atravesar la Tierra y sus registros presentan bajas frecuencias, siendo posible identificar la existencia de varias fases como producto de sus reflexiones y refracciones al atravesar las diferentes capas y discontinuidades existentes en el interior de la Tierra. Cada una de estas fases sísmicas representadas por siglas como PP, SS, PcP, ScS (Figura 3.5c).

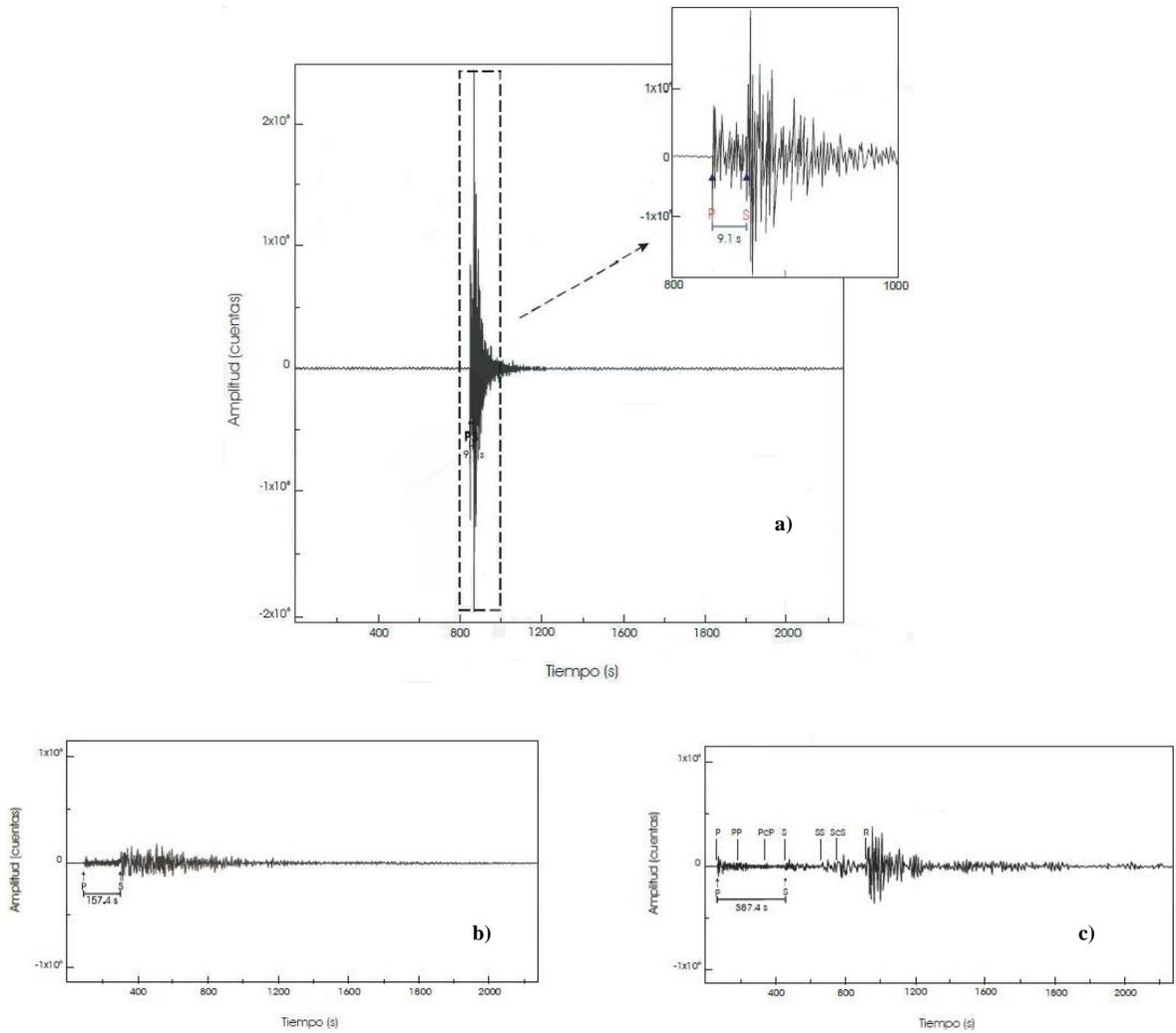


Figura 3.5, a) Sismo local ocurrido en Tacna (20 de noviembre del 2006) y registrado en la estación TOQ (Toquepala) a una distancia epicentral de 0.5° , en la esquina superior derecha se muestra una ampliación del área delimitada por líneas discontinuas; b) Sismo regional ocurrido en Moyobamba (26 de septiembre del 2005) y registrado en la estación de LYA (Tacna) a una distancia epicentral de 14.2° y c) Telesismo ocurrido en México (09 de agosto del 2000) y registrado por la estación de CUS (Cusco) a una distancia epicentral de 43.6° . En todos los registros, se muestra con una barra la diferencia $T_p - T_s$.

CAPÍTULO IV

RESIDUALES DE ONDAS SÍSMICAS

Para definir un Residual, se debe aceptar que las lecturas de los tiempos de arribo de ondas sísmicas registradas en los sismogramas han sido realizadas 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.

Considerando las apreciaciones anteriores, esta Residual es la suma de las Anomalías alrededor del foco, dentro del Manto y alrededor de la estación sísmica que registra el evento Figura 4.1.

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

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

donde:

F_j = Anomalía alrededor del foco.

r_k = Anomalía en el Manto.

S_i = Anomalía alrededor de la estación.

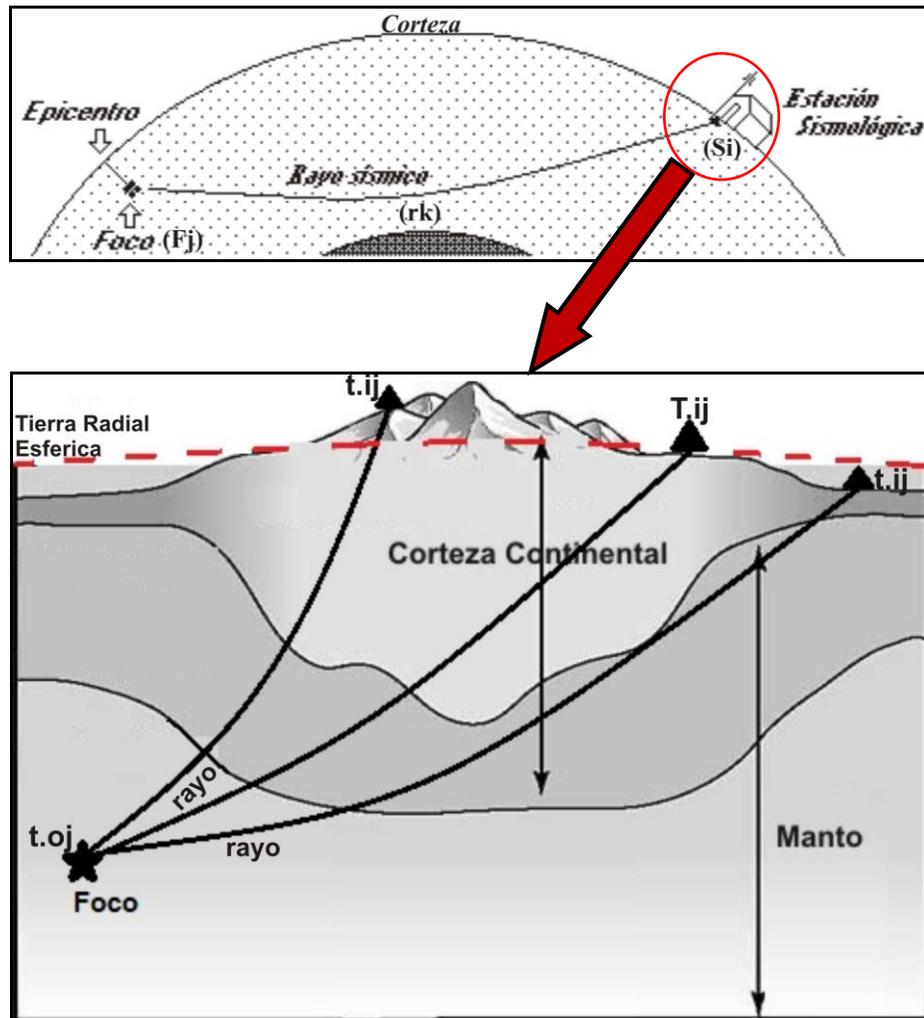


Figura 4.1, Esquema que ilustra el viaje del rayo sísmico, a distintas estaciones sísmicas.

4.1 Residual Absoluto

Representa una primera estimación de las Anomalías de Estación. Este Residual viene de la diferencia existente entre el tiempo de arribo observado ó leído en el sismograma y el tiempo de arribo teórico de las ondas sísmicas calculados haciendo uso de las tablas recorrido-tiempo o domocronas para una tierra radial y esférica (Figura 4.2) , entonces el residual absoluto será igual a:

$$R_{ij} = (t_{ij} - t_{oj}) - T_{ij}$$

donde:

t_{ij} = tiempo observado o leído en el sismograma.

t_{oj} = tiempo origen para el evento j .

T_{ij} = Tiempo calculado para el evento.

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

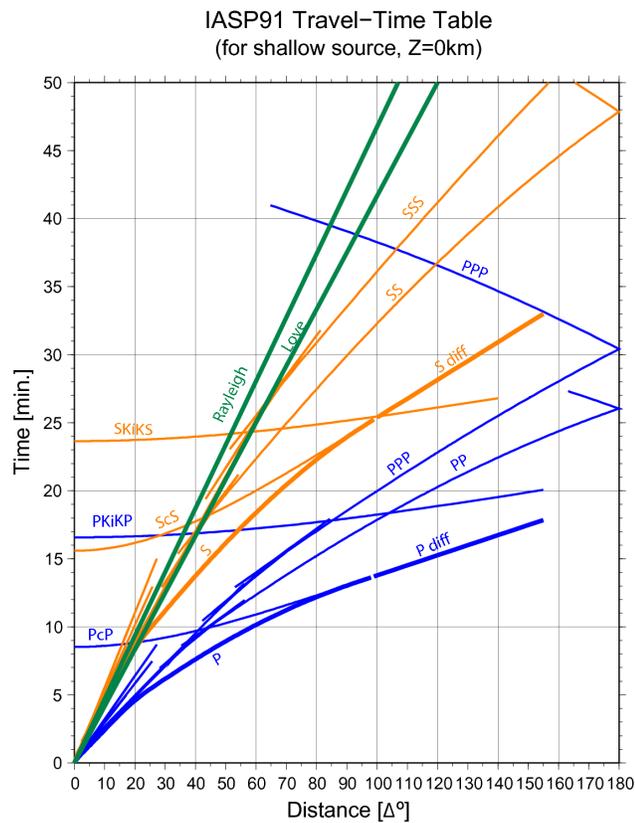


Figura 4.2, Curva recorrido-tiempo para una tierra radial y simétrica

4.2 Residual Relativa

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

una estación registra eventos sísmicos en diversas direcciones y analizando la residual relativa es posible conocer en qué dirección las ondas sísmicas se propagan con mayor o menor velocidad y ello está asociado a las características físicas del medio

Como el Residual Absoluto puede ser afectado por posibles errores y anomalías menores, incluyendo errores en el cálculo del hipocentro y errores del modelo; es necesario definir la Residual Relativa, como:

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

donde:

R_{ij} = Residual Absoluto

R_j = Residual por Evento

Donde la residual media R_j , para un evento j es la media aritmética de R_{ij}

$$R_j = [\sum_{j=1} R_{ij}] / n_j$$

donde: n_j , es el número de estaciones que reportaron el evento j .

4.3 Anomalía de Estación

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 diferencia entre el tiempo origen de un evento sísmico comparado con su tiempo de propagación observado para las ondas P en un determinado punto (estación sísmica) y así determinar los tiempos de propagación correspondiente a una tierra radial y simétrica.

4.3.1 Cálculo de Anomalías de Estación:

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

Su cálculo es a partir de:

$$r_i = \left[\sum_{j=1} r_{ij} \right] / n_i$$

donde:

r_{ij} = Residual Relativa.

n_i = Número de sismos registrados en la estación "i".

Las anomalías de estación han sido utilizadas para evaluar la estabilidad de zonas montañosas que se encuentran en plena evolución con otras consideradas estables como los escudos continentales.

CAPÍTULO V

SELECCIÓN Y ANÁLISIS DE DATOS

5.1 Selección y Análisis de Datos

En este capítulo se describe el procedimiento seguido para seleccionar los datos a utilizarse en la investigación, considerando que cuanto más positiva sea esta parte de la investigación, mejores serán los resultados que se obtengan.

Inicialmente se recolectaron del catálogo del National Earthquakes Information Center (NEIC) los eventos sísmicos ocurridos en el mundo para el periodo de enero del 2011 hasta mayo del 2013, todos con magnitudes ≥ 5.8 Mw, haciendo un total de 662 sismos. Una segunda selección permite considerar los sismos cuyos epicentros se ubican a distancias epicentrales comprendidas entre 30° a 90° con respecto a cada estación de la Red Sísmica Nacional del Perú (RSN). La tercera selección considera el análisis y lectura de los eventos sísmicos (telesismos) para identificar la fase P en las señales registradas. Los datos finales a utilizarse en este estudio considera a 124 señales telesísmicas de 23 eventos sísmicos registrados en 23 estaciones de la RSN.

Una vez concluida la selección de los eventos, se realiza el cálculo de las distancias epicentrales y del azimut (estación-epicentro) a fin de calcular los tiempos teóricos y finalmente, los residuales y anomalías de estación.

5.2 Boletines Sísmicos

Para el presente estudio se hace uso de la información contenida en el catálogo del National Earthquakes Information Center (NEIC) para el periodo de enero del 2011 a mayo del 2013. El NEIC determina los parámetros sísmicos de todos los terremotos significativos que se producen en el mundo. El NEIC genera un catálogo sísmico mundial que se encuentra disponible en la siguiente página web <http://earthquake.usgs.gov/search/>.

De los datos contenidos en los catálogos del NEIC, se procedió a seleccionar los sismos que presentan magnitudes igual o mayor a 5.8 Mw considerando que a esta magnitud el evento puede ser detectado por un buen número de estaciones distribuidas a nivel mundial, además de presentar el registro de los sismos con señales claras, lo cual permitirá identificar correctamente las fases de llegada de la onda y tener un error mínimo en lectura y cálculo de los parámetros del sismo. La base de datos seleccionada consta de 662 eventos sísmicos, ocurridos en el mundo en el periodo indicado y cuya distribución se presenta en la Figura 5.1. En la figura, los eventos sísmicos muestran importantes agrupamientos en todo el borde de la placa del Pacífico, conformando con el ya conocido “Cinturón de Fuego del Pacífico”. En el caso del continente Americano, los sismos se distribuyen principalmente en su borde occidental.

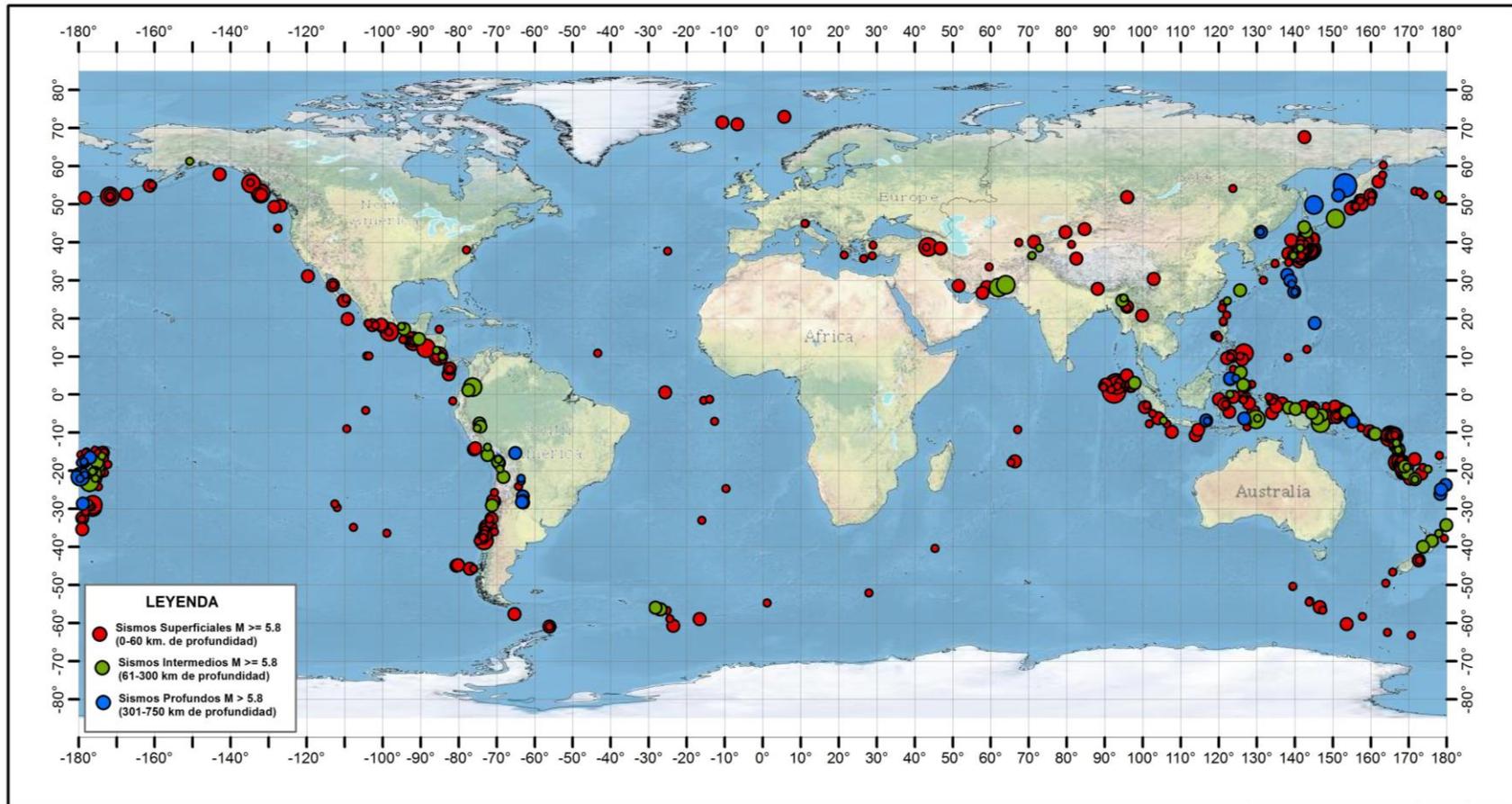


Figura 5.1, Mapa de la distribución de los eventos sísmicos seleccionados del NEIC (Sismicidad mundial, 2011-2013), $M_w \geq 5.8$.

5.3 Red Sísmica Nacional (RSN)

Desde el punto de vista histórico, la primera estación sísmica instalada en Perú fue en la ciudad de Lima en el año 1907. Posteriormente, en 1931 se instaló la estación de Huancayo (HUA), equipada con 3 sismómetros de periodo corto y 3 de periodo largo. A mediados de 1962, se realiza la instalación de estaciones similares a los de Huancayo en la localidad de Ñaña en Lima y Characato en Arequipa (Tavera, 2001). A inicios de la década de los años 60 estas estaciones fueron integradas a la Red Sísmica Mundial "World Wide Seismological Standard Network". En general, se puede considerar que la Red Sísmica Nacional (RSN) tuvo sus inicios en la década de los años 80, fecha en que se instalaron estaciones de periodo corto cerca de la línea de costa de las regiones Norte, Centro y Sur de Perú, siendo los datos transmitidos por telemetría. A partir del año 1996, la Red Sísmica Nacional (RSN) inició su implementación con estaciones de banda ancha. Actualmente, esta red consta de 52 estaciones sísmicas. De estas estaciones, 45 son de banda ancha: 30 con transmisión por satélite, 13 por Internet y 2 estaciones como son Ñaña (NNA) y Atahualpa (ATH) pertenecientes a la red sísmica mundial, ver Figura 5.2.

Para este estudio, se hace uso de un total de 23 estaciones sísmicas de banda ancha operativas al año 2013. Las estaciones de banda ancha de marca Kinematics operan con sensores de 3 componentes y frecuencia de registro entre 0.03 a 100 Hz. En la Figura 5.3 se presenta la distribución espacial de las estaciones y en la Tabla 5.1 sus coordenadas geográficas. Estas estaciones se distribuyen de manera homogénea en todo el territorio peruano y cumplen los objetivos de este estudio.

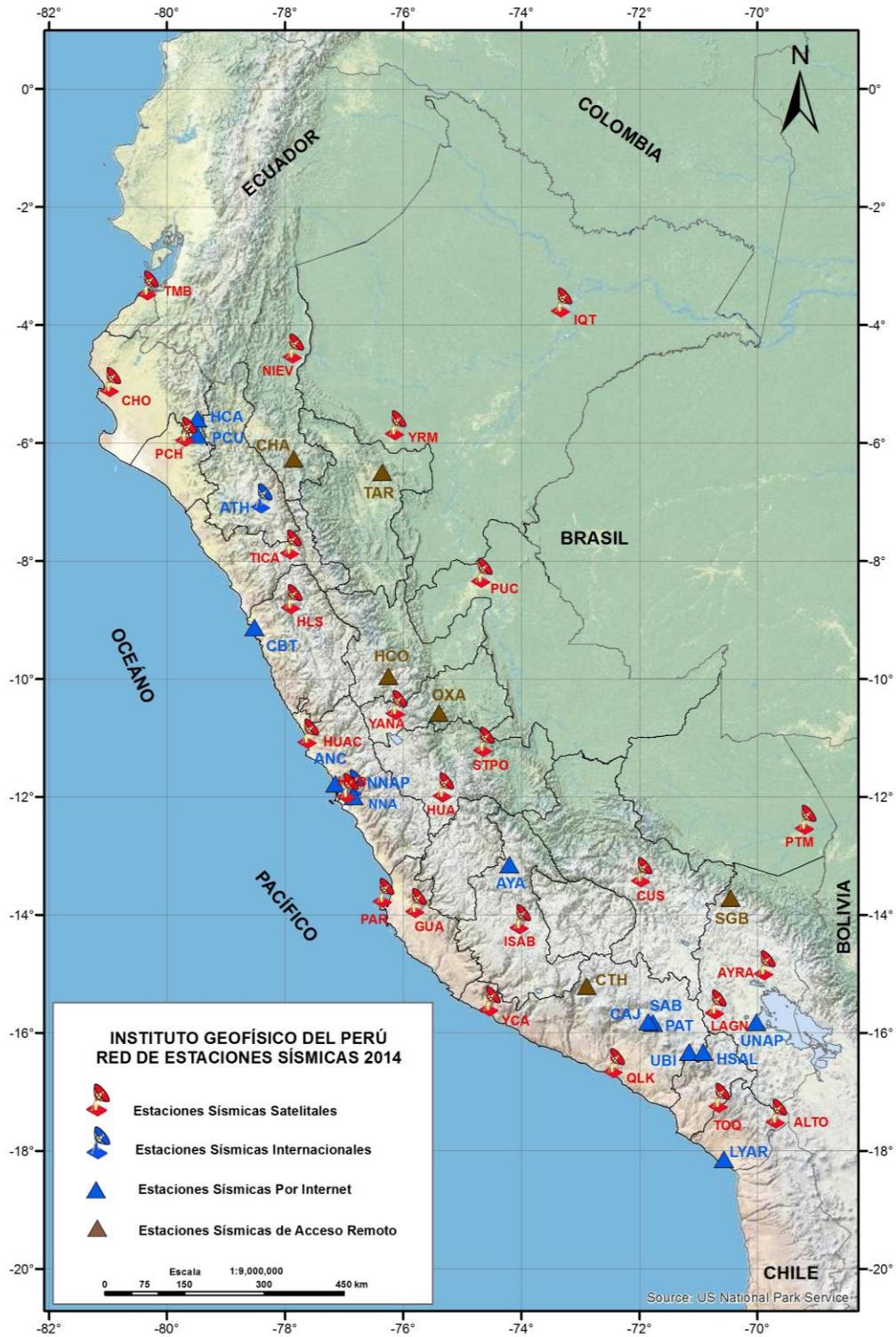


Figura 5.2, Distribución de las estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional del Perú a cargo del Instituto Geofísico del Perú.

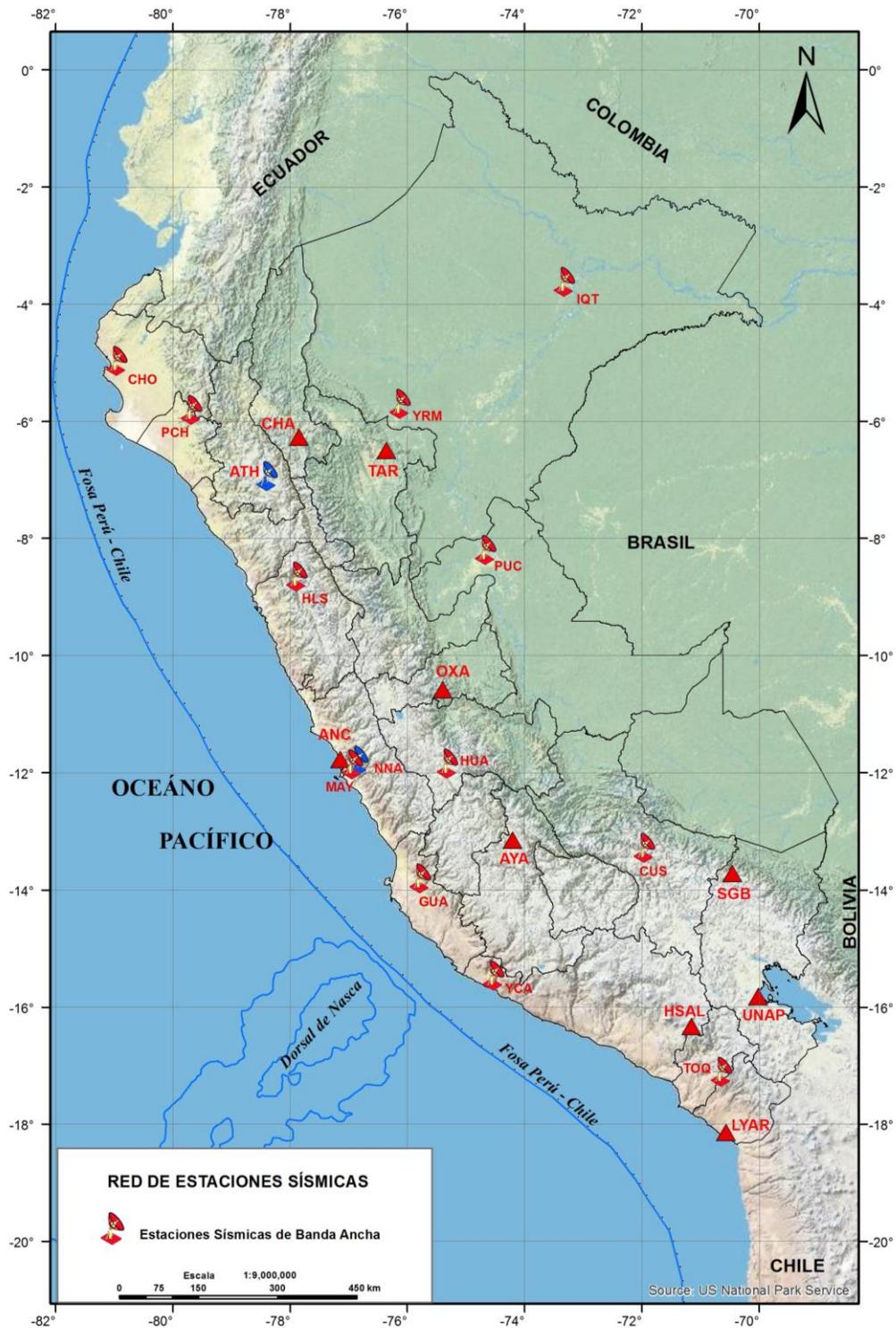


Figura 5.3, Distribución de las estaciones sísmicas de Banda Ancha utilizadas en el presente estudio (Instituto Geofísico del Perú).

Tabla 5.1, *Coordenadas Geográficas de las estaciones sísmicas utilizadas en este estudio*

| Estación | Código | Latitud (grados) | Longitud (grados) | Elevación (msnm) |
|---------------------------|---------------|-------------------------|--------------------------|-------------------------|
| Ancón | ANC | -11.8 | -77.2 | 46 |
| Atahualpa | ATH | -7.1 | -78.4 | 3060 |
| Ayacucho | AYA | -13.2 | -74.2 | 2771 |
| Chachapoyas | CHA | -6.3 | -77.9 | 3041 |
| Chocán | CHO | -5.2 | -81.0 | 228 |
| Guadalupe | GUA | -14.0 | -75.8 | 554 |
| Huancayo | HYO | -12.0 | -75.3 | 3330 |
| Huaylas | HLS | -8.8 | -77.9 | 3230 |
| Iquitos | IQT | -3.8 | -73.3 | 112 |
| La Yarada | LYAR | -18.1 | -70.6 | 363 |
| Mayorazgo | MAY | -12.1 | -76.9 | 315 |
| Ñaña | NNA | -12.0 | -76.8 | 575 |
| Oxapampa | OXA | -10.6 | -75.4 | 1840 |
| Portachuelo | PCH | -6.0 | -79.7 | 656 |
| Pucallpa | PUC | -8.4 | -74.7 | 130 |
| San Gaban | SGB | -13.7 | -70.5 | 2047 |
| Cusco | CUS | -13.5 | -72.0 | 3858 |
| Tarapoto | TAR | -6.5 | -76.4 | 322 |
| Toquepala | TOQ | -17.3 | -70.6 | 2586 |
| Universidad del Altiplano | UNAP | -15.8 | -70.0 | 3838 |
| Yauca | YCA | -15.7 | -74.5 | 77 |
| Huito Salinas | HSAL | -16.3 | -71.2 | 2074 |
| Yurimaguas | YRM | -5.9 | -76.1 | 155 |

5.4 Cálculo de la Distancia Epicentral y Azimut

Para conocer el tiempo teórico del arribo de las ondas P de un determinado evento sísmico a las estaciones de la Red Sísmica Nacional, es necesario conocer la distancia epicentral; es decir, la distancia existente entre la estación y el epicentro. Asimismo, conocer el azimut estación-epicentro.

5.4.1 Distancia Epicentral:

La distancia epicentral será la medida sobre la superficie de la tierra, entre la ubicación de un observador o una estación sismológica y el epicentro de un sismo,

(Figura 5.4.). Para una tierra esférica y radial, 1 grado será igual a 111.11 km.

Conocidas las coordenadas geográficas de ubicación de la estación sísmica y el epicentro del sismo, se hace uso de las proyecciones estereográficas para estimar la distancia en grados y kilómetros.

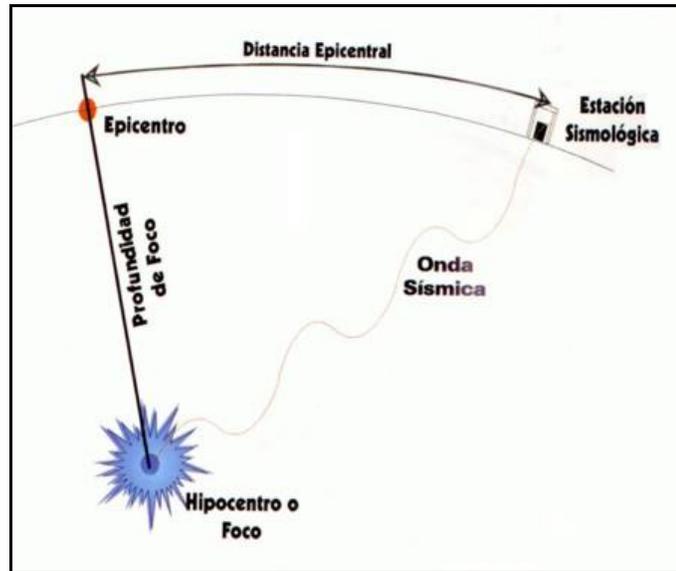


Figura 5.4, Distancia Epicentral desde el epicentro y la estación sísmológica medida sobre la superficie terrestre.

5.4.2 Azimut estación-epicentro:

El azimut es el ángulo medido con respecto al norte (en el sentido de las agujas del reloj) que sirve para localizar algún punto de interés desde un sistema de referencia dado como se muestra en la Figura 5.5.

Para este estudio se halla la orientación geográfica de las estaciones sísmicas de banda ancha que se utilizan para este estudio con respecto al epicentro del sismo. Para ello, el punto de referencia o epicentro es posicionado al norte geográfico para luego georreferenciar el punto secundario o estación sísmica usando un sistema de coordenadas internacionales tipo UTM.

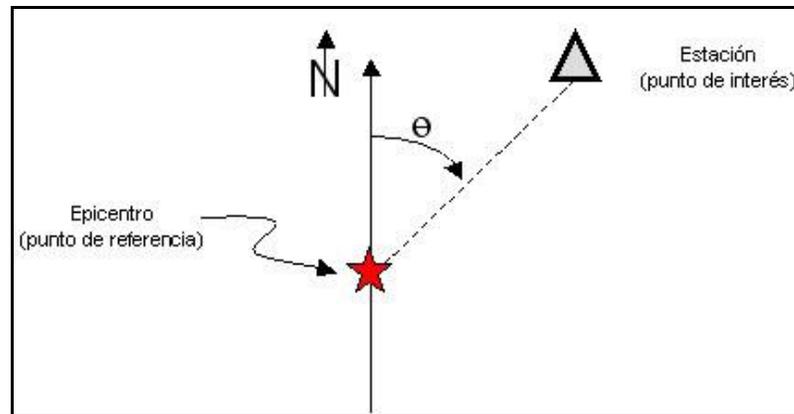


Figura 5.5, Azimut estación- epicentro, θ =Azimut

Habiéndose hecho el cálculo de la distancia epicentral y el azimutal, para el total de eventos seleccionados y considerados a la primera base de datos (664 sismos), se procede a seleccionar aquellos eventos que se encuentran a distancias comprendidas entre 30° a 90° con respecto a cada estación de la RSN utilizada en este estudio.

En este estudio se considera este rango de distancia debido a que a distancias menores a 30° la señal está contaminada por fases reflejadas en la corteza y mayor a 90° porque se produce la triplicación de rayos y la refracción de ondas en el núcleo. En estas condiciones se requiere estudiar la fuente sísmica que están libres de fases contaminantes, es por ello que se utiliza las estaciones ubicadas entre distancias de 30° y 90° grados, ya que las ondas se propagan libremente por el manto y esta se asume que es homogénea. Finalmente, con esta segunda selección se consideran 107 eventos (Figura 5.6) y cuyos epicentros se encuentra en mayor número en el borde occidental de América del Norte y en menor número, en el lado del Océano Atlántico y Pacífico.

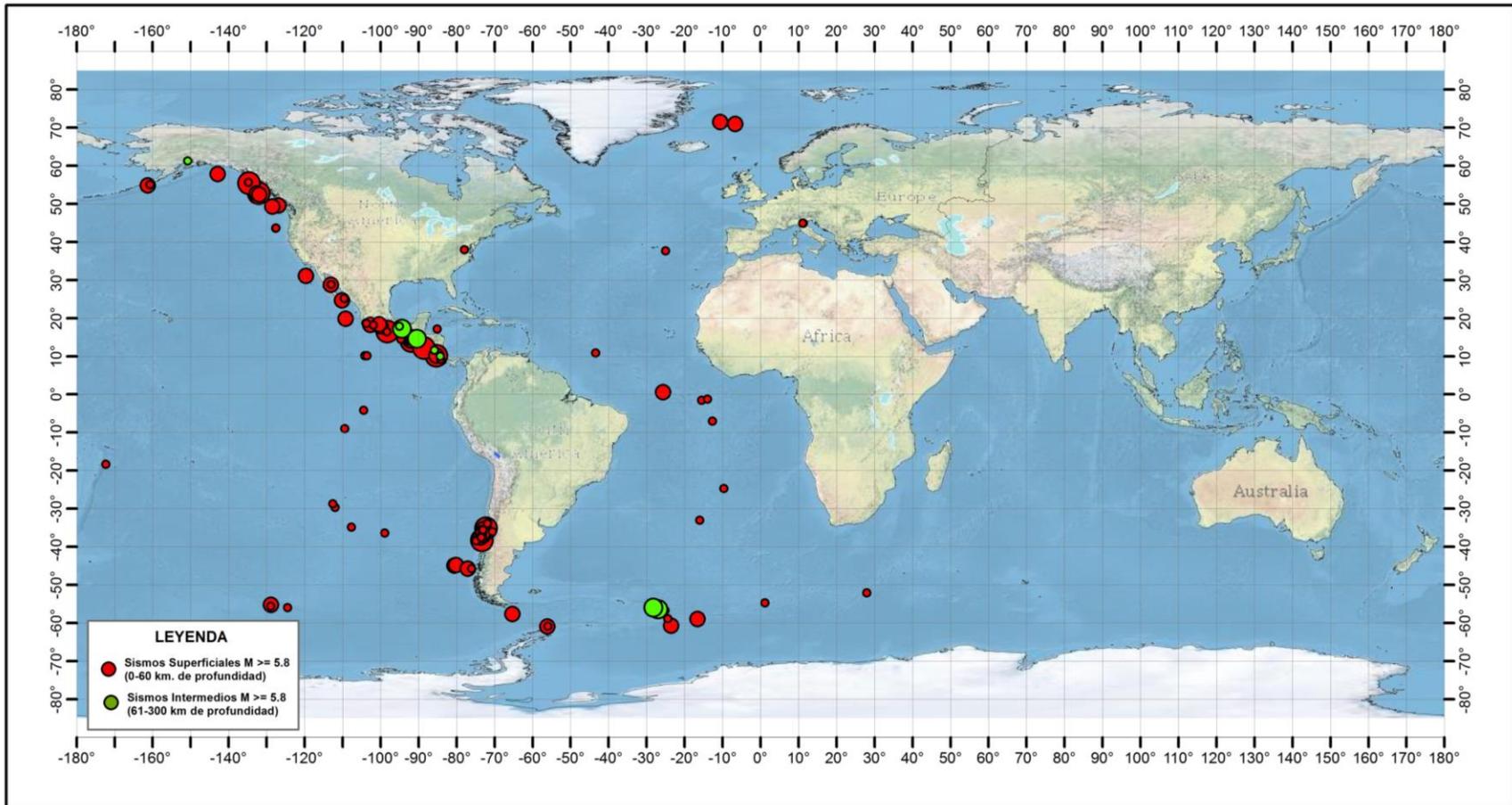


Figura 5.6, Mapa de distribuciones de los eventos sísmicos seleccionados del NEIC (Sismicidad mundial, 2011-2013) y epicentros comprendidas a distancias entre 30° a 90° con respecto a cada estación sísmica de la Red Sísmica Nacional.

5.5. Cálculo del Tiempo Teórico

Obtenidas las distancia epicentrales, se procede al cálculo de los tiempos de arribos teóricos para las ondas P para cada evento seleccionado, considerando las 23 estaciones de la Red Sísmica Nacional. Para este cálculo, se utilizó el Software IASPEI-TAU que hace uso de las tablas de recorrido-tiempo desarrolladas por Kennett y Engdahl (1991) que introducen el modelo de velocidad “iasp91”. Este modelo es un producto de la Asociación Internacional de Sismología y Física del Interior de la Tierra (IASPEI) para generar nuevas tablas de tiempo-recorrido a nivel mundial para las fases sísmicas y así actualizar las tablas propuestas por Jeffreys y Bullen (1940). Estas tablas, al igual que las anteriores describen el tiempo de recorrido de las ondas sísmicas, para un punto determinado, si se supone una tierra esférica, homogénea e isotrópica; es decir, para estaciones ubicadas a una misma distancia con respecto al foco, el tiempo de llegada de la onda sísmica será el mismo (Figura 5.7).

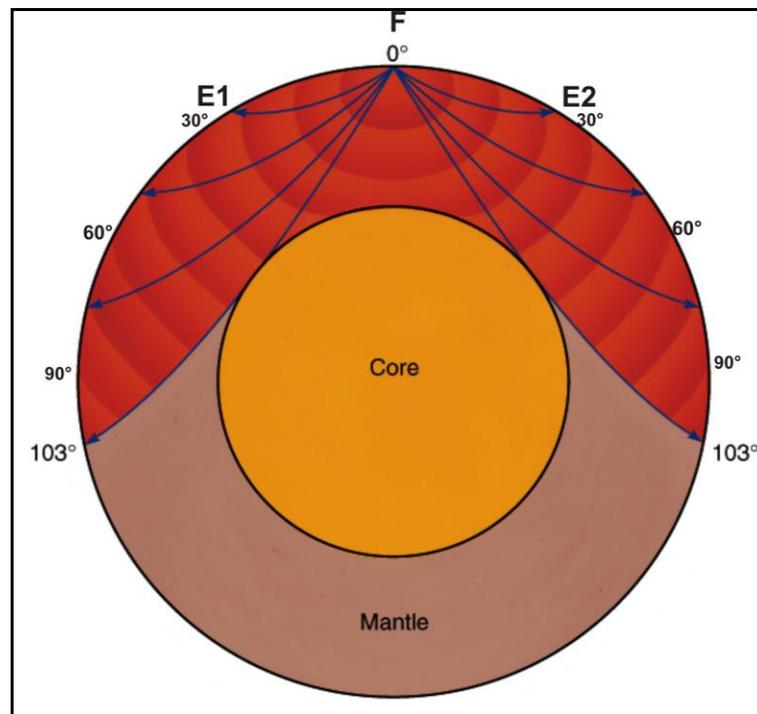


Figura 5.7, Tiempo de recorrido de las ondas sísmicas para una tierra esférica, homogénea e isotrópica. *F*=foco sísmico, *E1* y *E2* = estaciones sísmicas.

5.6 Identificación de Fases P en el Sismograma

Seleccionados los sismos con las características descritas anteriormente (magnitud ≥ 5.8 Mw, y distancia epicentral entre 30° y 90° con respecto a cada estación sísmica), se procede a identificar las fases sísmicas presentes en los sismogramas (en este caso los sismogramas correspondientes a la componente vertical), poniendo mayor énfasis en los tiempos de arribo de la onda P que serán utilizados para los propósitos de este estudio. Para facilitar su identificación se considera los tiempos teóricos calculados para cada sismo.

Para la lectura de los tiempos de arribo de la onda P se utiliza el programa WinQuake. Los criterios seguidos para el análisis y lectura de los tiempos de llegada de la onda P fueron:

- La onda P, para distancias epicentrales comprendidas entre 30° a 90° , arribarían con un margen de tiempo entre 6 a 10 minutos, de acuerdo a las tablas de recorrido-tiempo IASPEI.
- Durante el análisis, se conserva los sismos de mayor magnitud, debido a que su señal es de mayor calidad; es decir, es fácil identificar al tiempo de llegada de la onda P debido a la gran amplitud de su señal.
- Durante el análisis se procede a eliminar señales con gran contenido de ruido, así como los registros que tienen interferencia de registros debido a sismos anteriores o posteriores inmediatos a los sismos seleccionados. Se evitó crear incertidumbre respecto a la lectura del tiempo de llegada de la onda P.
- Se seleccionaron los sismos que fueron registrados en más de 2 estaciones, a fin de evitar incertidumbre sobre su ocurrencia.

Asimismo, en todo el proceso de análisis se evitó aplicar algún filtro a las señales sísmicas para no alterar la información. A continuación, en la Figura 5.8 se presentan los tipos de sismogramas que se fueron presentando al momento del análisis de los registros sísmicos: **a)** se presenta una señal con registro de buena calidad para la

lectura de la fase P, **b)** y **c)** presentan señales con registros ruidoso lo que impide la correcta lectura de la fase P.

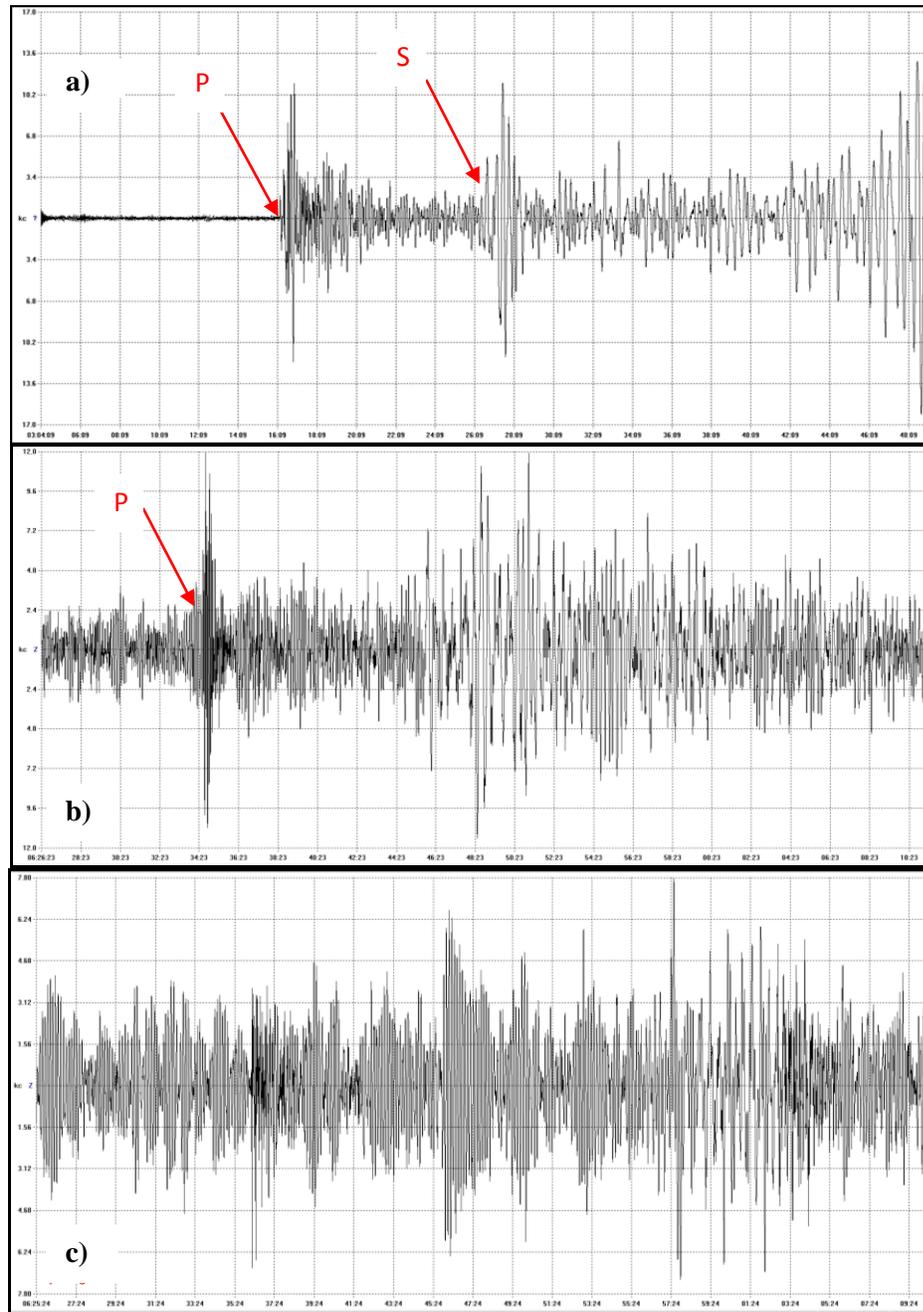


Figura 5.8, Tipos de registros de señales sísmicas para la lectura de la fase P a) Señal con buena calidad de lectura de la fase P b) y c) señales con alto contenido de ruido.

Considerando lo anterior, finalmente se construyó una base de datos de 124 registros correspondientes a 23 eventos telosísmicos ocurridos entre los años 2011-2013 (Figura 5.9). Posteriormente, los tiempos de llegada de la fase P fueron leídos de manera adicional en dos oportunidades con el objetivo de minimizar el error por lectura, siendo este en promedio del orden de 0.025 segundos. En la Tabla 5.2 se presenta los parámetros hipocentrales para los 23 eventos telosísmicos considerados en este estudio

Tabla 5.2, Parámetros hipocentrales de los sismos utilizados en este estudio

| Fecha | Hora Origen-GMT | Latitud | Longitud | Profundidad (km) | Magnitud |
|--------------|------------------------|----------------|-----------------|-------------------------|-----------------|
| 11/02/2011 | 20:05:30.9 | -36.422 | -72.96 | 26 | 6.9 |
| 06/03/2011 | 14:32:36.1 | -56.422 | -27.063 | 88 | 6.5 |
| 27/07/2011 | 23:00:30.3 | 10.801 | -43.393 | 10 | 5.9 |
| 03/09/2011 | 04:48:57.3 | -56.451 | -26.847 | 84 | 6.4 |
| 09/09/2011 | 19:41:34.2 | 49.535 | -126.893 | 22 | 6.4 |
| 15/01/2012 | 13:40:16.4 | -60.975 | -56.072 | 10 | 5.9 |
| 15/01/2012 | 13:40:19.5 | -60.948 | -56.113 | 8 | 6.6 |
| 22/01/2012 | 05:53:42.1 | -56.759 | -25.147 | 13 | 6 |
| 02/04/2012 | 17:36:42.1 | 16.395 | -98.316 | 9 | 6 |
| 11/04/2012 | 22:55:10.2 | 18.229 | -102.689 | 20 | 6.5 |
| 12/04/2012 | 07:15:48.5 | 28.696 | -113.104 | 13 | 7 |
| 14/04/2012 | 10:56:19.4 | -57.679 | -65.308 | 15 | 6.2 |
| 07/06/2012 | 04:05:04.5 | -36.074 | -70.57 | 8 | 6 |
| 08/10/2012 | 06:26:23.0 | 25.127 | -109.574 | 14 | 5.9 |
| 28/10/2012 | 03:04:08.8 | 52.788 | -132.101 | 14 | 7.8 |
| 28/10/2012 | 18:54:20.8 | 52.674 | -132.602 | 9 | 6.3 |
| 30/10/2012 | 02:49:02.3 | 52.365 | -131.902 | 9 | 6.2 |
| 14/12/2012 | 10:36:01.6 | 31.095 | -119.66 | 13 | 6.3 |
| 05/01/2013 | 08:58:19.3 | 55.394 | -134.65 | 10 | 7.5 |
| 19/03/2013 | 03:29:00.5 | -58.915 | -24.409 | 31 | 5.9 |
| 22/04/2013 | 01:16:33.2 | 18.127 | -101.908 | 30 | 6 |
| 30/04/2013 | 06:25:23.6 | 37.655 | -25.007 | 10 | 5.9 |
| 20/05/2013 | 09:49:04.3 | -44.944 | -80.541 | 10 | 6.4 |

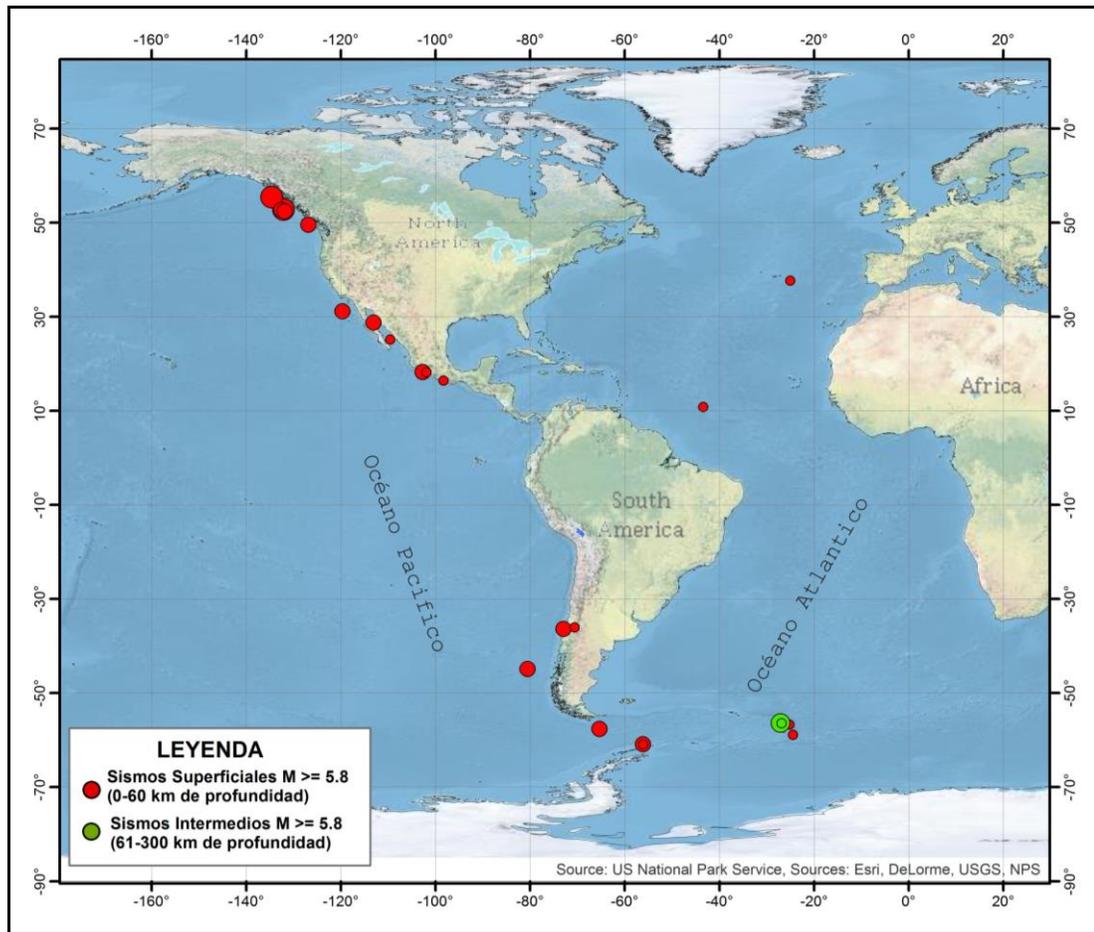


Figura 5.9, Mapa de distribución de los eventos sísmicos seleccionados considerados en este estudio (Sismicidad mundial, 2011-2013)

Según la Figura 5.9, los epicentros de los sismos considerados en este se encuentran en el borde occidental de América del Norte y Sur y en el Océano Pacífico y Atlántico

CAPÍTULO VI

ANÁLISIS DE RESIDUALES

Como se consideró en capítulos anteriores, el Residual es portador de información básica sobre las propiedades físicas del interior de la Tierra, si los errores de cálculo y lectura de los tiempos de arribo de las ondas sísmicas se minimizan. 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 las Residuales Absolutos, las Residuales Relativas y las Anomalías de Estación, con el objetivo de eliminar las influencias del foco y del trayecto de la onda, que son las mismas para todas las estaciones

El Residual Absoluto, proporciona información sobre las propiedades físicas de la estructura por debajo de las estaciones; mientras que, la Residual Relativa proporciona información, sobre la mayor o menor velocidad de propagación de las ondas sísmicas al recorrer las estructuras por debajo de las estaciones.

A partir de este capítulo y para realizar de manera ordenada el análisis de los resultados obtenidos en este estudio, las estaciones sísmicas serán ordenadas en tres grupos, región Norte, Centro y Sur del Perú, tal como se muestra en la Figura 1.1.

6.1. Residual Absoluto

Con los valores obtenidos para las Residuales Absolutos (ver capítulo 4) se realiza una primera estimación de las Anomalías existentes por debajo de cada estación. Considerando que una estación "i" ha registrado N sismos, se obtiene las medias aritméticas de los valores de Residuo, $M(R_{ij})$, es el valor representativo para cada estación. Los resultados se presentan en la Tabla 6.1.

Tabla 6.1, Valores de Residuales Absolutos para la zona de estudio R_{ij} = Residual Absoluto en segundos, σ = Error medio cuadrático, n = Número de eventos.

| Estación | Código | Elevación (msnm) | R_{ij} | δ | n |
|---------------------------|--------|------------------|----------|----------|----|
| Atahualpa | ATH | 3060 | 0.78 | 0.13 | 4 |
| Chachapoyas | CHA | 3041 | 0.89 | 0.21 | 5 |
| Chocan | CHO | 228 | -0.03 | 0.01 | 11 |
| Iquitos | IQT | 112 | 0.01 | 0.01 | 5 |
| Portachuelo | PCH | 656 | -0.23 | 0.02 | 7 |
| Tarapoto | TAR | 322 | 1.01 | 0.18 | 5 |
| Yurimaguas | YRM | 155 | 0.06 | 0.02 | 6 |
| Ancón | ANC | 46 | -1.14 | 0.06 | 6 |
| Huancayo | HYO | 3330 | 0.69 | 0.18 | 4 |
| Huaylas | HLS | 3230 | 0.90 | 0.25 | 4 |
| Mayorazgo | MAY | 315 | -0.15 | 0.07 | 7 |
| Ñaña | NNA | 575 | -0.10 | 0.06 | 10 |
| Oxapampa | OXA | 1840 | 1.41 | 0.36 | 5 |
| Pucallpa | PUC | 130 | -0.11 | 0.05 | 5 |
| Ayacucho | AYA | 2771 | 0.51 | 0.15 | 4 |
| Guadalupe | GUA | 554 | 0.47 | 0.23 | 7 |
| La Yarada | LYAR | 363 | 0.26 | 0.05 | 6 |
| San Gaban | SGB | 2047 | 0.51 | 0.11 | 4 |
| Cusco | CUS | 3858 | 0.95 | 0.16 | 4 |
| Toquepala | TOQ | 2586 | 0.45 | 0.13 | 4 |
| Universidad del Altiplano | UNAP | 3838 | 1.14 | 0.21 | 4 |
| Yauca | YCA | 77 | -0.04 | 0.01 | 3 |
| Huito Salinas | HSAL | 2074 | 1.15 | 0.21 | 4 |

6.1.1 Región Norte:

En la región norte los Residuales Absolutos (sin corrección de altura) obtenidos para la onda P, presentan los siguientes valores:

- Para las estaciones ubicadas en la zona costera como CHO su residual es de -0.03 seg., y para la estación de PCH de -0.23. El valor promedio de Residual Absoluto para esta zona de -0.13 seg.
- Para las estaciones ubicadas en la zona andina como ATH su valor de residual es de 0.78 seg. y para la estación de CHA su residual es de 0.89 seg. El valor promedio de Residual Absoluto para esta zona de 0.83 seg.
- Para las estaciones ubicadas en la zona de selva como TAR su residual es de 0.11 seg., para la estación de YRM su residual es de 0.06 seg. y para la estación de IQT su residual de 0.01 seg. El valor promedio de Residual Absoluto para esta zona de 0.06seg.

Es importante observar que el valor de los Residuales varía en función a la altitud de las estaciones, lo cual permite considerar un efecto de altura, coherente con la morfología en esta región.

La distribución espacial de los Residuales Absolutos para esta región, son presentados en la Figura 6.1 y sus valores, en la Tabla 6.1.

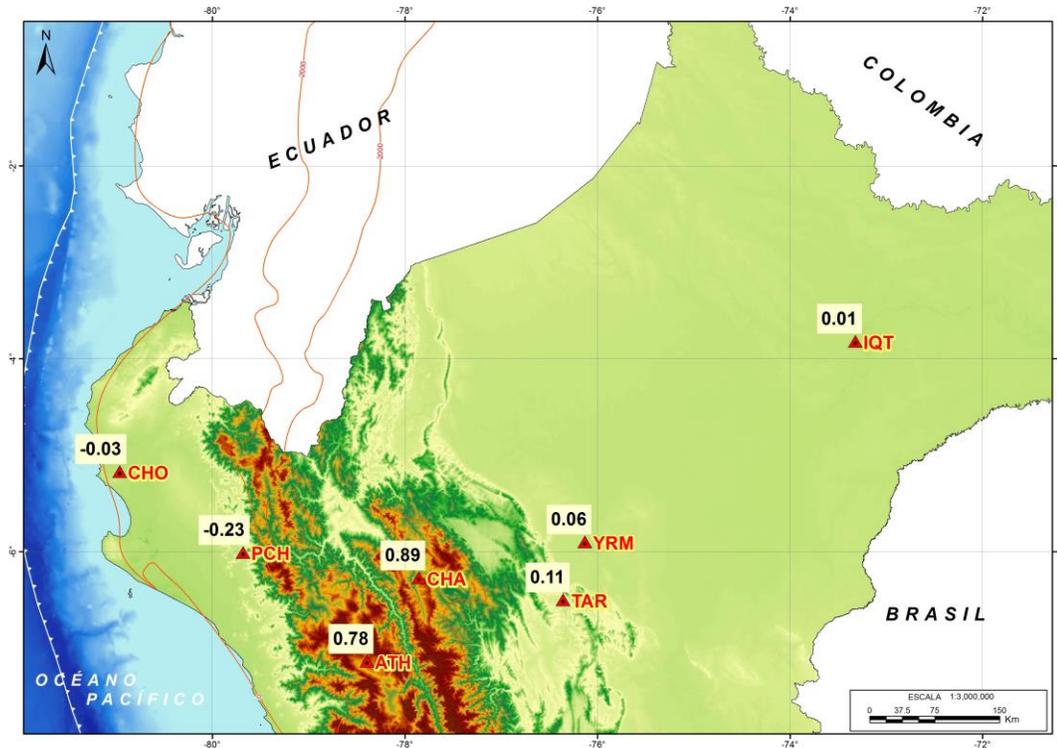


Figura 6.1, Mapa de Residuales Absolutos en segundos para la región Norte.

6.1.2 Región Centro

Para esta región los Residuales Absolutos (sin corrección de altura) obtenidos para la onda P, presentan los siguientes valores:

- Para las estaciones ubicadas en la zona costera como ANC, su residual es de -1.14 seg.; para la estación de NNA su residual es de -0.10 seg. y para la estación de MAY de -0.15 seg. El valor promedio de Residual Absoluto para esta zona es de -0.46 seg.
- Para las estaciones ubicadas en la zona andina como HLS su valor de residual es de 0.90 seg.; para la estación de OXA su residual es de 1.41 seg. y la estación de HYO su residual es de 0.69 seg. El valor promedio de Residual Absoluto para esta zona de 1 seg.
- Para la zona de la selva se tiene a la estación de PUC que presenta un residual absoluto de -0.11 seg.

El análisis de los Residuales Absolutos para esta región son mayores en la zona andina con respecto a la costa y selva, lo cual sugiere posibles efectos de altura.

En la Figura 6.2 y en la Tabla 6.1 se presenta la distribución espacial de los valores de Residual Absoluto para esta región.

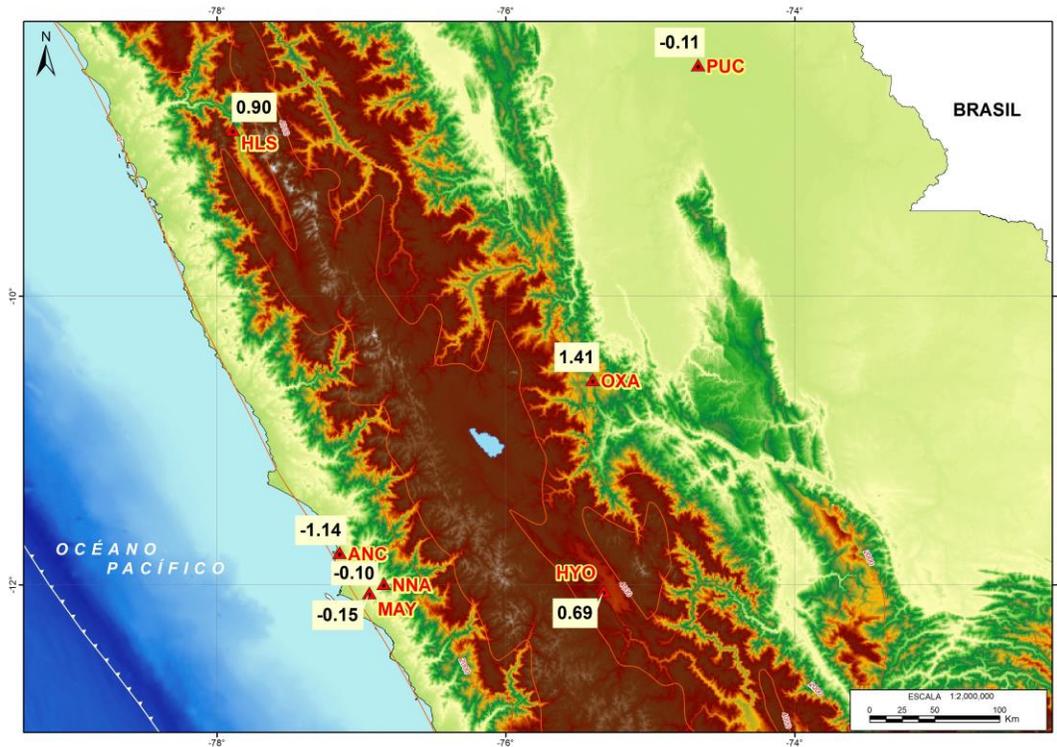


Figura 6.2, Mapa de Residuales Absolutos en segundos, para la región Centro.

6.1.3 Región Sur

Los Residuales Absolutos para la Región Sur (sin corrección de altura) obtenidas para la onda P presentan los siguientes valores:

- Para las estaciones ubicadas en la zona costera como GUA presenta un residual absoluto de 0.47 seg.; la estación de YCA un residual de -0.04 seg., y la estación de LYAR de 0.26 seg. El valor promedio para la Residual Absoluto en esta zona de 0.23 seg.

- Para las estaciones de la zona andina como AYA presenta un residual de 0.51 seg.; la estación de CUS un residual de 0.95 seg.; la estación de SGB un residual de 0.51 seg.; la estación de UNAP un residual de 1.14 seg.; la estación de HSAL un residual de 1.15 seg. y la estación de TOQ un residual de 0.45 seg. El valor promedio de Residual Absoluto para esta zona de 0.78 seg.

El análisis de los Residuales Absolutos para esta Región, sugiere la existencia de una posible variación en el espesor de la corteza, debido a que es notoria la variación de los residuales en función a la altitud de las estaciones.

En la Figura 6.3 y en la Tabla 6.1 se presenta la distribución espacial de los valores de Residual Absoluto para esta región.

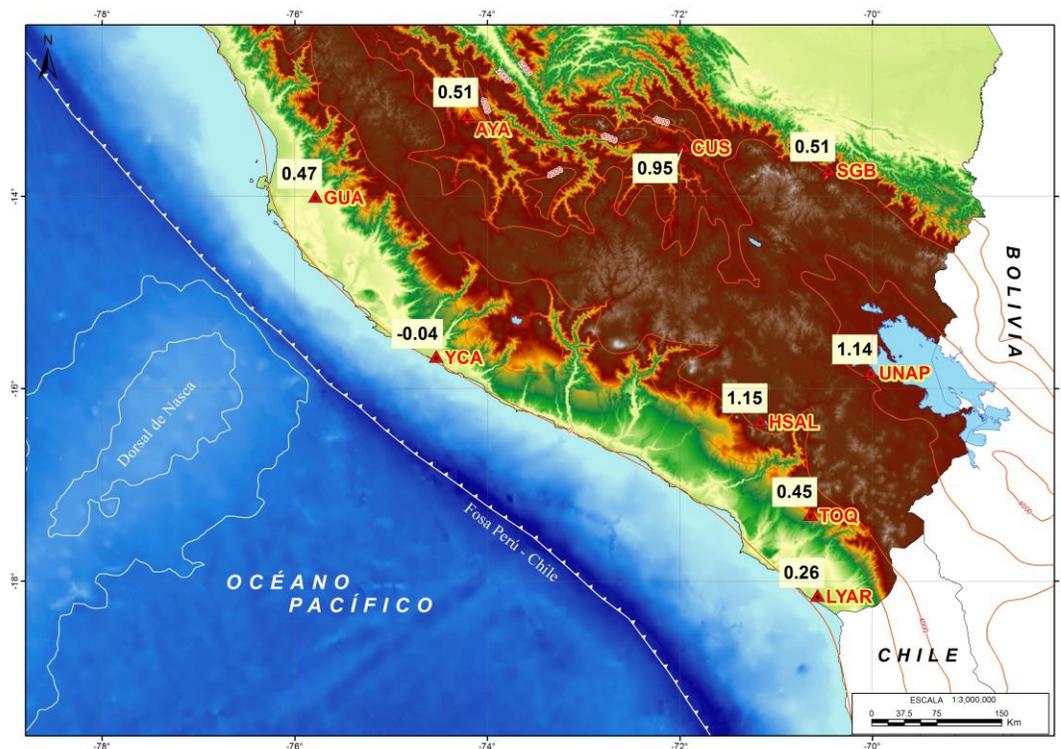


Figura 6.3, Mapa de Residuales Absolutos en segundos, para la región Sur.

6.2 Residuales Relativas

El análisis de las Residuales Relativas se realiza considerando el azimut de la estación y la ubicación de los eventos (ver capítulo 4). En esta distribución los valores positivos de la Residual describen la existencia de estructuras de baja velocidad y los valores negativos a estructuras de mayor velocidad. En la Tabla 5.2 se presenta los valores de residual relativa obtenidas para este estudio.

Tabla 5.2, Valores de Residuales Relativas para la zona de estudio r_{ij} = Residual Relativa en segundos, σ = Error medio cuadrático n = Número de eventos.

| Estación | Código | Elevación (msnm) | r_{ij} | σ | n |
|---------------------------|--------|------------------|----------|----------|-----|
| Atahualpa | ATH | 3060 | 0.45 | 0.15 | 4 |
| Chachapoyas | CHA | 3041 | 0.34 | 0.18 | 5 |
| Chocan | CHO | 228 | 0.02 | 0.01 | 11 |
| Iquitos | IQT | 112 | -0.07 | 0.02 | 5 |
| Portachuelo | PCH | 656 | 0.02 | 0.01 | 7 |
| Tarapoto | TAR | 322 | 0.07 | 0.02 | 5 |
| Yurimaguas | YRM | 155 | -0.02 | 0.01 | 6 |
| Ancón | ANC | 46 | -0.08 | 0.02 | 6 |
| Huancayo | HYO | 3330 | 0.38 | 0.15 | 4 |
| Huaylas | HLS | 3230 | 0.35 | 0.10 | 4 |
| Mayorazgo | MAY | 315 | 0.01 | 0.01 | 7 |
| Ñaña | NNA | 575 | 0.07 | 0.02 | 10 |
| Oxapampa | OXA | 1840 | 0.25 | 0.08 | 5 |
| Pucallpa | PUC | 130 | -0.05 | 0.02 | 5 |
| Ayacucho | AYA | 2771 | 0.24 | 0.04 | 4 |
| Guadalupe | GUA | 554 | 0.09 | 0.02 | 7 |
| La Yarada | LYAR | 363 | -0.02 | 0.01 | 6 |
| San Gabán | SGB | 2047 | 0.14 | 0.08 | 4 |
| Cusco | CUS | 3858 | 0.59 | 0.11 | 4 |
| Toquepala | TOQ | 2586 | 0.31 | 0.10 | 4 |
| Universidad del Altiplano | UNAP | 3838 | 0.43 | 0.21 | 4 |
| Yauca | YCA | 77 | -0.04 | 0.02 | 3 |
| Huito Salinas | HSAL | 2074 | 0.23 | 0.04 | 4 |

La distribución de residuales relativas para las regiones norte, centro y sur, son presentados en las Figuras 6.4, 6.5 y 6.6 respectivamente.

En general, se observa que en las zonas costera y subandina, para los mismos azimuts se obtienen valores de residuales positivos y negativos, lo cual sugiere que geológicamente las estructuras que se encuentran por debajo de cada estación sísmica físicamente son muy heterogéneas.

Sin embargo, para la zona andina en todas las regiones se observa que los residuos presentan valores positivos lo cual indica que las estructuras presentes por debajo de la Cordillera Andina son responsables de la disminución en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, lo cual podría estar asociado al alto gradiente térmico propio de estructuras de origen volcánico, tal como lo sugiere Schmucker (1966) a partir del estudio de las Anomalías de conductividad eléctrica en los Andes.

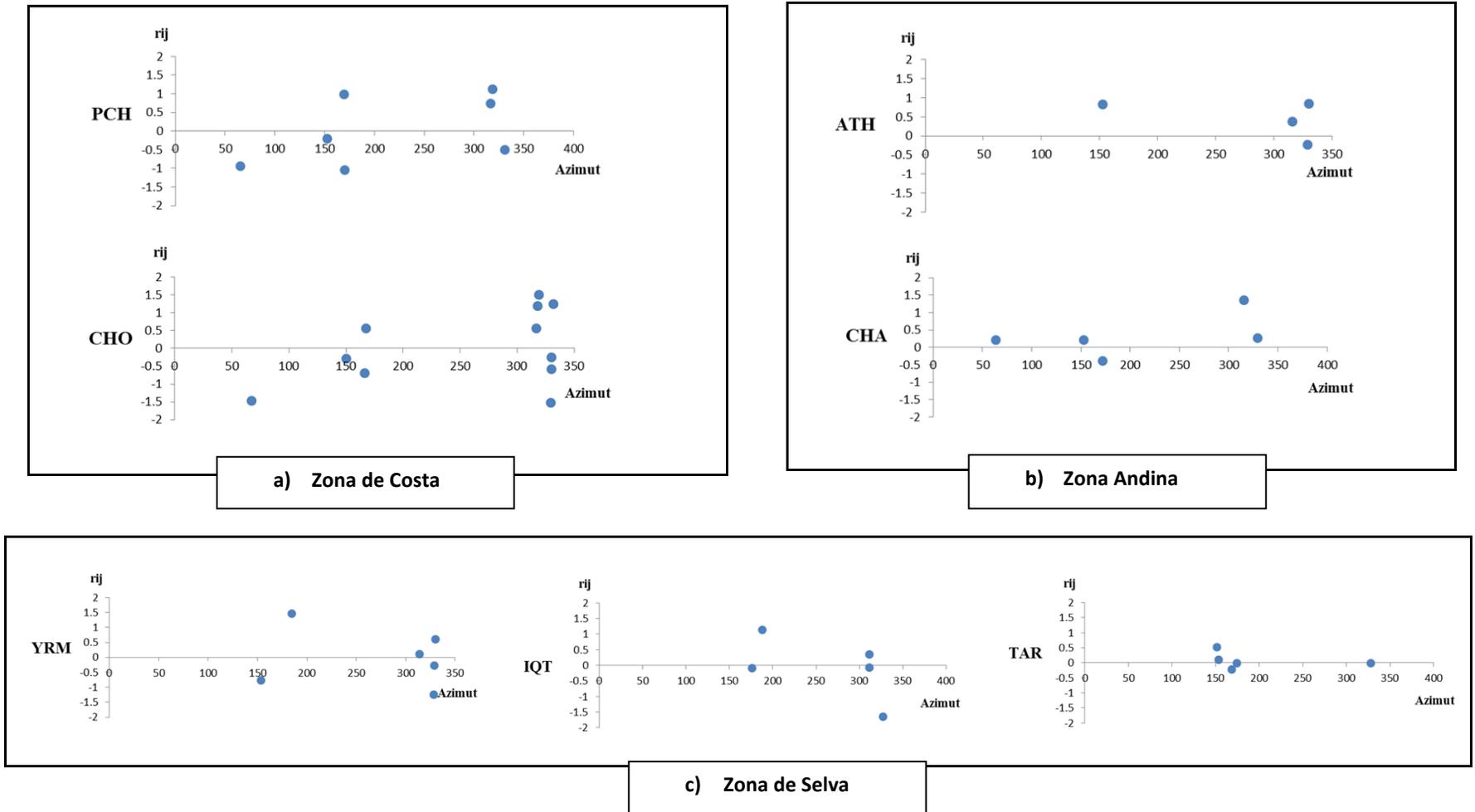


Figura 6.4, Residuales Relativos de la onda P, como una función del Azimut a cada estación para la Región Norte. a) Zona de Costa, b) Zona de Sierra, c) Zona de Selva.

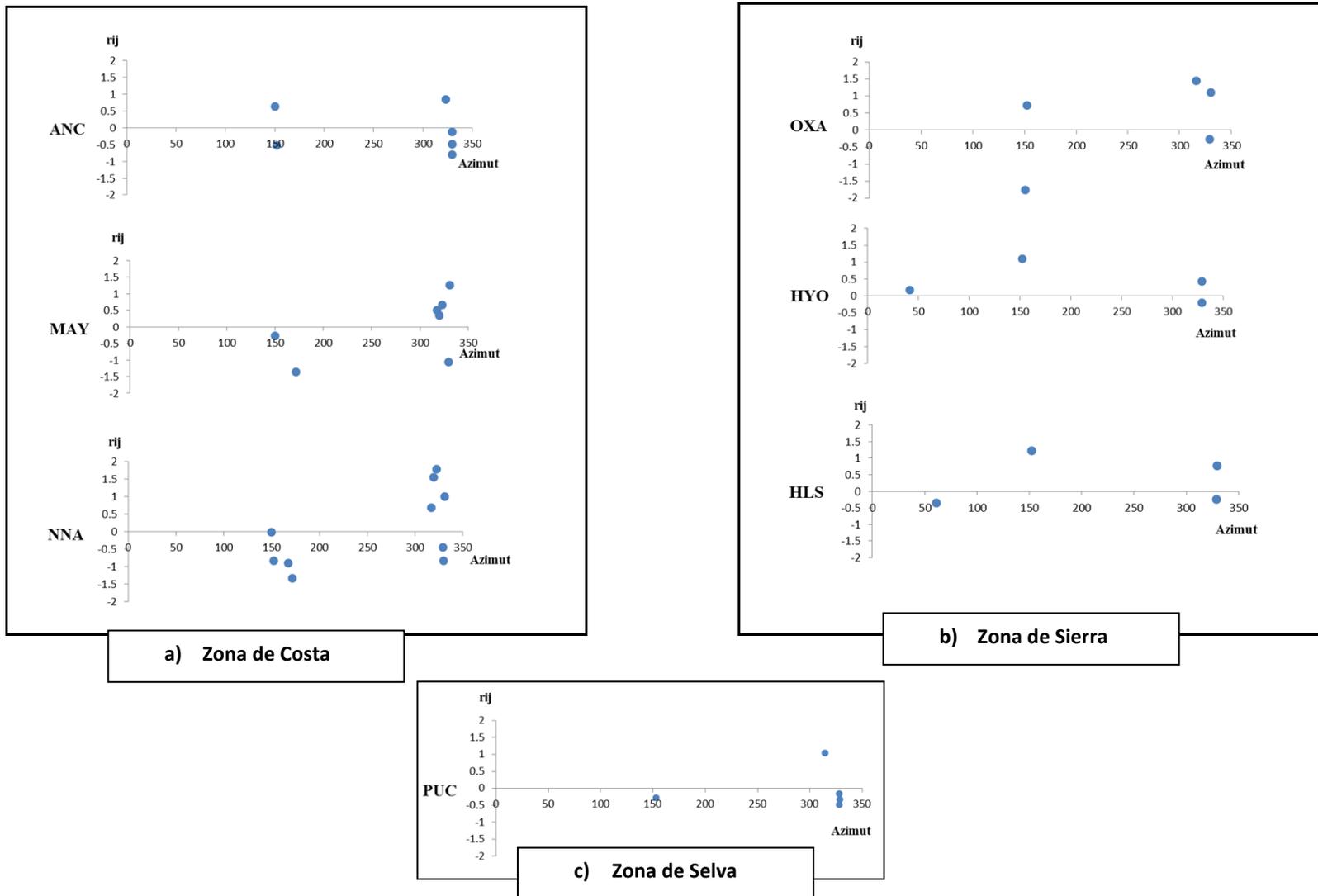


Figura 6.5, Residuales Relativos de la onda P, como una función del Azimut a cada estación para la Región Centro a) Zona Costanera, b) Zona Andina, c) Zona Llanura Amazónica.

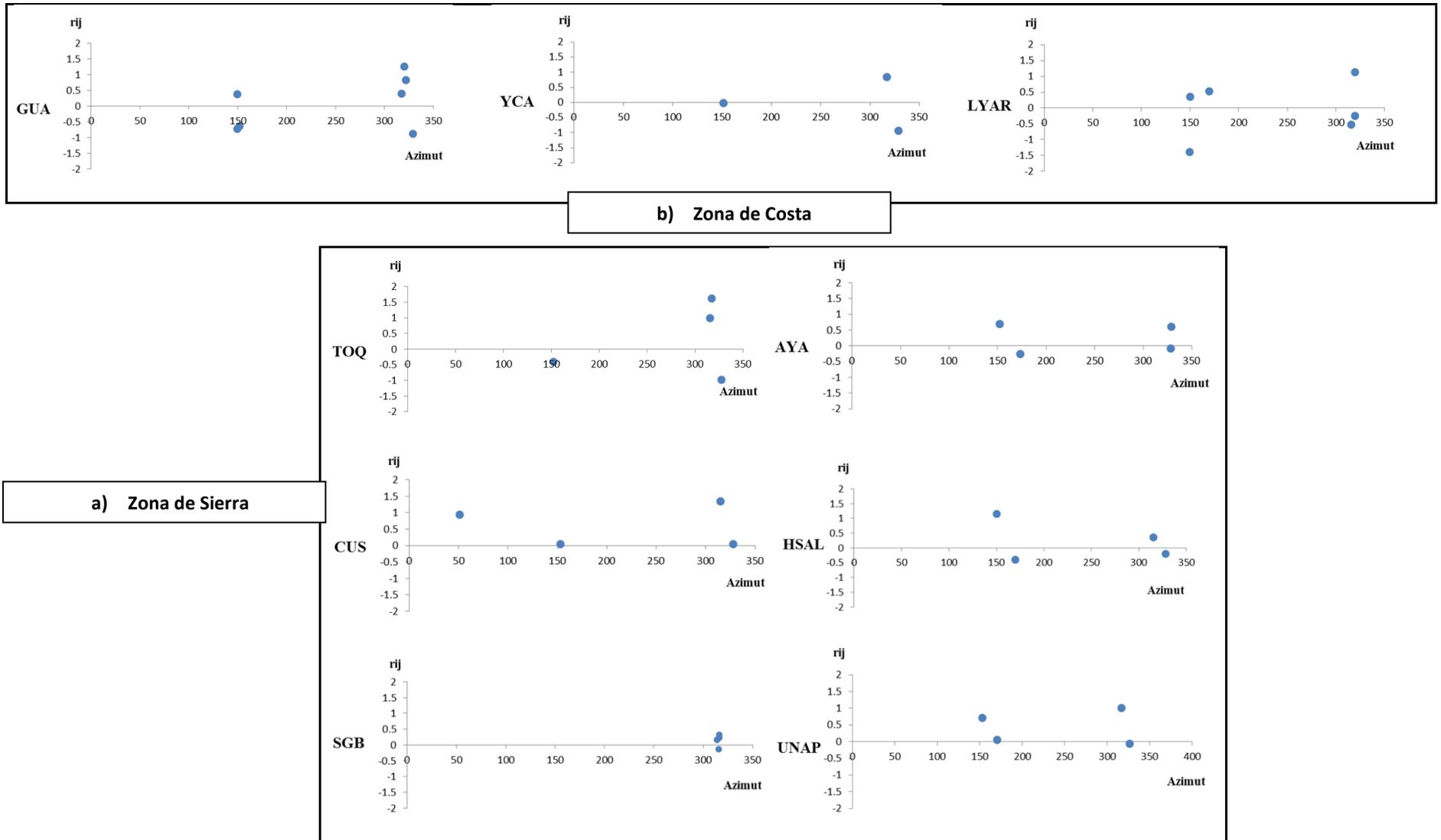


Figura 6.6, Residuales Relativos de la onda P, como una función del Azimut a cada estación para la Región Sur a) Zona Costanera, b) Zona Andina.

CAPÍTULO VII

ANOMALÍAS DE ESTACIÓN SISMICA

Para las Anomalías de Estación se debe considerar que el valor obtenido de la media aritmética de las Residuales Relativas, con relación al número de eventos registrados por una estación, es contribución propia de la estructura por debajo de cada estación sísmica considerada en este estudio.

Las anomalías de estación proporcionan información de la corteza y del manto superior, lo que va a permitir comparar las propiedades físicas de la estructura existente por debajo de cada estación en forma regional.

En este estudio se demostrará que existe relación entre los valores de Anomalía y la altitud de las estaciones sísmicas utilizadas y ello será explicado con la aplicación de un modelo teórico de isostasia a nivel de la corteza utilizando la hipótesis de Aíry y a la vez permitirá estimar el espesor de la corteza en la región andina para las regiones norte, centro y sur.

7.1. Anomalías de Estación

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 capítulo 4). En la Figura 7.1 se muestra los resultados obtenidos para el Perú y en la Tabla 7.1 sus correspondientes valores.

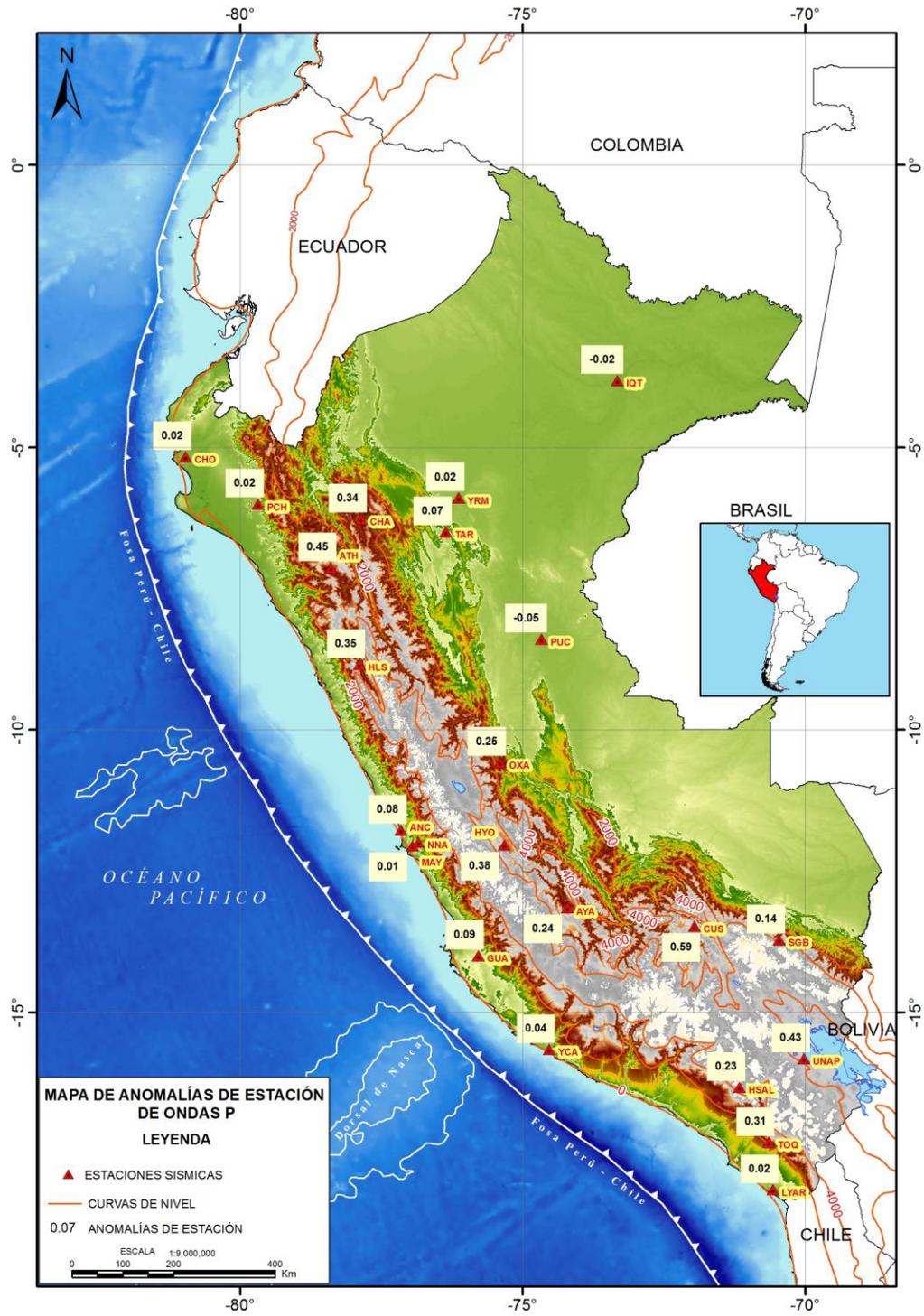


Figura 7.1, Mapa de Anomalías de ondas P (ri) para el Perú obtenidos en este Estudio.

Tabla 7.1, Valores de Anomalía de ondas P para la zona de estudio r_i = Anomalía de Estación en segundos, n = Número de eventos.

| Estación | Código | Elevación (msnm) | r_i | n |
|---------------------------|--------|------------------|-------|-----|
| Atahualpa | ATH | 3060 | 0.45 | 4 |
| Chachapoyas | CHA | 3041 | 0.34 | 5 |
| Chocan | CHO | 228 | 0.02 | 11 |
| Iquitos | IQT | 112 | 0.02 | 5 |
| Portachuelo | PCH | 656 | 0.02 | 7 |
| Tarapoto | TAR | 322 | 0.05 | 5 |
| Yurimaguas | YRM | 155 | 0.04 | 6 |
| Ancón | ANC | 46 | 0.08 | 6 |
| Huancayo | HYO | 3330 | 0.38 | 4 |
| Huaylas | HLS | 3230 | 0.35 | 4 |
| Mayorazgo | MAY | 315 | 0.01 | 7 |
| Ñaña | NNA | 575 | 0.07 | 10 |
| Oxapampa | OXA | 1840 | 0.25 | 5 |
| Pucallpa | PUC | 130 | -0.05 | 5 |
| Ayacucho | AYA | 2771 | 0.24 | 4 |
| Guadalupe | GUA | 554 | 0.09 | 7 |
| La Yarada | LYAR | 363 | 0.02 | 6 |
| San Gabán | SGB | 2047 | 0.14 | 4 |
| Cusco | CUS | 3858 | 0.59 | 4 |
| Toquepala | TOQ | 2586 | 0.31 | 4 |
| Universidad del Altiplano | UNAP | 3838 | 0.43 | 4 |
| Yauca | YCA | 77 | 0.04 | 3 |
| Huito Salinas | HSAL | 2074 | 0.23 | 4 |

7.1.1 Región Norte

Los valores de Anomalías para la región norte se presentan en la Tabla 7.1 y la distribución de las Anomalías de Estación, se presenta en la Figura 7.2. Al realizar el análisis por zonas, los valores de Anomalías de Estación para la onda P son:

Zona Costera; las estaciones presentan valores bajos y positivos de Anomalía como:

- Estación de CHO con una anomalía de 0.02 seg.
- Estación de PCH, con una anomalía de 0.02 seg.

El promedio para esta zona es de 0.02 seg.

Zona Andina; las estaciones presentan valores altos y positivos de Anomalía de:

- Estación de ATH con una anomalía de 0.45 seg.
- Estación de CHA, con una anomalía de 0.34 seg.

El promedio para esta zona es de 0.39 seg.

Zona de Selva; las estaciones presentan valores bajos de anomalía como son:

- Estación de TAR con una anomalía de 0.05 seg.
- Estación de YRM, con una anomalía de 0.04 seg.
- Estación de IQT, con una anomalía 0.02 seg.

El promedio para esta zona es de 0.04 seg.

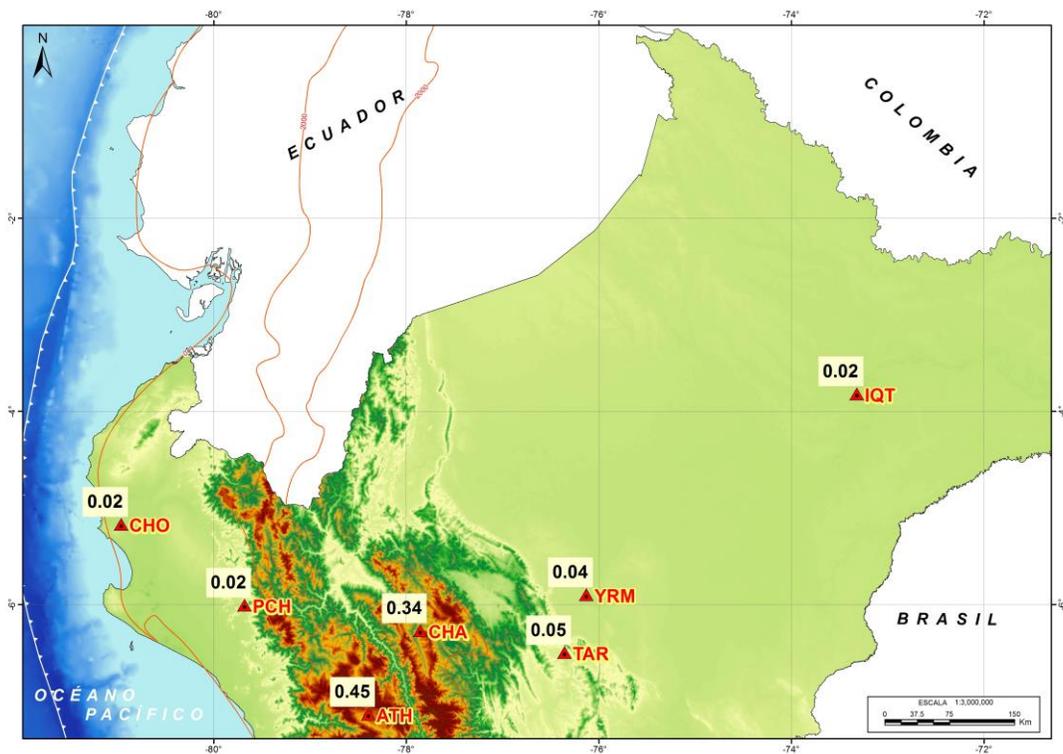


Figura 7.2, Anomalías de Estación en segundos, para la región Norte.

Los resultados obtenidos muestran que las Anomalías en la zona andina presentan valores altos y en la zona de costa y Subandina valores bajos, lo que permite definir a estas zonas, en forma independiente, como homogéneas; es decir sin, variaciones físicas en la corteza.

Además, existe relación entre los valores de anomalías y la altura a la cual se encuentran las estaciones sísmicas.

7.1.2 Región Centro

Los valores de anomalía para esta región son presentados en la Figura 7.3 y en la Tabla 7.1.

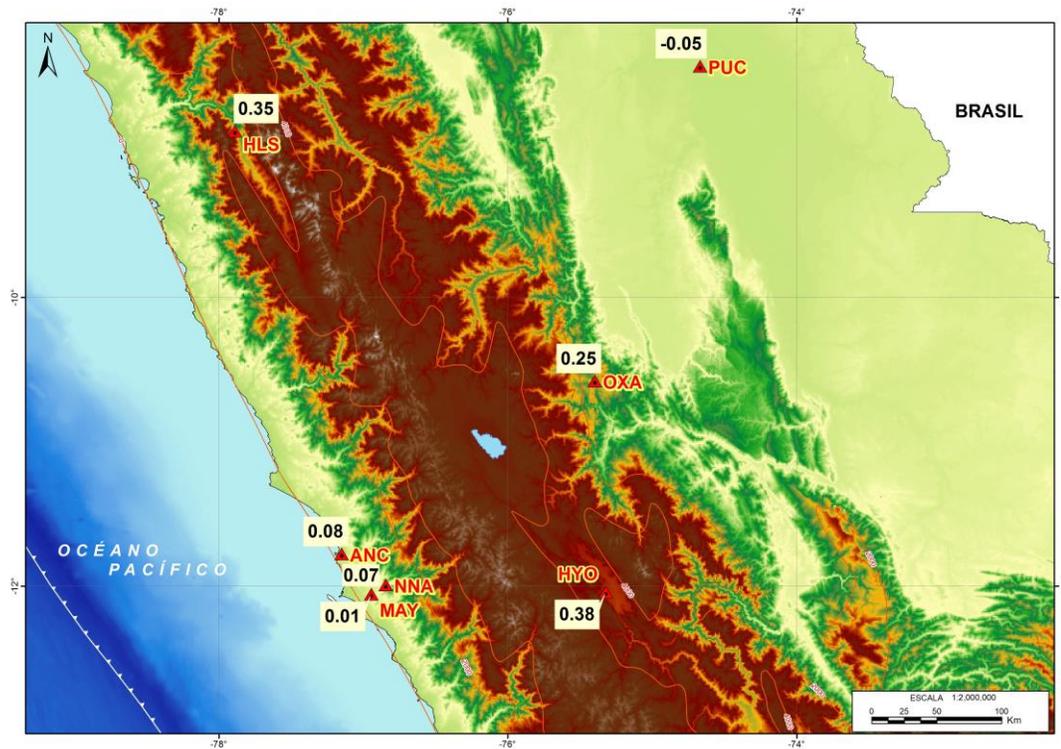


Figura 7.3, Anomalías de Estación en segundos, para la región Centro.

Para esta región las Anomalías de Estación para la onda P presenta los siguientes valores:

Zona de la Costa: Las estaciones presentan valores bajos de Anomalía:

- Estación de ANC 0.08 seg.
- Estación de NNA 0.07 seg.
- Estación de MAY 0.01 seg.

Para esta zona se tiene como promedio 0.05 seg.

Zona Andina; los valores de Anomalías obtenidos son altos y positivos:

- Estación de HLS 0.35 seg.
 - Estación de OXA 0.25 seg.
 - Estación de HYO 0.38 seg.
- El promedio para esta zona es de 0.32 seg.

Zona Llanura Amazónica; presenta un valor bajo de anomalía como es de:

- Estación de PUC con un valor de anomalía de -0.05 seg.

En general, estos valores de anomalía son mayores en la zona andina y menores en las zonas ubicadas en sus bordes (zona de costa y Subandina), lo que permite definir a estas zonas, en forma independiente, como homogéneas y que existe relación entre los valores de anomalías y la altura de las estaciones sísmicas.

7.1.3 Región Sur

La distribución de las Anomalías de Estación para la región sur, se presenta en la Figura 7.4 y sus valores en la Tabla 7.1. Al realizar el análisis por zonas, los valores de Anomalías de Estación para la onda P son:

Zona de la Costa; las estaciones presentan valores bajos con un promedio de 0.04 seg.

- Estación de GUA 0.09 seg.
 - Estación de YCA 0.04 seg.
 - Estación de LYAR 0.02 seg.
- El promedio para esta zona es de 0.05 seg.

Zona Andina; las estaciones ubicadas en esta zona presentan valores de Anomalías altos y positivos como son:

- Estación de AYA 0.24 seg.
- Estación de CUS 0.59 seg.
- Estación de SGB 0.14 seg.
- Estación de UNAP 0.43 seg.
- Estación de HSAL 0.23 seg.

- Estación de TOQ 0.31 seg.

El promedio para esta zona es de 0.32 seg.

Se observa que las Anomalías en la zona Andina presentan son valores altos y en la zona de la costa, valores bajos, lo que permite definir para estas zonas que existe relación entre los valores de anomalía y la altura a la cual se encuentran las estaciones sísmicas.

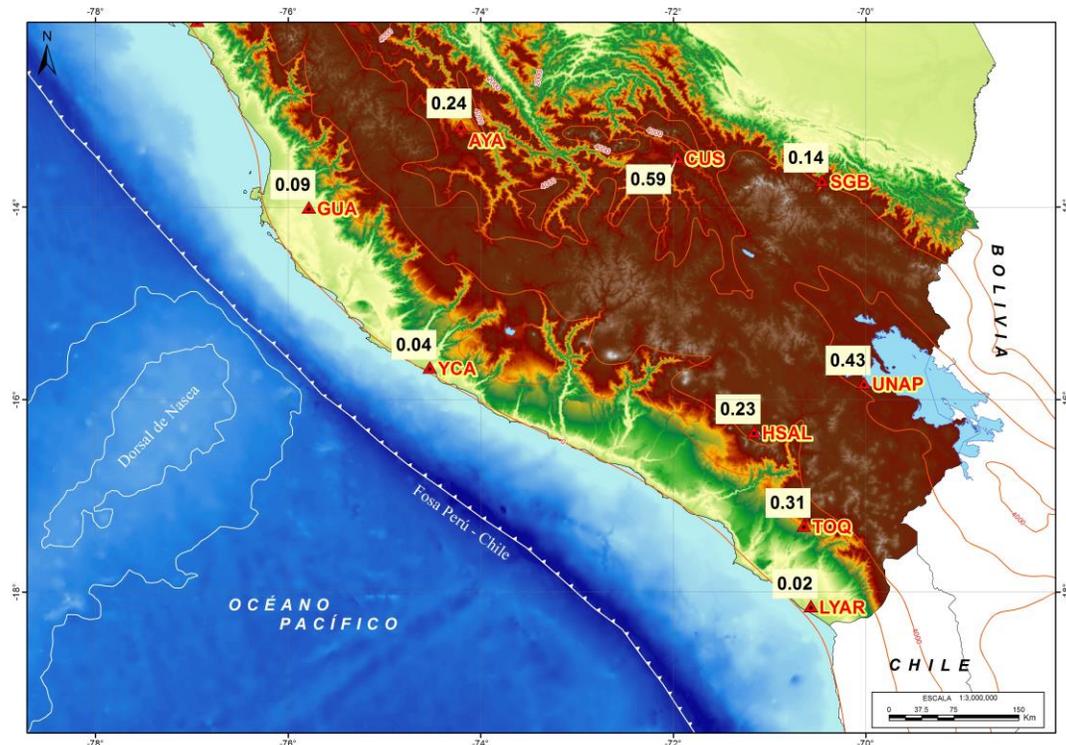


Figura 7.4, Anomalías de Estación en segundos, para la región Sur.

7.2. Anomalías y Altitud de Estación

La aplicación de un modelo de isostasia que explique la presencia de las Anomalías de Estación, conduce a suponer la existencia de una relación entre las Anomalías y la altitud de las estaciones utilizadas, tal como se ha observado en este estudio. La relación propuesta puede ser definida con la siguiente regresión lineal:

$$R = aH + b$$

donde : R = Anomalia de Estación de la fase P
 H = Altura de la estación sísmica.
 a y b = Constantes que dependerán de la altura y de la anomalía (r_i).

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.

A continuación, se detalla los resultados obtenidos para cada región (norte, centro y sur) del área de estudio.

7.2.1 Región Norte

Los valores de Anomalías y valores de las alturas de las estaciones para esta región se presentan en la Tabla 7.1 y su correlación en la Figura 7.5. Los resultados muestran que existe una buena relación entre la Anomalia de onda P y la altura de las estaciones, presentando un Factor de Correlación de 0.94:

$$R_p = 0.233 h - 0.016$$

donde: $a = 0.233$
 $b = -0.016$

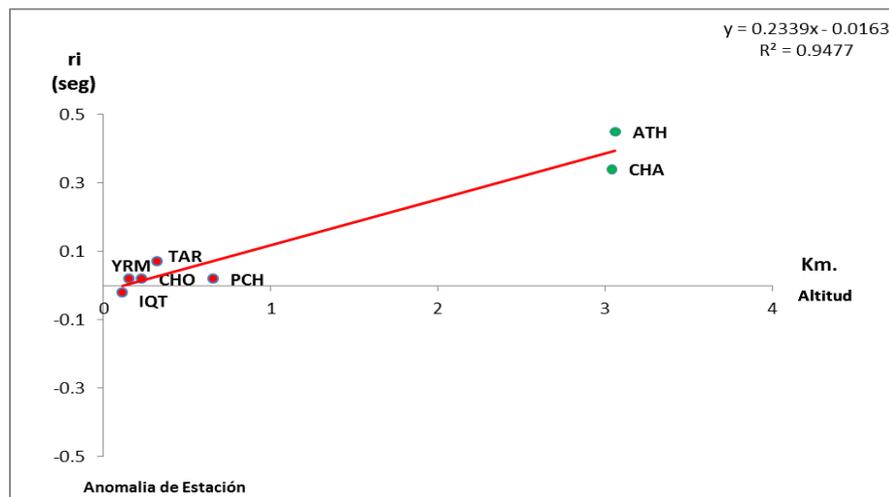


Figura 7.5, Anomalías de Estación en función de la altitud de las estaciones: Región Norte.

7.2.2 Región Centro

Los valores de Anomalía y valores de las alturas de las estaciones para esta región se presentan en la Tabla 7.1 y su correlación en la Figura 7.6. Los resultados muestran que existe relación entre la Anomalía de onda P y la altura de las estaciones con un Factor de Correlación de 0.96:

$$R_p = 0.232 h - 0.042$$

donde: $a = 0.232$

$$b = -0.042$$

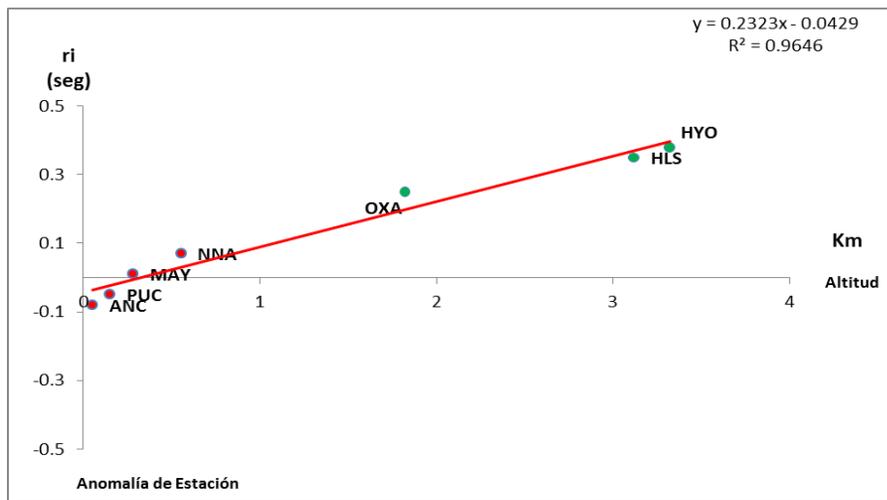


Figura 7.6, Anomalía de Estación en función a la altitud de las estaciones. Región Centro.

7.2.3 Región Sur

Los valores de Anomalía para esta región son presentados en la Tabla 7.1 junto a los valores de las alturas de las estaciones y su correlación es presentada en la Figura 7.7. Los resultados muestran que existe relación entre la Anomalía de onda P y la altura de las estaciones con un Factor de Correlación de 0.87:

$$R_p = 0.223 h - 0.016$$

donde: $a = 0.223$
 $b = -0.016$

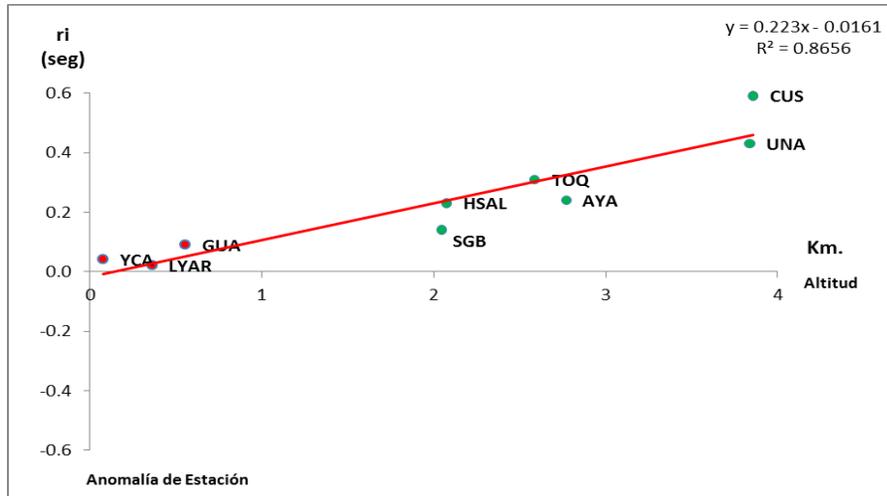


Figura 7.7, Anomalía de Estación en función a la altitud de las estaciones. Región Sur.

De acuerdo a estos resultados, existe buena correlación entre las anomalías de estación y la altura de las estaciones sísmicas, lo cual permite proponer una hipótesis que explique el equilibrio isostático al nivel de la corteza entre la Cordillera Andina, la llanura amazónica y la costa. Para este estudio se hace uso de la hipótesis de Isostasia de Airy.

7.3. Modelo de Isostasia de Airy

George Airy, matemático y astrónomo real, propuso en 1855 que a las montañas les corresponden los aumentos de las masas de roca con densidad constante ($\rho = 2,67 \text{ gr/cm}^3$) y, por lo tanto, cuanto mayor era la montaña, mayor sería la profundidad de penetración en la astenósfera de mayor densidad ($\rho = 3,3 \text{ gr/cm}^3$). Entonces, las diferentes elevaciones en la superficie de la tierra serían compensadas por diferentes raíces en profundidad, suponiendo la existencia de una superficie de compensación, Figura 7.8.

Esta hipótesis es la más aceptada actualmente, ya que también ayuda a explicar la variación del grosor de la litósfera

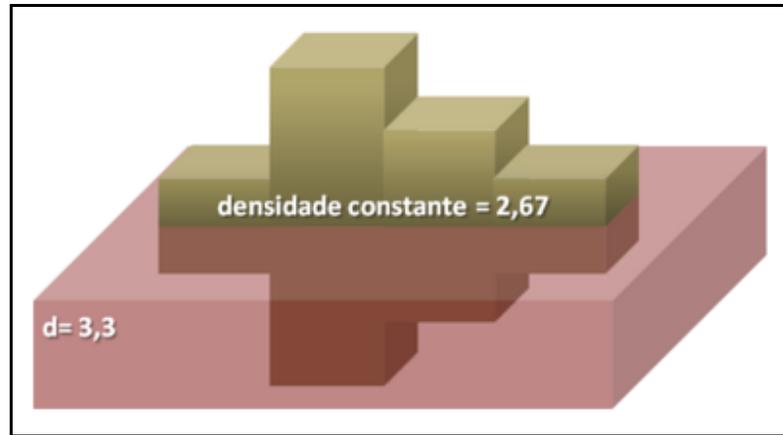


Figura 7.8, Esquema mostrando la Hipótesis de Airy.

Considerando la hipótesis de Airy, se procede a construir un modelo teórico que explique los resultados obtenidos en este estudio y para ello se construye el esquema de la Figura 7.9.

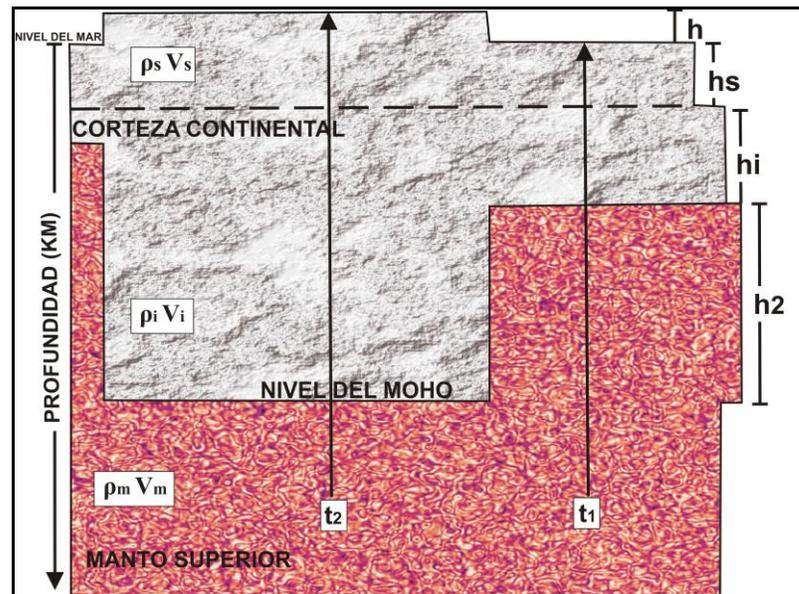


Figura 7.9, Modelo teórico de Isostasia para el Perú, elaborado según la Hipótesis de Airy.

El esquema muestra la corteza y el manto superior separados por la discontinuidad del Moho (Mohorovicic), ambas con sus valores de velocidad para las ondas sísmicas y valores de densidades. Asimismo, se considera los rayos sísmicos t_2 y t_1 , el primero recorre la corteza a la altura de la Cordillera Andina y el segundo, a la altura del escudo brasilero;

por lo tanto, recorren diferentes distancias.

De acuerdo al esquema de la figura 7.9, el valor de h_2 puede ser calculado con la siguiente relación:

$$\begin{aligned} \rho_s h_s + \rho_i h_i + \rho_m h_2 &= h \rho_s + h_s \rho_s + h_i \rho_i h_2 \rho_i \\ h_2 (\rho_m - \rho_i) &= h \rho_s \\ h_2 &= h (\rho_s / (\rho_m - \rho_i)) \end{aligned}$$

donde:

ρ_s = Densidad de la superficie superior de la corteza en gr/cm^3 .

h_s = Espesor de la superficie superior de la corteza en km.

ρ_i = Densidad de la superficie inferior de la corteza en gr/cm^3 .

h_i = Espesor de la superficie inferior de la corteza en km.

ρ_m = Densidad del Manto Superior en gr/cm^3 .

h = Diferencia de altura entre la zona Andina-Subandina en km.

h_2 = Diferencia de la profundidad del Moho, entre las zonas Andina-Subandina en km.

Asimismo, si se considera el tiempo de propagación de los rayos sísmicos indicados anteriormente estos pueden ser definidos como:

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

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

donde:

V_s = Velocidad de propagación de las ondas en la Corteza superior en km/seg.

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

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

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

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

La diferencia de tiempos de propagación del rayo en ambas estructuras, estaría dado por la siguiente relación:

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

$$(t_2 - t_1) = \Delta t$$

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

Remplazando el valor de h_2 definido anteriormente, se obtiene la ecuación que relaciona los parámetros físicos del medio de propagación por debajo de la Cordillera Andina.

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

Finalmente, se obtiene:

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

Esta ecuación muestra que Δt está en función de la diferencia de altura entre la zona andina y la llanura amazónica, la velocidad de las ondas sísmicas y la densidad del medio.

7.4 Modelos de Velocidad para las Regiones Norte, Centro y Sur del Perú

A fin de resolver la ecuación para encontrar Δt , es necesario conocer la velocidad de las ondas P en cada Región, así como la densidad de las capas que componen la Corteza y el Manto superior en el Perú.

7.4.1 Modelo de Velocidad para la Región Norte

Considerando que los procesos geodinámicos que se desarrollan en las regiones norte-centro de Perú son similares (Tavera y Buforn, 1999), para la región norte se considera el modelo de velocidad propuesto por Lindo (1993), el cual fue obtenido a partir de la aplicación de métodos de inversión de tiempos de arribo de ondas sísmicas a una red local. Los valores de densidad serán los mismos utilizados por Tavera (1987), ver Tabla 7.2.

Tabla 7.2, Modelo de Velocidad propuesto por Lindo (1993), utilizado para la Región Norte.

| Capa | Velocidad de la onda longitudinal (km/s) | Densidad (gr/cm ³) |
|-------------------------|--|--------------------------------|
| Corteza superior | 6.0 | 2.55 |
| Corteza inferior | 6.8 | 2.85 |
| Manto superior | 8.0 | 3.35 |

Considerando el modelo de velocidad descrito y la relación Δt , para la región norte se tiene el siguiente valor:

$$\Delta t = h \left(\frac{1}{V_s} + \left(\frac{\rho_s}{\rho_m - \rho_i} \right) \left(\frac{1}{V_i} - \frac{1}{V_m} \right) \right)$$

$$\Delta t = h \left(\frac{1}{6.0} + \left(\frac{2.55}{3.35 - 2.85} \right) \left(\frac{1}{6.8} - \frac{1}{8.0} \right) \right)$$

$$\Delta t = 0.28 h$$

Dónde: Δt es la diferencia de tiempos de arribo de las dos ondas sísmicas registrados en la zona Andina y Subandina. Para el valor de h se considera como altura promedio para la Cordillera Andina en la región norte del orden de 3.0 Km. El valor obtenido para Δt considerando la hipótesis de Airy, se aproxima al valor encontrado en este estudio para la región norte del Perú, ver Tabla 7.3.

Tabla 7.3, Valores de Δt obtenidos para la Región Norte del Perú.

| | ΔT Modelo de Airy | ΔT anomalía de estación |
|---------------------|---------------------------|---------------------------------|
| Región Norte | 0.28 h | 0.233h |

Por lo tanto, el modelo de isostasia elaborado se acerca a un modelo de corteza real. Conociendo los valores de la distribución de las densidades para la región norte, el valor de h_2 es calculado con la siguiente relación:

$$h_2 = h \left(\frac{\rho_s}{\rho_m - \rho_i} \right)$$

$$h_2 = 3.0 \left(\frac{2.55}{3.35 - 2.85} \right)$$

$$h_2 = 15.3 \text{ Km}$$

Siendo h_2 , la diferencia en profundidad de la corteza, entre la zona andina y la zona subandina. Una buena aproximación del espesor promedio de la corteza es de 35 Km., considerando que la zona Subandina es parte del Escudo Brasileiro; por lo tanto, para la zona Andina de la región norte, se añade el valor calculado para h_2 . El resultado permite proponer para la corteza en la región norte un espesor de 50 Km.

7.4.2 Modelo de Velocidad para la Región Central

Para la región Central se utiliza el modelo de velocidad propuesto por Lindo (1993), el cual fue obtenido a partir de la aplicación de métodos de inversión de tiempos de arribo de ondas sísmicas a una red local. El modelo de velocidad es representativo para esta región, asimismo se utiliza los valores de densidad que utilizó Tavera (en 1987), Tabla 7.4.

Tabla 7.4, Modelo de Velocidad propuesto por Lindo (1993), utilizado para la Región Centro

| Capa | Velocidad de la onda longitudinal (km/s) | Densidad (gr/cm ³) |
|------------------|--|--------------------------------|
| Corteza superior | 6.0 | 2.55 |
| Corteza inferior | 6.8 | 2.85 |
| Manto superior | 8.0 | 3.35 |

Considerando el modelo de velocidad descrito se procede a calcular el valor de Δt para la región centro:

$$\Delta t = h \left(\left(\frac{1}{V_s} \right) + \left(\frac{\rho_s}{\rho_m - \rho_i} \right) \left(\frac{1}{V_i} - \frac{1}{V_m} \right) \right)$$

$$\Delta t = h \left(\left(\frac{1}{6.0} \right) + \left(\frac{2.55}{3.35 - 2.85} \right) \left(\frac{1}{6.8} - \frac{1}{8} \right) \right)$$

$$\Delta t = 0.28 h$$

Dónde: Δt es la diferencia de tiempos de arribo de dos ondas sísmicas registradas en la zona Andina y Subandina y h es la altura promedio de la Cordillera Andina en la región central del orden de 4.0 Km. El valor para Δt calculado considerando la hipótesis de Airy es de 0.28, el mismo que se aproxima al valor encontrado en este estudio, ver Tabla 7.5.

Tabla 7.5, Valores de Δt obtenidos para la Región Centro del Perú.

| | ΔT Modelo de Airy | ΔT anomalía de estación |
|----------------------|---------------------------|---------------------------------|
| Región Centro | 0.28 h | 0.232h |

Por lo tanto, el modelo de isostasia elaborado considerando la hipótesis de Airy se acerca a un modelo de corteza real. Asimismo, conociendo los valores de la distribución de las densidades para la región central, el valor de h_2 es calculado con la siguiente relación:

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

$$h_2 = 4.0 (2.55 / (3.35 - 2.85))$$

$$h_2 = 20 \text{ Km}$$

De acuerdo a la Figura 7.9, h_2 es la diferencia en profundidad de la corteza, entre la zona Andina y la zona Subandina. Considerando el valor de $h_2 = 20 \text{ Km}$ y un espesor promedio para el escudo Brasileiro de 35 Km, en la región central la Cordillera Andina tendría un espesor de 55 Km. Este valor es similar al propuesto por James (1971) en el mapa de isobatas del Moho, tal como se muestra en la Figura 7.10.

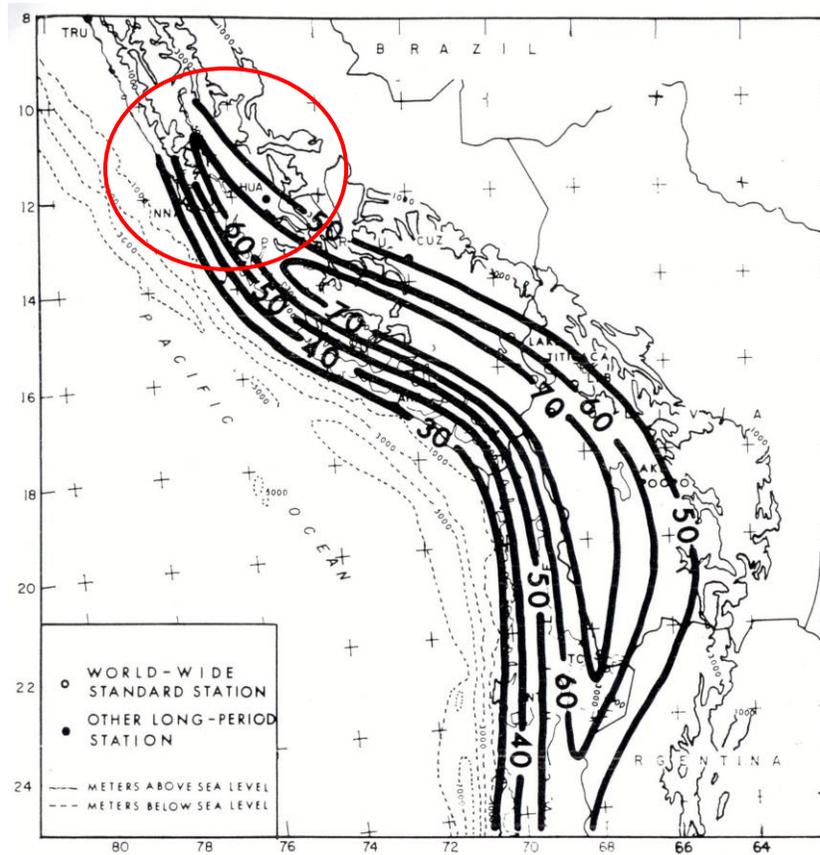


Figura 7.10, Mapa de Isobatas del Moho propuesto por James (1971) para las regiones centro y sur del Perú. El círculo de rojo marcaría el nivel de profundidad del Moho en la region central del Peru.

7.4.3 Modelo de Velocidad para la Región Sur

Para la región Sur se utilizó el modelo de velocidad y valores de densidad propuestos por Ocola y Meyer (1973), obtenidos a partir de un estudio de refracción sísmica en los Andes del Sur del Perú. Ver Tabla 7.6.

Tabla 7.6. Modelo de Velocidad propuesto por Ocola y Meyer (1973), utilizado para la Región sur.

| Capa | Velocidad de la onda longitudinal (km/s) | Densidad (gr/cm ³) |
|------------------|--|--------------------------------|
| Corteza superior | 5.7 | 2.57 |
| Corteza inferior | 6.8 | 2.86 |
| Manto superior | 8.0 | 3.35 |

Considerando el modelo de velocidad descrito, el valor de Δt para la región sur es obtenido con la siguiente relación:

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

$$\Delta t = h \left((1/5.7) + (2.57 / (3.35 - 2.86)) (1/6.8 - 1/8) \right)$$

$$\Delta t = 0.29 h$$

donde: Δt es la diferencia de tiempos de arribo de dos ondas sísmicas registradas en la zona Andina y Subandina y h es la altura promedio de la Cordillera Andina en la región sur del Perú del orden de 5.5Km. El valor para Δt calculado considerando la hipótesis de Airy, es de 0.29, el mismo que se aproxima al valor encontrado en este estudio, ver Tabla 7.7.

Tabla 6.5. Valores de Δt obtenidos para la Región Sur

| | ΔT Modelo de Airy | ΔT anomalía de estación |
|-------------------|---------------------------|---------------------------------|
| Región Sur | 0.29 h | 0.223h |

Por lo tanto, el modelo de isostasia elaborado se acerca a un modelo de corteza real. Conociendo los valores de la distribución de las densidades para la región sur, el valor de h_2 es calculado con la siguiente ecuación:

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

$$h_2 = 5.5 (2.57 / (3.35 - 2.86))$$

$$h_2 = 29 \text{ Km}$$

Considerando que el escudo brasilero tiene un espesor promedio de 35 km, que sumados al valor de h_2 (29 Km), se propone que la Cordillera Andina en la región sur tiene un espesor de 64 km. Este valor es similar al propuesto por James (1971) a partir del mapa de isobatas del Moho, que se muestra en la Figura 7.10.

Los resultados obtenidos pueden ser correlacionados con las anomalías de Bouguer publicados en el mapa gravimétrico del Perú por Fukao et al. (1999), ver Figura 7.11. Para tal fin, se ha construido tres perfiles de este-oeste, tanto para la Región Norte, Centro y Sur

(Figura 7.12.), considerando la topografía de la Cordillera Andina. Como es sabido la Anomalías de Bouguer definen, en profundidad, la geometría de la discontinuidad de Mohorovicic; por lo tanto, permite de manera indirecta, conocer su espesor.

De acuerdo a la Figura 7.12, en la región norte (perfil A-A') las Anomalías de Bouguer presenta valores menores hasta -275 mgal; en la región centro (perfil B-B') valores de hasta -390 mgal y en la región sur (perfil C-C'), valores de hasta -415 mgal. Observase que los valores de Anomalías de Bouguer en profundidad se incrementan de norte a sur, similar a los resultados obtenidos en este estudio para cada región.

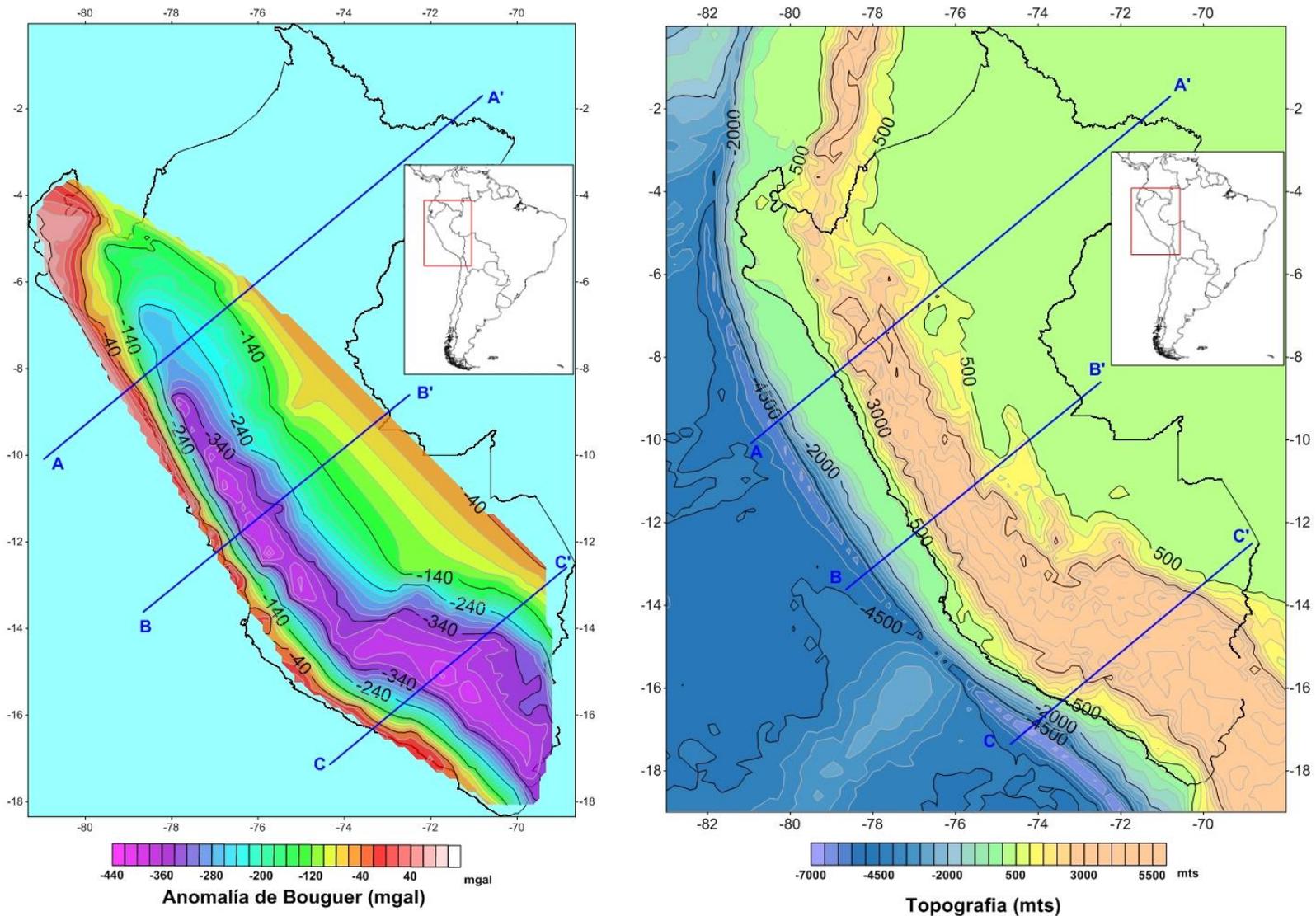


Figura 7.11, Mapa de anomalías de Bouguer y mapa topográfico para el Perú, en ellos se muestra los tres perfiles elaborados para este estudio.

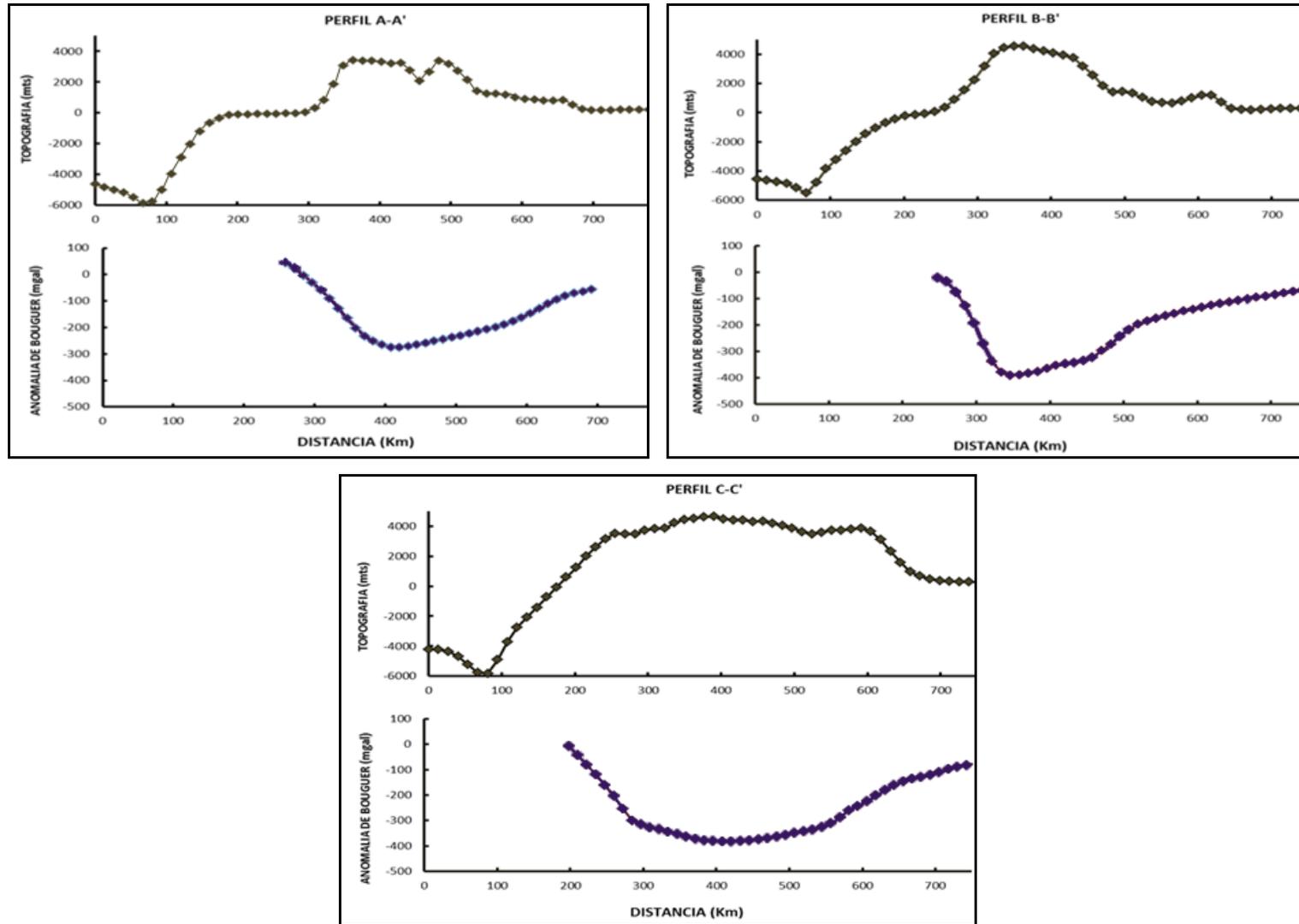


Figura 7.12, Secciones transversales de anomalía de Bouguer y topografía de acuerdo a los perfiles seleccionados en la Figura 7.11, A-A'= Región Norte, B-B' = Región Centro y C-C' = Región Sur. Obsérvese la correlación entre la topografía y las curvas de anomalías de Bouguer.

CONCLUSIONES

Finalmente, los resultados obtenidos en el presente estudio, han permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- Los Residuales Absolutos presentan valores mayores en todas las estaciones ubicadas en zonas andinas en comparación con las ubicadas en la costa y la zona subandina. Estas diferencias establecen una primera aproximación de una relación entre la altura de las estaciones y sus residuales.
- Las Residuales Relativas sugieren que las estructuras por debajo de la zona costera y subandina son geológicamente muy heterogéneas, de ahí que los residuos presentan similares valores azimutales como valores positivos y negativos. Solamente en la zona andina todos los valores son positivos y sugieren la presencia de estructuras de baja velocidad para las ondas sísmicas, lo cual es coherente al considerar la presencia de un alto gradiente térmico (Schmucker, 1966), propio de estructuras con origen volcánico.
- Las anomalías de estación han permitido proponer que la Cordillera de los Andes se encuentra en equilibrio isostático con la zona costera y subandina. Asimismo, estimar el espesor de la Cordillera en la Región Norte en 50 Km, Región Centro en 55 Km y en la Región Sur de 64 Km, coherente con resultados propuestos por James (1971) para la región centro y sur del Perú.

De acuerdo a estos valores, existe un incremento en el espesor de la Cordillera de los Andes de norte a sur, coherente con sus alturas y anchos promedio. Mayor espesor, mayor altura y ancho, propio de la región sur. Menor espesor, menor altura y ancho, propio de la región norte.

BIBLIOGRAFÍA

- Audebaud, E. Capdevila, R. Dalmayrac, B. Laubaucher, G. Marocco, R. Mattauer, M. Megard, F. y Paredes, J. (1973).** Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Perou-Bolivie). *Revue Géographie Physique, Géologique et Dynamique.*, 15 (1 – 2), pp 73-114.
- Brewer, J.A. and Oliver, J.E. (1980).** Seismic reflection studies of deep crustal structure. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8: 205-230 pp.
- Cleary, J. y Hales, A. (1966).** An analysis of the travel time of P waves to North American stations in the distance range 32° to 100°, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, p. 467-489.
- Condori, C. y Tavera H. (2011).** Áreas Probables de Ruptura Sísmica en el Borde Occidental del Perú, a Partir de la Variación del Parámetro “b” Tesis de Ingeniería Universidad. Nacional San Agustín de Arequipa, p. 7-17.
- Crosson, R. S. (1976).** Crustal structure modeling of earthquake data; 2, Velocity structure of the Puget Sound region, Washington, *J. Geophys. Res.*, 81, 3047-3054.
- Dalmayrac, B. Laubacher, G. y Marocco R. (1987).** Caracteres généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Trav. Doc. ORDTOM*, 122, 501 pp.
- Dalmayrac, B. Laubacher, G. y Marocco R. (1980).** Géologie des Andes péruviennes, Caracteres généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes.. *Trav. Doc. ORDTOM*, 96, 217 pp.
- DeMets, C., Gordon, R., Aarhus, A., Stein, S. (1990).** Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, p 425-478.

- Dorbath, C. y Dorbath, L. (1984).** Approche sismologique de la structure de la lithosphere en Afrique de l' Ouest. These Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, p. 60-98,117-118.
- Dorbath, C. Dorbath, L. Gaulon, R. y 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. 231-144.
- Dorbath, L. Dorbath, C., Jimenez, E. y Rivera, L. (1991).** Seismicity and tectonics deformation in the eastern cordillera and the sub-andean zone of central Peru. Journal of South American Earth Sciences. 4, p 13-24.
- Engdahl R., Vanderhilst y Bulland R. (1997).** Global teleseismic earthquake relocation whit improved travel times and procedures for depth determination. Bull. Seismol. Soc. Am., 88: 722-743.
- Fairhead, J. y Reeves, E. (1977).** Teleseismic delay times Bouguer Anomalies and inferred thickness of the African Lithosphere. Earth Planet. Sci. Let.,36, p. 63-76.
- Fukao, Y. y Yamamoto, A. (1989).** Gravity Anomaly Across the Peruvian Andes. Journal of Geophysical Research, vol. 94, n°. B4, p. 3867-3890.
- Fukao, Y. Kono, M. Yamamoto, A. Saito, M. Nawa, K. Giesecke, A. y Perales, P. (1999).** Gravity Measurements and Data Reduction for Bouguer Anomaly Map of Peru. Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, vol. 74, P. 161-266.
- Grange F. (1983).** Etude Sismotectonique Détaillée de la Subduction Lithosphérique au Sud Pérou. These Univ. Sci. et Med. Grenoble, p.7-9
- H. Jeffreys & K.E. Bullen (1935).** Times of transmission of earthquake waves, Bureau Central Séismologique International A, Fasc. 11, 202 pp.
- Hales, A. Cleary, J. Doyle, H.A. Green, R and J. Roberts (1968).** P- Wave Station Anomalies and the Structure of the Upper Mantle. Journal of Geophysical Research, vol. 73, n°. 12, p. 3885-3896.
- Herrera, B. y Tavera H. (2007).** Características de la Sismicidad y Estructura Interna de la Tierra Pract. Prof. CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú, p. 8-14, 28-31.

- INGEMMET (1995).** Geología del Perú. INGEMMET, Bol 55, Serie A: Carta Geol. Nac., p. 7-14.
- James, D. E. (1971).** Andean crustal and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research*, vol. 76, n°. 14, p. 3246-3271.
- James, D. E. (1971).** Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 12, p. 3325-3346.
- James, D. E. (1978).** Subduction of the Nazca plate beneath Central Peru, *Geology*, 7, p. 147-178.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendiger, R. W., Brewer, J.A., Ramos V. A. y Ando, C.J. (1983).** Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 49: 341-361.
- Kanamori, H., (1986).** Small science and unexpected discoveries in seismology: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 76, no. 5, p. 1501-1503. .
- Kendrick, E., Bevis R., Smalley, B., Brooks, B., Vargas, E., Lauria, L., Souto, F. (2003).** The Nazca-South America Euler vector and rate of change. *Journal of South American Earth Sciences* Volume 16, Issue 2, Pages 125-131. Doi: 10.1016/S0895-9811(03)00028-2.
- Lenartowicz, E. y Albert, R. (1980).** P-wave travel time residuals and the crust and upper mantle lateral inhomogeneities in Africa. *Tectonophysics*, 67, p 123-137.
- Lindo, R. (1993).** Seismotectonique des andes du Perou central: Apport des données sismologiques de haute precision. Ph.D. Thesis, Université Louis-Pasteur, Strasbourg, France. 74 pp.
- Macharé, J., Fenton, C.H., Machette, M.N, Lavenu, A., Costa, C. and Dart. (2003).** Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Peru and its offshore regions: U.S. Geological Survey Open-File. Report 03-0451, 54 p., 1 plate(1:3,000,000 scale).
- Manrique, M. y Tavera H. (2003).** Estimación del Espesor de la Corteza Continental en el Centro y Sur del Perú a partir de Fases PmP. *Compendio de Trabajos de Investigación. CNDG-Sismología, IGP*, v. 4(2003) p. 8, 19-26.
- Marocco R. (1980).** Geologie des Andes peruviennes: un segment E-W de la chaîne des

Andes peruvienne, la deflexión d'Abancay. Etude geologique de la Cordillere Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel. Sud d'Peru. Doc. ORSTOM, p. 94.

Mégard, F. (1978). Étude Géologique des Andes du Pérou Central. Mem. ORSTOM 86, p.310.

Norabuena, E., Timothy, H., Dixon., Seth Stein., Christopher, G., Harrison, A. (1999). Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate Motions. Geophysical Research Letters, Vol. 26 p. 3405-3408.

Ocola, L.C., R.P. Meyer and L.T. Alurich. (1971). Gross crustal structure under Peru-Bolivia Altiplano, Earthquake notes, 42 p.33-48.

Ocola, L., Aldrich, L., Getrtrust, J., Meyer, R. and Ramirez J. (1975). Project Nariño I: Crustal Structure under Southern Colombian-Norteen Ecuador Andes from Seismic refraction data. Bull seism soc. Am.vol.65 n° 6, p.1681-1695.

Ocola, L. y Meyer, R. (1973). Crustal Structure from the Pacific Basin to the Brazilian Shield between 12° and 30° South Latitude. Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 3387-3403.

Oliver, J.E. (1980). "Exploring the Basement of the North American Continent" American Scientist 68: 676-683.

Ordoñez, J. y Tavera H. (2005). Calculo de la Energía Liberada por sismos a Distancias Telesísmicas Mediante el Método de la Integral del Espectro de Potencia de las Ondas de Volumen Tesis Universidad. Nacional Pedro Ruiz Gallo, p. 17-18.

Paschwitz, E., (1889). The Earthquake of Tokio 18. April 1889, Nature, Bd. 40, 294-295.

Payo, G. (1986). Introducción al Análisis de Sismogramas. Instituto Geográfico Nacional. Madrid – España, p.125.

Poupinet, G. (1977). Heterogeneites du manteau terrestre deduites de la propagation des ondes de volume. Implication Geodynamique. These Univ. Sci. et Med. Grenoble, Francia, 77, p. 5-50

- Sebrier, M., Huaman, D., Blanc, J., Macharé J., Bonnot, D., y Cabrera, J. (1985).** Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. IGP-LGDI proy. Sisra, Grup. Peruano de Neotectónica, p. 96.
- Soler, P., Sebrier M. (1990).** At present the crustal thickness reaches 55-60 km below the highest part of the Western Cordillera decreasing both eastwards.
- Sengupta, M., y Julian, B., (1976).** Seismic travel time evidence for lateral inhomogeneities in the deep mantle, Nature p. 242, p. 443-447.
- Smithson, S. B., Shive, P. B. and Brown, S. I. (1977).** The Earth's Crust, Geophysical Monograph 20 (ed. Heacock, J.) 254-270. American Geophysical Union, Washington, D.C., 1977.
- Suárez, G., Gagnepain, J., Cisternas, A., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, L., S.W. Roecker and J.P. Viodé (1990).** Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the subductec slab in central Perú; results from a microseismic, Geophys. J. Int.103, p. 1-12.
- Tavera, H. (1987).** Heterogeneidad de la Corteza y Manto Superior Terrestre Deducido de la Propagación de Ondas P y PKIKP (Región Andina- Subandina del Perú Central) (Región de la Cordillera Blanca). Tesis Univ. Nac. San Agustín de Arequipa, p. 40-72.
- Tavera, H. (1990).** Interpretación de las Anomalías de Estación a Partir de Fases P y PKIKP para la Región del Perú Central. Boletín Sociedad Geológica del Perú, v. 81, P. 47-54.
- Tavera, H. y Buforn, E. (1998).** Sismicidad y Sismotectónica del Perú. Revista Física de la Tierra, N° 10, p 187-219.
- Udias, A. y Mézcua, J. (1997).** Fundamentos de Sismología, UCA Editores, p 200.
- Villegas, J.C. (2009).** Modelos de Velocidad Unidimensionales para las Regiones Norte, Centro y Sur del Perú, a partir de la Inversión de los Tiempos de arribo de las ondas P y S de sismos locales. Tesis de Ingeniería U.N.S.A. p 56-75.

ANEXO A

Se adjunta el resumen extendido del resultado preliminar de Investigación desarrollado por el autor, durante la etapa de elaboración del presente estudio. El mismo fue presentado en forma oral en el Congreso Peruano de Geología (2014).

Añazco, M. y Tavera, H (2014) Interpretación de las Anomalías de Estación a partir de fases P para el Perú. *XVII Congreso Peruano de Geología “Alberto Benavides de la Quintana” octubre de 2014 – Lima, Perú.*



INTERPRETACIÓN DE LAS ANOMALÍAS DE ESTACIÓN A PARTIR DE FASES P PARA EL PERÚ

Martha Añazco y Hernando Tavera

Dirección de Sismología/Instituto Geofísico del Perú; manazco@igp.gob.pe; hernando.tavera@igp.gob.pe

RESUMEN

En el presente estudio se ha calculado las anomalías de estación para las fases P en el Perú. Estas anomalías son interpretadas como variaciones en el espesor de la corteza. La marcada diferencia que existe entre los valores de anomalía de estación de una zona a otra y la relación encontrada entre estas anomalías y la altitud de las estaciones, confirman la variación del espesor de la corteza en Perú. Asimismo, con estos resultados se elabora un modelo teórico de isostasia que se asemeja a un modelo de corteza real.

Los resultados demuestran que el equilibrio isostático a nivel de la corteza es suficiente para explicar la variación de las anomalías. Por otro lado, se estima un espesor para la corteza Andina de la Región Sur de 55 km.

INTRODUCCIÓN

Una forma de conocer las heterogeneidades laterales de la litósfera es estudiando las anomalías de estación; es decir, la corrección entre el tiempo origen de un evento sísmico comparado con su tiempo de propagación observado en un sismograma, los que serán ajustados para un modelo de tierra radial y simétrica. Las anomalías de estación proporcionan información de la corteza y del manto superior, lo que va a permitir comparar las propiedades físicas de la estructura existente por debajo de cada estación en forma regional.

Las anomalías de estación han sido objeto de numerosos estudios a nivel mundial y regional: Poupinet (1977) utilizando datos de la red de las estaciones mundiales; Dorbath y Dorbath (1984) para el África; Tavera (1987) para las zonas Andina y Subandina del Perú Central. Este estudio sigue la metodología establecida por estos autores para conocer la variación de las anomalías de estación en el Perú y con ello evaluar posibles relaciones con la altitud de las estaciones sísmicas utilizadas y con ello elaborar un modelo teórico de isostasia que permita demostrar que la cordillera Andina se encuentra en equilibrio. Con este mismo modelo se estimará el espesor de la corteza bajo el territorio peruano.

METODOLOGÍA

Para definir un residual se debe aceptar que las lecturas de los tiempos de arribo de ondas sísmicas registradas en los sismogramas han sido hechas en forma correcta. Entonces un residual R_{ij} es la suma de una anomalía alrededor del foco (F_j), de una anomalía dentro del manto (R_k) y de una anomalía alrededor de la estación (S_i), es decir: $R_{ij} = F_j + R_k + S_i$ (1).

Para eliminar los efectos de la fuente y del recorrido de la onda por el manto, se realiza el cálculo de los residuales con el siguiente procedimiento: Sea j un evento sísmico y i una determinada estación, el residual absoluto es definido como: $R_{ij} = (t_{.ij} - t_{.oj}) - T_{ij}$ (2).

Dónde: $t_{.ij}$ = tiempo observado o leído en el sismograma, $t_{.oj}$ = tiempo origen para el evento j y T_{ij} = recorrido-tiempo calculado para el evento. Los residuos son calculados utilizando las tablas sismológicas de Herrin (1968).

Como R_{ij} es afectado por varios errores de cálculo (localización del hipocentro, modelo usado, etc.), se procede a obtener la residual relativa para tener solamente la información existente por debajo de las estaciones: $r_{ij} = R_{ij} - R_j$ (3).

Dónde: la residual media R_j por evento j , es la media aritmética de R_{ij} : $R_j = \frac{\sum_{i=1} R_{ij}}{n_i}$

Dónde: n_i , es el número de estaciones que reportaron el evento j

Finalmente, la anomalía de estación r_i es calculada para cada i con la siguiente relación:

$$r_i = \frac{\sum_{j=1} r_{ij}}{n_j} \quad (4).$$



Dónde: n_j es el número de eventos observados en i .

En R_j están incluidos los errores de recorrido tiempo y de longitud de onda en las zonas con áreas o focos no homogéneos, incluyendo el manto; lo demás es asumido solamente como efectos de la estructura por debajo de cada estación.

DATOS

Los datos utilizados en el presente estudio considera a todos los eventos sísmicos ocurridos en el mundo (2011–2013) a distancias comprendidas entre $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ con respecto a cada estación sísmica de la Red Sísmica Nacional del Perú del IGP (RSN). Eventos con magnitudes ≥ 5.8 mb fueron seleccionados del boletín del National Earthquake Information Center (NEIC). En la Figura 1 se presenta los eventos considerados para la estación sísmica de Tambomachay (Cusco).

Los datos finales incluyen 124 eventos telesísmicos que fueron registrados en 23 estaciones de la (RSN) durante el periodo de 2011 – 2013 (Tabla 1). Los tiempos de llegada de la fase P fueron leídos en dos etapas logrando un error promedio de orden del 0.05 segundos.

Durante el desarrollo de las lecturas se pudo observar que los eventos fueron registrados hasta en 5 estaciones en promedio.

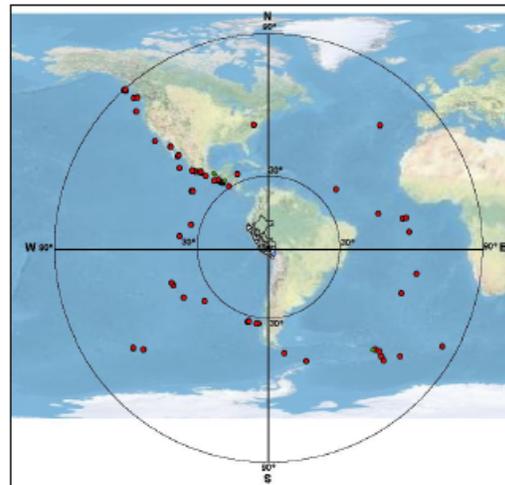


Figura 1. Ploteo de los eventos sísmicos utilizados para la estación de Tambomachay (Cusco) como una función de distancia y azimut.

RESULTADOS

1. En la Tabla 1 se presenta los residuales absolutos R_{ij} (sin corrección de altura), calculados para la fase P en cada estación. Obsérvese que los valores varían de una zona a otra con rangos entre -1.14seg y 1.41seg.
2. Las residuales relativas r_{ij} para la fase P se presentan en función del azimut. Y ellos se distribuyen con valores positivos y negativos, describiendo la existencia de estructuras de baja y alta velocidad de las ondas sísmicas.
3. Los valores de anomalías de estación r_i mostrados en la Tabla 1 y Figura 2 sugieren la existencia de zonas de altas y baja velocidad asociado a la topografía y características geológicas/tectónicas de los suelos existentes en cada estación sísmica.

| ESTACION | CODIGO | R_{ij} | n | r_i | ESTACION | CODIGO | R_{ij} | n | r_i |
|-------------|--------|----------|-----|-------|---------------|--------|----------|-----|-------|
| Ancón | ANC | -1.14 | 6 | -0.08 | Oxapampa | OXA | 1.41 | 5 | 0.25 |
| Atahualpa | ATH | 0.78 | 4 | 0.45 | Portachuelo | PCH | -0.23 | 7 | -0.05 |
| Ayacucho | AYA | 0.51 | 4 | 0.24 | Pucallpa | PUC | -0.11 | 5 | -0.05 |
| Chachapoyas | CHA | 0.89 | 5 | 0.34 | San Gaban | SGB | 0.51 | 4 | 0.14 |
| Chocán | CHO | -0.03 | 11 | 0.02 | Tambomachay | CUS | 0.95 | 4 | 0.59 |
| Guadalupe | GUA | 0.47 | 7 | 0.09 | Tarapoto | TAR | 1.01 | 5 | 0.07 |
| Huancayo | HYO | 0.69 | 4 | 0.39 | Toquespala | TOQ | 0.45 | 4 | 0.31 |
| Huaylas | HLS | 0.90 | 4 | 0.29 | UNA | UNAP | 1.14 | 4 | 0.43 |
| Iquitos | IQT | 0.11 | 5 | -0.07 | Yauca | YCA | -0.04 | 3 | -0.04 |
| La Yarada | LYAR | 0.26 | 6 | -0.02 | Huito salinas | HSAL | 1.15 | 4 | 0.23 |
| Mayorazgo | MAY | -0.15 | 7 | 0.01 | Yurimaguas | YRM | -0.06 | 6 | -0.02 |
| Naña | NNA | -0.10 | 10 | 0.07 | | | | | |

Tabla 1. Estaciones de la RSN utilizados en este estudio. Residuales Absolutos = R_{ij} en segundos, n = número de eventos, Anomalías de Estación = r_i

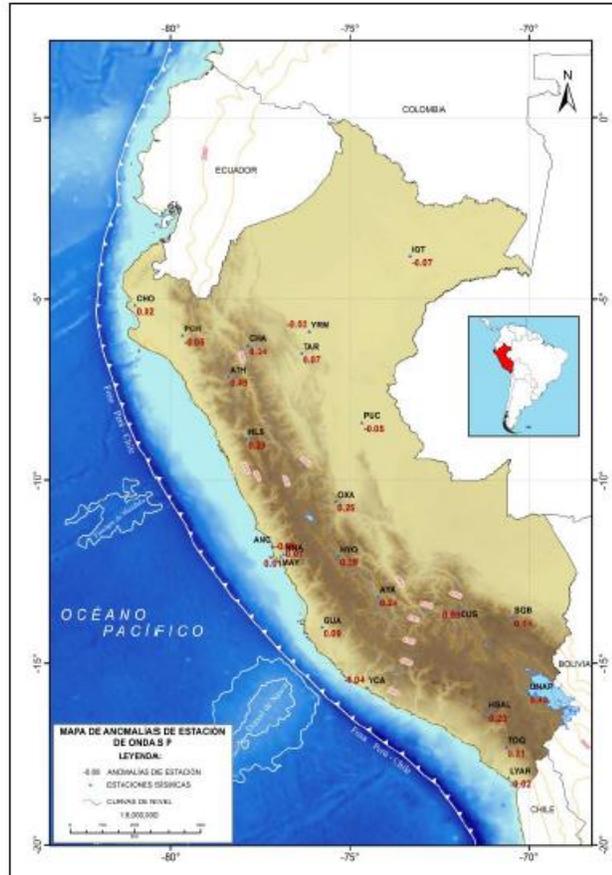


Figura 2. Ubicación del área de Estudio y de las estaciones sísmicas con sus respectivas Anomalías (r_i)

4. La Figura 3 muestra la relación existente entre las anomalías r_i y la altitud de las estaciones , definida con la siguiente relación (factor de correlación 0.91):
 $R(P) = -0.05 + 0.13h$
 En esta relación el producto a.h define el tiempo de retardo de la onda sísmica en recorrer una determinada altura, es decir: $t = 0.13h$

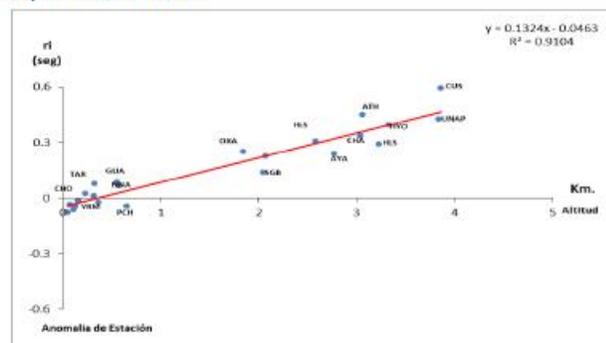


Figura 3. Anomalías de estación en función de la altitud de las estaciones.



5. Las variaciones de r_i sugiere que el espesor de la corteza varía de un área a otra. Asimismo, las variaciones de la topografía y las anomalías de estación permiten deducir que existe equilibrio isostático.

6. Considerando los principios de la Hipótesis de Airy-Heiskanen, se elabora un modelo teórico para explicar el equilibrio Isostático. Utilizando las variables de la Figura 4 y asumiendo un espesor promedio para la corteza de 35 km, se calcula el espesor de la corteza en la zona andina con las siguientes relaciones:

$$h_2 = h \left(\frac{\rho_s}{(\rho_m - \rho_i)} \right) \quad (5)$$

$$\Delta t = h \left(\frac{1}{V_s} + \frac{\rho_s}{(\rho_m - \rho_i)} \right) \left(\frac{1}{V_i} - \frac{1}{V_m} \right)$$

Finalmente, la corteza en la región sur del Perú es de 55 Km.

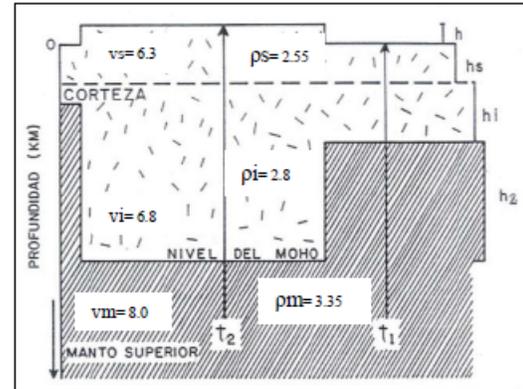


Figura 4. Modelo teórico de isostasia elaborado según la hipótesis Airy-Heiskanen.

CONCLUSIONES

Se observa marcada diferencia entre las anomalías de estación (r_i) con respecto a la diferencia de altura existente en las estaciones sísmicas.

El equilibrio isostático a nivel de la corteza (Moho), es suficiente para explicar la variación de las anomalías de estación en la Cordillera Andina del Perú.

Según el modelo teórico de isostasia, en la región sur del Perú el espesor de la corteza Andina es de aproximadamente 55 Km.

REFERENCIAS

- Ocola, L. Y Meyer, R. (1973): Crustal Structure from the Pacific Basin to the Brazilian Shield between 12° and 30° South Latitude. Geological Society of America Bulletin, v. 84, P. 3387-3404.
- Dorbath, C., Dorbath, L. (1984): Approche sismologique de la structure de la lithosphere en Afrique de l' Ouest. These Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, p. 60-98, 117-118.
- Dorbath, C.; Dorbath, L.; Gaulon, R. Y 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. 231-144.
- Poupinet, G. (1977): Heterogeneites du manteau terrestre deduites de la propagation des ondes de volume. Implication Geodynamique. These Univ. Sci. et Med. Grenoble, Francia, 77, p. 5-50
- Tavera, H. (1987). Heterogeneidad de la Corteza y Manto Superior Terrestre Deducido de la Propagación de Ondas P Y PKIKP (Región Andina- Subandina del Perú Central) (Región de la Cordillera Blanca). Tesis Univ. San Agustín de Arequipa, p. 40-72.