

LA CONVERGENCIA DE PLACAS EN EL NOROCCIDENTE SURAMERICANO Y EL ORIGEN DEL NIDO DE BUCARAMANGA*

por

Carlos E. Coral-Gómez**

Resumen

Coral, C.E.: La convergencia de placas en el Noroccidente Suramericano y el origen del Nido de Bucaramanga. Rev. Acad. Colomb. Cienc. 17 (66): 521-529, 1990. ISSN 0370-3908.

El "Nido de Bucaramanga" corresponde a una de las regiones más sismoactivas del mundo. Se presenta la hipótesis de que el "Nido" apareció como consecuencia de una alta concentración de esfuerzos causada por la convergencia hacia el Bloque Andino de las placas litosféricas mayores de la región (Caribe, Nazca y Suramérica). La existencia del "nido" se explica no como un caso particular o aislado de subducción, sino como una manifestación propia de la sismicidad derivada de la convergencia de placas.

Abstract

Due to its characteristics of seismicity, the "Bucaramanga Earthquake Nest" (BEN), is considered one of the most seismoactive regions not only of South America, but of the entire world. Although there exist diverse explanations of the "BEN" connected with the subduction of a plate, or segment of it, the knowledge of its origin and related geodynamic processes remain an open question. The results recently obtained by the author suggest the hypothesis according to which, the "BEN" could appear as a consequence of a high concentration of tectonic stress caused by the convergence toward the Andean Block of the three major lithospheric plates of the region: Caribbean, Nazca and South America. In the frame of this hypothesis, the occurrence of the "BEN" could not be considered as an isolate or particular case of subduction, but as the natural manifestation of seismicity derived from the convergence of plates.

* Trabajo ganador del "Premio Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 1987" convocado en el área de Ciencias de la Tierra. Se publica la primera parte; en una próxima entrega se concluirá su publicación.

** Geofísico (Ph. D.) Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, A.A. 14490, Bogotá, D.E.

Introducción

... Es preferible mantener una hipótesis que en el futuro pueda resultar errónea, a no mantener ninguna.

D. Mendeleiev.

Es de común conocimiento que el proceso sísmico de una región está determinado por la forma en que se desarrollan y combinan los procesos de acumulación continua de esfuerzos tectónicos en el interior de la Corteza terrestre y el Manto superior, y la liberación de éstos en el momento del terremoto. Dicho de otra manera, el transcurso del proceso sísmico de una región dada está definido completamente por la naturaleza de los campos de esfuerzos elásticos presentes en ella. Los resultados de múltiples investigaciones muestran que el proceso de aparición y distribución de los esfuerzos elásticos en el cuerpo de nuestro planeta es demasiado complicado y depende de una gran cantidad de factores. Se ha establecido particularmente, que la estructura geologo-tectónica de la región y las propiedades fisicomecánicas de las rocas que la conforman, desempeñan un papel muy importante en la formación y distribución de los campos de esfuerzos elásticos que originan los terremotos. De lo anterior se desprende que para resolver con éxito el problema del pronóstico de terremotos tanto en su forma operativa o "estratégica", a corto tiempo, como en su forma cartográfica o "zonación sísmica", a largo plazo; no es suficiente estudiar sólo la variación de diferentes parámetros sísmicos en la superficie terrestre, sino que se hace necesario, además, estudiar la estructura del medio donde se suceden los fenómenos sísmicos y su interrelación con los diferentes bloques o estructuras tectónicas que lo rodean y que conllevan a la acumulación de la energía elástica, cuya liberación repentina produce los terremotos.

Aunque hasta los momentos actuales se ha acumulado una cantidad apreciable de datos y existen algunas ideas acerca de la sismicidad y riesgo sísmico en Colombia, aún no se han estudiado suficientemente los procesos físicos que ocurren en los focos de los terremotos colombianos, ni tampoco se han analizado las relaciones que pueden existir entre los focos sísmicos y las características específicas de la estructura profunda como son la composición, estado de compresión y otras propiedades físicas del medio geológico.

El presente trabajo pretende avanzar un poco en el conocimiento de las principales causas tectono-físicas que originan los terremotos en Colombia. En él se analizan las características particulares de la sismicidad en la región de Santander y se discuten los posibles mecanismos tectónicos que podrían originarla.

Condiciones profundas de la sismicidad en la región de Santander

El Departamento de Santander es una de las regiones sísmicas más activas del territorio colombiano. En esta región se localizan los focos sísmicos de profundidad intermedia denominados "Nido de Bucaramanga", el cual, por sus características, se hace semejante a las zonas focales del Indo-Kush en Afganistán y de Branchea en los Cárpatos orientales, Rumania. La existencia de este tipo de fuentes sísmicas es un fenómeno aislado en la sismicidad de las regiones continentales no sólo de Suramérica sino del mundo entero.

El área epicentral de Santander se localiza en la falda occidental de la Cordillera Oriental, en una latitud donde las cadenas montañosas que forman los Andes colombianos alcanzan su mayor anchura. Dicha región se caracteriza por el cambio repentino de rumbo, que experimenta la Cordillera Oriental, al variar su orientación de NE a NO. (Fig. 1).

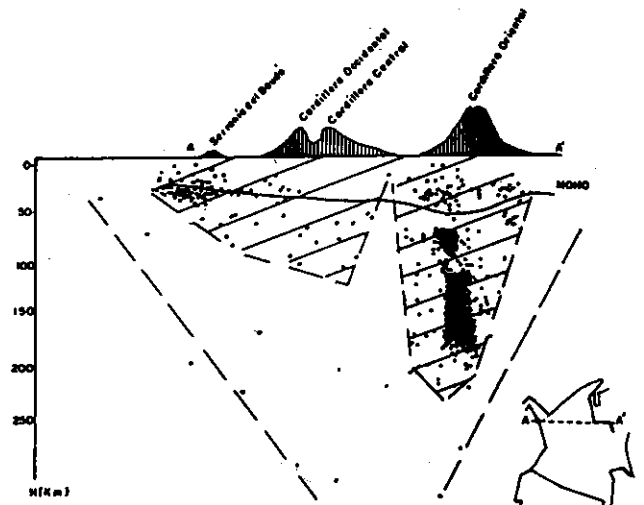
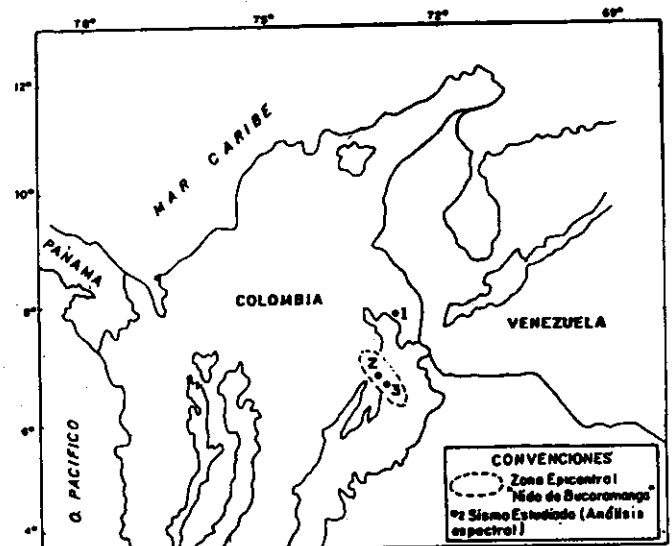


Figura 1. Zona epicentral de la región de Santander (Nido de Bucaramanga) y perfil esquemático de la corteza y el manto y su relación con la sismicidad. (Coral-Gómez 1985b, 1987).

El investigador colombiano Gómez-Padilla (1980), ha notado que la dirección general de la zona sísmica de Santander coincide con la dirección del cauce de los ríos Chicamocha y Sogamoso. Según el mencionado autor, dicha dirección podría estar asociada con cierta zona tectónica de especial importancia dentro de la Cordillera Oriental, ya que precisamente en el lugar en que esta Cordillera cambia su orientación, cerca de las coordenadas 72.3W y 6.5N, empieza la franja sísmica y además, se levanta la cumbre de mayor altura de la Cordillera Oriental: el Pico Ritacuba (5.493 m) en la Sierra Nevada del Cocuy.

El territorio de la zona epicentral alrededor del Nido de Bucaramanga se caracteriza por un alto grado de fracturamiento y múltiples plegamientos y fallas. Además, de las fallas principales existe una serie de fallas de segundo orden que cruzan la región en diferentes direcciones. Paralelamente a la Cordillera Oriental se extienden las principales fallas de la región, conocidas como falla Santa Marta-Bucaramanga y la falla Suárez, con rumbos en dirección Noroeste y Noreste respectivamente. Algunos trabajos de campo realizados recientemente en la región de Bucaramanga han señalado que las fallas Santa Marta-Bucaramanga, Suárez y además las fallas Boyacá-Belén, Gachetá-Chicamocha, Carmen, San Vicente y Salinas muestran actividad tectónica en el cuaternario. Con excepción de la falla Santa Marta-Bucaramanga, todas las fallas nombradas son fallas inversas con desplazamientos en dirección del buzamiento y una posible componente de rumbo sinistral. La falla Santa Marta-Bucaramanga también es inversa pero el desplazamiento principal es de rumbo sinistral (Woodward-Clyde Consultants, 1982).

En el diagrama rosa de fracturas-unidad de la región estudiada (Coral-Gómez, 1987), se ve claramente un prominente máximo en dirección Noreste, el cual corresponde a la dirección general del rumbo de fracturamiento de la región. También se hace visible un máximo de dirección noroeste que coincide con el rumbo de la falla Santa Marta-Bucaramanga.

La zona de mayor actividad sísmica en Santander está limitada a un área relativamente pequeña, cerca de unos 10.000 Km², entre las coordenadas 72.5 - 73.5 W y 6.3 - 7.3 N, aproximadamente (Fig. 1). La distribución de la densidad focal en la región muestra que la gran mayoría de los terremotos con magnitud Ms mayor que 4.0 tiene su origen en una zona de profundidad intermedia entre los 140 y 170 km (Coral-Gómez, 1985a, b). Sólo en el intervalo de tiempo entre 1964 y 1973, la Oficina para la Localización de Epicentros (USA), informó de 180 terremotos con epicentros en esta región y profundidades entre 140 y 175 Km y magnitudes mayores o iguales a 4.2.

Estudios del proceso sísmico temporal (Coral-Gómez, 1985b) han mostrado que la distribución

del número de terremotos en el tiempo no es constante, sino que se observa un crecimiento cuasi-periódico de la actividad sísmica con relación a un cierto nivel promedio. En los terremotos de la litósfera ($H < 100$ Km), se puede apreciar claramente una agrupación notable en intervalos de tiempo aproximadamente iguales a 4 años, mientras que los terremotos de mayor profundidad ($H \geq 100$ Km) parecen agruparse en intervalos de 7 a 8 años aproximadamente. Este crecimiento periódico de la sismicidad no se puede considerar como la presencia de premonitores (foreshocks) ni réplicas (aftershocks) de un terremoto mayor, ya que en la región no se registran terremotos de gran magnitud y además el aumento de la sismicidad se prolonga por tiempo bastante largo.

Esta forma de distribución temporal de sismos, con largos períodos de aumento en la frecuencia sísmica, es semejante al tercer tipo en la clasificación de Mogi (1963) o sea, el número de terremotos en la unidad de tiempo crece hasta un máximo, el cual se sostiene durante algún tiempo y luego decrece sin que se presente una "sacudida" fuerte principal.

Los perfiles verticales de la zona sísmica de Santander (Fig. 2) ilustran muy bien la ubicación espacial de los hipocentros aglomerados más continuamente en el intervalo de 120 a 180 Km. Como se ve en los perfiles levantados en diferentes direcciones azimutales, es difícil escoger una dirección concreta de la zona de Benioff, por la cual pudiera sumergirse alguna placa litosférica como se ha propuesto por diferentes autores (Santo, 1969; Dewey, 1962; Isacks, Molnar, 1971; Pennington, 1981). Vale la pena recordar que los citados autores no llegaron a un común criterio acerca de la dirección de subducción y del carácter de interacción entre las placas litosféricas propuestas para esta región. Esta situación contradictoria es, posiblemente, un resultado del análisis incompleto que se ha hecho de la configuración particular de la zona focal que se observa, la cual forma una especie de "cuña", con su vértice en la región del Nido de Bucaramanga.

Los focos más profundos ($H \geq 100$) se separan de los focos corticales por una capa delgada casi asísmica. Además, la mayor porción de energía sísmica se libera de los focos profundos localizados en el Manto superior.

La distribución focal y de energía sísmica liberada según la profundidad, (Fig. 3) ilustra claramente la existencia de dos regiones o capas sísmicas que se diferencian entre sí por la intensidad o rapidez con que liberan la energía elástica acumulada. Así por ejemplo, durante el período de tiempo de 1958 a 1978, de 509 terremotos registrados con magnitud mayor o igual a 3.5, sólo 65, o sea, aproximadamente el 12% de todo el conjunto, tenían profundidad focal menor a 100 Km. También se debe anotar que en dicha zona se registra una gran

cantidad de sismos pequeños, cerca de 300 por mes, cuya profundidad, en la mayoría de los casos, es difícil de encontrar.

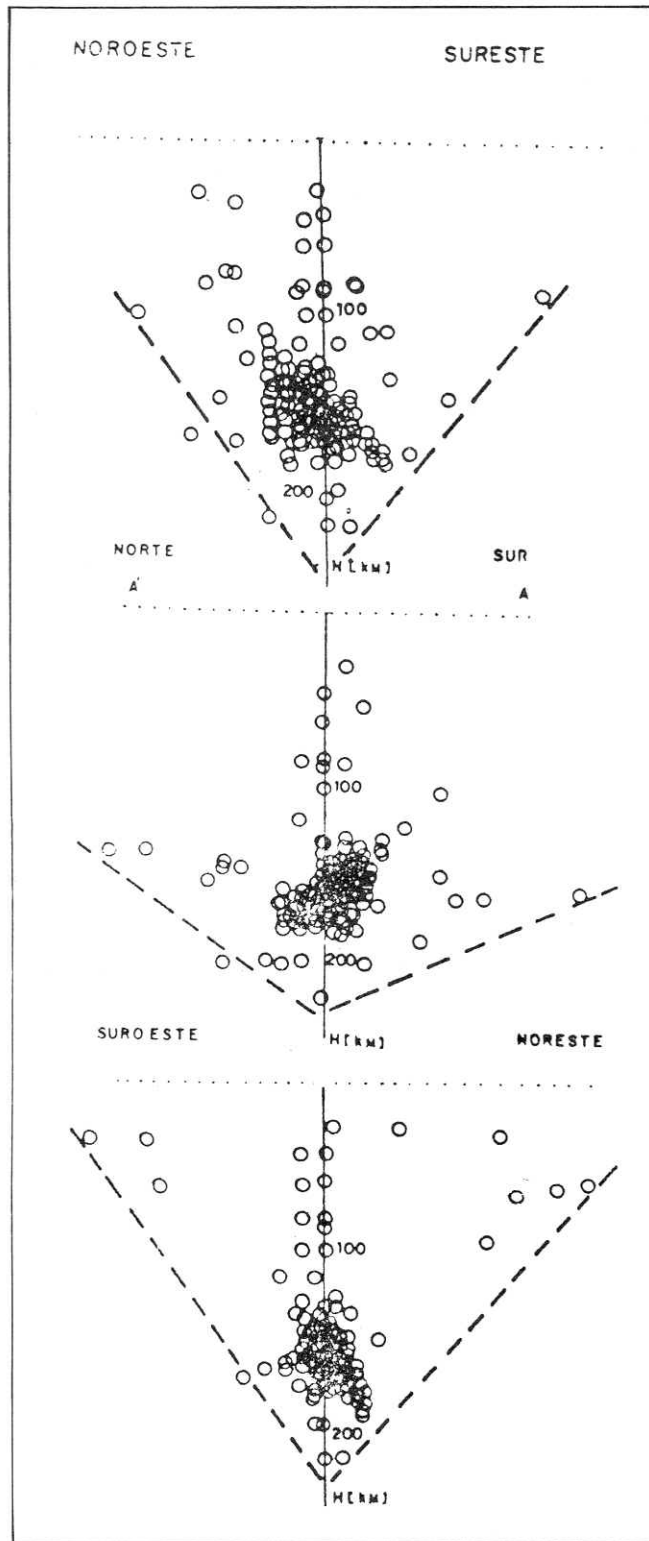


Figura 2. Perfiles verticales de sismicidad en la zona sísmica de Santander.

Este crecimiento anormal de la liberación de energía sísmica con la profundidad que manifiesta una alteración de la regla generalmente observada en la mayoría de las regiones sísmicas del mundo, también se observa en la zona sísmica de Branchea en los Cárpatos Orientales (Karnik, 1971). Es natu-

ral esperar que las propiedades específicas de la estructura de la Corteza y el Manto superior de la zona se encuentren reflejadas en las características particulares de distribución de los focos sísmicos en la región de Santander.

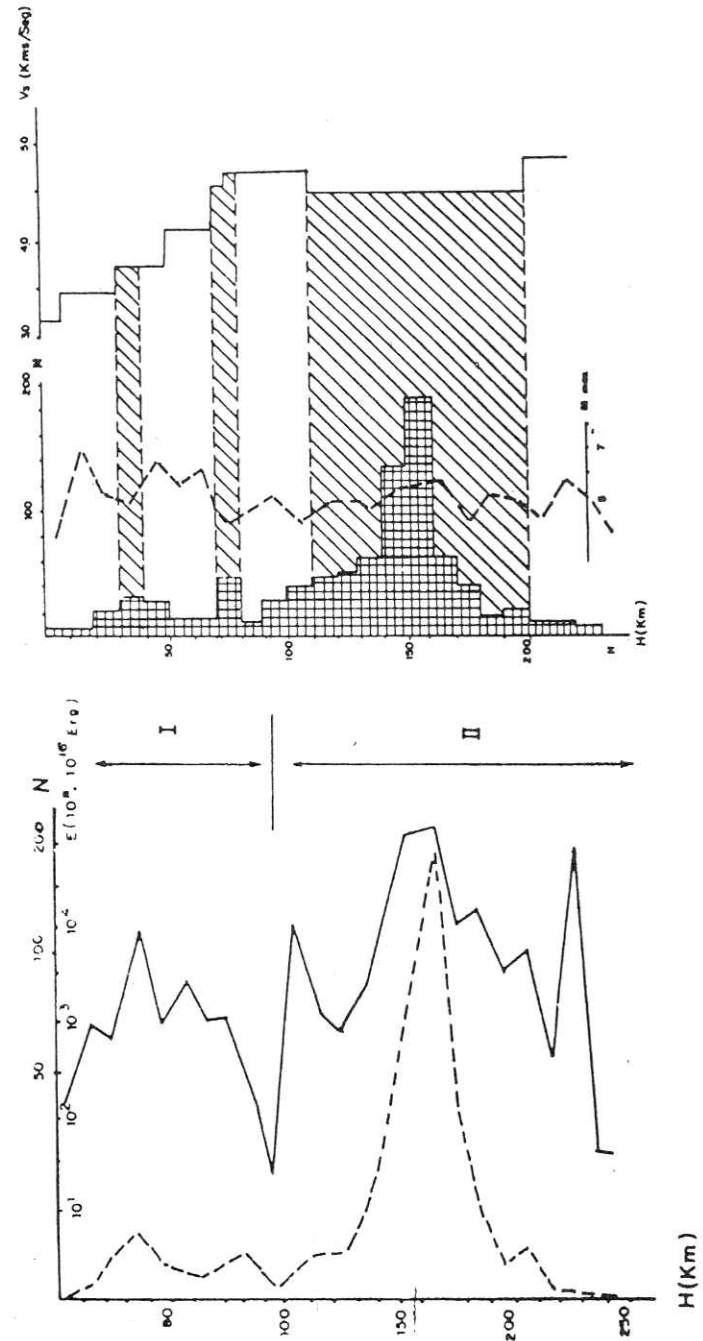


Figura 3. Distribución de la sismicidad y la energía sísmica liberada con la profundidad en la región de Santander y modelo de velocidades en la Cordillera Oriental. (Colar-Gómez, 1985b).

El estudio de la propagación de ondas sísmicas superficiales permitió encontrar la distribución de velocidad de las ondas transversales en el Manto superior para la trayectoria Quito-Bogotá (Leeds, 1977). Los resultados obtenidos indican la existencia de una zona de bajas velocidades a profundidades entre 110-200 Km, dentro de la cual, la disminución en la velocidad de las ondas transversales alcanza 0.2 Km/seg.

Coral-Gómez (1985a, b; 1987) ha mostrado que existe cierta correspondencia entre las características de velocidad de la Corteza y del Manto superior con la distribución de la sismicidad en profundidad (Fig. 3). Como se puede observar en la Fig. 3, el "canal de onda" o zona de bajas velocidades del Manto superior en la Cordillera Oriental, le corresponde el máximo de focos sísmicos, como también el máximo de la energía sísmica liberada por los terremotos del Nido de Bucaramanga.

En contraste con lo anterior, **Pennington et al.** (1981), establecieron que la zona sísmica del Nido de Bucaramanga presenta elevados valores del coeficiente de calidad Q , mayores que 1.000, lo cual es característico de zonas litosféricas rígidas, que transmiten muy bien la energía sísmica. Los autores nombrados (**Pennington et al.**, 1981), también mostraron que los registros sísmicos de focos localizados "encima" del Nido, se diferencian de los registros típicos de terremotos asignados al Nido propiamente dicho. Los sismogramas de terremotos ubicados "dentro" del Nido tienen un carácter más complejo que los sismogramas de los sismos externos a él. Una diferencia análoga en los registros de sismos localizados a diferente profundidad también fue observada por **Shebalin (Dobriev, Shukin, 1974)** en la región sísmica de Branchea en los Cárpatos Orientales. Este hecho parece indicar ante todo, diferencias en la complejidad del proceso sísmico a diferentes profundidades.

Por su parte, el resultado del estudio de parámetros focales mediante análisis espectral (**Coral-Gómez, Sarmiento, 1986**), mostró valores muy bajos en la caída de esfuerzos en los sismos del Nido, lo cual podría indicar que la actividad sísmica se concentra en una zona bastante "frágil", no apta para acumular grandes esfuerzos. Además, el análisis tectonofísico de los mecanismos focales de 4 eventos sísmicos localizados a profundidades del Nido de Bucaramanga (**Coral-Gómez, 1985b, 1987**) muestra soluciones compatibles con esfuerzos compresivos concentrados en la zona.

Discusión

Las particularidades observadas en el comportamiento del proceso sísmico a diferentes profundidades, así como también la relación de la sismicidad con las propiedades mecánicas de la estructura profunda de la región de Santander, nos inducen a suponer la existencia de ciertas diferencias, tanto laterales como verticales, de las características físicas y de composición de las regiones litosféricas y del Manto que toman parte en la formación de la zona focal.

Investigaciones sísmicas detalladas, dirigidas a estudiar las inhomogeneidades horizontales del Manto superior en algunas regiones sísmicas del Planeta (**Kanamori, 1971; Barazangi, Isacks, 1971; Kuzin, 1972; Vinnik et al., 1974; 1975**) muestran

que las zonas focales de terremotos de intermedia y mayor profundidad, se caracterizan por tener velocidades de ondas sísmicas relativamente altas en comparación con las velocidades bajas del Manto en los bloques adyacentes. Las zonas focales, con las cuales están asociadas los terremotos intermedios, por lo general, se muestran en forma de embudo, o cuña de alta velocidad, con profundidades que van desde las primeras decenas de kilómetros hasta 150 — 200 Km. Este tipo de estructura de zona focal se encuentra especialmente en el Pamir Indo Kush y en los Cárpatos (**Vinnik et al., 1977; Shukin, Liustij, 1981**).

Como se sabe, el Pamir-Indo Kush se presenta como un nudo tectónico muy complejo ubicado en el empalme de una serie de cadenas montañosas del cinturón Alpino-Himalayo, en el Asia Central. Una de las características particulares de esta región es la existencia de una reducida zona de extraordinaria actividad sísmica ubicada en el Manto superior hasta una profundidad de unos 300 Km., la cual se concentra en límites de unos 100 Km. de ancho por unos 300 Km. de largo en dirección NE — SW.

La zonación de velocidades de ondas sísmicas longitudinales en el Manto superior del Pamir-Indo Kush (**Vinnik et al., 1977**), muestra como resultado un bloque interno con elevada velocidad de propagación de las ondas sísmicas, en cuyo borde nororiental se encuentra la región sismoactiva del Manto superior.

Observaciones sismológicas realizadas en Tadjikistán (URSS) muestran que los registros de los terremotos de la zona Pamir-Indo Kush, localizados a profundidades mayores de 70 Km indican altas frecuencias (10—20 Hz). La producción de tan altas frecuencias exige la existencia de altos valores en el factor de calidad mecánica Q del Manto superior, mientras que por lo general se ha notado que en el Manto superior el factor Q es bastante bajo. El conjunto de datos análogos obtenidos en las estaciones sismológicas de la India y Pakistán, a partir de los sismos del Indo Kush, también señalan que, a diferencia de la situación observada en las áreas insulares oceánicas, la zona sismoactiva del Indo-Kush está rodeada de una vasta zona de elevado valor de Q , no menor de 1 000 (Fig. 4) (**Shukin, Liustij, 1981**).

De acuerdo con **Vinnik et al. (1977)**, el bloque "rígido" de alto factor de calidad mecánica, el cual se encuentra rodeado de un material "blando", está sometido a la acción de esfuerzos tectónicos que se concentran en su borde oriental, provocando, de esta manera, la alta sismicidad observada en la zona. Al parecer, los esfuerzos se originan por una compresión horizontal, relacionada, posiblemente, con las principales fuerzas compresionales del Cinturón Himalayo.

Un cuadro semejante se observa en la región de Branchea en los Cárpatos Orientales en Rumania.

Es conocido que en la región donde la estructura montañosa Alpina de los Cárpatos Orientales cambia su orientación de noroeste a suroeste, existe una pequeña área donde se concentran los epicentros de la zona focal de Branchea. Los hipocentros de los terremotos se localizan más comúnmente en el intervalo de 100–150 Km de profundidad, de donde se desprende también, el mayor porcentaje de energía sísmica.

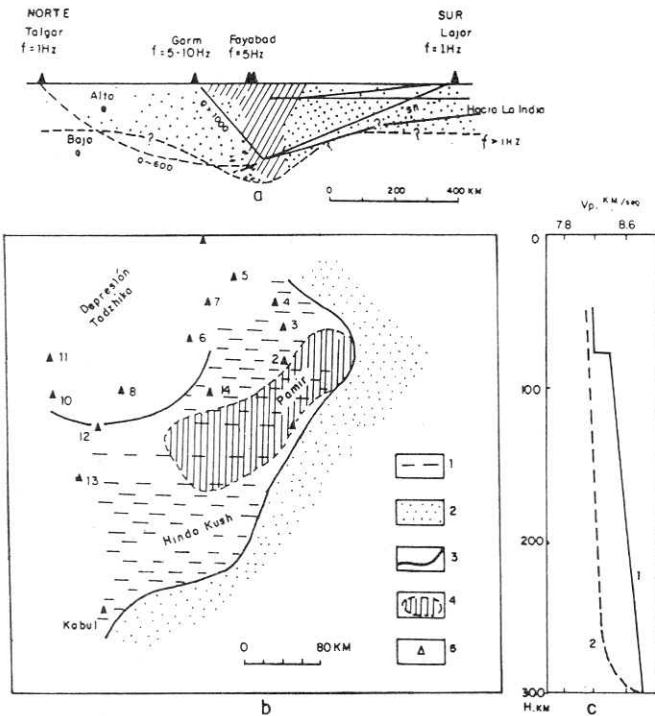


Figura 4. Caracterización de la zona focal del Pamir-Indo Kush. a. Perfil esquemático de la zona de alto factor de calidad Q. b. Inhomogeneidades de velocidad en el Manto. 1. Zona de alta velocidad; 2. Zona de baja velocidad; 3. Límite de bloques; 4. Zona de mayor actividad sísmica; 5. Estaciones sismológicas. c. Perfiles de velocidad para los bloques del manto. 1. Zona focal de alta velocidad; 2. Zona periférica de baja velocidad (Adaptado de Vinnik et al, 1977; Shukin, Liustij, 1981).

Ya en 1965 T. Yosif analizó el problema de la existencia de una capa de bajas velocidades en el Manto superior del territorio rumano. Con base en curvas hodocronas de ondas longitudinales y transversales fueron definidas las velocidades de las ondas sísmicas longitudinales y transversales en el Manto superior de la región, las distribuciones de velocidad obtenidas permitieron establecer la disminución de velocidades a profundidades entre 100–150 Km. Para las ondas P, esta disminución es casi imperceptible y se encuentra en los límites de exactitud de las medidas, pero para las ondas S, se expresa con mayor claridad alcanzando un valor de 0.2 Km/seg (Fig. 5) (Dobrev, Shukin, 1974).

Investigaciones más detalladas acerca de la distribución de velocidades de las ondas sísmicas longitudinales en la zona de Branchea pusieron de manifiesto un efecto de crecimiento de la velocidad de la onda P a profundidades de 100–170 Km. El

valor de velocidad encontrado es semejante a los valores característicos de los bloques litosféricos con estructura de tipo “plataforma” (Shukin, Liustij, 1981).

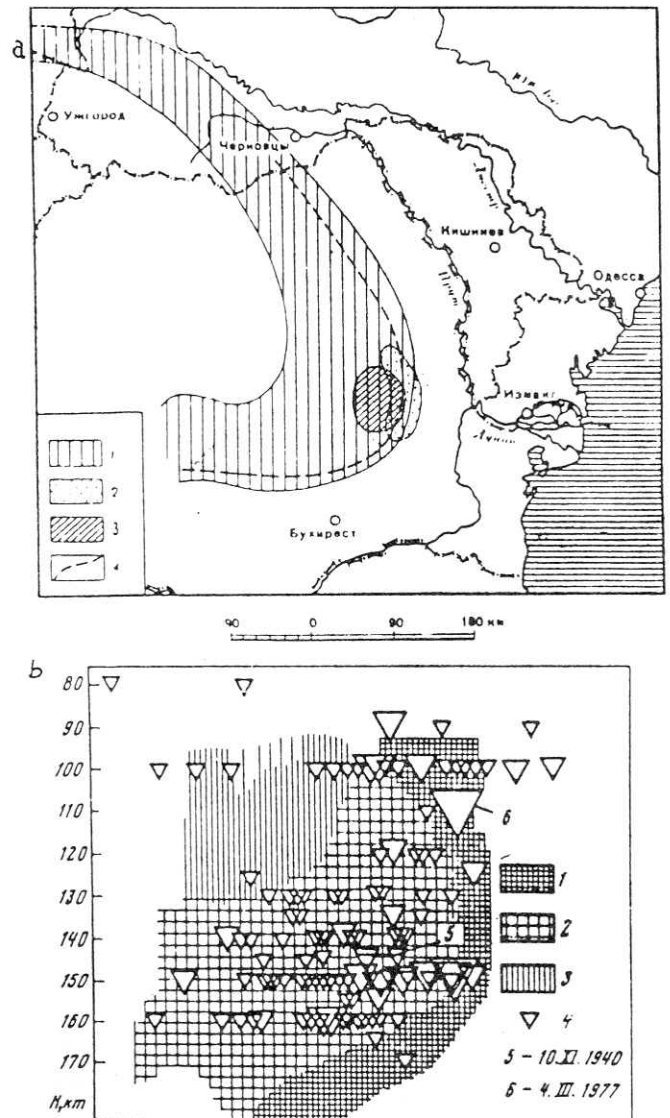


Figura 5. Caracterización de la zona focal branchea. a. Esquema de los principales elementos sismotectónicos. 1. Curvatura de los Cárpatos Orientales; 2. Región de máximo hundimiento del pie de monte Precarpatíco; 3. Zona epicentral de fuertes terremotos de profundidad intermedia; 4. Falla profunda principal. b. Comparación del perfil de velocidad en el Manto (NW – SE) con los focos sísmicos. 1. $V_p \geq 8.0$ Km/seg; 2. $7.75 < V_p < 8.0$ Km/seg; 3. $7.5 < V_p < 7.75$ Km/seg; 4. Focos de terremotos de diferente magnitud; 5. y 6. Terremotos de fecha indicada (Tomado de Kondorskaya et al, 1980).

Al igual que en el Manto del Pamir-Indo Kush, en la zona sísmica del Nido de Bucaramanga también se ha establecido la existencia de elevados valores de Q, mayores que 1 000 para las ondas P. Sin embargo, como lo expresaron Molnar et al. (1976), en el caso de Pamir-Indo Kush, estos altos valores de Q “no reflejan, necesariamente, una lámina delgada que se sumerge en el medio circundante”. Es decir, aunque los valores altos de Q son característicos de la litósfera, la existencia de éstos a profundidades del Manto, no es demostración de una sub-

ducción de litósfera oceánica bajo el continente, sino que más bien, refleja características posiblemente más complejas del medio en estas regiones.

Como se puede apreciar en el Fig. 2, es muy difícil escoger alguna dirección concreta de la zona de Benioff por la cual pudiera sumergirse una supuesta placa litosférica en la región del Nido de Bucaramanga. La zona focal que se observa forma una especie de cuña bastante prolongada, hasta una profundidad de unos 200–220 Km. Al parecer, esta zona que se caracteriza por altos valores de Q , y es adyacente a la zona de bajas velocidades que se observa en el Manto de la Cordillera Oriental, indica que la litósfera en esta región tiene un espesor supremamente grande, posiblemente no menor a la profundidad focal máxima de los terremotos del Nido de Bucaramanga.

Según se puede apreciar, la semejanza tanto de estructura profunda como de las características del proceso sísmico en la zona focal del Indo-Kush, Branchea y el Nido de Bucaramanga no es una simple casualidad, sino que responde más bien a causas geodinámicas semejantes. Si observamos detalladamente la morfología de estas regiones nos damos cuenta que los focos profundos aparecen en las zonas de curvatura de las estructuras montañosas: Branchea en el arco de los Cárpatos Orientales, Indo-Kush en el arco del Pamir y Suroriente de Afganistán, el Nido de Bucaramanga en el arco de la Cordillera Oriental. Otras regiones de tipo semejante se encuentran en el arco de Gibraltar, en el arco del Tirreno (Calabro-Peloritano) y en otros lugares (Gorshkov, 1984).

Se sabe que uno de los principales factores que definen el origen de los terremotos es la presencia en la litósfera de campos de esfuerzos tectónicos, los cuales aparecen como resultado de diferentes procesos internos. De acuerdo con las ideas actuales, las posibles causas de estos esfuerzos son: Las deformaciones termoelásticas, las cuales aparecen como resultado de las variaciones en el tiempo y el espacio de la temperatura interna de la Tierra; las diferenciaciones de densidad; las corrientes del Manto; el flujo gravitacional de las masas montañosas; etc. (Magnitzky, 1965; Magnitzky, Artiushkov, 1978). Además, como resultado de las investigaciones de Rikunov y sus colaboradores (1979, 1980 a, b) se ha establecido que el medio geológico, bajo la acción de un campo dinámico deformativo puede cambiar el carácter de radiación de la energía sísmica (emisión sísmica).

También existe la suposición de que la interrelación espacio-temporal de los terremotos está relacionada con la aparición de ondas de deformaciones tectónicas que se manifiestan en la migración de terremotos. Hasta los momentos actuales, el fenómeno de migración ha sido confirmado por muchos investigadores (Gubin, 1960; Pustovitenko,

Kamenobrodsky, 1976; y otros). Sin embargo, el mecanismo que lleva a la aparición de las ondas de esfuerzo tectónico todavía no se ha logrado explicar.

Como hemos visto, la distribución temporal, y espacio-temporal de los sismos en la región de Santander es similar al tercer tipo de distribución según la clasificación de Mogi (1963). Según Mogi, esta forma de desarrollo de la sismicidad con variaciones periódicas prolongadas del número de sismos en la unidad de tiempo, es característico de zonas con alto nivel de fracturamiento, donde los esfuerzos ejercidos se concentran en un volumen pequeño, o en zonas muy fracturadas donde los esfuerzos crecen paulatinamente, lo cual conlleva a la formación de dislocaciones locales pequeñas, aún mediante esfuerzos relativamente no muy grandes, sin que se precipite una sacudida o "rompimiento" fuerte principal.

De esta manera, las características de deformación y los resultados del análisis tectonofísico de los mecanismos focales del Nido de Bucaramanga, así como también el alto fracturamiento en la región de Santander y los rasgos particulares de la sucesión espacio-temporal de la sismicidad, nos lleva a concebir la existencia de esfuerzos tectónicos crecientes concentrados en la región del Nido de Bucaramanga, los cuales provocan el proceso de sismicidad observado en esta región.

Todo parece indicar que la sismicidad en la región de Santander aparece en condiciones de compresión subecuatorial (en dirección este-oeste aproximadamente) y es ocasionada por el crecimiento de los esfuerzos tectónicos concentrados en la zona donde la Cordillera Oriental cambia su orientación. El bloque "blando" de bajas velocidades en el Manto de la Cordillera determina la concentración de los esfuerzos en el bloque "rígido", de alto factor de calidad Q , presente en la zona focal del Nido de Bucaramanga (Fig. 6) (Coral-Gómez, 1985b).

En favor de esta hipótesis hablan los resultados obtenidos, independientemente por M. James (1985), quien analiza el movimiento de las placas de la región al evidenciar una colisión entre la miniplaca del Bloque Andino y la placa Norteamericana desde el mioceno medio. Aunque James estudia sólo la parte más occidental del territorio colombiano como posible zona de colisión, sin considerar el Nido de Bucaramanga, sus resultados muestran un vector atribuible a la fricción de contacto y la deformación interna del Bloque Andino, cuya dirección $N84.1^\circ E$ coincide aproximadamente con la dirección promedio ($N79^\circ E$) de los ejes de compresión de los mecanismos focales observados en el Nido (Coral-Gómez, 1985b). Este resultado nos permite concebir la idea de que la convergencia de placas hacia el Bloque Andino, determina el incremento de los esfuerzos de compresión que se concentran en la zona del Nido de Bucaramanga.

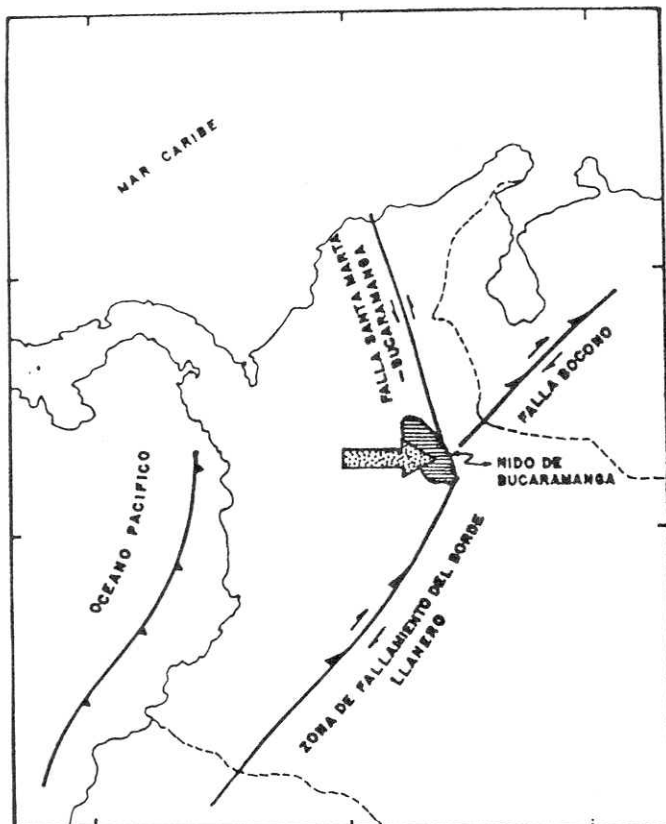


Figura 6. Esquema sísmodinámico de la región Santander (Cordillera Oriental). La flecha indica la dirección de los ejes de compresión en el Nido de Bucaramanga.

Conclusiones

Aunque los valores altos (mayores que 1 000) del factor de calidad mecánica Q son característicos del material litosférico, la existencia de éstos a profundidades del Manto en la región sísmica del Nido de Bucaramanga, en Santander, no es, necesariamente, demostración de una subducción de litósfera oceánica bajo el continente, sino que más bien refleja características posiblemente más complejas del medio en esta región. La zona focal de esta región, caracterizada por elevados valores de Q , forma una especie de "cuña" litosférica que se incrusta hasta una profundidad de unos 200–220 Km y al parecer está circundada por una zona de bajas velocidades de ondas sísmicas, detectada en el Manto de la Cordillera Oriental.

La estimación y comparación de los parámetros de la fuente de los sismos estudiados nos permite concluir que los sismos de la región de Santander corresponden a focos con valores "bajos" de la caída de esfuerzos. Los valores relativamente mayores de esfuerzos tangenciales totales y caída de esfuerzos se observan en los focos profundos, correspondientes al Nido de Bucaramanga.

El alto fracturamiento en la región sísmica de Santander, las características de los parámetros focales, así como también la distribución espacio-temporal de la sismicidad y la orientación de los ejes de compresión y planos nodales de mayor probabilidad en los mecanismos focales del Nido de Bucaramanga, indican la existencia de fuerzas compresionales concentradas en la zona.

Los resultados obtenidos nos permiten establecer que la sismicidad en la región de Santander aparece en condiciones de compresión subecuatorial y que está condicionada al crecimiento de los esfuerzos tectónicos en el recodo que la Cordillera Oriental forma al cambiar su orientación de NNE a NNO. La presencia de un bloque "blando" de bajas velocidades en el Manto de la Cordillera favorece la concentración de los esfuerzos en el bloque "rígido", de elevados valores de Q , que se observa en la zona focal del Nido de Bucaramanga. Este incremento de esfuerzos tectónicos concentrados en la región del Nido de Bucaramanga parece tener su origen en la convergencia de las placas litosféricas del área hacia el Bloque Andino.

Se debe tener en cuenta que si la región de Santander está sometida a esfuerzos laterales continuos concentrados en el "Nido de Bucaramanga", aunque éste sea muy profundo, no se excluye la posibilidad de que el continuo esfuerzo rompa el "equilibrio" de la región y desestabilice alguna o varias de las fallas presentes, dando origen a terremotos de gran magnitud, por lo cual se hace indispensable el desarrollo de programas científicos especiales encaminados a investigar la dinámica de la región y evaluar el verdadero riesgo sísmico de la zona.

REFERENCIAS

- BARAZANGI, M. & ISACKS, B.L. 1971. Lateral variations of seismic waves in the Upper Mantle above the Tonga Island arc deep anomaly in the Upper Mantle, *J. Geophys. Res.*, 76 (35).
- CORAL-GOMEZ, C. 1985 a. Estructura Interna y Sismicidad del Territorio Colombiano. Mem. VI Congr. Latinoamericano de Geología, Bogotá, 2: 337-355.
- . 1985b. Contribución al estudio de la actividad sísmica en Santander (Colombia). Mem. VI Congr. Latinoamericano de Geología, Bogotá, 2: 271-291.
- . 1987. Los terremotos en Colombia y Características de su origen profundo. Univ. Nacional de Colombia, Bogotá, 200 pp. (Manuscr.).
- CORAL-GOMEZ, C. & L. SARMIENTO-ROJAS. 1986. Resultados preliminares del estudio de parámetros focales en la región de Santander (Colombia), *Rev. CIAF*, 11 (1-3): 435-455.
- DEWEY, J.W. 1972. Seismicity and Tectonics of Western Venezuela. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62: 1711-1751.

- DOBREY, T. B. & K. SHUKIN.** 1974. Campos geofísicos y sismicidad en el oriente de la región Cárpatos-Balcánes. *Nauka*, Moscú, 170 pp. (En ruso).
- GOMEZ-PADILLA, J.** 1980. Actividad sísmica en el departamento de Santander. *Bol. Geología, UIS, Bucaramanga*, 14 (28): 3-23.
- GORSHKOV, G. P.** 1984. Sismotectónica regional del sur de la URSS. (Cinturón Alpino), *Nauka*, Moscú, 271 p. (En ruso).
- GUBIN, I. E.** 1960. Leyes de las manifestaciones sísmicas en Tadzhikistán (URSS) Edit. Academia de Ciencias de la URSS, Moscú 464 p.
- ISACKS, B. & P. MOLNAR.** 1971. Distribution of the stresses in the descending lithosphere from global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. and space physics*, 9:103-174.
- JAMES, M.** 1985. Evidencias de colisión entre la miniplaca del Bloque Andino y la placa Norteamericana desde el Mioceno medio. *Mem VI Congr. Latinoamericano de Geología*, Bogotá, 1: 71-87.
- KANAMORI, H.** 1971. Great earthquakes at island arcs and the lithosphere. *Tectonophysics*, 12: (3).
- KARNIK, V.** 1971. Seismicity of the European area. *Praha*, T. 2.
- KONDORSKAYA, H. V., SLAVINA, L. B. & SHUKIN, Y. K.** 1980. Estructura y dinámica de la litósfera en la región de los Cárpatos y la región de los terremotos profundos de Branchea, según datos sismológicos y geofísicos. En: *Geofísica, geología y fenómenos naturales catastróficos; Geología de los margenes continentales*. *Nauka*, Moscú, pp. 89-101. (En ruso).
- KUZIN, I.L.** 1972. Velocidad de las Ondas Elásticas en la zona focal de Kamchatka. *Izv. Akad. Nauka, Fizika Zemli*. No. 12 (En ruso).
- LEEDS, A.** 1977. Velocidades del Manto en la región Colombia-Ecuador. En: *La transición océano-continente en el suroeste de Colombia*. *Inst. Geofísico, Univ. Javeriana, Bogotá*, pp. 237-238.
- MAGNITZKY, V.A.** 1965. Estructura interna y física de la Tierra. *Nedra*, Moscú, 379 p. (En ruso).
- MAGNITZKY, V.A. & ARTIUSHKOV, E.V.** 1978. Algunos problemas generales de la dinámica de la Tierra. En: *La tectonósfera de la Tierra*. *Nauka*, Moscú, pp. 487-525. (En ruso).
- MOGI, K.** 1963. Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms. The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (3th paper). *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 41 (3): 615-658.
- MOLNAR, P., RAUTIAN, T. G. & JALTURIN, V.I.** 1976. Composición espectral de los terremotos de Pamir-Indo Kush, una testificación de la existencia de una zona de alto factor de calidad en el Manto Superior. En: *Compendio de trabajos científicos Soviético-Americanos acerca del pronóstico de terremotos*. *Donish, Dushanbe, Moscú*, 1 (1): 140-158. (En ruso).
- PENNINGTON, W.D.** 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86: 753-770.
- PENNINGTON, W.D., MOONEY, W.D., HISSENOVEN, R., MEYER, H., RAMIREZ, J.R. & MEYER, R.** 1981. Resultados de un estudio de reconocimiento de microsismos en Bucaramanga, Colombia. En: *Investigaciones geofísicas sobre las estructuras océano-continentales del occidente colombiano*. *Inst. Geofísico, Univ. Javeriana, Bogotá*, pp. 49-62.
- PUSTOVITENKO, B. G. & KAMENOBRODSKY, A. G.** 1976. Características de la migración de los focos sísmicos en Crimea. En: *Investigaciones sobre física de terremotos*. *Nauka*, Moscú, pp. 184-193 (En ruso).
- RIKUNOV, L.N., JAVROZHKIN, O. B. & TZIPLAKOV, V.V.** 1979. Variaciones temporales de los ruidos sísmicos de alta frecuencia. *Izv. Akad. Nauk URSS, Fizika Zemli*, No. 11: 72-77 (En ruso).
- . 1980a. Periodicidad de mareas luno-solares en las líneas espectrales de las variaciones temporales de los microsismos de alta frecuencia. *Dokl. Akad. Nauk URSS*, 252 (3): 577-580 (En ruso).
- . 1980b. Análisis de los espectros de las envolventes de los microsismos de alta frecuencia después de los terremotos de Alekeinsky y México en marzo de 1979. *Dokl. Akad. Nauk URSS*, 252 (4): 836-838. (En ruso).
- SANTO, T.** 1969. Characteristics of seismicity in South America. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 47: 635-672.
- SHUKIN, Y. K. & LIUSTIJ, T.E.** 1981. Geodinámica y sismicidad. En: *Resúmenes de ciencia y técnica (Geología general No. 14)*. *BINITI*, Moscú, 87 p. (En ruso).
- VINNIK, L. P. & LENARTOVICH, E.L.** 1975. Inhomogeneidades horizontales de velocidad en el Manto Superior y la Tectónica de los Cárpatos y el Cáucaso. *Izv. Akad. Nauk URSS, Fizika Zemli*, 11: 3-14 (En ruso).
- VINNIK, L.P. & LUKK, A.A.** 1974. Inhomogeneidades laterales del Manto Superior bajo el Pamir-Indo Kush. *Izv. Akad. Nauk URSS, Fizika Zemli*, No. 1 (En ruso).
- VINNIK, L.P., LUKK, A.A. & NERSESOV, I.L.** 1977. Nature of the intermediate deep seismic zone of the Pamir-Indo-Kush. *Tectonoph.*, 38 (1):35-43.
- WOODWARD-CLYDE Consultants,** 1982. Aprovechamiento hidroeléctrico de los ríos Fonce y Suárez. *Estudio de prefactibilidad Sismotectónica*. *ISA*, Bogotá.