

# 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  $R_{ij}$ :  $R_j = \left[ \sum_{i=1} R_{ij} \right] / n_i$

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:

$$r_i = \left[ \sum_{j=1} r_{ij} \right] / n_j \quad (4).$$

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.

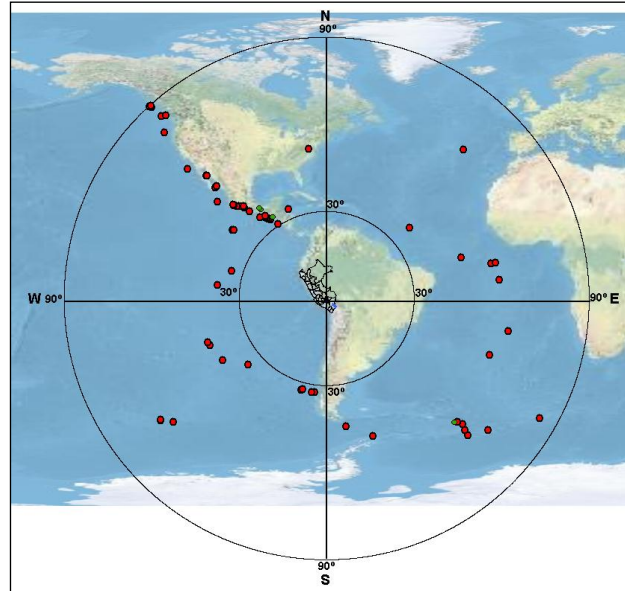
## DATOS

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  $\geq 5.8$  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.



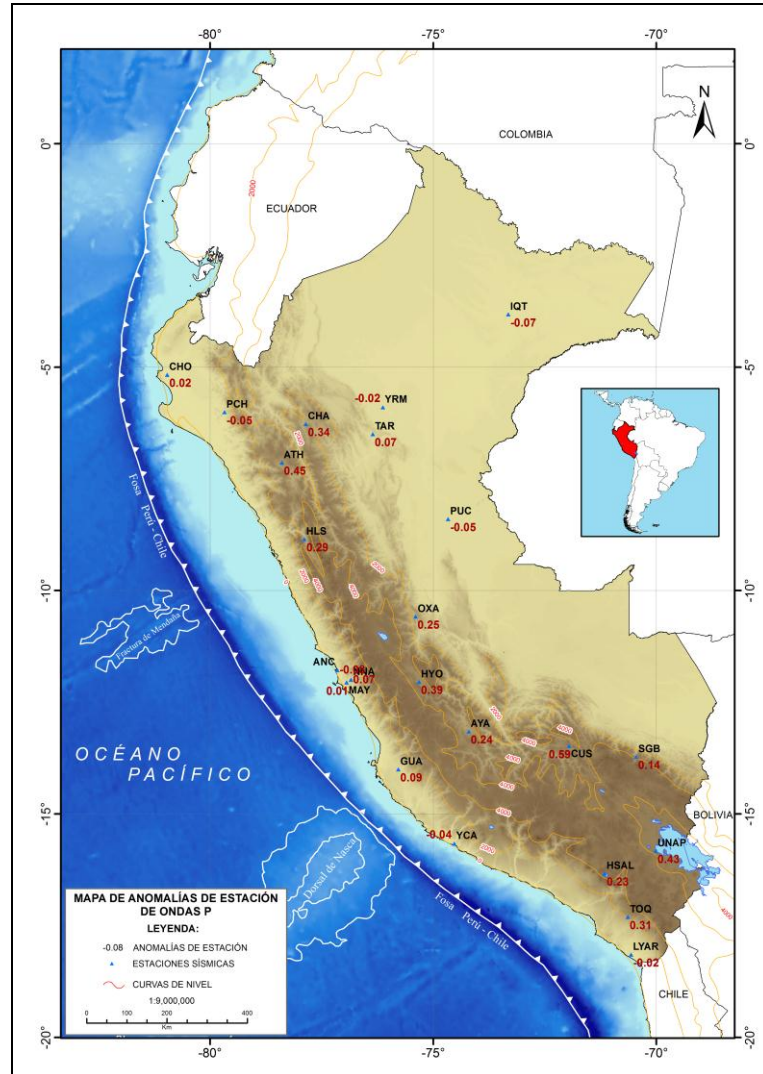
**Figura 1.** Ploteo de los eventos sísmicos utilizados para la estación de Tambomachay (Cusco) como una función de distancia y azimut.

## 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	Toquepala	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 =  $r_i$

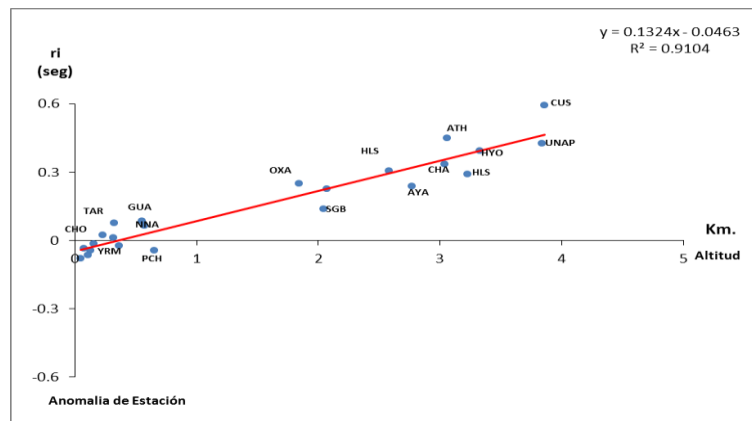


**Figura 2.** Ubicación del área de Estudio y de las estaciones sísmicas con sus respectivas Anomalías (ri)

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.

- Las variaciones de  $\mathbf{r_i}$  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.
- 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:

$$h_2 = h (\rho_s / (\rho_m - \rho_i)) \quad (5)$$

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

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

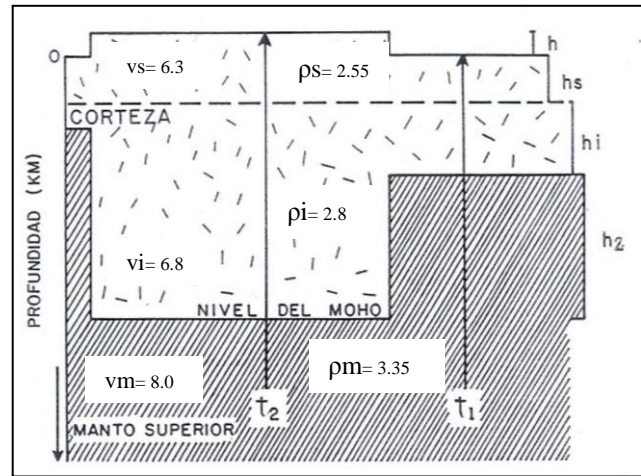


Figura 4. Modelo teórico de isostasia elaborado según la hipótesis Airy-Heiskanen.

## CONCLUSIONES

Se observa marcada diferencia entre las anomalías de estación ( $\mathbf{r_i}$ ) 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.