

**SGP**
FUNDADA 1924**Boletín de la Sociedad Geológica del Perú**Journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Equilibrio isostático en la Cordillera Andina del Perú a partir del análisis de ondas p

Martha Añazco, Hernando Tavera

Subdirección Ciencias de la Tierra Sólida, Instituto Geofísico del Perú (IGP), Calle Calatrava 216, La Molina, Lima, Perú
(manazco@igp.gob.pe; hernando.tavera@igp.gob.pe)

RESUMEN

En el presente estudio se ha calculado y analizado las anomalías de estación de las ondas P obtenidas a distancias telesísmicas. El análisis de residuales y anomalías de ondas P muestran que las estaciones ubicadas en zonas andinas del Perú presentan valores de residuales absolutos mayores en comparación con las ubicadas en la Costa y la zona Subandina, estas diferencias indicarían que existe 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. En la zona Andina, los residuales sugieren la presencia de un alto gradiente térmico propio de estructuras con origen volcánico. Los resultados han permitido proponer que la Cordillera de los Andes se encuentra en equilibrio isostático y se estima que 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.

Palabras claves: Anomalía de estación, residuales, telesismo, equilibrio isostático

1. Introducción

Desde que el hombre comprendió que la Tierra era esférica, mostro interés por 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. El estudio de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas fue el elemento que marcó las investigaciones a principios del siglo XX, y la acumulación de datos permitió construir tablas que permitieron determinar globalmente la estructura interna de la Tierra. Dicho conocimiento, junto a las tablas de recorrido tiempo de Jeffreys-Bullen (Jeffreys y Bullen, 1935; Bullen, 1937, 1938; Jeffreys, 1939), serían fundamentales para establecer el primer modelo completo de la estructura de la Tierra y así entender su interior. Desde ese momento, para la sismología ya no sería suficiente comprender 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 y la

distribución de las heterogeneidades en el interior de la Tierra, etc.

Siendo el estudio de las anomalías de estación una manera de conocer las heterogeneidades laterales de la litósfera; 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. Estas anomalías de estación proporcionan información de la corteza y del manto superior, permitiendo así 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, permitiendo comprender y conocer el interior de la tierra: 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) estudió 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 presente estudio sigue la metodología establecida por estos autores a fin de analizar las anomalías de estación en todo el territorio peruano haciendo uso de eventos telesísmicos que fueron registrados por la Red Sísmica Nacional del Perú a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP).

2. Metodología

La metodología utilizada en el presente estudio corresponde a la misma usada por Tavera (1987) y Añazco (2015) donde 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:

$$R_{ij} = F_j + r_k + S_i \quad (1)$$

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 e i una determinada estación, el residual absoluto es definido como:

$$R_{ij} = (t_{.ij} - t_{.oj}) - T_{ij} \quad (2)$$

donde: $t_{.ij}$ = tiempo observado o leído en el sismograma, $t_{.oj}$ = tiempo origen para el evento j y T_{ij} = recorrido-tiempo calculado para el evento. Este tiempo calculado corresponde a un modelo dado para la distribución de la velocidad de las ondas sísmicas en una Tierra radial y simétrica

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:

$$r_{ij} = R_{ij} - R_j \quad (3)$$

donde: la residual media R_j por evento j , es la media aritmética de R_{ij} :

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

donde: n_j 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:

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

donde: 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.

3. Selección y Análisis de Datos

Para este estudio se considera todos los sismos con magnitudes ≥ 5.8 Mw reportados por la National Earthquake Information Center (NEIC) entre los años 2011 - 2013, todos con epicentros a distancias epicentrales entre $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ con respecto a cada estación de la Red Sísmica Nacional del Perú (RSN), llegándose a construir una base de datos de 662 eventos telesísmicos. Luego se procedió a identificar el tiempo de llegada o registro de la onda P en cada estación de la RSN, llegándose a eliminar aquellos eventos cuyos registros presentaban altos niveles de ruido o que la lectura del tiempo de P (T_p) generaba incertidumbre.

Finalmente, la base de datos utilizada en este estudio comprende un total 124 registros correspondientes a 23 eventos telesísmicos que fueron registrados en igual número de estaciones de la RSN. Esta red sísmica presenta una buena distribución espacial en todo el territorio peruano y permite cumplir los objetivos de este estudio (Figura 1 y Tabla 1). 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 haciendo uso del Software IASPEI-TAU. Posteriormente, se calcula los residuales y anomalías de estación utilizando las ecuaciones 2, 3 y 4.

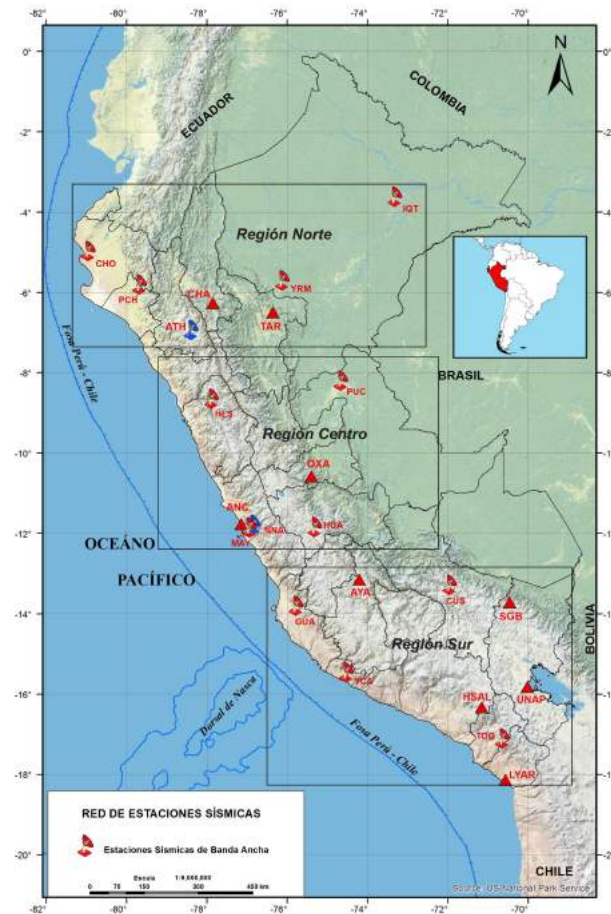


Figura 1. Distribución de las estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú.

Fecha	Hora Origen hh:mm:ss.s	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (km)	Magnitud (Mw)
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	-70.570	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

Tabla 1. Parámetros hipocentrales de los sismos utilizados en este estudio.

4. Resultados

En la Tabla 2 se presentan los resultados obtenidos para cada residual y anomalías de estación, siendo sus características las siguientes:

- Los residuales absolutos R_{ij} (sin corrección de altura), calculados para cada estación sísmica varían de -1.14 seg a 1.41seg, siendo mayores para las estaciones que se encuentran a mayor altura. Estos resultados permiten considerar que los residuales absolutos son coherentes con la morfología de la zona (efecto de altura).
- Las Residuales Relativas (r_{ij}) con valores positivos describen la existencia de estructuras de baja veloci-

dad y los valores negativos, a estructuras de mayor velocidad. Según la Figura 2 en las zonas costera y subandina, y 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 son heterogéneas. Para la zona andina, los residuales presentan valores positivos, lo cual indica que esta estructura es responsable de la disminución en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas debido a su alto gradiente térmico, propio de estructuras de origen volcánico (Schmucker, 1966).

Estación	Código	Elevación (msnm)	R_{ij} (seg)	r_{ij} (seg)	r_i (seg)	n
Ancón	ANC	46	-1.14	-0.08	0.08	6
Yauca	YCA	77	-0.04	-0.04	0.04	3
Iquitos	IQT	112	0.01	-0.07	0.02	5
Pucallpa	PUC	130	-0.11	-0.05	-0.05	5
Yurimaguas	YRM	155	0.06	-0.02	0.04	6
Chocan	CHO	228	-0.03	0.02	0.02	11
Mayorazgo	MAY	315	-0.15	0.01	0.01	7
Tarapoto	TAR	322	1.01	0.07	0.05	5
La Yarada	LYAR	363	0.26	-0.02	0.02	6
Guadalupe	GUA	554	0.47	0.09	0.09	7
Ñaña	NNA	575	-0.10	0.07	0.07	10
Portachuelo	PCH	656	-0.23	0.02	0.02	7
Oxapampa	OXA	1840	1.41	0.25	0.25	5
San Gaban	SGB	2047	0.51	0.14	0.14	4
Huito Salinas	HSAL	2074	1.15	0.23	0.23	4
Toquepala	TOQ	2586	0.45	0.31	0.31	4
Ayacucho	AYA	2771	0.51	0.24	0.24	4
Chachapoyas	CHA	3041	0.89	0.34	0.34	5
Atahualpa	ATH	3060	0.78	0.45	0.45	4
Huaylas	HLS	3230	0.90	0.35	0.35	4
Huancayo	HYO	3330	0.69	0.38	0.38	4
Universidad del Altiplano	UNAP	3838	1.14	0.43	0.43	4
Cusco	CUS	3858	0.95	0.59	0.59	4

Tabla 2. Valores de Residuales Absolutos, Relativas y Anomalías de Estación en Perú. R_{ij} = Residual Absoluto en segundos, r_{ij} = Residual Relativa en segundos, r_i = Anomalía de Estación en segundos, n = Número de eventos.

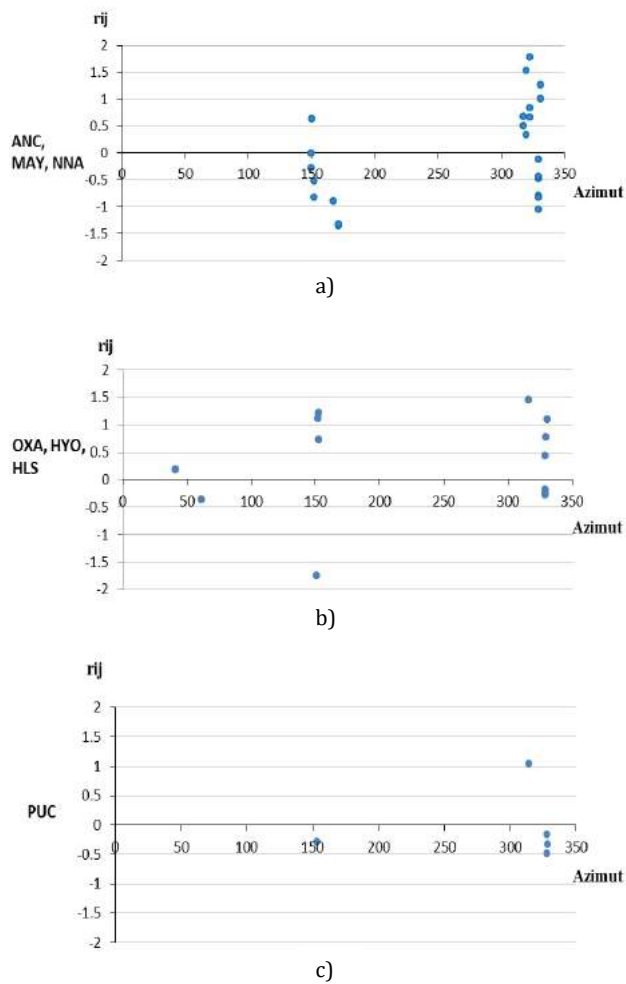


Figura 2. Distribución de las residuales relativas de la onda P en función del Azimut de cada estación para la Región central del Perú: a) Zona de costa, b) Zona de sierra, c) Zona de selva.

- Los valores de anomalías de estación r_i se obtienen a partir de la media aritmética de los r_{ij} (Residual Relativa) y el número de eventos que se han registrado en una determinada estación. Estos resultados de anomalía son mayores en la zona andina con respecto a la zona costera 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 (Tabla 2 y Figura 3).

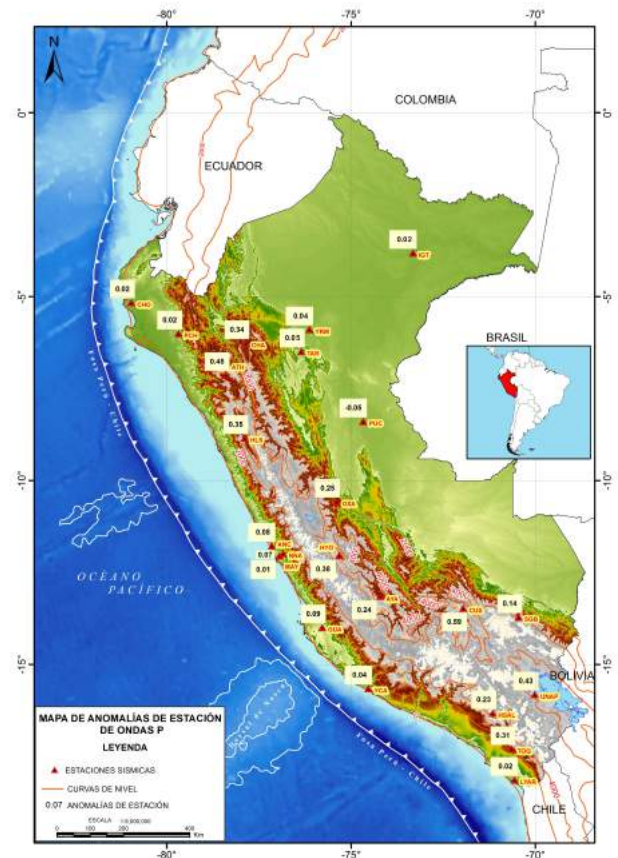


Figura 3. Mapa de Anomalías de Estación (r_i) para el Perú obtenidos en este estudio.

- La relación existente entre las anomalías de estación (r_i) y la altitud de las estaciones sísmicas consideradas en este estudio por regiones, se muestran en la Figura 4 y en todos los casos, las tendencias pueden ser ajustadas con la siguiente relación lineal: $R = ah + b$; donde: R = Anomalía de Estación de la fase P, h = Altura de la estación sísmica y a, b = Constantes que dependerán de la altura y de la anomalía (r_i). En esta relación el producto $a \cdot h$ define el tiempo de retardo de la onda sísmica en recorrer la corteza en la zona andina con respecto a las zonas costeras y subandinas y según la pendiente del ajuste lineal, sería igual a $\Delta t = 0.23h$. A fin de evaluar si existe equilibrio isostático en Perú a nivel de la corteza continental, se construye un modelo teórico considerando la hipótesis de Airy.

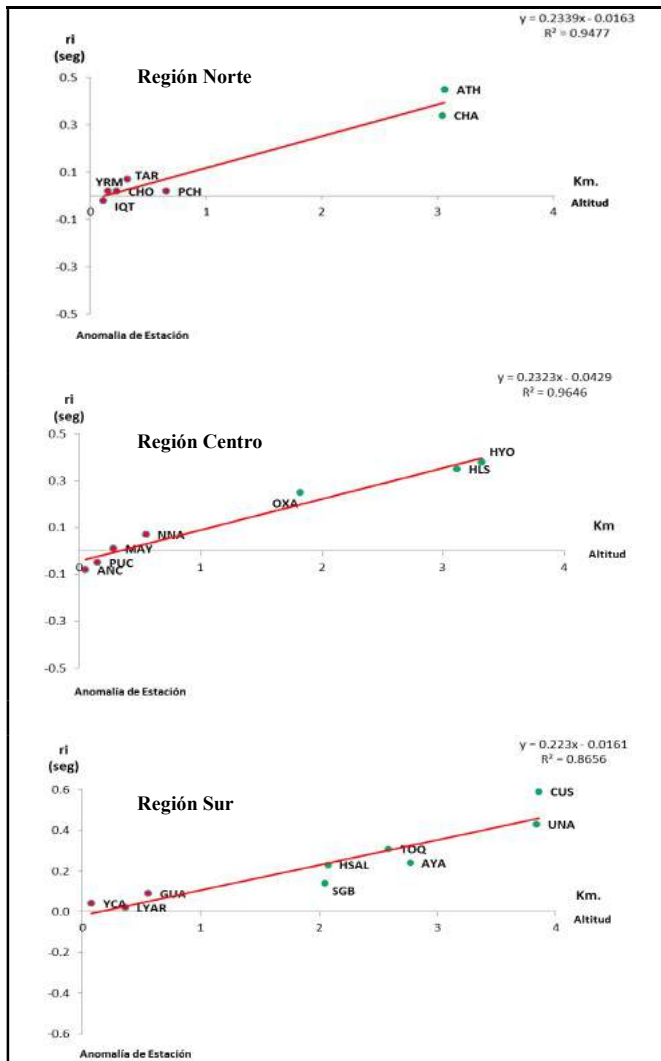


Figura 4. Anomalía de Estación en función de la altitud de las estaciones.

5. Modelo teórico de Isostasia

Considerando los principios de la hipótesis de Airy, se elabora un modelo teórico para explicar el equilibrio isostático en Perú y para ello, se utilizan las siguientes variables (Figura 5):

Donde:

ρ_s = Densidad de la superficie superior de la corteza.

h_s = Espesor de la superficie superior de la corteza.

ρ_i = Densidad de la superficie inferior de la corteza.

h_i = Espesor de la superficie inferior de la corteza.

ρ_m = Densidad del Manto Superior.

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

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

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

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

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

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

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

Según la Figura 5, el valor para h_2 puede ser calculado a partir de la siguiente relación:

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

Para conocer la diferencia de tiempos de propagación del rayo en ambas estructuras $\Delta t = t_2 - t_1$, se considera la siguiente relación:

$$\Delta t = h \left(\left(\frac{1}{V_s} \right) + \left(\frac{\rho_s}{\rho_m - \rho_i} \right) \left(\frac{1}{V_i} - \frac{1}{V_m} \right) \right) \quad (6)$$

A fin de resolver la ecuación (6), 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. Por otro lado, se debe asumir que la corteza estable (escudo Brasilerero) tiene un espesor promedio de 35 km (Tavera, 1987).

En estas condiciones y utilizando las anomalías de estación, es además posible calcular el espesor de la corteza para la zona andina.

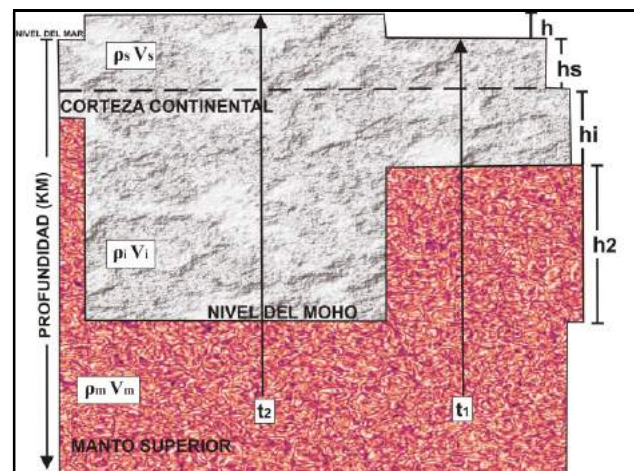


Figura 5. Modelo teórico de isostasia, elaborado según la Hipótesis de Airy.

6. Resultados

Considerando que los procesos geodinámicos que se desarrollan en las regiones norte-centro del Perú son similares (Tavera y Bufo, 1999), en este estudio 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 usando datos de una red sísmica local. Los valores de densidad serán los mismos utilizados por Tavera (1987), ver Tabla 3. Para la región sur se utiliza el modelo de velocidad y valores de densidad propuestos por Ocola y Meyer (1973), obtenidos a partir de un estudio de refracción sísmica realizado en la zona andina de la región sur del Perú (Tabla 3).

Modelo de velocidades utilizado para las Regiones Norte-Centro (Lindo, 1993)		
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
Modelo de velocidades utilizado para la Región Sur (Ocola y Meyer, 1973)		
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

Tabla 3. Modelos de velocidad utilizados para este estudio.

De acuerdo a los modelos de velocidad de la Tabla 3 y la ecuación 6, el valor de Δt para la región norte y centro es 0.28 h y para región sur de 0.29 h, (Δt es la diferencia de tiempos de arribo de dos ondas sísmicas, registradas en zona andina y costa-subandina). Estos valores de Δt teóricos son próximos a los obtenidos en este estudio (Tabla 4); por lo tanto, es posible establecer que existe equilibrio isostático al nivel de la corteza del Perú.

	ΔT Modelo de Airy	ΔT anomalía de estación
Región Norte	0.28 h	0.233h
Región Centro	0.28 h	0.232h
Región Sur	0.29 h	0.223h

Tabla 4. Valores de Δt obtenidos para las Regiones Norte, Centro y Sur.

De acuerdo a la Figura 5 y considerando la ecuación 5 y los valores de la Tabla 3, se procede a calcular el espesor de la Cordillera Andina. En este caso "h" define la altura de la cordillera en la región norte (3 km), centro (4 km) y sur (5.5 km). Además, h_s es igual a 35 km. Reemplazando los valores, se estima que la Cordillera Andina en la región norte tiene un espesor de 50 Km., en la región central un espesor de 55 Km. y en la región sur un espesor de 64 km. Estos valores son similares a los propuestos por James (1971) en el mapa de isobatas del Moho para las regiones centro y sur del Perú.

Conclusiones

El análisis de las anomalías de estación ha permitido aceptar que la Cordillera de los Andes se encuentra en equilibrio isostático con las zonas costera y subandina. Se ha estimado 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. De acuerdo a estos resultados, existiría un incremento en el espesor de la Cordillera de los Andes de norte a sur, lo cual sería coherente con sus características geodinámicas y geomorfológicas.

Referencias

- Añazco, M. (2015). Análisis de Residuales de Ondas P y Propuesta de Modelo de Equilibrio Isostático para la Cordillera Andina del Perú. Tesis Univ. Nac. San Agustín de Arequipa, Arequipa-Perú, p. 29-34.
- 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.
- Dalmayrac, B. Laubacher, G. y Marocco R. (1987). Caracteres generaux de l'evolution geologique des Andes peruviannes. Trav. Doc. ORDTOM, 122, 501 pp.
- Dalmayrac, B. Laubacher, G. y Marocco R. (1980). Geologie des Andes peruviannes, Caracteres generaux de l'evolution geologique des Andes peruviannes.. Trav. Doc. ORDTOM, 96, 217 pp.
- 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.
- Fairhead, J. y Reeves, E. (1977). Teleseismic delay times Bouguer Anomalies and inferred thickness of the African Lithosphere. Earth Planet. Sci. Let., 36, pp. 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.
- 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.
- 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.
- Jeffreys, H. y Bullen, K.E., (1935). Times of transmission of earthquake wave, Buer. Centr. Seism. Internat. A, Fasc. 11.

- 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.
- 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. 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.
- Poupinet, G. (1977). Heterogeneities du manteau terrestre deduities de la propagation des ondes de volume. *Implication Geodynamique*. These Univ. Sci. et Med. Grenoble, Francia, 77, p. 5-50.
- Schmucker, U., Forbush, S., Hartman, D., Giesecke, A., Casaverde, M., Castillo, J., Salgueiro, R., Del Pozo, S.(1966). Electrical conductivity anomaly under the Andes. *Carnegie Inst. Wash. Yr. Book*, 65, p. 11-28.
- Sengupta, M., y Julian, B., (1976). Seismic travel time evidence for lateral inhomogeneities in the deep mantle, *Nature* p. 242, p. 443-447.
- 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. 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.