

---

# INFERENCIAS ACERCA DE LA ESTRUCTURA SÍSMICA DE LA LITOSFERA SUPERIOR BAJO EL VALLE DE ABURRÁ USANDO REGISTROS DE REDES ACELEROGRAFICAS

## INFERENCES ABOUT THE SEISMIC STRUCTURE OF THE UPPER LITHOSPHERE BENEATH THE ABURRÁ VALLEY USING DATA FROM ACCELEROMETER NETWORKS

*Gaspar Monsalve Mejía<sup>1</sup>, Carolina Villarraga Morales<sup>2</sup> & John Edwin Idárraga Vallejo<sup>3</sup>*

*1. PhD, Profesor Asistente*

*2. Estudiante de Ingeniería Geológica*

*3. Estudiante de Ingeniería de Petróleos*

*Facultad de Minas - Universidad Nacional de Colombia - Medellín*

*gmonsalvem @unal.edu.co*

Recibido para evaluación: 13 de Mayo de 2010 / Aceptación: 4 de Octubre de 2010 / Recibida versión final: 27 de Octubre de 2010

### RESUMEN

Es sabido que la corteza terrestre bajo la ciudad de Medellín y el Valle de Aburrá está constituida prioritariamente por un basamento metamórfico, intruído por cuerpos ígneos de naturaleza calco-alcalina. Sin embargo, no existen modelos sísmicos de la corteza terrestre que permitan evaluar la disposición geométrica de los diferentes cuerpos geológicos en profundidad. El uso de los datos generados por sismógrafos de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) y por acelerógrafos de las redes de Medellín (RAM) y el Valle de Aburrá (RAVA) permite hacer algunas inferencias sobre la estructura sísmica de la litósfera superior bajo el Valle de Aburrá. Datos de diferencia de tiempos entre las llegadas de la onda S y la onda P a los diferentes instrumentos de registro sísmico en el Valle, indican una gran heterogeneidad lateral y vertical en la litosfera superior, y una gran presencia de material ígneo calcoalcalino al interior de la corteza, intercalado con el basamento metamórfico, incluso en zonas donde no hay cuerpos ígneos reportados en superficie. Estudios de las formas de onda de los acelerogramas son consecuentes con esta heterogeneidad vertical. En general, los pocos datos sísmicos disponibles sugieren que la presencia de material ígneo al interior de la corteza superior es mayor a lo indicado en modelos conceptuales anteriores de distribución de cuerpos geológicos en la corteza (Chica et al., 2003).

**PALABRAS CLAVES:** Tiempo Residual, Llegadas de Fases Sísmicas, Acelerógrafo, Velocidad Sísmica, Valle de Aburrá, Antioquia, Colombia.

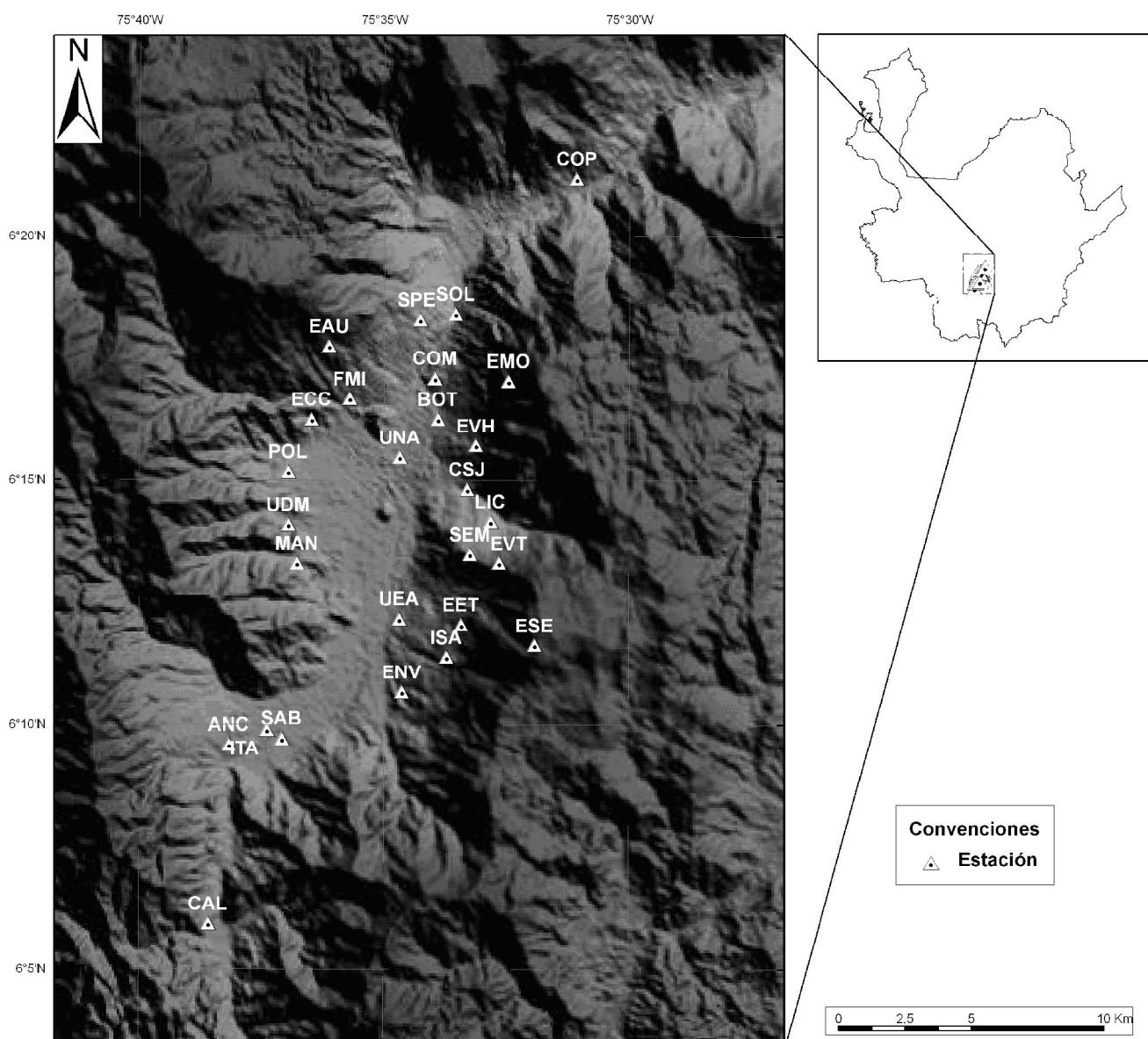
### ABSTRACT

It is known that the Earth's crust under the city of Medellín and the Aburrá Valley consists primarily of a metamorphic basement intruded by calc-alkaline igneous bodies. However, there is no recollection of seismic models that allow for the evaluation of the geometric configuration of the different geologic bodies in depth. Using data from seismometers of the Colombia National Network (RSNC) and accelerometers of the Medellín and Aburrá Valley networks (RAM and RAVA) it is possible to infer some very general features about the seismic structure of the upper lithosphere beneath the Aburrá Valley. P and S wave arrival differential time data, registered at different stations in the Valley, suggest great lateral and vertical heterogeneity in the upper lithosphere, and great amounts of calc-alkaline igneous material within the crust, in consistent intercalation with the metamorphic basement, even beneath locations where no outcrops of igneous rocks are reported. Waveforms of the seismic records are consistent with vertical heterogeneity. In general, the few available seismic data suggest that the amount of igneous material within the upper crust is greater than indicated in previous conceptual models of geometrical distribution of geologic bodies in the crust (Chica et al., 2003).

**KEY WORDS:** Residual Time, Seismic Phase Arrival, Accelerometer, Seismic Velocity, Valle de Aburrá, Antioquia, Colombia.

## 1. INTRODUCCIÓN

La ciudad de Medellín y el Valle de Aburrá no poseen sismofuentes de importancia debajo de su territorio. Sin embargo, fallas activas en regiones aledañas generan amenaza sísmica en el Área Metropolitana. Estudios de amenaza sísmica (Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2007), indican aceleraciones máximas probables de 0.027 veces la gravedad para un periodo de retorno de 9.3 años, y de 0.28 veces la gravedad para un periodo de retorno de 475 años. En otras palabras, la frecuencia de sismos que produzcan una aceleración máxima cercana a la de la gravedad dividida por 35 es cercana a los diez años, mientras que la frecuencia de eventos con aceleraciones máximas entre un tercio y un cuarto de la gravedad es de un poco menos de 500 años. Dada esta amenaza y el riesgo que de ella se deriva, existe una red de acelerógrafos en el Valle destinada principalmente al diagnóstico de aceleraciones máximas, permitiendo así planificar el diseño de las obras civiles. La Figura 1 muestra la ubicación de la zona de estudio y de las estaciones de las redes acelerográficas.



**Figura 1.** Ubicación de la zona de estudio y de las estaciones de la RAM y la RAVA

A pesar de la existencia de estudios de evaluación del riesgo sísmico en el área metropolitana de la ciudad de Medellín (Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2007, Grupo de Sismología de Medellín, 1999), no existe un conocimiento de la estructura interna de la corteza terrestre y la litosfera superior bajo esta región, temática que tiene sin duda incidencias en la amenaza sísmica. Existen algunos modelos de capas horizontales para la ubicación de sismos en la región Andina de Colombia (Ojeda y Havskov, 2001, Vargas et al., 2003), los cuales sólo consideran variaciones de la velocidad sísmica en dirección vertical. Sin embargo, en una región con alta complejidad litológica y tectónica como los Andes Colombianos, los efectos de la heterogeneidad lateral son considerables, afectando de manera significativa la precisión en la ubicación de hipocentros al usar modelos con variaciones unidimensionales de velocidad (Restrepo y Chica, 2003). El modelo tomográfico de Vargas et al. (2007) para la zona Andina Colombiana, presenta baja resolución en el Valle de Aburrá y zonas aledañas, de modo que no resulta de utilidad para establecer la estructura interna de la corteza en esta región. Chica et al. (2003) presentan modelos esquemáticos de la posible distribución en profundidad de los cuerpos geológicos aflorantes en una zona de Antioquia Central, que incluye el Valle de Aburrá; dichos modelos son establecidos utilizando criterios geológicos, pero existe poca evidencia observacional para establecer su validez.

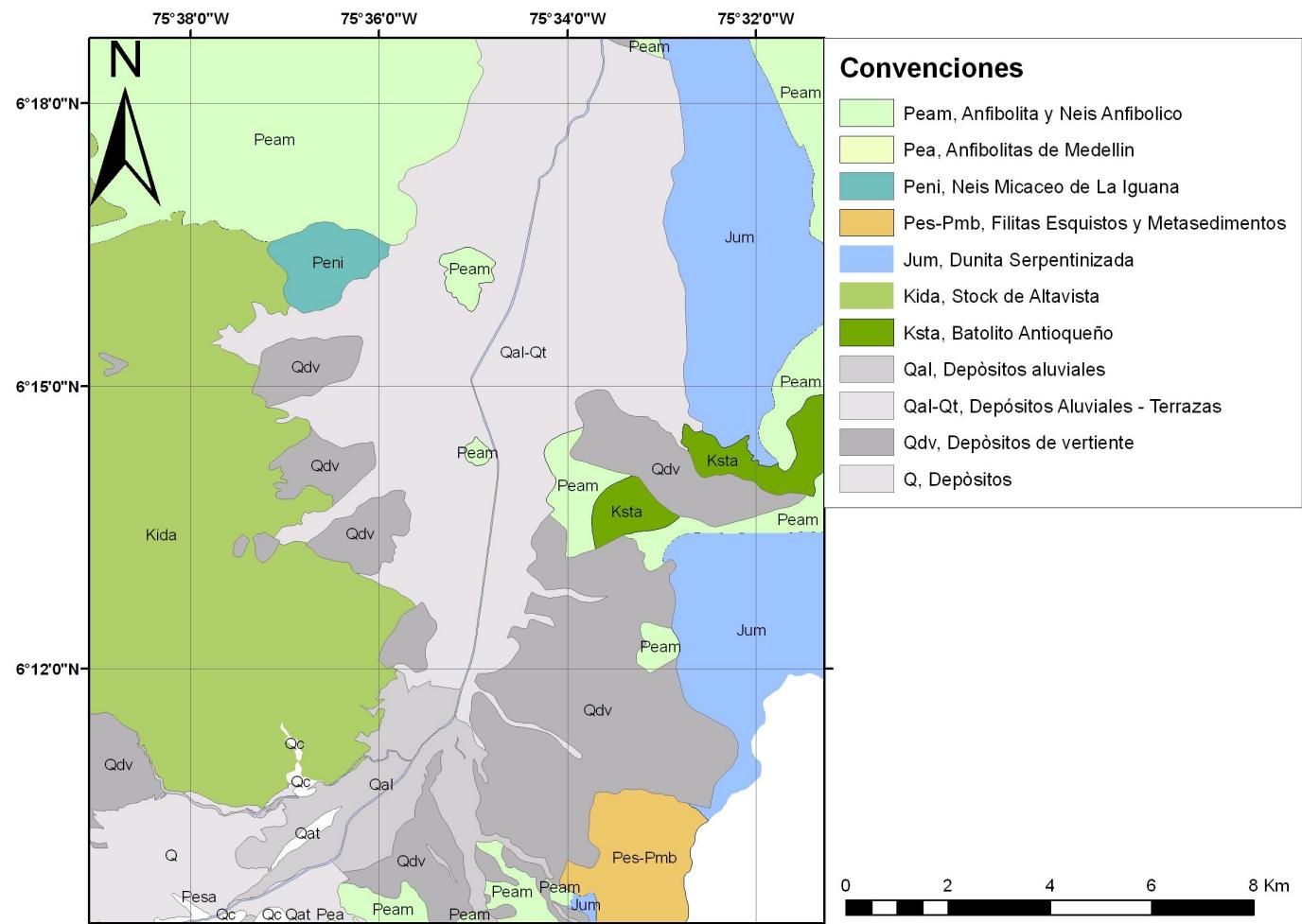
Dada la escasez de información sobre la estructura interna de la corteza y la litósfera superior bajo el Valle, resulta de utilidad el uso de los datos geofísicos disponibles, para ser contrastados con el conocimiento geológico y los modelos anteriormente propuestos. En dicha zona sólo se cuenta con un sismógrafo de banda ancha, ubicado en el corregimiento de Santa Helena, en el flanco Este del Valle, y perteneciente a la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). Los datos de las redes acelerográficas de Medellín y el Valle de Aburrá pueden usarse en conjunción con la información del sismógrafo para obtener información adicional acerca de la posible configuración geológica de la corteza.

Después de presentar el marco geológico y tectónico de la zona de estudio, se muestra cómo los datos sismográficos y acelerográficos disponibles pueden usarse para evaluar adelantamientos o retardos en los tiempos de llegada de las ondas sísmicas P y S a cada estación, y de esta forma evaluar la pertinencia del uso de modelos de escala regional en la zona de estudio, detectar zonas de anomalías, y finalmente, correlacionar los residuales de los tiempos de llegada de las ondas con la estructura geológica de la litósfera superior.

## 2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DEL VALLE DE ABURRÁ

El noroccidente colombiano se encuentra tectónicamente afectado por la subducción y el fallamiento transcurrente, provocado por la convergencia de las placas Nazca, Suramérica y Caribe; sin embargo, no existe un punto único de unión triple entre estas placas, y el movimiento relativo entre ellas se acomoda entre el Bloque Panamá, el Bloque Chocó y el Bloque Norandino (Pennington, 1981, Kellogg y Vega, 1995). Es en este último bloque donde se ubica la zona de estudio, el cual por las fuerzas ejercidas por el bloque rígido del Chocó al Oeste y la Placa Suramericana propiamente dicha al Este, tiene un movimiento neto hacia el NE relativo a esta última placa (Trenkamp et al., 2002). La dirección de la subducción de la placa Nazca está dirigida al oriente y al E-NE, pero los esfuerzos principales compresionales de la corteza suprayacente son en general NW-SE (Page, 1986). Los resultados netos son acortamiento de la corteza, levantamiento de montañas, subsidencia de cuencas, plegamiento y fallamiento (Page, 1986).

El Valle de Aburrá se encuentra ubicado en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia, cuyo basamento se considera como un complejo polimetamórfico con edades entre el Paleozoico y el Mesozoico temprano (Restrepo y Toussaint, 1982), sometido a fuertes fallamientos y plegamientos provocados por su ubicación en un margen continental, que a su vez es un límite entre placas tectónicas. Dicho basamento metamórfico está intruido por cuerpos magmáticos de tipo predominantemente calco-alcalino y edad Mesozoica, en su mayoría Cretácica (Maya, 1992, Ordóñez y Pimentel, 2001). En algunos sectores, el Valle de Aburrá está cubierto por depósitos recientes de espesor variable de hasta 42 metros (Rendón, 1999). El sistema de fallas de Cauca-Romeral, con una tendencia predominante N-S e interpretado como una zona de sutura del Cretácico (Restrepo y Mesa, 1988), separa terrenos de origen continental al Este y de origen oceánico al Oeste (Restrepo y Toussaint, 1988, Ego et al., 1994), y es el principal sistema de falla que produce sismos cercanos al valle. La Figura 2 muestra el mapa geológico simplificado del Valle de Aburrá.



**Figura 2.** Mapa Geológico simplificado del Valle de Aburrá (Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín y otras entidades, 2007)

Cartografiadas como una unidad homogénea en la Cordillera Central, las Anfibolitas (Pza, Figura 2) parecen tener variaciones en su edad y origen, y provenir de distintos eventos metamórficos (Correa y Martens, 2000). Son rocas que varían de macizas a gnésisicas y ligeramente esquistosas, de color negro a verde oscuro y con salientes topográficas pronunciadas (González, 2001). El Neis de La Iguaná es similar en textura y composición a una granodiorita; es un cuerpo irregular de forma ovalada, de una extensión aproximada de 4 Km<sup>2</sup>, (González, 2002). La unidad Dunita de Medellín (Figura 2) es un cuerpo alargado que aflora en la parte oriental Medellín; se encuentra parcialmente serpentinizado, foliado y plegado; parece representar la base de una ofiolita que sufrió desmembramiento y fue emplazada al continente entre el Triásico y el Cretácico Temprano (Álvarez, 1987, Correa y Martens, 2000). El Batolito Antioqueño es un cuerpo homogéneo, macizo, cuya composición varía entre tonalita a granodiorita; cubre aproximadamente un área de 7800 Km<sup>2</sup> (González, 2001); el cuerpo principal aflora al Este de Medellín, pero existen varios cuerpos satélites asociados; algunos de ellos aflorando en el Valle de Aburrá. El Stock de Altavista (Figura 2) tiene un área de alrededor de 85 Km<sup>2</sup> y una composición de máfica a intermedia. Restrepo y Toussaint (1984) exponen que se trata de un plutón emplazado cerca de la superficie, mientras que Rodríguez y Montoya (1993) proponen dos pulsos magmáticos reconocibles, siendo el primero emplazado cerca de la superficie y el segundo a mayor profundidad.

### 3. DATOS

La red acelerográfica de Medellín (RAM) está conformada por 20 acelerógrafos superficiales distribuidos en los diferentes sectores de la ciudad de Medellín, un acelerógrafo profundo que se rota entre estaciones y un acelerógrafo ubicado en roca en el corregimiento de Santa Helena (Farbiarz y Estrada, 2004; Adams y Jaramillo, 2002). La Red Acelerográfica del Valle de Aburrá (RAVA) funciona como un sistema de 6 estaciones, fue implementada tiempo después de la instrumentación de la RAM y está ubicado en los municipios del Valle de Aburrá diferentes a Medellín. En las Tablas 1 y 2 y la Figura 1 se muestra la distribución de estaciones de la RAM y la RAVA en el Valle de Aburrá (Yosef Farbiarz, Juan Diego Jaramillo, 2009, comunicación personal).

**Tabla 1.** Estaciones Red Acelerográfica de Medellín (RAM)

Estación	Código	Lat. (°N)	Lon. (°W)	Alt. (m)	Equipo	Sector
Jardín Botánico	BOT	6.271	75.565	1460	ETNA	Jardín Botánico
Colegio San José	CSJ	6.247	75.555	1620	ETNA	Enciso
Tanque de Aures EPM	EAU	6.296	75.602	2026	ETNA	Aures
Centro de control EPM	ECC	6.271	75.608	1450	ETNA	Sta. Rosa de Lima
Tanque el Tesoro EPM	EET	6.201	75.557	1650	K2	El Poblado
Planta la Montaña EPM	EMO	6.284	75.541	2170	ETNA	Sto. Domingo Sabio
Santa Elena AEROCIVIL	ESE	6.194	75.532	2820	ETNA	Sta. Elena
Planta Villahermosa	EVH	6.262	75.552	1730	ETNA	Villahermosa
Tanque Villa Tina EPM	EVT	6.244	75.544	1822	ETNA	Villa Tina
Facultad de Minas	FMI	6.278	75.595	1537	ETNA	Robledo
Itagüí	ITA	6.182	75.665	1611	EPISENSOR	Itagüí
ISA	ISA	6.219	75.562	1730	ETNA	El Poblado
Inspección San Joaquín	ISJ	6.373	75.591	1427	ETNA	San Joaquín
Liceo U. De Medellín	LIC	6.236	75.547	1688	ETNA	Buenos Aires
Colegio Padre Manyanet	MAN	6.222	75.613	1605	ETNA	Belén
Fund. Amigo Policía	POL	6.253	75.616	1633	ETNA	La América
Seminario Mayor	SEM	6.225	75.554	1877	ETNA	Las Palmas
Fun. Solidaridad. por Col	SOL	6.307	75.559	1460	ETNA	Zamora
Sena Pedregal	SPE	6.305	75.571	1499	ETNA	Pedregal
Universidad de Medellín	UDM	6.235	75.616	1595	ETNA	Belén
Universidad EAFIT	UEA	6.203	75.581	1518	ETNA	La Aguacatala
Universidad Nacional	UNA	6.258	75.578	1488	ETNA	Carlos E. Restrepo

**Tabla 2.** Estaciones Red Acelerográfica del Valle de Aburrá (RAVA)

Estación	Código	Lat. (°N)	Lon. (°W)	Alt. (m)	Equipo	Sector
Caldas	CAL	06°05'55.70"	75°38'34.46"	1700	CUSP-3C	Locería Colombiana
La Estrella	EST	06°09'55.74"	75°38'90.83"	1650	CUSP-3C	Tanque agua EPM
El Ancón Sur	ANC	06°08'94.86"	75°38'09.03"	1600	CUSP-3C	Sub. de energía EPM
Sabaneta	SAB	06°09'44.50"	75°36'65.95"	1600	CUSP-3C	Polideportivo Norte
Envigado	ENV	06°09'99.99"	75°33'96.63"	1600	CUSP-3C	Palnta de Trat. Ayurá
Copacabana	COP	06°20'71.25"	75°30'64.61"	1450	CUSP-3C	IMUSA

Los equipos de medición (ETNA y K2 de la marca KINEMETRICS y CUSP-3C de la marca CSI) tienen tres sensores internos de movimiento: dos para registros en la componente horizontal (NS, EW) y uno para la componente vertical. La tasa de muestreo de éstos es de 200 muestras por segundo y el umbral de disparo difiere de estación a estación y depende del ruido ambiental en cada sitio, siendo el umbral más bajo el que se tiene en las estaciones Santa Helena y EAFIT, de 0.2 cm/s<sup>2</sup>, y el más alto en la estación San Joaquín, de 2.5 cm/s<sup>2</sup> (Juan Diego Jaramillo, 2009, comunicación personal). En la actualidad ambas redes están a cargo de la Universidad Eafit.

Dada la poca confiabilidad de los datos de tiempo absoluto proporcionados por estos instrumentos, la información que puede extraerse de ellos para deducir la naturaleza sísmica de la corteza terrestre bajo el valle de Aburrá, debe ser obtenida de la diferencia de tiempos de llegada de las ondas S y P y de las formas de onda en los acelerogramas de los sismos por ellos registrados.

En el área del Valle de Aburrá y zonas aledañas se encuentra también la estación de Santa Helena (HEL), perteneciente a la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) y administrada por INGEOMINAS. Se trata de una estación de banda ancha, con sensor tipo TRILLIUM-NANOMETRICS (mayor información en [seisan.ingeominas.gov.co](http://seisan.ingeominas.gov.co)). Los datos de tiempos de llegada de sismos en Colombia a esta estación pueden usarse como una manera de encontrar valores típicos de residuales de tiempos de viaje de las ondas P y S. Los tiempos de llegada de las ondas fueron extraídos del catálogo de INGEOMINAS.

## 4. METODOLOGÍA

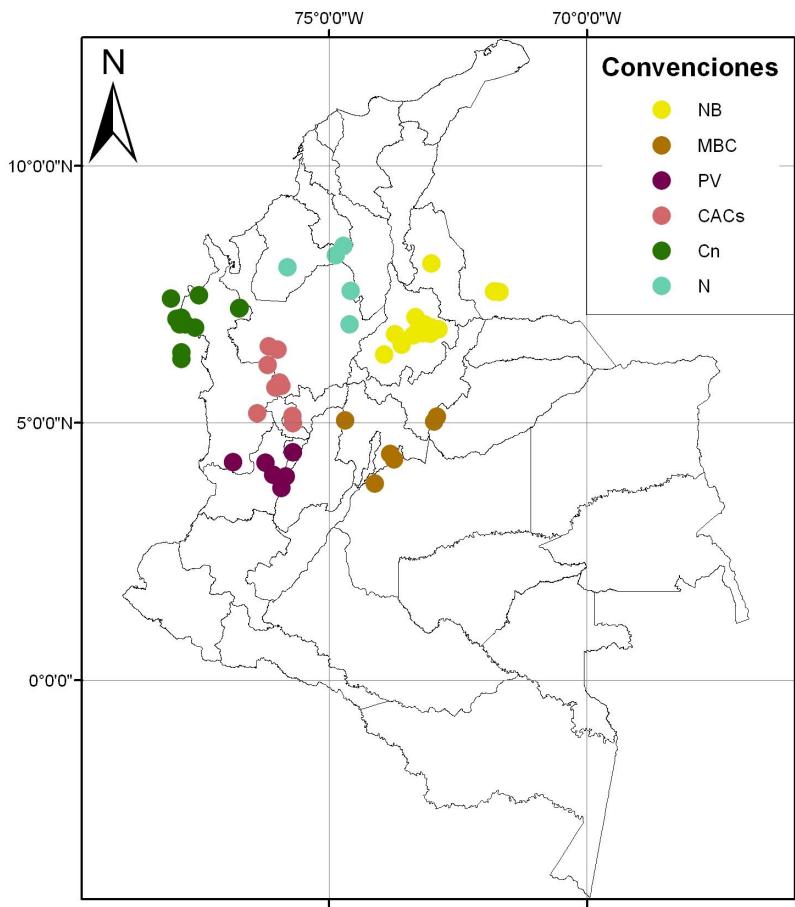
### 4.1 Uso de los datos de la Red Sismológica Nacional de Colombia

Como primera medida, los datos de tiempo absoluto de llegada de las ondas sísmicas de cuerpo a la estación sismográfica de Santa Helena (HEL), se usaron para encontrar valores típicos para los residuales de tiempo de llegada de ondas P y S al área del Valle de Aburrá. Se procuró que los eventos provinieran de las principales sismofuentes del país, y que estuvieran a distancias epicentrales lo suficientemente cortas para que los sismos allí producidos fueran registrables por las redes acelerográficas. Adicionalmente, estos datos se utilizaron para encontrar los modelos de distribución de las velocidades sísmicas más apropiados para rayos sísmicos incidentes en el Valle de Aburrá.

Se escogieron 113 sismos registrados por esta estación. Para la selección se tomaron en cuenta los sismos con magnitudes mayores a 5 en la escala de Ricther ubicados entre latitudes 3.73N y 8.44N y entre longitudes 71.68W y 78.61W, ocurridos entre los años 1993 y 2009 (Figura 3). El área geográfica para la selección de tales sismos fue definida basándose en la localización de los sismos registrados por la Red Acelerográfica de Medellín. Con la información de la RSNC, de hora de origen del evento sísmico y de llegada a la estación de las ondas P y S generadas por éste, se calculó el tiempo de viaje observado para cada fase.

Para el cálculo de tiempos teóricos de viaje de onda se utilizó el programa TauP (Crotwell et al., 1999). Se tuvieron en cuenta 4 modelos de velocidades de propagación de las ondas P y S, dos de ellos globales (IASP91, Kenett y Engdahl, 1991; PREM, Dziewonski y Anderson, 1981) y 2 elaborados para Colombia (RSNC, Ojeda y Havskov, 2001, Vargas et al., 2003), todos ellos considerando sólo variaciones verticales de la velocidad de las ondas sísmicas. Se trata de modelos de capas horizontales, en donde la velocidad de las ondas en cada capa se asume constante. Con el fin de encontrar el modelo que mejor describe los tiempos de viaje de las ondas P y S producidas en las sismofuentes de la región Andina colombiana y registradas en el Valle de Aburrá, se calcularon tiempos residuales para cada modelo (tiempo observado - tiempo teórico) y cada fase (P y S).

De acuerdo con el azimut del epicentro de los sismos con respecto a la estación de Santa Helena, se generó un algoritmo que calculara tal ángulo y discriminara los eventos por cuadrantes según la proveniencia de los rayos (NE, SE, NW, SW), de modo que fuera posible establecer el modelo de mejor ajuste a los tiempos observados para cada rango de azimut. Posteriormente se hizo una discriminación más detallada, por agrupaciones de eventos, con ayuda de un sistema de información geográfica (ArcGis); se definieron 6 agrupaciones de focos sísmicos llamadas Nido de

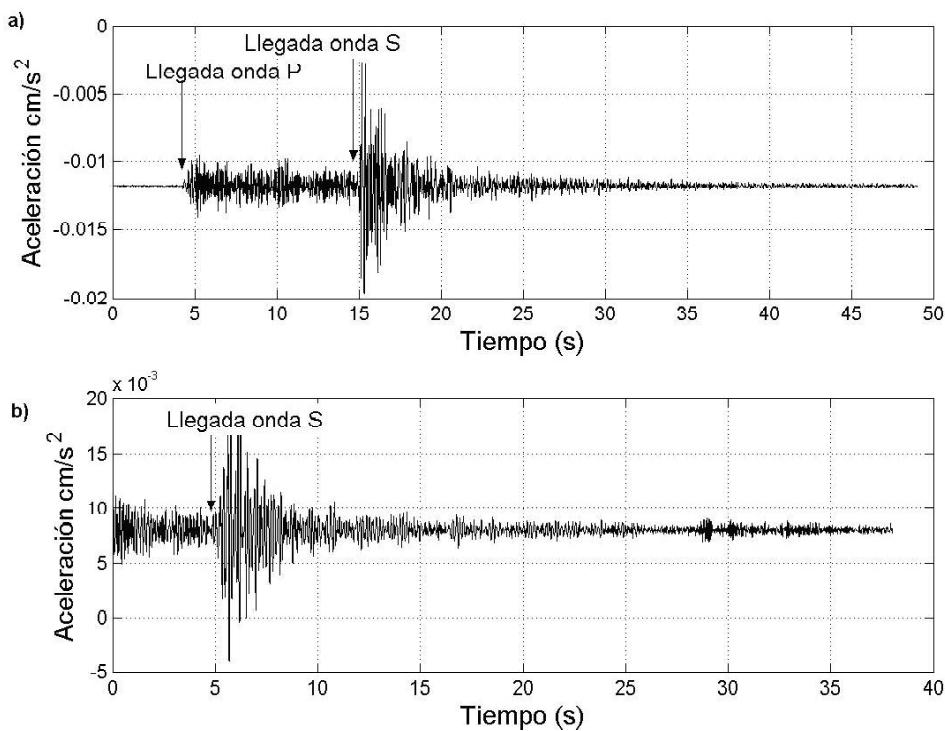


**Figura 3.** Localización de las agrupaciones de eventos utilizadas para la determinación de tiempos residuales en la estación de Santa Helena (NB: Nido de Bucaramanga; MBC: Meta, Boyacá, Cundinamarca; PV: Pereira, Valle; CACs: Caldas, Antioquia, Chocó sur; Cn: Chocó Norte; N: Norte)

Bucaramanga (NB), Meta, Boyacá y Cundinamarca (MBC), Pereira y Valle (PV), Caldas, Antioquia y Chocó sur (CACs), Chocó Norte (Cn) y Norte (N) (Figura 3). Se trata de un criterio puramente geográfico, que permite discernir aún más la dependencia azimutal (y en algunos casos la dependencia de la distancia epicentral) de los residuales de tiempo de llegada.

#### 4.2 Uso de los tiempos de viaje a los acelerógrafos de la RAM y la RAVA

Para el procesamiento y análisis de los datos suministrados por la RAM y la RAVA se utilizó el programa Matlab, usando cada una de las tres componentes del movimiento registrado por los acelerógrafos. En cada señal se buscó visualmente la llegada de las ondas P y S, obteniendo la diferencia de tiempo de viaje observado S-P. Se tenían en principio 311 registros para encontrar las llegadas de las ondas P y S, de los cuales sólo 161 pudieron ser procesados y de éstos, en 113 se observaron llegadas claras de ondas P y/o S. Esta pérdida de datos en el procesamiento se debe a que existen señales donde no puede verse claramente la llegada de una o ambas fases; dada la baja calidad de la señal acelerográfica, las estaciones BOT, ISJ y COP no fueron incluidas en el análisis final. Las llegadas de la onda P se recolectaron con una incertidumbre media de 0.14 s, siendo 0.42 s la incertidumbre máxima; para la onda S, el promedio de las incertidumbres fue de 0.19 s, con un máximo de 0.55 s. En la Figura 4 se muestran ejemplos de un acelerograma confiable (muestra las llegadas de las ondas P y S) y otro poco confiable (no es clara la llegada de la onda P).



**Figura 4.** Ejemplo de acelerogramas: a) Acelerograma con tiempos de llegada confiables de las ondas P y S; Estación CSJ, componente vertical, evento del 16 de Enero del 2000. b) Acelerograma donde no se observa con claridad la llegada de la onda P; Estación SOL, componente vertical, evento del 16 de Enero del 2000.

Para cada sismo reportado en diferentes estaciones se obtuvo el residual como la diferencia de tiempo observado S-P menos la diferencia de tiempo teórico S-P. Los tiempos de viaje teóricos fueron calculados mediante el programa TauP (Crotwell et al., 1999) usando el modelo de velocidades por capas que mejor se ajustara a las observaciones en la estación sismográfica de Santa Helena.

#### 4.3 Uso de formas de onda de los acelerogramas

Las formas de onda de acelerogramas asociados a rayos sísmicos que lleguen a los instrumentos con incidencia aproximadamente vertical pueden usarse para inferir la presencia de discontinuidades notables en la litósfera superior. Langston (1979) propone un método espectral basado en la deconvolución, para separar las componentes del sismograma debidas a la estructura subterránea, de aquellas debidas a las características de la fuente y la respuesta del instrumento. Este método tiene la potencialidad de permitir identificar discontinuidades que generen conversión de ondas P en ondas S. A pesar de que el método propuesto por Langston (1979) fue planteado para su uso con sismos lejanos (distancias epicentrales generalmente mayores de 30 grados de arco), Beck y Zandt (2002) y Calkins et al. (2006) muestran la posibilidad de su uso con éxito para eventos regionales y locales.

El método espectral presentado por Langston (1979) fue implementado en el dominio de la frecuencia (siguiendo algunas de las ideas discutidas en Dueker y Sheehan, 1997) en el software Matlab, para los sismos generados en el nido de Bucaramanga y registrados por acelerógrafos de las redes de Medellín y el área metropolitana. Los rayos correspondientes a estos sismos llegan a las estaciones con una incidencia cercana a la vertical. Para la deconvolución, se hizo una rotación de la señal, de manera que fuera posible descomponerla en radial y transversal; en el dominio de la frecuencia, se dividieron los espectros de las componentes radial y vertical (siguiendo el método descrito por Langston, 1979), y tomando la transformada inversa de Fourier se volvió al dominio del tiempo, generando así lo que se conoce como función receptora.

## 5. RESULTADOS

### 5.1 Residuales de tiempo de viaje de ondas sísmicas a la estación de Santa Helena

La media y la desviación estándar de los tiempos residuales obtenidos del análisis por cuadrantes, se muestran en las tablas 3 y 4, tanto para ondas P (Tabla 3) como para ondas S (Tabla 4). En dichas tablas se puede evidenciar que los modelos RSNC y PREM son generalmente "lentos", es decir, el modelo predice una hora de llegada de las ondas más tardía que la hora en la que efectivamente ellas llegan; los modelos VARGAS y IASP91 son generalmente rápidos, de modo que las ondas llegan "tarde" en relación al tiempo que los modelos predicen.

**Tabla 3.** Tiempos residuales en segundos, calculados por cuadrante para las llegadas de onda P.  $\mu$ : Media,  $\sigma$ : Desviación estándar.

	$\mu$ RSNC	$\sigma$	$\mu$ PREM	$\sigma$	$\mu$ VARGAS	$\sigma$	$\mu$ IASP91	$\sigma$	Eventos
NE	-0.73	0.58	-0.69	0.59	-0.36	1.05	0.19	0.64	79
SE	-1.65	0.51	-2.70	0.54	2.02	1.01	-0.18	0.50	6
NW	0.13	0.71	-0.60	0.86	3.01	1.36	1.29	0.80	13
SW	-0.52	0.92	-0.61	0.86	0.44	1.93	0.45	1.09	15

**Tabla 4.** Tiempos residuales en segundos, calculados por cuadrante para las llegadas de onda S.  $\mu$ : Media,  $\sigma$ : Desviación estándar.

	$\mu$ RSNC	$\sigma$	$\mu$ PREM	$\sigma$	$\mu$ VARGAS	$\sigma$	$\mu$ IASP91	$\sigma$	Eventos
NE	-1.40	1.11	-0.36	1.13	-0.87	1.82	0.33	1.13	79
SE	-3.73	1.70	-4.52	1.73	2.44	2.34	-1.14	1.70	6
NW	-0.45	1.12	-1.16	1.61	4.13	2.11	1.26	1.04	13
SW	-0.85	1.86	-0.46	1.73	0.62	3.51	0.69	2.13	15

Las tablas 5 y 6 muestran, tanto para onda P (Tabla 5) como para onda S (Tabla 6), y para cada una de las seis agrupaciones geográficas de eventos sísmicos definidas, los valores de la media y la desviación estándar de los tiempos residuales. De la información que brindan estas tablas se puede deducir que el modelo PREM es "lento" para todas las agrupaciones de eventos y no se ajusta bien para la agrupación MBC, con tiempos residuales mostrando un valor promedio de -2.7 segundos para la onda P y de -4.52 segundos para la onda S. VARGAS es un modelo que se ajusta bien para las agrupaciones de PV, CACs y quizás también NB (con tiempo residual promedio de -0.51 para el caso de la onda P y -1.15 para la onda S), siendo en todos ellos "lento"; pero arroja residuales con magnitud superior a los dos segundos para las agrupaciones Cn, N y MBC. El modelo RSNC es "lento" en general y presenta sus más bajos ajustes en las agrupaciones de MBC y PV, con magnitudes de los residuales superiores a los 1.5 segundos para la onda P y los 3.3 segundos para la onda S. El modelo IASP91 es "rápido" en general y tiene muy buenos ajustes, a excepción de la agrupación N, con residuales de magnitud mayor que 2 segundos en el caso de la onda S, y de la agrupación Cn, con residuales promedio de magnitud superior a 1 segundo en el caso de la onda P.

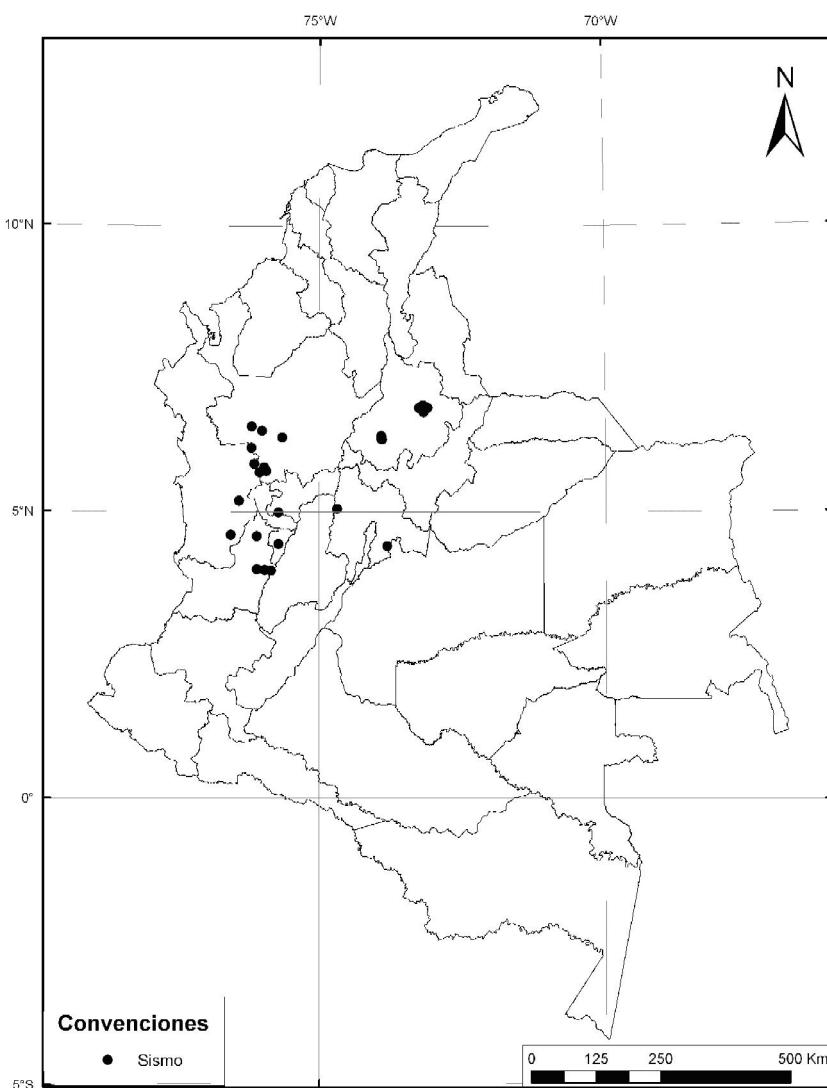
**Tabla 5.** Tiempos residuales en segundos calculados por agrupaciones de eventos para las llegadas de onda P.  $\mu$ : Media,  $\sigma$ : Desviación estándar

	$\mu$ RSNC	$\sigma$	$\mu$ PREM	$\sigma$	$\mu$ VARGAS	$\sigma$	$\mu$ IASP91	$\sigma$	Eventos
NB	-0.76	0.57	-0.69	0.58	-0.51	0.80	0.13	0.59	75
MBC	-1.65	0.46	-2.70	0.49	2.02	1.01	-0.18	0.46	6
PV	-0.85	0.23	-0.90	0.56	-0.37	0.86	0.05	0.30	6
CACs	-0.51	0.44	-0.33	0.43	-0.07	0.49	0.33	0.43	9
Cn	0.43	0.97	-0.52	1.05	3.81	0.73	1.73	1.05	11
N	-0.14	0.28	-0.78	0.62	2.60	0.86	1.11	0.52	5

**Tabla 6.** Tiempos residuales en segundos calculados por agrupaciones de eventos para las llegadas onda S.  $\mu$ : Media,  $\sigma$ : Desviación estándar

	$\mu$ RSNC	$\sigma$	$\mu$ PREM	$\sigma$	$\mu$ VARGAS	$\sigma$	$\mu$ IASP91	$\sigma$	Eventos
NB	-1.48	1.06	-0.35	1.11	-1.15	1.38	0.25	1.06	75
MBC	-3.37	1.55	-4.52	1.58	2.44	2.14	-1.14	1.56	6
PV	-1.44	1.02	-0.65	1.77	-0.78	1.26	0.28	0.97	6
CACs	-1.05	0.66	-0.52	0.86	-0.35	0.70	-0.02	0.59	9
Cn	-0.14	1.96	-1.18	2.04	5.19	1.97	1.83	2.02	11
N	0.35	0.74	-0.25	1.33	4.70	1.20	2.14	0.97	5

De acuerdo a los resultados de los análisis por cuadrantes y por agrupaciones de eventos, se puede afirmar que para los sismos provenientes del Este y Sur (NB, MBC, PV, CACs) el modelo de mejor ajuste es IASP91, mientras que para sismos provenientes del Norte y el Noroeste el modelo más apropiado es el RSNC. Estos dos modelos son los que mejor representan la estructura sísmica entre las sismofuentes y el valle de Aburrá, asumiendo que no existen anomalías locales significativas dentro del área metropolitana de Medellín.



**Figura 5.** Sismos registrados por los acelerógrafos de las RAM y RAVA

## 5.2 Residuales S-P en los acelerógrafos de la RAM y la RAVA

Farbiarz y Estrada (2004) reportan 51 sismos que han sido claramente registrados por la RAM provenientes de diferentes sismofuentes; los 113 datos donde se observan las llegadas claras de ambas fases provienen de 25 de estos sismos. En la Figura 5 puede observarse que de los 25 eventos no hay ningún sismo que provenga del Norte o Noroeste. Por consiguiente, y de acuerdo con los resultados presentados en la subsección anterior, sólo fue necesario utilizar el modelo IASP91 para hacer el cálculo de tiempos de viaje teóricos.

La Figura 6 muestra el valor promedio de los residuales para cada estación, superpuestos en el mapa geológico. Para deducir la estructura sísmica del Valle de Aburrá se analizaron los residuales medios por estación, y se discriminaron de acuerdo al basamento rocoso sobre el cual se encontrara ubicada. No se tuvieron en cuenta los depósitos recientes, pues sus espesores no son suficientemente significativos para afectar los tiempos de llegada de las ondas notablemente. La información sobre el tipo de roca basamento en cada estación se tomó de perforaciones hechas por el SIMPAD y citadas por Rendón (1999); en algunas perforaciones no fue posible encontrar el basamento, por lo que éste tuvo que ser inferido para algunas de las estaciones acelerográficas. La Tabla 7 muestra, para cada estación, el basamento inferido, la media y la desviación estándar de los residuales S-P, y el número de datos utilizado.

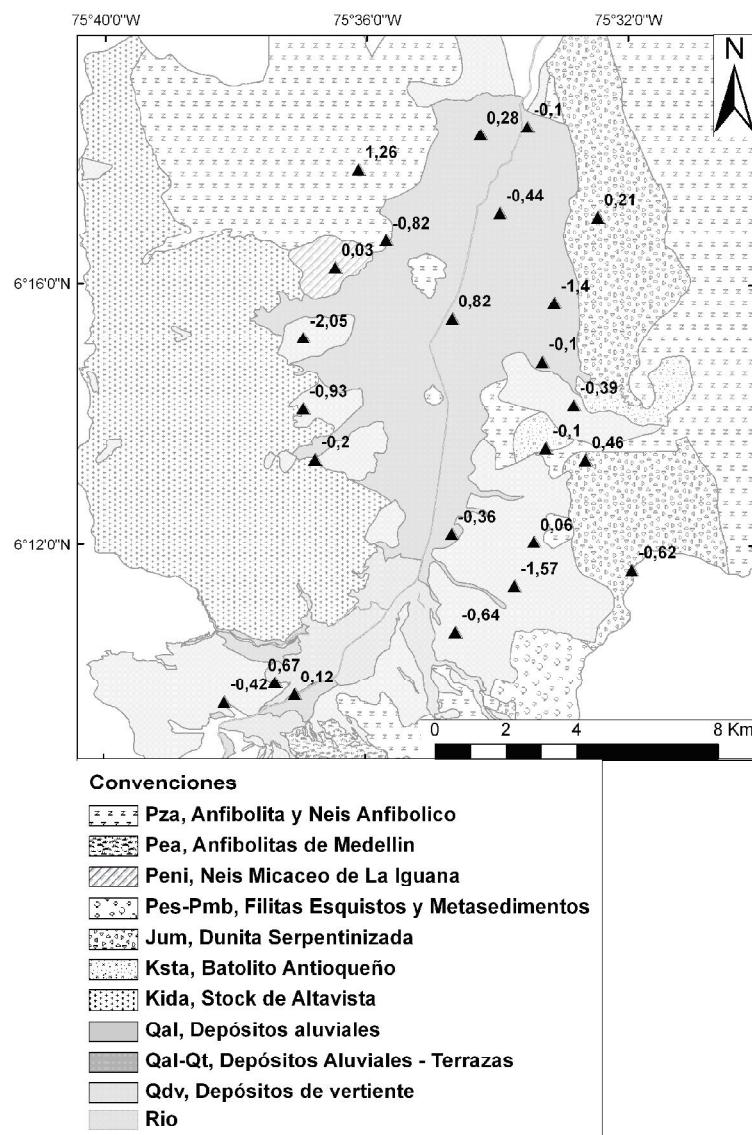


Figura 6. Mapa geológico mostrando los tiempos residuales de S-P para cada estación

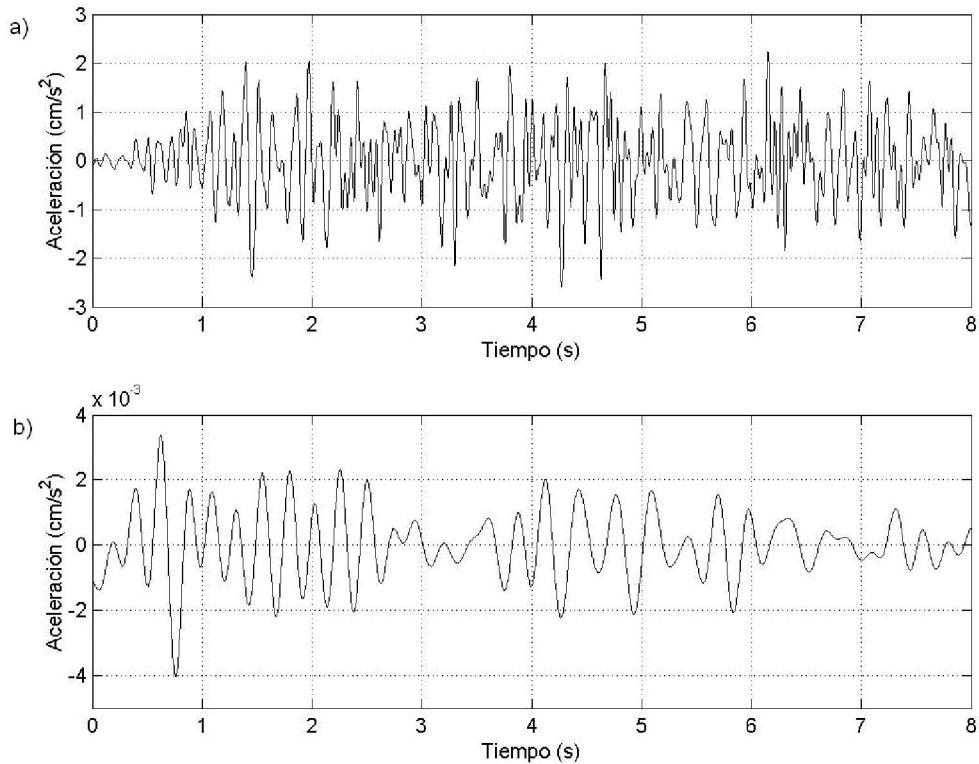
**Tabla 7.** Tipo de roca basamento para cada estación, incluyendo la media y la desviación estándar de los residuales S-P asociados a ellas. D: Documentado; I: Inferido;  $\mu$ : Media;  $\sigma$ : Desviación estándar

Estación	Basamento	D/I	$\mu$ (S-P) (segundos)	$\sigma$ (S-P) (segundos)	Tamaño muestra
MAN	Granodiorita	D	-0.20	1.37	10
UDM	Granodiorita	D	-0.93	1.18	8
POL	Granodiorita	I	-2.05	0.21	3
ECC	Gneis	D	0.03	1.08	9
FMI	Anfibolita y Neis Anfibolico	I	-0.82	1.33	5
EAU	<u>Anfibolita y</u> Neis Anfibolico	D	1.26	1.07	4
UNA	Anfibolita y Neis Anfibolico	I	0.82	0.41	3
SPE	<u>Anfibolita y</u> Neis Anfibolico	I	0.28	0.55	4
SOL	Dunita	I	-0.10	1.01	4
COM	Dunita	D	-0.44	1.96	3
ESE	Dunita	I	-0.62	1.24	7
EMO	Dunita	D	0.21	1.11	10
EVH	Dunita	I	-1.40	0.81	4
CSJ	Dunita/Diorita?		-0.10	1.10	7
EVT	Dunita	D	0.46	0.21	3
LIC	Diorita	D	-0.39	0.99	3
SEM	Diorita	D	-0.10	1.11	7
EET	<u>Anfibolita y</u> Neis Anfibolico	D	0.06	1.12	8
ISA	<u>Anfibolita y</u> Neis Anfibolico	I	-1.57	0.48	4
UEA	<u>Anfibolita y</u> Neis Anfibolico	D	-0.36	0.98	7
ITA	?		0.67	0.29	3
ANC	?		-0.42		1
SAB	?		0.12		1
ENV	<u>Anfibolita y</u> Neis Anfibolico	I	-0.64		1

### 5.3 Formas de onda en los acelerogramas

En la Figura 7 se muestra el acelerograma correspondiente al evento del 11 de diciembre de 1997, antes y después de la deconvolución; en el acelerograma de la figura 7a se muestra la componente vertical. Infortunadamente, este

método no permitió detectar discontinuidades a profundidades similares bajo diferentes estaciones, que se presenten de forma consistente en el área del valle de Aburrá, y para estaciones individuales el número de trazas disponibles es tan bajo que tampoco es posible detectar consistentemente discontinuidades en la litósfera bajo una estación en particular. Las formas de onda que se perciben reflejan una alta heterogeneidad lateral y vertical en la corteza bajo el Valle; es posible la presencia de numerosos contactos litológicos en la corteza superior, pero de geometría irregular y poca continuidad en la dirección horizontal.



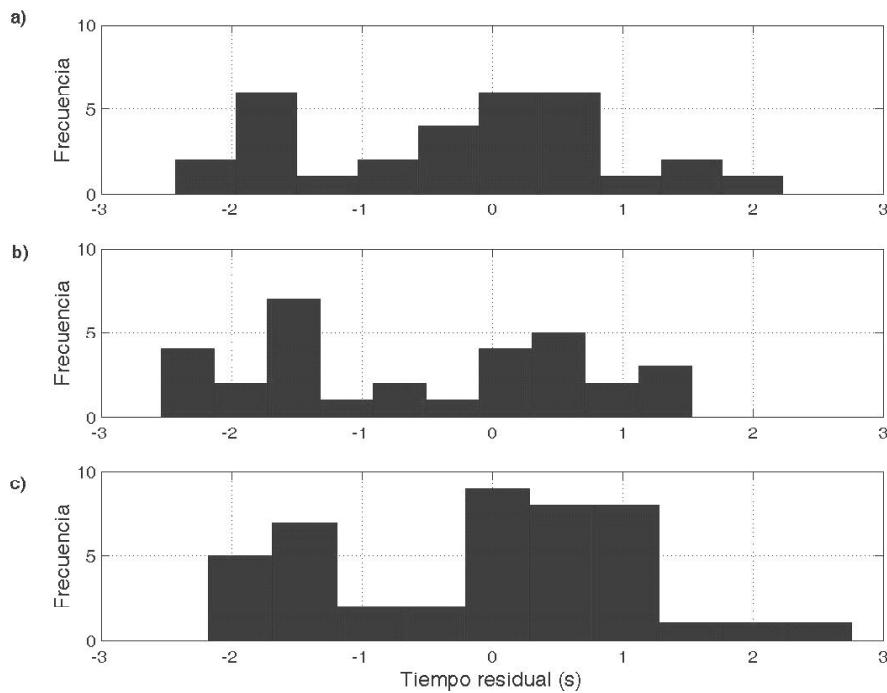
**Figura 7:** Acelerogramas en la estación EVH para el sismo en el nido de Bucaramanga generado el 11 de diciembre de 1997 (longitud: 75.94°W, latitud: 4.02°N). a) componente vertical de la aceleración, b) función receptora (véase el texto para mayor claridad)

## 6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A pesar de que las redes de acelerógrafos de Medellín y el Valle de Aburrá han sido instaladas con el fin de evaluar magnitudes de desplazamientos y aceleraciones máximas del suelo como respuesta a sismos fuertes, es también pertinente usar la información de sus registros para el estudio de la estructura de la litosfera superior. Existen algunas limitaciones, entre las que se encuentran el hecho de no tener un registro continuo en el tiempo de los movimientos del suelo (sólo se tienen registros cuando se presentan movimientos fuertes), el limitado ancho de banda de frecuencias en las que el instrumento puede registrar, la falta de instrumentos en roca y el carácter emergente de muchas de las llegadas de las ondas P y S. Los tiempos absolutos de llegada de las ondas P y S tampoco son confiables, y debe trabajarse con las diferencias de tiempos de llegada entre ambas fases en una misma traza.

En la Figura 8 se observan histogramas de los residuales de tiempos S-P para estaciones sobre dunita (Figura 8a), diorita y granodiorita (Figura 8b) y roca metamórfica (anfibolita y gneis, Figura 8c). Para estaciones en dunita el valor absoluto del residual medio por estación es menor de 1.4 s (Tabla 7), y considerando todos los residuales en estas estaciones, se percibe una ligera tendencia hacia los valores negativos (Figura 8a): La media de los residuales S-P

registrados en estaciones sobre dunita es de -0.26 s. Los residuales medios por estación para aquellos lugares en donde el basamento es diorita o granodiorita son negativos en su totalidad (Tabla 7) y el histograma mostrado en la Figura 8b muestra claramente esta tendencia hacia los residuales negativos, con un valor promedio de -0.56 s. Los residuales calculados para las estaciones asociadas al basamento metamórfico presentan amplia dispersión (Figura 8c), y el valor absoluto del residual medio por estación se encuentra por debajo de 1.57 s (Tabla 7); el valor promedio de los residuales allí registrados es cercano a cero (-0.08 s).



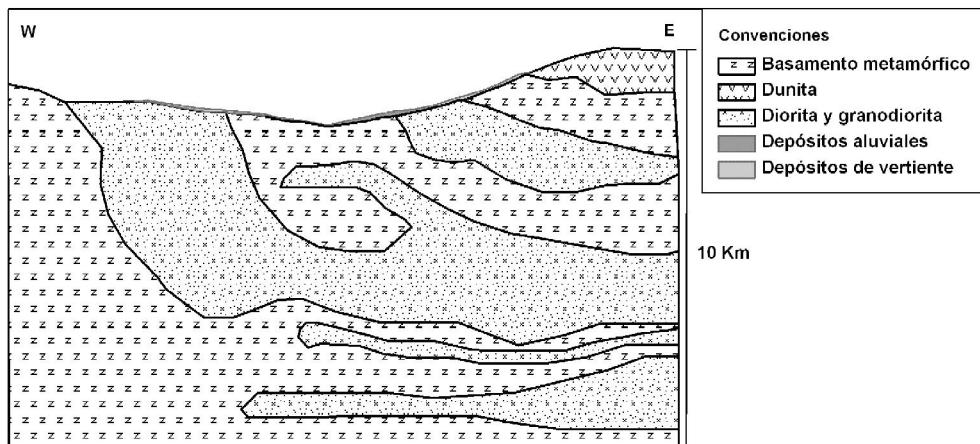
**Figura 8.** Histogramas de tiempos residuales S-P para estaciones en: a) Dunita; b) Granodiorita y Diorita; c) Anfibolita y Gneis

Es de resaltar la tendencia hacia valores negativos en los residuales S-P para las estaciones que se encuentran sobre dioritas o granodioritas. De acuerdo con la información presentada en las tablas 3 a 6, en general las ondas P y S llegan tarde en relación con lo previsto por el modelo IASP91. Estas observaciones sugieren que los residuales negativos en el tiempo S-P para estaciones sobre diorita y granodiorita (Tabla 7, Figura 8b) están probablemente asociados a un retardo menor en la llegada de la onda S que en la llegada de la onda P; es decir, los bajos valores obtenidos para los tiempos experimentales S-P responden más a una llegada tarde de las ondas P que a una llegada temprana de las ondas S. Sólo para sismos generados al SE de la red se tienen residuales negativos para las llegadas de las ondas P y S (Tablas 3 y 4), que indicarían una llegada temprana de estas fases en relación a lo que determina el modelo mencionado; en esos casos, el valor absoluto del residual medio en el cuadrante es mayor para la onda S que para la onda P, sugiriendo que residual negativo pueda deberse más a una llegada temprana de la onda S. Sin embargo, las estaciones ubicadas sobre diorita y granodiorita no registraron sismos provenientes del cuadrante SE, y puede decirse entonces que hay un retardo sistemático en la llegada de la onda P. Esto significa que los rayos deben atravesar medios que conduzcan más lentamente la onda P, que en aquellos casos en los que las estaciones están sobre basamento metamórfico o dunita. En efecto, en general las ondas P son conducidas más lentamente en rocas de tipo diorita o granodiorita que en dunitas, anfibolitas y neises anfibólicos (Press, 1966, Christensen y Mooney, 1995). Es sabido que los tiempos residuales en la llegada de las ondas P y S a una estación sísmica son debidos a anomalías en las velocidades de las ondas en el medio subterráneo en las vecindades de la fuente y/o en las vecindades del receptor. En el caso aquí presentado, se utiliza información de sismos provenientes de distintas direcciones, con caminos de rayo considerablemente diferentes, pero todos llegando al Valle de Aburrá; por esta razón, se considera que la existencia de sesgos sistemáticos en los residuales obedece con mayor probabilidad a anomalías en las vecindades del receptor, y para este caso en

particular, anomalías en la corteza en el Valle de Aburrá.

Los residuales S-P en las estaciones sobre rocas metamórficas y dunitas no presentan una tendencia tan clara hacia residuales positivos o negativos (Figuras 7 y 8). Estas rocas conducen las ondas sísmicas a mayor velocidad que rocas tipo diorita o granodiorita. Sin embargo, la tendencia de las estaciones en dunita hacia residuales negativos podría estar indicando la presencia de materiales granodioríticos en la corteza debajo de dichas estaciones. Las estaciones que se encuentran sobre el basamento metamórfico no revelan un sesgo apreciable en los residuales S-P; esto sin duda sugiere una gran heterogeneidad al interior de la corteza, en donde el material ígneo probablemente está intruyendo el basamento metamórfico de manera irregular. La falta de regularidad en las trazas obtenidas luego de la deconvolución de la señal sísmica y la ausencia de contrastes notables en la amplitud de dichas trazas (Figura 7) obedece probablemente a la heterogeneidad litológica y la presencia de masas ígneas intrusivas, distribuidas irregularmente en el interior de la corteza bajo el Valle de Aburrá.

Chica et al. (2003) plantean una hipótesis sobre posibles modelos de distribución geométrica en la corteza de los diferentes cuerpos geológicos aflorantes. Se observa allí un predominio de las rocas metamórficas en los 15 kilómetros más superficiales en la corteza. Lo que los nuevos resultados sugieren es que hay una mayor presencia de material ígneo de naturaleza calco-alcalina intruyendo el basamento metamórfico en el interior de la corteza en la zona del Valle de Aburrá, y que este material está presente incluso bajo lugares donde no aflora el Batolito Antioqueño ni ninguno de los cuerpos genéticamente relacionados con él. La Figura 9 muestra, de manera ampliamente especulativa, un esquema de la manera en la cual el basamento metamórfico puede estar intercalado con las masas ígneas. Es de aclarar que no se trata de un perfil geológico a escala, sino de un esquema que muestra la concepción de los autores de la estructura de la corteza superior bajo el Valle de Aburrá en la dirección EW.



**Figura 9:** Perfil esquemático de la corteza superior en el Valle de Aburrá en dirección EW. Nótese la intercalación de material ígneo con el basamento metamórfico

## AGRADECIMIENTOS

Los autores manifiestan sus agradecimientos al profesor Yosef Farbiarz y al personal del Centro de Proyectos e Investigaciones Sísmicas (CPIS) por su ayuda y soporte continuo, y el suministro de los datos de la RAM hasta el año 2007; al profesor Juan Diego Jaramillo, por su ayuda en el análisis de las formas de onda, la valiosa información técnica acerca de las estaciones acelerográficas, y el suministro de los datos de la RAVA; y a la profesora Verónica Botero, por su asesoría en el uso de un Sistema de Información Geográfica para el manejo de los datos. Los autores agradecen también a dos revisores anónimos del manuscrito, cuyas apreciaciones contribuyeron en gran medida al mejoramiento de su calidad. Este trabajo se realizó con fondos de la Dirección Nacional de Investigación (DINAIN) de la Universidad Nacional de Colombia, código académico 90501004.

## BIBLIOGRAFÍA

- Adams, B.M. and Jaramillo, J.D., 2002, A two dimensional study on the seismic response of the Aburrá Valley, Medellín, Colombia, *Bulletin Of The New Zealand Society For Earthquake Engineering*, 35(1), pp. 17-41.
- Álvarez, J., 1987, Tectonitas dunitas de Medellín, Departamento de Antioquia, Colombia, *Boletín Geológico INGEOMINAS*, 28(3), pp. 9-44.
- Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2007, Microzonificación y evaluación del Riesgo Sísmico del Valle de Aburrá, Publicación Institucional, No. 29, 184 P.
- Beck, S. and Zandt, G., 2002, The nature of orogenic crust in the central Andes, *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), doi:1029.2000JB000124.
- Calkins, J., Zandt, G., Gilbert, H.J. and Beck, S., 2006, Crustal images from San Juan, Argentina, obtained using high frequency local event receiver functions, *Geophysical Research Letters*, 33, doi:1029.2005GL025516.
- Correa, A.M. y Martens, U.C., 2000, Caracterización geológica de las anfibolitas de los alrededores de Medellín. Trabajo dirigido de grado Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, Facultad de Minas.
- Crotwell, H.P., Owens, T.J. and Ritsema, J., 1999, The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters*, 70, pp. 154-160.
- Chica, A., Buitrago, J.A., Monsalve, G. y Morales, J., 2003, Codificación sismológica de un segmento de la falla Cauca-Almaguer y sus aplicaciones en el Departamento de Antioquia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 27(102), pp. 54-69.
- Christensen, N.I. and Mooney, W.D., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *Journal of Geophysical Research*, 100, pp. 9761-9788.
- Dueker, K.D. and Sheehan, A.F., 1997, Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track, *Journal of Geophysical Research*, 102, pp. 8313-8327.
- Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L., 1981, Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, pp. 297-356.
- Ego, F., Sébrier, M. and Yepes, H., 1995, Is the Cauca-Patia and Romeral Fault System left or right lateral, *Geophysical Research Letters*, 22(1), pp. 33-36.
- Farbiarz F. J. and Estrada R. B.E., 2004, Cómo vibra nuestro suelo: red acelerográfica de Medellín, *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 16, pp.81-90.
- González, H., 2001, Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. Memoria Explicativa, Escala 1:400.000. INGEOMINAS.
- González, H., 2002, Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. Neis de La iguana. INGEOMINAS.
- Grupo de Sismología de Medellín, 1999, Instrumentación y microzonificación sísmica del área urbana de la ciudad de Medellín, Medellín, Colombia, 135 P.
- Kellogg, J. and Vega, V., 1995, Tectonic development of Panamá, Costa Rica and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. En: Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean plate Boundary in Southern Central America*, Special Paper, vol. 295. Geological Society of America, pp. 75- 90.
- Kenett, B.L.N. and Engdahl E.R., 1991, Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophysical Journal Internacional*, 122, pp. 429-465.
- Langston, C.A., 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *Journal of*

- Geophysical Research, 84, pp. 4749-4762.
- Maya, M., 1992, Catálogo de Dataciones Isotópicas en Colombia, Boletín Geológico INGEOMINAS, 32(1 - 3), pp. 127 - 187.
- Ojeda, A. and Havskov, J., 2001, Crustral Structure and local seismicity in Colombia. Journal of Seismology, 5, pp. 575 - 593
- Ordóñez, O. y Pimentel, M., 2001, Consideraciones geocronológicas e isotópicas del Batolito Antioqueño. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 25, pp. 27-35.
- Page, W.D., 1986, Geología sísmica y sismicidad del norte de Colombia. Woodward-Clyde consultants, ISA, Integral. Medellín, Colombia.
- Pennington, W.D., 1981, Subduction of the East Panama Basin and Seismotectonics of the northwestern South America, Journal of Geophysical Research, 86, pp. 10753-10770.
- Press, F., 1966, Seismic Velocities. En: S.P. Clark, Jr. (Editor). Handbook of Physical Constants. Geological Society of America. Memoir 97, pp. 195- 221.
- Rendón, D. A., 1999, Cartografía y caracterización de las unidades geológicas de la zona urbana de Medellín. Trabajo Dirigido de Grado Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, Facultad de minas.
- Restrepo, I. y Chica, A., 2003, Importancia de considerar la corteza no homogénea en sismología, Dyna, 70(139), pp. 59-67.
- Restrepo, J.N. y Mesa, L.E., 1988, La Falla Romeral y sus implicaciones estructurales y geotécnicas entre Caldas y La Estrella (Antioquia). Trabajo Dirigido de Grado Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, Facultad de Minas. Medellín.
- Restrepo, J. J. y Toussaint, J. F., 1982, Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central de Colombia. V Congreso Latinoamericano de Geología. Buenos Aires, pp. 1-8.
- Restrepo, J. J. y Toussaint, J. F., 1984, Unidades litológicas de los alrededores de Medellín. En: Conferencia sobre Riesgos Geológicos del Valle de Aburrá, pp. 1-26.
- Restrepo, J.J. and Toussaint, J.F., 1988, Terranes and continental accretion in the Colombian Andes, Episodes, 11, pp. 189-193.
- Rodríguez, G. y Montoya, A.T.C., 1993, Evolución magmática del Stock de Altavista. En: Memorias VI congreso colombiano de Geología, Tomo II, pp. 497-514.
- Trenkamp, R., Kellog, J.N., Freymueller, J.T. and Mora, H.P., 2002, Wide plate margin deformation, Southern Central America and Western South America, CASA GPS observation, Journal of South American Earth Sciences, 15, pp. 157-171.
- Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, Cornare, Corantioquia y Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2007, Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca del Río Aburrá (POMCA), Informe final.
- Vargas, C. A., Ugalde, A., Pujades, L. y Canas, J.A., 2003, Tomografía Sísmica Local del Territorio Colombiano. Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería , 19(3), pp. 255 - 278.
- Vargas, C.A., Pujades, L.G. and Montes, L., 2007, Seismic structure of South-Central Andes of Colombia by tomographic inversion, Geofísica Internacional, 46(2), pp. 117-127.

