

Sismicidad y tectónica en Venezuela y áreas vecinas

Omar J. PÉREZ y Jorge S. MENDOZA

Departamento de Ciencias de la Tierra.

Universidad Simón Bolívar,

Sartenejas. Caracas (Venezuela)

RESUMEN

Aproximadamente el 80% de la población de Venezuela habita en regiones sísmicamente activas, donde se han generado terremotos destructores inclusive en tiempos recientes. Esta actividad sísmica es el resultado de una compleja interacción entre la Placa del Caribe, que se desplaza hacia el Este con respecto a la Placa Sur Americana, a una tasa estimada en el orden de los 20 a 30 mm/año. Así, el borde principal entre las placas del Caribe y Sur Americana, definido como el conjunto de fallas a lo largo de las cuales se libera sísmicamente la mayor parte de la energía de deformación producto de la interacción entre ambas placas, ocurre a lo largo y ancho de los siguientes sistemas de fallas que muestran actividad Cuaternaria y sísmica reciente: 1) El sistema de fallas de Boconó y subsidiarias en el Occidente de Venezuela, a lo largo (~600 km) y ancho (~100 km) de los Andes venezolanos, el cual está conformado por una serie de fallas subparalelas rumbodeslizantes dextrales de orientación Noreste, coexistiendo con una serie de fallas inversas con la misma orientación en ambos piedemontes andinos. La Falla de Boconó generó un gran terremoto en 1812. 2) El sistema de fallas rumbodeslizantes dextrales de San Sebastián-La Victoria en el centro-norte del país, de orientación cercana a la Este-Oeste, con una longitud de ~400 km y un ancho de ~70 km, coexistiendo con una serie de fallas subsidiarias rumbodeslizantes dextrales de orientación Noroeste-Sureste. La Falla de San Sebastián generó un gran terremoto en 1900. 3) El sistema de fallas rumbodeslizantes dextrales de El Pilar-Casanay en el Noreste del país, de orientación Este-Oeste, con una longitud de ~400 km y un ancho de ~70 km, coexis-

tiendo con una serie de fallas inversas de rumbo Noreste-Suroeste, y con una serie de fallas rumbodeslizantes dextrales de orientación Noroeste, entre ellas las fallas de El Soldado y Los Bajos en el Golfo de Paria, entre el Noreste de Venezuela y Trinidad. La Falla de El Pilar generó un gran terremoto en 1766, y más recientemente un sismo destructor con una magnitud momento de 6.8 en 1997 (Pérez, 1998). Adicionalmente, una porción de litósfera (*slab*) de Placa Sur Americana (?) está subduciendo en sentido Noroeste por debajo de Trinidad y la Península de Paria en el extremo Noreste de Venezuela, alcanzando profundidades en el orden de los 150 km; y en el Noroeste de Venezuela y Norte de Colombia la Placa del Caribe está subduciendo en sentido Sureste bajo esos territorios, alcanzando profundidades similares. En este trabajo integraremos las observaciones sismológicas y geológicas más importantes que nos han servido para modelar de la manera antes descrita la tectónica actual del borde Sur de la Placa del Caribe, y de esa manera evaluar el potencial sísmico que tienen las principales fallas sísmicamente activas que ocurren en el país.

ABSTRACT

Approximately 80% of the Venezuelan population is settled in seismically active areas that have generated destructive earthquakes in the past. This seismic activity is the result of a complex interaction between the Caribbean and the South American plates. The Caribbean plate moves easterly with respect to the South American plate, at a rate of ~20 to 30 mm/y. This interaction is geologically complex, the main plate boundary occurring in a wide (70 to 100 km) zone of deformation along the following fault systems that show Quaternary activity and recent seismicity: 1) The northeast oriented Boconó fault zone along the Venezuelan Andes, conformed by a series of subparallel right-lateral strike-slip (RLSS) faults, coexisting with a series of northeast-striking reverse faults along the Andean foothills. The Boconó fault generated a great shock in 1812. 2) The east-west oriented, RLSS San Sebastián-La Victoria fault zone in north-central Venezuela, coexisting with a series of northwest-striking, RLSS faults that intercept the two main east-west fault zones. The San Sebastián fault generated a great earthquake in 1900. 3) The east-west oriented, RLSS El Pilar fault zone in northeastern Venezuela, coexisting with a series of northwest-striking RLSS faults. This fault generated a great earthquake in 1766, and more recently a large destructive shock whose rupture (~80-km long) reached the surface. In addition, a northeast-oriented, northwest-dipping slab of South American (?) plate is subducting beneath Trinidad, reaching depths down to ~150 km; and in northwestern Venezuela and northern Colombia, a northeast-

oriented, southeast-dipping slab of the Caribbean plate is subducting beneath the South American plate. In this paper we shall present the most recent seismological observations used to model the present-day tectonics of the region, and shall point out some of its many remaining tectonic problems.

INTRODUCCIÓN

El propósito de este trabajo es revisar los aspectos más relevantes de la sismicidad, tectónica y potencial sísmico en la región venezolana y áreas adyacentes. A pesar de los esfuerzos para descifrar la tectónica actual y el potencial sísmico en el borde Sur de la Placa del Caribe, esta región (figura 1) es

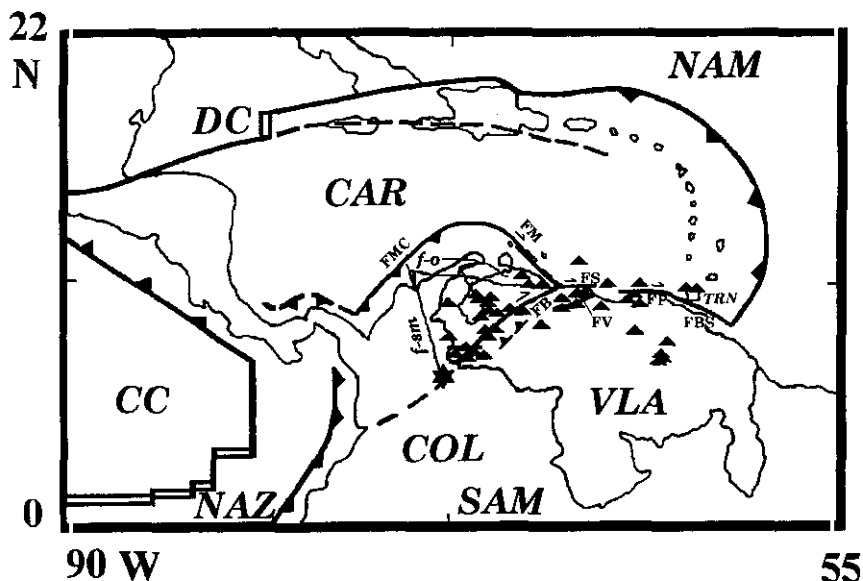


Figura 1. Marco tectónico regional de las placas del Caribe y adyacentes (modificado después de Dewey y Suárez, 1991). Los bordes de placas principales están señalados con líneas simples o dobles. DC: Dorsal del Caymán. Placas, CAR: Caribe; NAM: Norte América; SAM: Sur América; CC: Cocos; NAZ: Nazca. VLA: Venezuela; COL: Colombia. FB, FS, FV, FP, FBS, FMC, f-sm y f-o son las principales zonas de fallas en Venezuela: Boconó, San Sebastián, La Victoria, El Pilar, Los Bajos-El Soldado, Marginal del Caribe Sur, Santa Marta y Oca, respectivamente. Los triángulos representan estaciones sismológicas de una componente de período corto, pertenecientes a la Red Sismológica Nacional operada por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas —FUNVISIS—. La estrella representa la localización de un nido de sismicidad intermedia en Bucaramanga, que ocurre a profundidades en el orden de los 160 km (Dewey, 1972; Pennington, 1981).

poco comprendida desde el punto de vista sismotectónico (Molnar y Sykes, 1969; Dewey, 1972; Pennington, 1981; Schubert, 1981; Pérez y Aggarwal, 1981; Kellog y Bonini, 1982; Mann y Burke, 1984; Speed, 1985; Suárez y Nábelék, 1990; Russo y Speed, 1992; Russo et. al., 1993; Deng y Sykes, 1995; Malavé y Suárez, 1995; Pérez et. al., 1997a,b). Esta falta de entendimiento se debe en parte a la escasez de datos sismológicos y geodésicos para la región, y a la complejidad geológica de la misma, la cual exhibe un complicado patrón de fallamientos (figura 2) producto de la compleja interacción entre la Placa del Caribe, que se desplaza en términos generales hacia el Este con respecto a la Placa Sur Americana (e.g., Sykes y Ewing, 1965; Molnar y Sykes, 1969; Jordan, 1975; Burke et. al., 1984), a una tasa estimada en el orden de los 20 a 30 mm/año (Jordan, 1975; Minster y Jordan, 1978; Dewey y Suárez, 1991; Deng y Sykes, 1995).

Esta interacción ha resultado en la existencia en Venezuela, de una serie de sistemas de fallas transcurrentes laterales dextrales (figura 1) que incluyen el sistema de fallas de Boconó (FB) en el occidente; el sistema de fallas de San Sebastián (FS)-La Victoria (FV) en el centro-norte; y el sistema de fallas de El Pilar (FP) y Los Bajos-El Soldado (FBS) en el noreste del país (Rod, 1956; Wilson, 1968; Schubert y Sifontes, 1970; Bellizzia et. al., 1976; Pérez

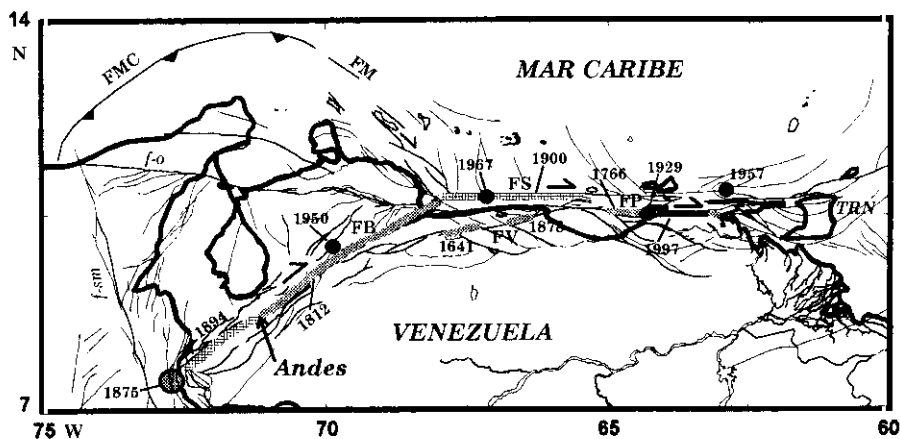


Figura 2. Terremotos destructores con magnitud estimada o calculada $M \geq 6.5$, ocurridos en Venezuela durante los últimos 360 años (modificado después de Aggarwal, datos inéditos, 1987, publicado por Suárez y Nábelék, 1990). Líneas gruesas sombreadas indican la extensión de las rupturas mayores. Los números indican año de ocurrencia. La ruptura correspondiente al evento (magnitud de onda superficial, $M_s = 6.8$) del 9 de Julio de 1997 es indicada por una línea rellena. Los círculos rellenos son los epicentros principales de varios sismos destructores ($M_s \sim 6.5+$) ocurridos durante los últimos 70 años. El significado de los demás símbolos se da en la figura 1.

y Aggarwal, 1981; Suárez y Nábélék, 1990; Beltrán, 1993; Russo et. al., 1993; Pérez et. al. 1997a,b). Estas estructuras geológicas han dado origen a terremotos destructores en tiempos históricos y contemporáneos (figura 2), incluyendo las grandes rupturas de 1766, 1812 y 1900, generadas a lo largo de las superficies principales de las fallas de El Pilar, Boconó y San Sebastián, respectivamente, con magnitudes Richter (M) estimadas en el rango de 7.5 a 7.8 para las dos primeras (Fielder, 1961; Kelleher et. al. 1973; Grases, 1979,1980; Y. P. Aggarwal, datos inéditos, 1987, publicados por Suárez y Nábélék, 1990), y con una magnitud instrumental de onda superficial $M_s = 7.6$, recalculada para el evento de 1900 (Pacheco y Sykes, 1992).

La actividad sísmica a lo largo de estas tres fallas, sin embargo, no está limitada a sus superficies principales. La figura 3 muestra un mapa epicentral de los eventos sísmicos (círculos) ocurridos en la región, reportados en los boletines del Centro Sismológico Internacional (ISC) y de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), para sismos con una magnitud de onda corporal $m_b \geq 4.5$ en el período 1970-1997 (círculos pequeños), y para eventos con una $M_s \geq 6$ en el lapso 1950-1997 (círculos grandes). Los círculos abiertos representan eventos con una profundidad focal (h) somera ($h \leq 40$ km), y los rellenos, eventos con una profundidad

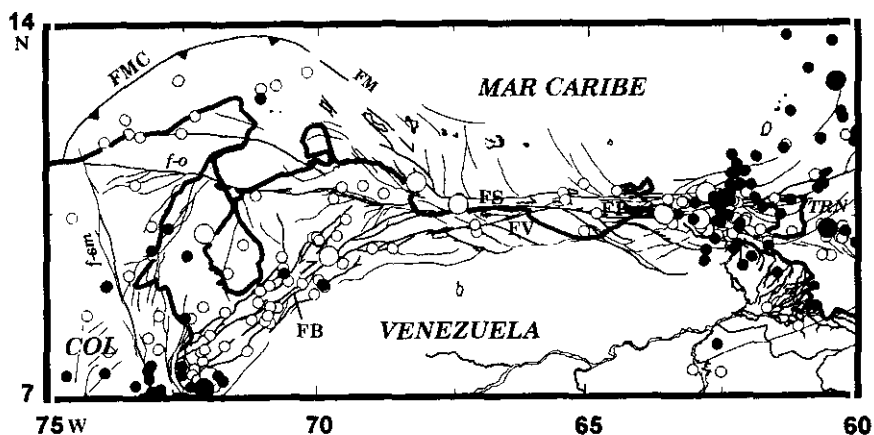


Figura 3. Localizaciones epicentrales (círculos) de la sismicidad ocurrida en la región, reportada en los boletines del Centro Sismológico Internacional (ISC) y de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), para sismos con una magnitud de onda corporal $m_b \geq 4.5$ en el período 1970-1997 (círculos pequeños), y para eventos con una $M_s \geq 6$ en el lapso 1950-1997 (círculos grandes). Los círculos abiertos representan eventos con una profundidad focal (h) somera ($h \leq 40$ km), y los rellenos, eventos con una profundidad focal en el rango de los 40 a 150 km. El significado de los demás símbolos se da en la figura 1.

focal en el rango de los 40 a 150 km. La distribución epicentral de la sismicidad somera (círculos abiertos) en Venezuela indica que esa sismicidad ocurre en su mayoría a lo largo, pero también a lo ancho (~100 km) de los sistemas de fallas de Boconó, San Sebastián-La Victoria y El Pilar, y que también existe actividad sísmica difusa en la región más Noroeste del país y en el Norte de Colombia (COL) y Suroeste del Caribe, así como en el sistema de fallas de Morrocoy (FM), de orientación Noroeste en la costa occidental del territorio venezolano.

Análisis recientes (Garcíacaro, 1997; Pérez et. al., 1997) de la microsismicidad en el occidente de Venezuela indican que además de transcurrencia lateral dextral en la Falla de Boconó, de rumbo Noreste, ocurre sismicidad asociada a fallamientos inversos paralelos a ella en ambos piedemontes de los Andes venezolanos. Este fenómeno de coexistencia de desplazamientos transcurrentes e inversos con el mismo rumbo se ha explicado como resultado de la oblicuidad de la zona de fallas de Boconó con respecto al vector de desplazamiento entre las Placas del Caribe y Sur Americana, el cual tiene una orientación cercana a la Este-Oeste (Sykes y Ewing, 1965; Molnar y Sykes, 1969; Deng y Sykes, 1995). Así, la componente de ese vector perpendicular a la Falla de Boconó resulta en fallamientos inversos paralelos a ella, y la componente paralela a la falla resulta en transcurrencia lateral dextral a lo largo de ella (Pérez et. al., 1997). Sin embargo, se desconoce a ciencia cierta el rol que juegan otras fallas tales como la de Oca (f-o) y Santa Marta (f-sm) (figura 1), en la distribución de la deformación regional producto del movimiento relativo entre la Placa del Caribe y la Sur Americana en la zona. Algunos autores sostienen que ellas contribuyen de alguna manera con esa deformación (e.g., Mann y Burke, 1984; van der Hilst y Mann, 1994; A. Singer, FUNVISIS, datos inéditos, 1996), todo lo cual resulta (figura 1) en un borde de placas ramificado (Deng y Sykes, 1995; Pérez et. al., 1997a), contrario al borde de placas en el centro-norte de Venezuela, compuesto primariamente por el sistema de fallas de San Sebastián-La Victoria (Pérez et. al., 1997b).

La figura 3 también indica la ocurrencia de sismicidad a profundidades focales mucho mayores (círculos rellenos), en el rango de los 40 a 150 km de acuerdo a los catálogos sismológicos del ISC y FUNVISIS, tanto en el Noroeste como en el Noreste de Venezuela y Trinidad (TRN). Tal como lo analizaremos en las próximas secciones, la sismicidad con $h \geq 40$ km en el Noroeste del país ha sido interpretada recientemente en base a datos tele-sísmicos y de microsismicidad, como producto de una subducción de rumbo Noreste y buzamiento hacia el Sureste, de la Placa del Caribe bajo la Placa Sur Americana en el Norte de Colombia y Noroeste de Venezuela

(Toto y Kellogg, 1992; Malavé y Suárez, 1995; Pérez et. al., 1997a). Y en el Noreste de Venezuela y Trinidad la sismicidad con $h \geq 40$ km es interpretada como producto de una subducción de rumbo Noreste y buzamiento hacia el Noroeste (Pérez y Aggarwal, 1981), de una porción de litósfera de origen incierto, que podría ser parte de la Placa Atlántica o de la Sur Americana (Pérez y Aggarwal, 1981; Speed, 1985; Russo et. al., 1993). Adicionalmente, la ocurrencia de fallamientos inversos aparentemente con actividad Cuaternaria, de rumbo Noreste, al Sur de la Falla de El Pilar y en Trinidad (Kugler, 1959; Bellizzia et. al., 1976; Beltrán, 1993), complica aún más el desarrollo de un modelo tectónico adecuado para esa región, que explique cómo es la transición (figura 1) entre el régimen de subducción de rumbo cercano a la Norte-Sur y buzamiento hacia el Oeste de la Placa Atlántica bajo la Placa del Caribe en las Antillas Menores (Sykes y Ewing, 1965; Molnar y Sykes, 1969), y el régimen tectónico de transcurriencia lateral dextral en el centro-norte de Venezuela (e.g., Sykes y Ewing, 1965; Molnar y Sykes, 1969; Suárez y Nábelêk, 1990; Pérez et. al., 1997b).

Así, aunque la localización de los terremotos mayores ocurridos en Venezuela en los últimos 350 años (figura 2) sugiere que el borde principal entre la Placa del Caribe y la Sur Americana, definido éste como el conjunto de fallas a lo largo de las cuales se libera sísmicamente la mayor parte de la energía de deformación producto de la interacción entre ambas placas, ocurre a lo largo de las fallas de Boconó, San Sebastián y El Pilar, la discusión anterior claramente indica que en detalle dicho borde realmente ocurre a lo largo de una zona de deformación muy ancha, y que además está muy ramificado (Deng and Sykes, 1995; Russo et. al., 1993; Pérez et. al., 1997a,b), haciendo que nuestro entendimiento de la tectónica actual y potencial sísmico de la región sea relativamente pobre.

La mayoría de las investigaciones sismotectónicas realizadas acerca del borde Sur de la Placa del Caribe, muchas de ellas antes referidas, han enfocado gran parte de su atención en áreas específicas de la región, pero no han tratado dicho borde como un todo. De allí que en esta revisión estaremos tratando este borde en forma integral, presentando los resultados sismológicos más recientes obtenidos para la región, particularmente aquellos derivados de los datos de la microsismicidad localizada en el país durante los últimos 14 años por la Red Sismológica Nacional operada por FUNVISIS. De la misma manera, presentaremos datos sismológicos recientes relativos al Terremoto de Cariaco ($M_s = 6.8$) del 9 de Julio de 1997, generado por la falla de El Pilar, y que ocasionó pérdidas humanas y fuertes daños materiales en el oriente de Venezuela.

SISMICIDAD (1983-1995) LOCALIZADA POR LA RED SISMOLÓGICA NACIONAL

Las figuras 4 y 5 muestran los epicentros (círculos) de los eventos sísmicos someros ($h \leq 40$ km; figura 4) y aquellos más profundos ($40 < h$ (km) ≤ 150 ; figura 5), con una $m_b \geq 3$, localizados en Venezuela por la Red Sismológica Nacional durante el período 1983-1995. Los círculos más grandes son eventos con una $m_b \geq 5$. La mayoría de las localizaciones hipocentrales al Oeste de la longitud 64° W fueron recalculadas por Pérez et. al., (1997a,b). Las localizaciones al Este de esa longitud son menos confiables debido al bajo número y deficiente distribución de las estaciones sismológicas venezolanas (figura 1) en esa área. Hemos seleccionado una magnitud de corte $m_b \geq 3$ por las siguientes razones: primero, porque las localizaciones hipocentrales correspondientes son más precisas, dado que las señales sísmicas para ese rango de magnitudes son típicamente bien regis-

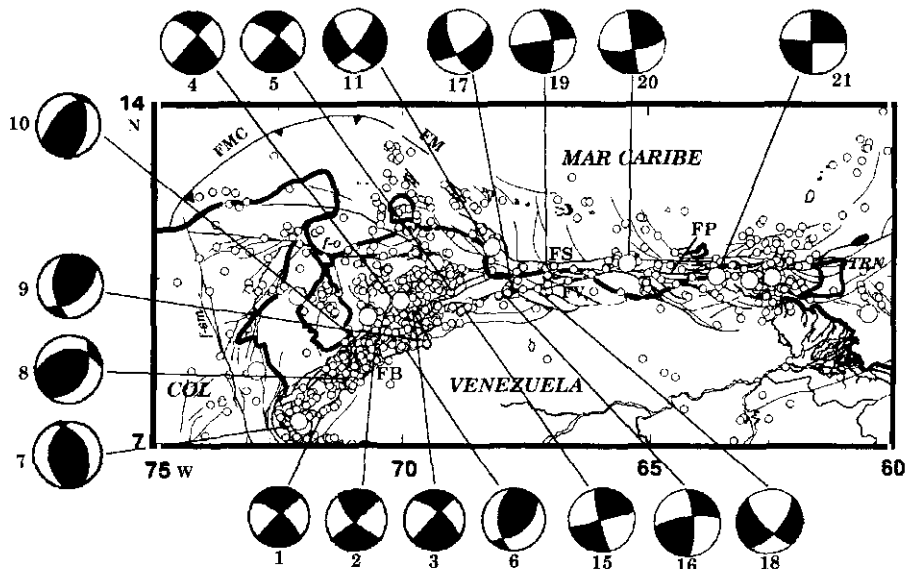


Figura 4. Epicentros (círculos) de la sismicidad ($m_b \geq 3$; $h \leq 40$ km) localizada en Venezuela por el arreglo sismológico nacional durante el período 1983-1995. Los círculos mayores son eventos con una $m_b \geq 5$. Las esferas son mecanismos focales sencillos y compuestos reportados para la región por autores cuyas referencias son dadas en el texto. Las proyecciones son de igual área en el hemisferio interior con los cuadrantes compresionales en negro. El número al lado de cada esfera está conectado al texto. El significado de los demás símbolos se da en la figura 1.

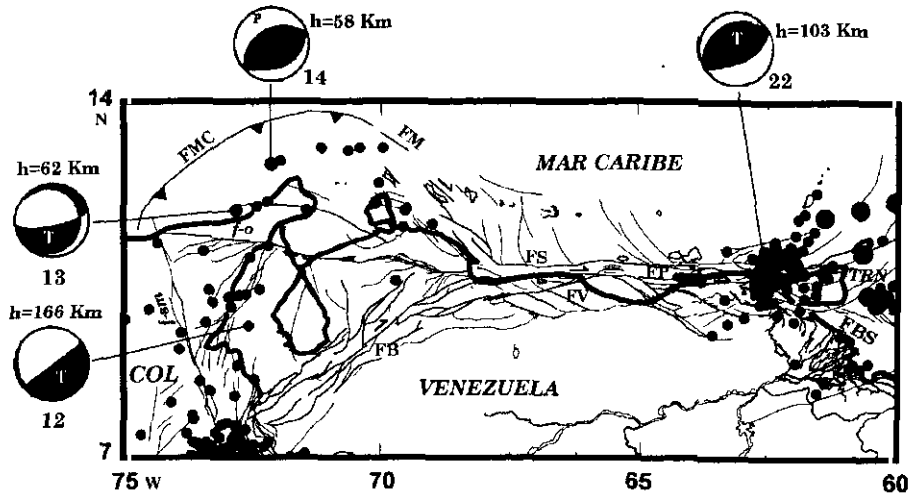


Figura 5. Epicentros (círculos) de la sismicidad ($m_b \geq 3$; $h > 40$ km) localizada en Venezuela por el arreglo sismológico nacional durante el período 1983-1995. Los círculos mayores son eventos con una $m_b \geq 5$. Las esferas son mecanismos focales sencillos reportados por los autores mencionados en el texto. P y T son los ejes de máxima compresión y de tensión, respectivamente. Al lado de cada mecanismo se indica su profundidad focal (h). El otro número al lado de cada esfera está conectado al texto. El significado de los demás símbolos se da en la figura 1.

tradas por seis ó más estaciones sismológicas; y segundo, porque el catálogo sismológico de FUNVISIS muestra una tasa de listado constante para eventos con $m_b \geq 3$ ocurridos desde 1983 (Mendoza y Pérez, 1995). Esto, de acuerdo a los resultados de varias investigaciones (Habermann, 1982, 1987; Pérez y Scholz, 1984, 1997; Pacheco y Sykes, 1992) sugiere que dicho catálogo es bastante completo para el período y rango de magnitudes analizados, lo cual permite comparar la sismicidad en diferentes áreas del país, sin introducir artificios debidos a heterogeneidades en el catálogo, i.e., aquéllas del tipo descrito por Habermann (1982, 1987) y Pérez y Scholz (1984, 1997).

Las figuras 4 y 5 también muestran una serie de mecanismos focales sencillos y compuestos, reportados la mayoría recientemente para la región Sur del Caribe por los autores referidos más adelante. Las proyecciones focales son de igual área en el hemisferio inferior, con los cuadrantes compresionales en negro. A continuación analizaremos todos estos datos para cada una de las provincias tectónicas venezolanas, i.e., occidente, centro-norte y oriente del país.

Zona occidental

La mayoría de la sismicidad somera que ocurre en territorio venezolano (figura 3 y 4) está asociada a los sistemas de fallas de Boconó en occidente, San Sebastián-La Victoria en el centro-norte, y El Pilar y subsidiarias en el oriente del país, pudiendo ser descrita como una franja sísmica de ~100 km ó más de ancho siguiendo las trazas principales de dichas fallas, ocurriendo en general a profundidades focales $h \leq 20$ km. En el caso del occidente del país, el 80% de la sismicidad somera instrumentalmente localizada ha tenido lugar a lo largo de la superficie principal de la falla de Boconó, así como en fallas subsidiarias subparalelas a ella. Soluciones típicas de mecanismos focales compuestos en esas fallas (figura 4) muestran movimiento transcurrente lateral dextral (TLD) con orientación Noreste y buzamiento vertical (mecanismos 1 a 5), mientras que otras soluciones a lo largo de ambos piedemontes andinos (mecanismos 6 a 10) muestran fallamientos inversos también de rumbo Noreste. Otras dieciséis soluciones focales de los mismos tipos son compilados por Garcíacaro (1997) y Pérez et. al. (1997a), a lo largo y ancho de la zona de fallas de Boconó. En nuestra interpretación, este comportamiento estructural en el cual se combinan fallamientos del tipo TLD con fallamientos inversos (decoupling style or slip partitioning) tiene su origen en el hecho de que la zona de fallas de Boconó es oblicua con respecto al vector de desplazamiento entre el Caribe y Sur América, de orientación general Este-Oeste en Venezuela central (Jordan, 1975; Minster y Jordan, 1978; Deng y Sykes, 1995). Esto es, la componente de ese vector perpendicular a la Falla de Boconó resulta en fallamientos inversos paralelos a ella, y la componente paralela a la falla resulta en la TLD (Pérez et. al., 1997).

Sismicidad somera también ocurre en el Noroeste de Venezuela y Norte de Colombia (COL), tanto en áreas continentales como costa afuera bajo el Mar Caribe (figuras 3 y 4). En estas regiones también ocurre sismicidad a profundidades $h \geq 40$ km (figura 3, 5 y 6). Esta última actividad sísmica con profundidades focales $40 < h(\text{km}) < 150$ constituye una continuación de un cinturón de sismos de profundidad intermedia ($h \geq 70$ km) y rumbo Noreste, que se extiende desde el Norte de Colombia, donde una zona de Benioff buzando en sentido Sureste ha sido recientemente reportada (Toto y Kellogg, 1992; Malavé y Suárez, 1995). Este cinturón sísmico termina abruptamente en las inmediaciones de la zona de fallas de Morrocoy (FM) de rumbo Noroeste-Sureste (figura 5), mayormente costa afuera de Venezuela. Esta zona de fallas, en sus afloramientos en el continente, muestra actividad tectónica durante el Cuaternario (Beltrán, 1993) y actividad sísmica somera. El mecanismo focal compuesto n° 11 (figura 4), para al evento principal ($M_s = 6$) y una serie de

réplicas de una secuencia sísmica asociada a la FM en 1989 (Garcíacaró, 1997; Pérez et. al. 1997), es consistente con un fallamiento de rumbo Noroeste del tipo TLD para esta falla. Estas observaciones sugieren que la zona de fallas de Morrocoy marca en superficie, el borde Noreste que ocurre a profundidad, de una porción litosférica de la Placa del Caribe, que subduce en sentido Sureste por debajo del Noroeste de Venezuela y Norte de Colombia.

La figura 6 es un perfil vertical orientado en dirección Noroeste-Sureste (AA' en el recuadro) mostrando la distribución con la profundidad de los terremotos ubicados dentro del rectángulo AA'. Los círculos rellenos son eventos con $m_b \geq 3$ ocurridos a partir de 1983, y los círculos abiertos sismos con $m_b \geq 4.5$ en el lapso 1970-1982. Este perfil muestra una zona de Benioff aparentemente continua, buzando $\sim 25^\circ$ hacia el Sureste, alcanzando una profundidad de ~ 150 km. La inclinación de los ejes tensionales (T) mostrados como flechas sencillas en la figura 6, inferidos de los mecanismos focales de los sismos de profundidades focales intermedias en la figura 5 ($n^\circ 12$, $h = 166$;

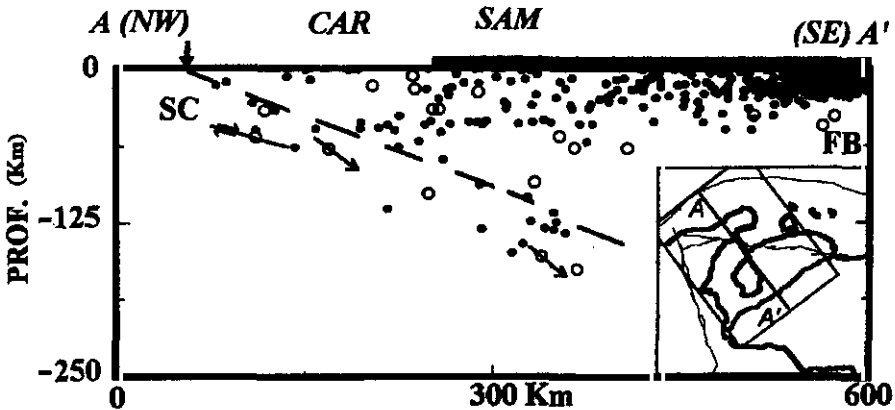


Figura 6. Sección vertical AA' mostrando la distribución hipocentral de los eventos sísmicos localizados dentro del rectángulo en el recuadro. Los círculos rellenos son sismos localizados usando el arreglo sismológico venezolano entre 1983 y 1995. Los círculos vacíos son eventos con $m_b \geq 4.5$ reportados en los boletines del ISC entre 1970 y 1982. Las flechas simples muestran la orientación de los ejes de tensión T inferidos a partir de los mecanismos focales 12 y 13 en la figura 5. Su inclinación es clara hacia el Sureste. Las flechas dobles indican fallamiento inverso de buzamiento suave, inferido a partir del mecanismo 14 en la figura 5. Las referencias correspondientes a estas soluciones se dan en el texto. FB y SC indican la localización de las fallas de Boconó y Marginal Sur del Caribe (Silver et. al., 1975). La línea inclinada muestra la pendiente de la zona de Benioff reportada por Toto y Kellogg (1992) en la región al Suroeste del recuadro. CAR: Mar Caribe; S. AM: Continente Sur Americano. Después de Pérez et. al. (1997a).

y n° 13, $h = 62$ km), tomados de Malavé y Suárez (1995) y Dziewonski et. al. (1988), es claramente aguas abajo, como es sabido que es el caso a lo largo de muchos márgenes convergentes en el mundo (e.g., Isacks y Molnar, 1971). A su vez, su azimut (figura 5) es claramente compatible con una orientación Sureste. La figura 6 muestra también un fallamiento inverso de buzamiento suave (flechas dobles) inferido de la solución focal del evento n° 14 en la figura 5 (Vierbuchen, 1978). La profundidad focal de este evento (58 km), así como el azimut Sureste y la inclinación suave del eje de máxima compresión (P), inferidos de su mecanismo focal, junto con todas las observaciones descritas anteriormente, son consistentes con una subducción de rumbo Noreste y buzamiento hacia el Sureste, de la placa del Caribe por debajo de la placa Suramericana en el Noroeste de Venezuela y Norte de Colombia, tal como está esquematizado en la figura 1. Finalmente, la sismicidad somera que ocurre entre la falla Marginal del Sur del Caribe (FMC) y la falla de Boconó (figura 6) es interpretada como debida a la deformación interna que ocurre en la placa Sur Americana obducente, producto de su convergencia con la placa del Caribe en la región (Pérez et. al., 1997a).

Centro Norte de Venezuela

La sismicidad en esta región ($\sim 64^\circ$ W a 68° W) es en su totalidad somera (figuras 3, 4 y 5), y ocurre a profundidades focales en general menores que ~ 20 km (Pérez et. al. 1997b). Aunque el centro-norte del país presenta un bajo nivel de actividad sísmica con respecto al oriente y occidente (figuras 3 y 4), la microsismicidad detectada en la región durante el período 1983-1995 (figura 4) define un cinturón Este-Oeste de actividad sísmica de ~ 400 km de largo y ~ 70 km de ancho. Esta actividad ocurre mayoritariamente a lo largo y ancho de dos zonas de fallas subparalelas, San Sebastián costa afuera y La Victoria en territorio continental, y en menor grado en otras fallas de orientación Noroeste-Sureste que ocurren en el área. En su extremo Este, alrededor de 9.5° N y 65.5° W, las fallas de San Sebastián (FS) y La Victoria (FV) terminan costa afuera contra una serie de fallas de rumbo Noroeste-Sureste (figura 2; Belliz-za et. al. 1976; Pérez y Aggarwal, 1981; Beltrán, 1993). Esto sugiere que el borde de placas principal en esta zona, conformado por los sistemas de fallas de San Sebastián-La Victoria y El Pilar hacia el Este (figuras 1 y 2), sufre un salto en-echelon a la derecha en las cercanías de la longitud 65.5° W (Pérez y Aggarwal, 1981; Suárez y Nábelék, 1990; Pérez et. al. 1997b).

La figura 4 muestra una serie de soluciones focales compuestas (mecanismos 15 a 20) recientemente reportados para la región (Pérez et. al. 1997b).

Estos mecanismos indican un movimiento del tipo transcurrente lateral dextral (TLD), de rumbo Este-Oeste y buzamiento vertical, asociado a las fallas de La Victoria (soluciones 15 y 16) y San Sebastián (soluciones 19 y 20), así como la ocurrencia de fallamientos también del tipo TLD con una componente normal y orientación Noroeste-Sureste, en sitios donde la Falla de la Victoria es interceptada por fallas de rumbo Noroeste (mecanismos 17 y 18). Esto indica que la Falla de La Victoria está siendo desplazada en saltos a la derecha en esas intersecciones, con un comportamiento estructural del tipo en-echelon (Pérez et. al., 1997). Este comportamiento estructural también es indicado por la actividad neotectónica observada a lo largo de la Falla de La Victoria, la cual incluye colinas y drenajes desplazados, escarpas y saltos de fallas, terrazas aluviales, tal como es descrito en detalle por Schubert (1986, 1988).

Esta segmentación de las fallas de San Sebastián y La Victoria ha sido interpretada (Suárez y Nabelêk, 1990) como debida a la curvatura que sufre el borde de placas principal (figuras 1 y 2), que cambia de un rumbo cercano a la dirección Este-Oeste en el centro-norte, a un rumbo Noreste-Suroeste a lo largo de la falla de Boconó en el occidente del país. Una explicación alternativa ha sido presentada por Deng y Sykes (1995), quienes plantean la posibilidad de que el azimut de las fallas de San Sebastián y La Victoria ($\sim 80^\circ$) sea mayor que el azimut que ellos proponen para el vector de desplazamiento entre las Placas del Caribe y Sur América ($\sim 75^\circ$), lo cual resultaría en una componente transtensional en ambas fallas.

Zona oriental: la zona de fallas de El Pilar

La estructura geológica más importante en esta área es la zona de fallas de El Pilar, TLD de rumbo Este-Oeste, la cual ha generado fuerte actividad sísmica en territorio venezolano tanto en tiempos históricos (figura 2) como en tiempos recientes, incluyendo tres eventos con $M_s \geq 6$ (figuras 2 y 7) en los últimos setenta años (Paige, 1930; Pérez, 1998b). El último de estos eventos sobre la falla de El Pilar ocurrió el 9 de Julio de 1997, con una magnitud momento $M_w = 6.8$. Este terremoto (figuras 7 y 8) resultó en 122 muertos, centenares de heridos, y fuertes daños materiales con más de US\$ 100 millones en pérdidas (Pérez, 1998a). Pérez y Aggarwal (1981) y Russo et. al. (1993) concluyen que esta zona de fallas (figuras 2 y 7) es sísmicamente activa desde $\sim 65.5^\circ$ W hasta su intercepción con la zona de fallas de Los Bajos-El Soldado (FBS) en el Golfo de Paria (figura 7) cerca de la población de Guiría (G), pero que ella es inactiva al Este de esa intersección, dada la ausencia

de sismicidad superficial (figura 3) e histórica (figura 2; Grases, 1979) que pudiese ser asociada con ella en la región de Trinidad, así como a la falta de evidencias geológicas en dicha isla que indiquen desplazamientos del tipo TLD a lo largo de la falla.

Las figuras 5 y 7 muestran el mecanismo focal (evento n° 21 en la figura 5) correspondiente al evento de Julio de 1997. Dicho mecanismo, junto con la ruptura que este terremoto generó en superficie (figuras 7 y 8; Pérez, 1998a) y muchos otros mecanismos reportados para esa zona de fallas (Pérez y Aggarwal, 1981; Russo et. al. 1993), incluyendo el correspondiente al terremoto ($M_s = 6.2$) del 11 de junio de 1986 (figura 7), demuestran en forma inequívoca que la falla de El Pilar ($\sim 65.5^\circ$ W a $\sim 62^\circ$ W) es del tipo TLD con

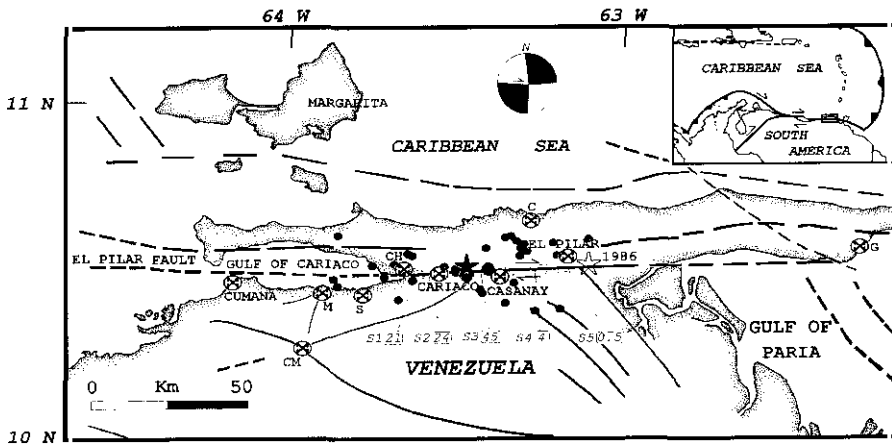


Figura 7. Mapa mostrando la localización del epicentro principal (estrella sólida), ruptura superficial (línea gruesa sombreada), y réplicas mayores (círculos cerrados, $m_b \geq 3$) ocurridas dentro de los cinco días siguientes al Terremoto de Cariaco del Julio 9 de 1997, sobre la falla de El Pilar en el noreste de Venezuela. El mecanismo focal provisto por la Universidad de Harvard, USA (Harvard's Centroid Moment Tensor Solution) se muestra en proyección de igual área en el hemisferio inferior, con los cuadrantes compresionales en negro. La estrella vacía indica la localización epicentral del evento de $M_s = 6.2$, ocurrido también sobre la falla de El Pilar en 1986. S1 a S5 son sitios donde se midieron desplazamientos cosísmicos laterales dextrales en la ruptura superficial, el monto de los cuales es dado en centímetros dentro de rectángulos. Las líneas gruesas son fallas con actividad durante el Cuaternario (Bellizzia, et. al., 1976; Beltrán, 1993). Círculos con una cruz son poblaciones: C: Carúpano, CH: Chiguana, G: Guiria, M: Mariguitar, S: San Antonio, CM: Cumanacoa. El recuadro pequeño indica la localización regional del área bajo estudio, así como el marco tectónico regional simplificado (Pérez et. al., 1997a,b). Nótese que la localización del epicentro principal de sismo de 1997, y la de los extremos de su ruptura, ocurren en sitios donde la falla de El Pilar es interceptada por fallamientos transversales.



Figura 8. Ruptura cosísmica observada en el sitio S3 en la figura 7, cerca de la población de Casanay, durante el evento sísmico del 9 de julio de 1997 asociado a la falla de El Pilar, oriente de Venezuela.

buzamiento vertical. La sismicidad somera en esa región de Venezuela (figura 4), sin embargo, no se limita a la falla de El Pilar, sino que también ocurre a lo largo de la zona costera en la región y al Sur de la propia falla, indicando que en realidad el borde de placas ocurre en una ancha (~70 km) zona de deformación, como es el caso en el centro-norte del país.

La región de Trinidad

La actividad sísmica en esta región (figuras 3, 4 y 5) es intensa y define una franja sísmica que se orienta en dirección Noreste a partir de la zona de fallas de Los Bajos-El Soldado (FBS, figura 1) entre Venezuela y Trinidad (TRN), rumbo hacia el Noreste de dicha isla y las Antillas Menores. La sismicidad que ocurre en esta zona a profundidades $h \geq 40$ km (círculos cerrados, figuras 3 y 5) constituye una continuación (Pérez y Aggarwal, 1981; Russo et. al. 1993) de la franja de sismos con profundidades focales similares que ocurre a lo largo de las Antillas Menores más al Norte (14^o-16^o N), donde una zona de Benioff buzando hacia el Oeste, producto de la subducción de la Placa del Atlántico por debajo de la placa del Caribe, se conoce desde hace varias décadas (Sykes y Ewing, 1965; Molnar y Sykes, 1969).

Esta franja de actividad sísmica a profundidades intermedias termina abruptamente en la vecindad de la zona de fallas Los Bajos-El Soldado, lo cual sugiere que esta zona de fallas marca en superficie el margen Suroeste a profundidad, de una porción de litósfera que subduce hacia el Noroeste. La figura 9, tomada de Pérez y Aggarwal (1981), es un perfil vertical (AA') de orientación Noroeste-Sureste mostrando la distribución con la profundidad de los sismos localizados (1950-1977) por el ISC y Sykes y Ewing (1965) dentro del rectángulo AA' en el recuadro de la figura. Este perfil definió por vez primera una zona de Benioff en los alrededores de Trinidad, con un buzamiento de ~45^o hacia el Noroeste. Estudios más recientes de la sismicidad en la zona (Russo et. al. 1993) han confirmado la existencia de esta zona de Benioff, que podría estar asociada a una porción de litósfera ya sea Atlántica o Sur Americana (Pérez y Aggarwal, 1981; Speed, 1985; Russo et. al., 1993), problema aún por ser dilucidado. Nótese que la inclinación del eje de tensión T (flecha en la figura 9), derivado del mecanismo focal n^o 22 en la figura 5 (Tomblin, 1972), es claramente aguas abajo, tal como ocurre comúnmente a esas profundidades en la mayoría de los márgenes convergentes del mundo (Isacks y Molnar, 1971). Nuevos datos de microsismicidad en el área (Russo et. al., 1993) han corroborado estas últimas observaciones.

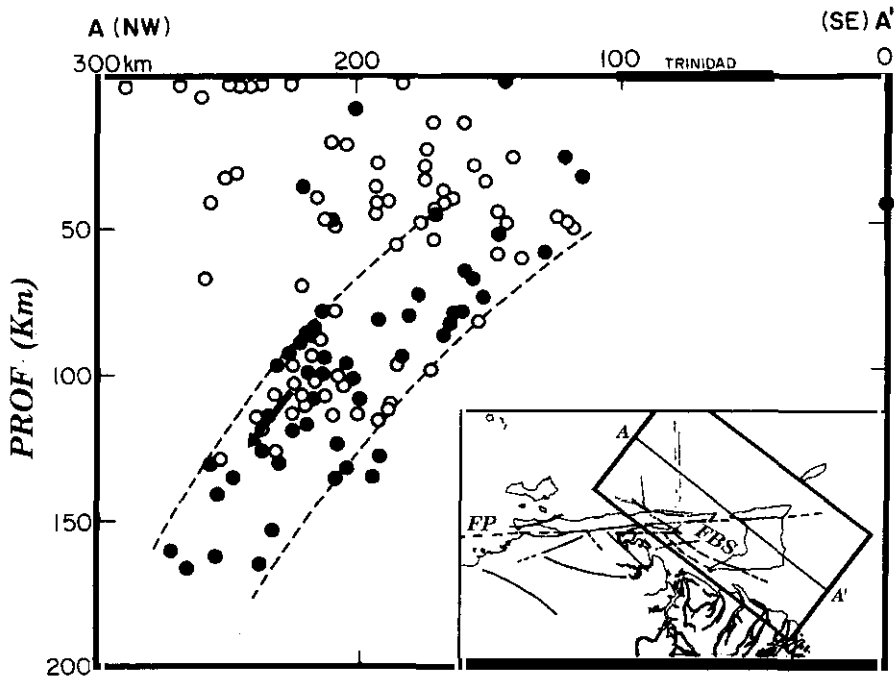


Figura 9. Perfil vertical (AA') de orientación Noroeste-Sureste, mostrando la distribución con la profundidad de los sismos localizados (1950-1977) por el ISC y Sykes y Ewing (1965) dentro del rectángulo AA' en el recuadro. La flecha muestra la orientación del eje T inferido del mecanismo 22 en la figura 5 (Tomblin, 1972). Después de Pérez y Aggarwal (1981).

Finalmente, es justo puntualizar que la convergencia entre las placas del Caribe y Sur Americana en el Noreste de Venezuela y Trinidad, implícita en las observaciones antes descritas, junto con la curvatura que sufre la litósfera en el Sureste de Trinidad, son fenómenos que resultan en una fuerte deformación interna en las porciones litosféricas tanto obducidas como subducidas. Esto se manifiesta en la diversidad de mecanismos focales obtenidos por Russo et. al. (1993) para eventos superficiales ($h \leq 70$ km) moderados en la región, los cuales incluyen fallamientos inversos de buzamiento suave, compresivos, normales y transcurrentes en fallas de variado rumbo.

EL POTENCIAL SÍSMICO EN LA REGIÓN VENEZOLANA

A pesar de lo tectónicamente complicado y difuso que según hemos descrito es el borde Sur de la placa del Caribe, la localización de grandes terre-

motos históricos (figura 2) a lo largo de las trazas principales de las fallas de Boconó (1812), San Sebastián (1900) y El Pilar (1766) indica que a lo largo de ellas ocurre el borde principal entre las placas del Caribe y Sur América, definido éste como el conjunto de fallas a lo largo de las cuales se libera sísmicamente la mayor parte de la energía de deformación producto de la interacción entre ambas placas (Y. P. Aggarwal, datos inéditos, 1987). La magnitud del vector de desplazamiento relativo entre las placas del Caribe y Sur Americana ha sido indirectamente estimada en el orden de los 20 a 30 mm/año (Minster y Jordan, 1978; Dewey y Suárez, 1991; Deng y Sykes, 1995; Pérez et. al., 1997), con una orientación general cercana a la Este-Oeste.

Estimaciones recientes basadas en datos geológicos y sismológicos (Pérez et. al., 1997a,b) sugieren que alrededor del 50% de este desplazamiento ocurre a lo largo de las superficies principales de las fallas que conforman el borde principal de placas (Boconó-San Sebastián-El Pilar, figuras 1 y 2). Esto implica que los períodos de retorno de los eventos de 1766, 1812 y 1900 ($M = 7.5$ a 7.8) están en el orden de los 250 a 300 años, si han de esperarse de ~ 2.5 a 3 metros de desplazamiento durante un terremoto de ese tamaño (Sykes y Quitmeyer, 1981; Pegler y Das, 1996). Esto asumiendo una tasa anual de desplazamiento de ~ 10 mm/año a lo largo del borde principal de placas, lo cual sugiere que el ciclo sísmico de los eventos de 1766 y 1812 se encuentra hacia su final, definido el ciclo sísmico como el tiempo que transcurre entre terremotos sucesivos de tamaño comparable que fracturan el mismo segmento de falla (Fedotov, 1965, 1967; Mogi, 1969; Scholz, 1988, 1990; Thatcher, 1990; Pérez y Scholz, 1997).

El caso del oriente de Venezuela es de particular interés por las siguientes razones. De acuerdo al catálogo sismológico mundial provisto por el Centro Sismológico Internacional (ISC); a las relocalizaciones hipocentrales realizadas para el área del Caribe por Sykes y Ewing (1965) y Molnar y Sykes (1969); y a los estudios sobre la sismicidad histórica en el Oriente de Venezuela realizados por Grases (1979), desde 1929, cuando un sismo con magnitud de onda superficial $M_s \sim 6+$ ocurrió cerca de Cumaná (Paige, 1930), solo dos eventos con $M_s \geq 6$ han ocurrido sobre la traza principal de la falla de El Pilar (figura 7). Ellos son, uno de $M_s = 6.2$ el 9 de Junio de 1986, y el ocurrido en Julio de 1997. El primero fue localizado justo al Este del segundo, y su mecanismo focal (Russo, et. al., 1993) también indica un fallamiento transcurrente lateral dextral de rumbo Este-Oeste. Sieh et. al. (1989) y Thatcher (1990) demuestran que muchos eventos grandes en California y el Circum-Pacífico se han repetido en concentraciones ("*clusters*") de sismos que toman lugar durante las décadas finales del ciclo sísmico. De tal manera que si los eventos de 1986 y 1997 en el Noreste de Venezuela son parte de una concentración de este tipo,

entonces la región podría estarse preparando para un evento mayor ($M_w = 7+$). Nótese que las localizaciones relativas de los terremotos de 1986 y 1997 (figura 7) sugieren una migración de la actividad sísmica del Este hacia el Oeste, donde hay un segmento de la falla de El Pilar suficientemente largo (~150 km) como para dar cabida (e.g., Pegler y Das, 1996) a un sismo de esa magnitud. Aunque estas interpretaciones estuviesen alejadas de la realidad, todavía un vigoroso y consistente programa de prevención de desastres es necesario, no solamente para el noreste de Venezuela sino para el país en general, dado que aproximadamente el 80% de nuestra población está asentada a lo largo del borde principal Sur de la Placa del Caribe.

Finalmente puntualizamos que las interpretaciones tectónicas resumidas en la figura 1 implican un modelo bastante simplificado para explicar la compleja interacción entre las placas del Caribe y Sur América, que sin embargo ilustra en una perspectiva correcta, el rol que juegan las fallas geológicas más importantes en la tectónica actual de la región. En realidad, esta área es mucho más compleja tectónicamente. Por ejemplo, otras fallas que ocurren en el occidente del país tales como Santa Marta (f-sm) y Oca (f-o), contribuyen en algún grado con la deformación general en la región. La falla de Oca, de rumbo Este-Oeste muestra una pequeña tasa de desplazamiento Cuaternario del orden de los 2 mm/año (A. Singer, datos inéditos, 1996), y la falla de Santa Marta, de rumbo Noroeste-Sureste podría participar en el movimiento relativo entre el Noroeste de Sur América y la placa del Caribe (Mann y Burke, 1984; van der Hilst y Mann, 1994), cuya tasa de convergencia se estima en el orden de los 15 mm/año (Freytmüller et. al., 1993; Kellogg y Vega, 1995). De la misma manera, en el oriente del país el patrón de fallamientos (Bellizzia et. al. 1976; Beltrán, 1993) es sumamente complejo, y regionalmente no existen medidas directas del vector de desplazamiento entre las placas del Caribe y Sur América (Russo et. al., 1993). Esperamos que futuros estudios sismológicos y geodésicos del tipo GPS (Global Positioning System), que en nuestra institución nos aprestamos a realizar en el Sur del Caribe y Venezuela, contribuyan a obtener un conocimiento más cuantitativo acerca de cómo se distribuye la deformación en la región, y a mejorar por tanto nuestro conocimiento sobre su tectónica actual y su potencial sísmico.

Reconocimientos

Este trabajo está dedicado a los Drs. Alirio Bellizzia (q.e.p.d.) y Carlos Schubert (q.e.p.d.), como tributo a su calidad humana y excelencia como investigadores de la Geología y Tectónica de Venezuela. Agradecemos a

nuestros estudiantes Belinda Ferrero, Carlos Rodríguez, Carlos Santos y Reinaldo Aguilera, por su ayuda en el análisis de datos. Contribución de la Universidad Simón Bolívar No. USB-CT-9801.

REFERENCIAS

- BELLIZZIA, A., N. PIMENTEL, y R. BAJO (1976), Mapa geológico estructural de Venezuela, esc. 1:500.000, Min. de Minas e Hidrocarburos, Caracas, Venezuela.
- BELTRÁN, C. (1993), Mapa neotectónico de Venezuela, esc. 1:2.000.000, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas —FUNVISIS—, Caracas, Venezuela.
- BURKE, K. C., C. COOPER, J. F. DEWEY, P. MANN and J. L. PINDELL (1984), Caribbean tectonics and relative motions, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 162, 31-63.
- DAS S. y C. H. SCHOLZ (1982), Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1.349-1.362.
- DENG J. y L. R. SYKES (1995), Determination of Euler pole for contemporary relative motion of Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes, *Tectonics*, 14, 39-53.
- DEWEY, J. W. (1972), Seismicity and tectonics of western Venezuela, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1.711-1.751.
- DEWEY, J. W. y G. SUÁREZ (1991), Seismotectonics of Middle America, in *Neotectonics of North America*, edited by D. B. Slemmons, E. R. Engahl, M. D. Zovak and D. Blackwell, 309-321, Geological Society of America, Boulder, Colo.
- DZIEWONSKI, A. M., G. EKSTROM, J. E. FRANZEN y J. H. WOODHOUSE (1988), Global seismicity of 1978: Centroid-moment tensor solutions for 515 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 50, 127-154.
- FEDOTOV, S. A. (1965), Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kurile Islands and northeastern Japan (in Russian), *Tr. Inst. Fiz. Zemli Akad. Nauk SSSR*, 36, 66-93.
- FEDOTOV, S. A. (1967), Long-range seismic forecasting for the Kurile-Kamchatka zone (in Russian), paper presented at Meeting of the Far East Earth Science Division, Acad. of Sci. USSR, Moscow, 11-16.
- FIELDER, G. (1961), Areas afectadas por terremotos en Venezuela, *Bol. Soc. Geol. Ven.*, 4, 1,791-1,810.
- FREYMULLER, J. T., J. N. KELLOGG y V. VEGA (1993), Plate motions in the North Andean region, *J. Geophys. Res.*, 98, 21,853-21,893.

- GARCIACARO, E. J. (1997), Microsismicidad, tectónica y potencial sísmico en el sistema de fallas de Boconó, Tesis de Ingeniero, Univ. Simón Bolívar, Caracas, Venezuela, 55 pp.
- GRASES, J. (1979), Terremotos destructores en el Oriente de Venezuela, Delta del Orinoco y regiones adyacentes, Reporte Técnico para el Instituto Tecnológico Venezolano del Petróleo —INTEVEP—, Caracas, Venezuela.
- GRASES, J. (1980), Investigación sobre los terremotos destructores que han afectado el centro y occidente de Venezuela, 3 vols., Reporte Técnico para el Instituto Tecnológico Venezolano del Petróleo —INTEVEP—, Caracas, Venezuela.
- HABERMANN, R. E. (1982), Consistency of teleseismic reporting since 1963, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 93-111.
- HABERMANN, R. E. (1987), Man-made changes of seismicity rates, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 141-159.
- ISACKS, B. L. y P. MOLNAR (1971), Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 9, 103-174.
- JORDAN, T. H. (1975), The present-day motion of the Caribbean plate, *J. Geophys. Res.*, 80, 4.433-4.439.
- KELLEHER, J. A., L. R. SYKES, y J. OLIVER (1973), Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 78, 2.547-2.585.
- KELLOGG, J. N. y W. E. BONINI (1982), Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate, *Tectonics*, 1, 251-276.
- KELLOGG, J. N. y V. VEGA (1995), Tectonic development of Panamá, Costa Rica and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity, in *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*, edited by P. Mann, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 295, 75-90.
- KUGLER, H. G. (1959), Geologic map of Trinidad, Orell Fussli S. A., Zurich.
- MALAVÉ G. y G. SUÁREZ (1995), Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction, *Tectonics*, 14, 617-628.
- MANN, P. y K. BURKE (1984), Neotectonics of the Caribbean, *Rev. Geophys.*, 22, 309-362.
- MENDOZA, J. S. y O. J. PÉREZ (1995), Seismic moment catalog of shallow earthquakes in Venezuela, 1900-1993 (abstract), *Acta Cient. Venez., Trans. XLV Convención ASOVAC*, 46, suppl., 290.

- MINSTER, J. B., y T. H. JORDAN (1978), Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5.331-5.354.
- MOGI, H. (1969), Some features of recent seismic activity in and near Japan, (2), Activity before and after great earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.* 47, 395-417.
- MOLNAR P. y L. R. SYKES (1969), Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1.639-1.684.
- PACHECO, J. y L. R. SYKES (1992), Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1.306-1.349.
- PAIGE, S. (1930), The earthquake at Cumaná, Venezuela, January 17, 1929, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 20, 1-10.
- PEGLER, G. y S. DAS (1996), Analysis of the relationship between seismic moment and fault length for large crustal strike-slip earthquakes between 1977-92, *Geophys. Res. Letters*, 23, 905-908.
- PENNINGTON, W. D. (1981), Subduction of the eastern Panamá Basin and seismotectonics of northwestern South America, *J. Geophys. Res.*, 86, 10.753-10.770.
- PÉREZ, O. J. (1998a), Seismological report on the $M_w = 6.8$ strong shock of July 9th, 1997 in Cariaco, northeastern Venezuela, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, in press.
- Pérez, O. J. (1998b), Revised world instrumental seismicity catalog (1950-1997) for strong ($M_s \geq 6$), shallow ($h \leq 70$ km) earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, in press.
- PÉREZ, O. J. y Y. P. AGGARWAL (1981), Present-day tectonics of the southeastern Caribbean and northeastern Venezuela, *J. Geophys. Res.*, 86, 10.791-10.804.
- PÉREZ, O. J., y C. H. SCHOLZ (1984), Heterogeneities of the instrumental seismicity catalogue (1904-1980) for strong shallow earthquakes, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 74, 669-686.
- PÉREZ, O. J., y C. H. SCHOLZ (1997), Long-term seismic behavior of the focal and adjacent regions of great earthquakes during the time between two successive shocks, *J. Geophys. Res.*, 102, 8.203-8.216.
- PÉREZ, O. J., M. JAIMES, y E. GARCIACARO (1997a), Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South American plate in northwestern Venezuela, *J. Geophys. Res.*, 102, 17.875-17.882.
- Pérez, O. J., C. Sanz y G. Lagos (1997b), Microseismicity, tectonics and seismic potential in southern Caribbean and northern Venezuela, *J. Seismology*, 1, 15-28.

- ROD, E. (1956), Strike slip faults of northern Venezuela, *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 40, 457-476.
- RUSSO, R. M. y R. C. SPEED (1992), Oblique collision and tectonic wedging of the South American continent and Caribbean terranes, *Geology*, 20, 447-450.
- RUSSO, R. M., R. C. SPEED, E. A. OKAL, J. B. SHEPHERD, y K. C. ROWLEY (1993), Seismicity and tectonics of the southeastern Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 98, 14.299-14.319.
- SCHOLZ, C. H. (1988), Mechanisms of seismic quiescences, *Pageoph*, 126, 701-718.
- SCHOLZ, C. H. (1990), *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge Univ. Press, New York, USA, 439 pp.
- SCHUBERT, C. (1981), Are the Venezuelan fault systems part of the southern Caribbean plate boundary?, *Geol. Rundsch*, 70, 542-551.
- SCHUBERT, C. (1986), Aspectos neotectónicos de la zona de fallas de La Victoria y el origen del la cuenca de Santa Lucía-Ocumare del Tuy, *Acta Científica Venezolana*, 37, 278-286.
- SCHUBERT, C. (1988), Neotectonics of La Victoria fault zone, north-central Venezuela, *Annales Tectonicae*, 2, 58-66.
- SCHUBERT C. y R. S. SIFONTES (1970), Boconó fault, Venezuelan Andes: Evidence of post-glacial movement, *Science*, 170, 66-69.
- SIEH K., M. STUIVER, y D. BRILLINGER (1989), A more precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas fault in southern California, *J. Geophys. Res.*, 94, 603-623.
- SILVER, E. A., J. E. CASE y H. J. MACGILLARY (1975), Geophysical study of the Venezuelan borderland, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 213-226.
- SPEED, R. C. (1985), Cenozoic collision of the Lesser Antilles and continental South America and the origin of the El Pilar fault, *Tectonics*, 4, 41-69.
- SUÁREZ G. y J. NÁBELĚK (1990), The 1967 Caracas earthquake: Fault geometry, direction of rupture propagation, and seismotectonics implications, *J. Geophys. Res.*, 95, 459-474.
- SYKES, L. R. y M. EWING (1965), The seismicity of the Caribbean region, *J. Geophys. Res.*, 70, 5065-5074.
- SYKES, L. R. y R. C. QUITMEYER (1981), Repeat times of great earthquakes along simple plate boundaries, in *Earthquake Prediction, An International Review, Maurice Ewing Series*, 4, 217-247, edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, AGU, Washington D. C.

- TOMBLIN, J. F. (1972), The Lesser Antilles and Aves ridge, *Ocean Basins Margins*, 3, 567-500.
- TOTO, E. A. y J. N. KELLOGG (1992), Structure of the Sinu-San Jacinto fold belt—An active accretionary prism in northern Colombia, *J. S. Am. Earth Sc.*, 5, 221-222.
- THATCHER, W. (1990), Order and diversity in the modes of Circum-Pacific earthquake recurrence, *J. Geophys. Res.*, 95, 2,609-2,623.
- VAR DER HILST, R. y P. MANN (1994), Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America, *Geology*, 22, 451-454.
- VIERBUCHEN, R. C (1978), The tectonics of northeastern Venezuela and southeastern Caribbean Sea, Ph. D. Thesis, Princeton Univ., Princeton, N. J.
- WILSON, C. C. (1968), The Los Bajos fault, *Trans. Carib. Geol. Conf.* 4th, 87-90.