

# Terremotos y Tsunamies en Panamá

**Eduardo Camacho A. / UNIVERSIDAD DE PANAMA**

## **INTRODUCCIÓN**

El Istmo de Panamá está ubicado en una microplaca tectónica la cual se ha denominado el Bloque de Panamá (Kellog et al., 1985, 1989). En base a la sismicidad y a determinaciones de mecanismos focales el Istmo de Panamá se ha subdivido en siete zonas sismo - tectónicas principales, cada una con sus estructuras y sismicidad característica. Cada año quedan menos zonas del Istmo sin habitar y la densidad de población en las ciudades aumenta rápidamente junto con el incremento vertiginoso de edificaciones e infraestructuras lo que ha hecho que la industria de la construcción se halla constituido en uno de los pilares más fuertes y dinámicos de su economía. Pero muchas de estas obras se han construido sobre laderas inestables, zonas de suelos blandos, relleno costero, manglares y/o pantanos, sin tomar las medidas suficientes que mitiguen el impacto de un sismo sobre ellas.

Esto tal vez se deba a que, a pesar que el Istmo de Panamá ha sido sacudido por sismos destructores en varias ocasiones: 2 de mayo de 1621, 7 de septiembre de 1882, 2 de octubre 1913, 18 de julio de 1934 y el 22 de abril de 1991, la actividad sísmica es relativamente más baja que en otras reas vecinas de América Central y Sudamérica, concentrándose esta principalmente en las regiones fronterizas con Colombia y Costa Rica (Fig. I), las cuales a excepción de Chiriquí en su mayor parte están prácticamente despobladas.

A pesar de lo dicho anteriormente, eventos recientes muy cercanos a nuestras fronteras cómo, el evento del Valle de la Estrella de 22 de abril de 1991  $M_s=7.5$ , en Costa Rica y el evento de Murindé del 18 de octubre de 1992  $M_s = 7.2$ , en la región del Atrato en Colombia, nos recuerdan que Panamá está ubicado dentro de una región sísmicamente activa, en donde existen estructuras capaces de generar sismos destructivos, de ocurrir cercanos a zonas con concentración de población e infraestructuras.

## **AMBIENTE TECTÓNICO Y ZONAS FUENTE**

El Istmo de Panamá está situado sobre una miniplaca tectónica a la cual se ha denominado el Bloque de Panamá. Esta miniplaca está rodeada por cuatro grandes placas tectónicas: la Placa Caribe, al norte; la Placa de Nazca, al sur; la Placa del Coco, al sudoeste y la Placa Suramericana, al este. El límite norte está conformado por una zona de cabalgamiento conocida como el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Bowin, 1976; Case et al., 1980; Bowland, 1984; Stephan et al., 1988; Silver et al., 1990). Aquí la Placa Caribe y el Bloque de Panamá convergen en dirección Norte - Sur de 12 a 15 mm por año (Vega et al., 1993). El límite occidental lo conforma una zona de falla sinistral, que atraviesa el Valle Central de Costa Rica conectándose en el Caribe con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, y en el Pacífico con la zona de Fractura de Costa Rica (Barrit, S., y J., P., Berrang), 1987; Astorga et al., 1991; Weinberg, 1992; Frisch, 1992; Guendel y Pacheco, 1992).

El límite sur lo forman dos zonas de convergencia: el Cinturón Deformado del Sur de Panamá y la Fosa de Colombia conectados entre sí por una falla de transformación sinistral localizada al sur del Golfo de Panamá (Hardy et al., 1990; Kolarsky, 1992). El movimiento relativo predominante entre la Placa de Nazca, al sur de Panamá, y el Bloque de Panamá es del tipo transcurrente en dirección Este - Oeste (Vega et al., 1991).

El límite oriental del Bloque de Panamá no está muy bien definido ya que la zona del Darién y el Atrato denominada el Cinturón Deformado del Este de Panamá (Case, 1980; Kolarsky, 1992), es una zona de deformación difusa. Este límite generalmente se sitúa en el borde oriental de la cuenca del Atrato - San Juan (Case et al., 1971; Pindell y Dewey, 1982); mientras Duque - Caro (1985) y Toussaint y Restrepo (1986) localizan este límite en el flanco oeste de la Cordillera Occidental de Colombia. Duque - Caro (1990) propone que el límite Este de esta zona lo constituye la falla de uramita, que es una falla de rumbo sinistral con un componente de transpresión y cuya extensión norte coincide con el trazo de la falla del Atrato; por otra parte Toussaint y Restrepo (1986) y Restrepo y Toussaint (1988) consideran que este lo constituye un cabalgamiento con vergencia hacia el E. que pasa por las cercanías del Dabeiba siguiendo al sur por la zona del Carmen de Atrato para girar luego hacia el suroeste en dirección de la Bahía de Buenaventura, en el Pacífico.

En estos dos modelos la idea del punto triple queda descartada ya que las placas Caribe, Nazca y Suramericana parecen estar separadas por el Bloque de Panamá y el Bloque Norandino a lo largo de cabalgamientos y fallas de rumbo.

Los mecanismos focales preliminares del evento de Murindé del 18 de octubre de 1992 (NEIC, 1992), parecen confirmar la propuesta de Duque - Caro (1990), ver Fig. 2. La convergencia entre el Bloque de Panamá y el Bloque Norandino es Este - Oeste y se estima entre 10 y 20 mm anuales (Vega et al, 1993). De acuerdo a la sismicidad histórica (Acres, 1982; Víquez y Toral, 1987; Camacho y Víquez, 1992), la sismicidad instrumental, mecanismos focales (Fig. 3) y siguiendo criterios tectónicos, el Istmo de Panamá se ha dividido en siete provincias sismo - tectónicas principales (Fig. 4), la zona de Fractura de Panamá, el Cinturón Deformado del Sur de Panamá, el Golfo de Chiriquí, la zona de Azuero - Soná, la zona de Panamá Central, el Cinturón Deformado del Darién, y el Cinturón Deformado del Norte de Panamá.

Coincidiendo con Kolarski (1992) hemos preferido emplear el término cinturón deformado en vez de cadenas de pliegues y cabalgamientos para denominar algunas de estas zonas, porque algunas de estas estructuras pueden acomodar desplazamientos.

## **ZONA DE FRACTURA DE PANAMÁ**

La zona de Fractura de Panamá constituye el límite entre las placas del Coco y Nazca. Esta es una falla transformada oceánica de tipo dextral que se extiende de 81.5° a 83.0° W y desde cerca del Ecuador hasta los 6° N, donde se bifurca y se extiende como una serie de serranías y valles submarinos (Molnar y Sykes, 1969, Lonsdale y Klitgord, 1978, Lowrie et al., 1979; Adamek, 1986, 1988), hasta subducir asísmica y oblicuamente, con un ángulo muy bajo alrededor de los 7.3° N. Los mecanismos focales de esta zona son todos del tipo lateral derecho (Molnar y Sykes, 1969; Wolters, 1986; Adamek, 1986, 1988; Vergara, 1988; Camacho 1990; 1991).

## **CINTURÓN DEFORMADO DEL SUR DE PANAMÁ**

Esta zona se extiende al sur del Istmo de Panamá, bordeando su margen continental Pacífico y ha sido estudiado por Moore et al.,

(1985); Heil y Silver (1987); Heil (1988); McKay (1989); McKay y Moore (1990) y Hardy (1990), utilizando perfiles sísmicos multicanal.

En esta zona la placa de Nazca se subduce de manera asísmica y oblicua (rumbo N71'W), con un ángulo muy bajo (Silver et al., 1990) por debajo del bloque de Panamá. No existe hasta el momento ningún tipo de mecanismo focal inverso o normal en esta zona, a excepción del correspondiente al evento de Montijo del 6 de marzo de 1991, que sugiere ser normal por lo cual se piensa que las placas en esta zona están débilmente acopladas y la mayoría de la convergencia es asísmica.

## **ZONA DEL GOLFO DE PANAMÁ**

El Golfo de Chiriquí está ubicado en la margen continental sudoeste del Istmo de Panamá. Esta es una región donde ocurre la subducción oblicua y asísmica de ángulo bajo de parte de la Dorsal del Coco y de las extensiones septentrionales de la Zona de Fractura de Panamá (Heil y Silver, 1987; Heil, 1988; Kolarski, 1990). Las extensiones norte de la Zona de Fractura de Panamá, prosiguen en tierra con un rumbo NNW-SSE (Barrit y Berrang), 1987; Camacho, 1990,199 I). A un nivel superior existen una serie de fallas paralelas de rumbo sinistral que corren tanto en tierra como debajo del fondo marino con rumbo WNW-ESE (Kolarski & Mann, 1990).

Una de estas fallas, conocida como la falla de Chiriquí o Celmira se cree que es una extensión de la falla longitudinal de Costa Rica (Okaya y Ben Avraham, 1987; Corrigan et al., 1990). Alrededor del 98 % de los mecanismos focales para esta zona son del tipo lateral derecho o lateral izquierdo, algunos con componentes normales o inversas.

## **ZONA DE AZUERO - SONÁ**

Esta zona está localizada en la parte sur del Bloque de Panamá y comprende las penínsulas de Azuero y Soná. La mayoría de la sismicidad de esta zona está asociada a una serie de fallas paralelas de rumbo sinistral, como la falla de Tonosí y la de Torio – Gunico – Lobaina -San Rafael, esta última también se conoce como la falla de

Azuero - Soná (Mann & Corrigan, 1990). Estos mismos autores consideran esta última falla como una extensión de la falla longitudinal de Costa Rica también conocida como la falla Celmira - Ballena. Los pocos mecanismos focales conocidos de esta zona, con excepción del sismo de Montijo del 6 de marzo de 1991, que parece estar relacionado con el Cinturón Deformado del Sur de Panamá, son del tipo transcurrente.

Al este de la península de Azuero y al norte del Cinturón deformado del Sur de Panamá Hardy et. al (1990) han encontrado una falla de rumbo, que ellos consideran constituye parte del límite sur del Bloque de Panamá, con lo cual el límite convergente al sur de Panamá estaría interrumpido al sur del Golfo de Panamá por un límite transformante.

Estos mismos autores también proponen que entre los 78'50' y los 80'30' esta falla de transformación sinistral se bifurca y continúa en tierra, a través de la península de Azuero, como parte de una amplia zona de deformación sinistral, con rumbo NW-SE. El que esta falla pueda ser el límite sur del Bloque de Panamá parece verse confirmado por recientes mediciones geodésicas utilizando GPS, las cuales muestran movimiento Este - Oeste entre el Bloque de Panamá y una estación ubicada en la Placa de Nazca. sugiriendo un probable movimiento sinistral transcurrente al sur de Panamá (Vega et al., 1991).

## **ZONA DEL DARIÉN**

Esta zona también se conoce como el Cinturón Deformado del Este de Panamá (Case, 1980; Kolarski, 1992), Terreno Cuna (Toussaint y Restrepo, 1989; Restrepo y Toussaint, 1989) o la Zona de Sutura de Panamá - Sudamérica (Vergara 1988a). Ella comprende la región del Istmo de Panamá que se haya al este de los 79'W. Se caracteriza por ser muy compleja y por poseer una sismicidad muy difusa. De acuerdo a Toussaint et al., (1987) y Touissant y Restrepo (1988) esta zona y la región del Baudé en Colombia constituyen un terreno alóctono que está adherido al Bloque Norandino. Muchas de las fallas de esta región han sido inferidas o detectadas mediante el uso de sensores remotos y la teledetección.

Estas incluyen fallas normales como las de Chucunaque y el Atrato (Toussaint, 1987), fallas de rumbo sinistral como las de Saínbú y Jaqué, que corren en tierra con rumbo subparalelo a la costa Pacífica y otras con igual rumbo ENW-ESE que corren mar afuera, en la región

sudeste del Golfo de Panamá, hasta atravesar el Archipiélago de las Perlas (Toussaint et al., 1987; Mann y Corrigan, 1990; Kolarski, 1992). Otras son fallas inversas como la fallas Ungía y del Pirre, que corren con rumbo NE a lo largo de la región montañosa fronteriza con Colombia (Mann y Corrigan, 1990) y la de Utría que corre paralela a la costa Pacífica de Colombia hasta internarse en Panamá (Toussaint et al., 1987).

También existen fallas activas, como la Chararé, que no se sabe aún a que tipo pertenecen. Los mecanismos focales de los eventos en esta zona son de lo más variado habiendo de tipo inverso, normal y lateral izquierdo (Pennington, 1981; Wolters, 1986; Adainek, 1987).

## **ZONA DE PANAMÁ CENTRAL**

Basándose en datos batimétricos, topográficos, patrones de fallamiento, localización de fuentes termales, sismicidad y gravimetría algunos autores sugieren que esta región es el asiento de un gran límite tectónico profundo que corta el Istmo de Panamá en dos y al cual han denominado la Discontinuidad del Canal (Case, 1974; 1980; Lowrie et al., 1982) y que no es más que el viejo límite oriental que tuvo la Placa del Coco en el Mioceno. Esta zona posee predominantemente un fallamiento normal discontinuo que varían de rumbo de entre N40E a N70E y algunas de las fallas tienen un componente transcurrente (Corrigan y Mann, 1985). Mann y Corrigan (1990) han propuesto que estas fallas tal vez constituyen la terminación de las fallas de rumbo sinistral de la Zona del Darién.

En esta región también existe una falla de rumbo sinistral, la falla de las perlas o San Miguel, que se extiende con rumbo NNW – SSE desde el Archipiélago de las Perlas, atravesando la Bahía de Panamá, hasta la cuenca del Río Chagres (región del Canal de Panamá).

El único mecanismo focal que se cuenta de esta zona fue calculado por Pennington (1982) y es del sismo del 20 de enero de 1971 el cual es del tipo inverso con una componente lateral izquierdo.

## **SISMICIDAD HISTÓRICA E INSTRUMENTAL**

La sismicidad histórica del Istmo de Panamá ha sido estudiada por varios autores, principalmente con el propósito inicial de evaluar la sismicidad alrededor del Canal de Panamá y futuras rutas alternas (MacDonald y Johnson, 1913; Kirkpatrick, 1920,1931; Jorgensen, 1966; Blume, 1967; Leeds, 1978).

En los últimos diez años la sismicidad histórica ha recibido un gran impulso con estudios como los de Acres (1982), Viquez y Toral (1987), Mendoza y Nishenko (1989) y Camacho y Viquez (1992), los cuales han permitido definir de una mejor manera las zonas fuente del Istmo de Panamá. En estas zonas han ocurrido los siguientes eventos de importancia.

### **ZONA DE FRACTURA DE PANAMÁ**

Esta zona muestra una gran actividad sísmica, con muchos eventos entre 6.0 y 7.0 Ms. Esta zona ha sido sacudida durante el presente siglo por dos eventos con Ms > 7.0, el 20 de agosto de 1927 y el 18 de septiembre de de 1962, que ha sido el último.

### **CINTURÓN DEFORMADO DEL SUR DE PANAMÁ**

La sismicidad en esta zona es muy baja, tal vez debido al carácter asísmico de su subducción. Probablemente eventos causados por la subducción en esta zona son el del 3 de junio de 1945 (Ms=7.0, PAS) y con epicentro en las tierras altas de Chiriquí, que por los reportes de intensidad parece no ser de foco somero, el ISC estima su profundidad en 80 km; el evento del 28 de mayo de 1914 (Ms=7.2, PAS), al sur de Azuero; el evento del 6 de enero de 1951 (Ms=7.0 PAS) frente a la costa suroriental de Azuero y cuyo foco fue reportado por todas las agencia como mayor a los 70 km; y el 29 de marzo de 1925 (Ms=7.5, PAS) en el Darién y con profundidad de 60 km, que tal vez se deba a la subducción en el extremo norte de la fosa de Colombia.

## **GOLFO DE CHIRIQUÍ**

Esta zona ha sido sacudida por eventos grandes ( $M_s > 7.0$ ) el 26 de julio de 1871 y el 18 de julio de 1934. En la década del 30 sucedieron en esta zona varios eventos con magnitudes entre 6 y 6.5 alcanzándose, en alguno de ellos, intensidades de hasta VI MM en David. Es importante mencionar que desde el sismo del 18 de julio de 1934 ( $M_s=7.4$ ) (Pacheco y Sykes, 1992) esta zona no ha sido sacudida por un evento tan fuerte como este. Si el evento del 26 de junio de 1871 fuese el evento antecesor al 18 de julio de 1934, el período de retorno para eventos con  $M_s=7.4$  estaría alrededor de los 63 años y la magnitud más grande para esta región podría ser  $M_s=7.4$ .

El último evento que causó daños en esta zona ocurrió el 1 de julio de 1979 ( $M_s=6.5$ , PDE). Su foco está localizado a unos 20 km al NW de Puerto Armuelles a una profundidad de 12 km (Adamek, 1986). Este mismo autor obtuvo un mecanismo focal normal para este evento.

## **AZUERO - SONÁ**

La zona de Azuero - Soná ha sido sacudida por eventos fuertes o destructores en 1516, 1803, 1845, 1883, 1913, 1943 y 1960. Esta es la única región sismogénica de Panamá en la cual se ha podido establecer un valor aproximado de  $(43 + 8)$  años para el tiempo de retorno de los sismos mayores a  $M_s > 6.5$  (Viquez y toral, 1987). Vergara (1989) ha estimado este tiempo en 44.70 años.

El último sismo grande con epicentro en esta zona tuvo lugar el 2 de mayo de 1943 ( $M_s=7.1$ , PAS) al sur de Punta Mala y probablemente tuvo origen en la falla transcurrente que está al sur del Golfo de Panamá. El evento más reciente que ha causado daños en esta zona ocurrió el 12 de mayo de 1960 y tal vez fue causado por la falla de Guanico, que es una extensión de la falla de transformación al sur del Golfo de Panamá.

## **EL DARIÉN O CINTURÓN DEFORMADO DEL ESTE DE PANAMA**

Esta región ha sido sacudida por eventos fuertes el 8 de marzo de 1883, el cual parece haber sido el antecesor del evento de Murindó



del 18 de octubre de 1992 ( $M_s=7.3$ , PDE), el 13 de julio de 1974 ( $M_s=7.3$ , PDE) y el 11 de julio de 1976 ( $M_s=7.0$ , PAS). Estos dos eventos tuvieron una profundidad de foco menor a los 15 Km. Registros de sismicidad recientes indican que la falla de Chararé (ver Fig. 5) en el extremo occidental de esta zona, esta muy activa. La magnitud máxima registrada para un evento en esta zona es  $M_s=7.3$ .

## **PANAMÁ CENTRAL**

La sismicidad en esta zona es muy baja y esta históricamente sólo ha dado origen a un evento destructor, el 2 de abril de 1621, el cual causó daños en la Ciudad de Panamá, en donde la intensidad alcanzó los VII MM (Viquez y Camacho, 1993), sus réplicas se sintieron, de forma casi diaria, de mayo hasta agosto. Otros eventos que se han originado en esta zona causando alarma en la población y daños menores ocurrieron: el 17 de octubre de 1921 ( $M_s=5.2$ ), que causó derrumbes en la zona montañosa de Pacora; el 30 de julio de 1930 ( $M_s=5.4$ ), sentido en las ciudades de Panamá y Colón con intensidad de VI MM y originado, tal vez por la falla de Chame, pero también es posible que su foco este un poco más profundo; y el 20 de enero de 1971 ( $M_s=5.6$ , PDE), originado por la falla de Las Perlas, que fue sentido en la Ciudad de Panamá con una intensidad de VI MM. y que tuvo 30 réplicas registradas por la estación sismológica de Balboa (BHP), en un lapso de quince días y de las cuales 5 fueron sentidas por la población.

A pesar de lo anteriormente dicho resultados obtenidos en el último año después de haberse instalado el registro digital en la red sismológica de la Universidad de Panamá parecen indicar que esta zona no está inactiva y sugieren la posible existencia de algunas fallas activas pero con una actividad baja. Consideramos que la magnitud máxima para esta zona está entre  $M_s=6.0$  y  $6.5$ .

## **EL CINTURON DEFORMADO DEL NORTE DE PANAMA**

Al revisar los archivos de BHP y en base a estudios recientes de sismicidad histórica (Camacho y Viquez, 1992; 1993a) nos permiten afirmar que esta zona es mucho más activa de lo que se pensaba anteriormente. El Segmento Oriental ha sido sacudido por un evento muy fuerte, que causó daños severos a las obras del Canal Francés y

en menor grado a edificaciones en Colón y Panamá el 7 de septiembre de 1882 (Viquez y Total, 1987; Mendoza y Nishenko, 1989; Camacho y Viquez, 1992; 1993). Anteriormente se pensaba que el Segmento Oriental era mucho más activo que el segmento Occidental, Camacho y Viquez (1992) han demostrado que al menos cuatro eventos con  $M_s > 7.0$  han sacudido esta última zona durante los últimos 200 años, el 7 de mayo de 1822, el 20 de diciembre de 1904, el 24 y el 26 de abril de 1916 y el 22 de abril de 1991.

Sobre el origen del evento del 24 de abril de 1916 alas Ogh Olm 44s U.T.C. (Reid, 1916) y con una  $M_s=7.2$  (Pacheco y Sykes, 1992) existe una gran incertidumbre, ya que para las reportes de daños en Nicoya, en la costa pacífica mismas fechas hubo de Costa para este evento. Suárez et al., (1993) se basan Rica y además no hay reporte de tsunanúes en estos dos últimos puntos para sugerir que este evento puede haber sido causado por la subducción en el Pacífico de Costa Rica. El que no reportes de tsunami asociados a este evento no es haya extraño, ya que en otras ocurrido eventos aún mayores, como el de 1843 cerca de reas del Caribe han la producidos por una falla inversa de ángulo bajo, y Isla de Guadalupe ( $M_s=7.5-8.0$ ), igualmente tampoco se observó un tsunami (Bemard y Lambert, 1988). Así mismo, Miyamura (1980), reporta que en periódicos costarricenses de la época de dos fuertes sismos a las 02:26 a.m. y a las 02:28 se informa a.m. del 24 de revisión de los archivos de BHP y relejendo documentos abril de 1916. Realizando una de la época anotamos lo siguiente: los instrumentos de Balboa (BHP) registraron un evento a las «03:02:30 a.m. lo suficientemente violento para hacer saltar las plumillas... después de haberse registrado una amplitud de 88.0 intensidad varía entre los 111 y IV R. F.» (BHP, 1916; The mm.. Su Canal Record, fueron despertadas por el sismo» (The Star & Herald, 1916a). 1916). En David «personas En Bocas del Toro «un violento temblor a las 03:02 a.m. del lunes 24 de abril». (The Star & Herald, 1916b). «Durante el lunes y el martes se sintieron muchos temblores» (Reid, 1916). según Kirkpatrik (1920) «en Bocas del Toro el suficientemente fuerte para voltear objetos». Revisando los sismo fue lo archivos de BHP observamos que este evento y los que siguieron el 26 de abril vienen de una misma zona al NW de BHP, ya que sus distancias epicentrales son bastante parecidas, aunque el del 24 de abril parece tener un foco un poco alejado de la Laguna de Chiriquí.

En base a lo que se conoce de la geología y epicentro de  $10^{\circ}N$  y  $82^{\circ}W$  tectónica de la zona, empleando los tiempos Pn-O reportados por BHP, los tiempos de viaje de la onda Pn a diferentes profundidades (Jeffreys y Bullen, 1967), la distribución de las intensidades y

asumiendo un foco entre 15.0 en el segmento del Cinturón Deformado del Norte de Panamá ubicado y 40.0 km, frente a la Laguna de Chiriquí y la Isla Escudo de Veraguas, en Bocas del Toro, estimamos que los focos de los eventos del 24 y 26 de abril de 1916 están entre los 2.6 y 2.8 grados de Balboa, en la zona del Cinturón Deformado del Norte de Panamá que se extiende de 9.2N a 9.6'N y de 82. 1 OW a los 81.7'W. Estimamos que tuvo su epicentro al NE de la Península de Valiente.

En esta que el evento del 24 misma región hubo otro evento el 19 de enero de 1929 Ms=6.6 (UPP) el cual no causó daños, pero fue sentido por la población en Ciudad de Panamá. Hay que tener en cuenta que aún hoy la costa de la Península de Valiente y el Golfo Mosquitos esta prácticamente despoblada por lo cual tal vez de los hubo cuales no hay reportes.

Las duraciones de registro en los tsunamies de tipo local de los Bosch-Omori de 100 kg de BHP, para los eventos del mes de abril de 1916 sugieren que el evento del 24 de abril fue mayor que el del 26 de abril.

El último evento grande en el segmento occidental del Cinturón Panamá ocurrió el 22 de abril de 1991 (Ms=7.5, PDE). Para este Deformado del Norte de segmento los períodos de retorno para eventos mayores a Ms=7.0 en el sub-segmento occidental puede estar alrededor de los 82 años y para el sub - segmento oriental un intervalo de tiempo mayor. La magnitud mas grande para subregión puede estar alrededor de los Ms=7.5.

El segmento esta oriental del Norte de Panamá tiene períodos de retorno muy largos para Cinturón Deformado del eventos mayores a Ms=7.0, en el rango de los cientos de años (Mendoza y Nishenko, 1989), y su magnitud máxima es de Ms=(7.9+0.2) (Camacho y Víquez, 1993). El último evento grande en esta región ocurrió el 7 de septiembre de difícil determinar períodos de retorno para la 1882. Es muy mayoría de las excepción de la zona de Azuero - Soná, ya zonas fuente en el Istmo de Panamá, a que no muestran una periodicidad bien definida, tal como lo mencionamos anteriormente.

## TSUNAMIES

Otro aspecto que hay que tener muy en cuenta al momento de evaluar la amenaza sísmica en Panamá es la ocurrencia de maremotos. El istmo ha sido afectado por tsunamies de tipo local en varias ocasiones. Ejemplos de esto lo encontramos en el Caribe el 2 de mayo de 1822, 7 de septiembre de 1882, 26 de abril de 1916 y el 22 de abril de 1991; en el Golfo de Chiriquí el 18 de julio de 1934 y 18 de septiembre de 1962 y con toda probabilidad en la Bahía de Panamá el 2 de mayo de 1621.

## LA AMENAZA SÍSMICA EN PANAMA

En el análisis probabilístico de amenaza sísmica las relaciones de atenuación son uno de los parámetros más importantes que hay que tomar en consideración ya que juega un papel crítico en el resultado final. Para el Bloque de Panamá se han desarrollado varias fórmulas de atenuación en base a la intensidad (Acres, 1982; Vergara, 1988b). Entre ellas la experiencia nos ha demostrado que la de Acres (1982) es mejor como primera aproximación. Aplicando análisis de regresión múltiple a la atenuación de la intensidad en 32 localidades, para seis eventos del presente siglo en Panamá Acres (1982) obtuvo la relación siguiente:

$$I_r = 13.76 + 0.91 I_0 - 2.80 \ln(r + 100) \quad (1)$$

En donde  $r$  es la distancia epicentral en kilómetros.  $I_0$  es la intensidad epicentral. Esta relación tiene una desviación estándar de 0.37. La  $I_0$  puede obtenerse a partir de

$$I_0 = 1.58 M_s - 3.0 \quad (2)$$

Es importante destacar que esta atenuación es mucho más lenta que en California, aunque Vergara (1988) señala que las atenuaciones de intensidad en el Cinturón Deformado del Norte de Panamá y la zona del Darién son más rápidas que en la zona de Azuero y la Zona de Fractura de Panamá. Estudios preliminares  $Q$  coda ( $Q_c$ ) para la zona de Panamá Central (Camacho, 1993b) sugieren que los valores de esta son muy similares a las del noroeste de los Estados Unidos e iguales o mayores a las de California, por lo cual las atenuaciones son

mayores a las predichas por Acres (1982) para todo el Bloque de Panamá.

## **CONCLUSIONES**

Como hemos visto el Istmo de Panamá se encuentra situado sobre una microplaca con límites más o menos bien definidos que se ha denominado el Bloque de Panamá. La sismicidad en el istmo se da principalmente y con mayor frecuencia en los límites del Bloque de Panamá, en el resto del país la sismicidad es baja y difusa, pero también existe cierta sismicidad intraplaca que históricamente ha producido algunos eventos destructivos, como es el caso de los eventos del 2 de mayo de 1621 en la Bahía de Panamá, el 2 de octubre de 1913 al sur de Azuero y el 18 de julio de 1934 en el Golfo de Chiriquí.

Resultados preliminares de la red de registro digital donada por los gobiernos de Suecia y Noruega sugieren que la sismicidad en Panamá es mucho más complicada de lo que se pensaba anteriormente. El que la sismicidad en el istmo sea relativamente más baja que en el resto de América Central no quiere decir que estemos exentos de sufrir sismos destructores. Eventos recientes cercanos a nuestras fronteras y ubicados en los límites del Bloque de Panamá, como son los sismos del 22 de abril de 1991 y el 18 de octubre de 1992, nos recuerdan que el istmo está situado en una zona sísmicamente activa. Es importante que se implementen y refuercen las medidas de prevención y mitigación en caso de terremotos. Una de ellas sería la zonificación de áreas de peligro en donde debieran exigirse limitaciones en relación a la clase y tipo de construcciones. Otra muy importante sería aumentar el número de estaciones sismológicas y acelerográficas, para así determinar con mayor precisión las características de la sismicidad en el Istmo, conocer la atenuación de las aceleraciones del terreno y efectuar estudios de respuesta de sitio. De esta forma se mejoraría el código antisísmico.

# **Volcanes en Panamá**

***Eduardo Camacho A. / Universidad de Panamá***

## **INTRODUCCION**

Los primeros estudios sobre tectónica y volcanismo en Panamá sugerían la no existencia de volcanismo activo en la región occidental de Panamá debido al emplazamiento de la Zona de Fractura de Panamá y al arribo de la Dorsal de Cocos, que actuó como un tapón sobre la trinchera existente, haciendo cesar el proceso de subducción (Malfait y Dinkelman, 1972).

Otros investigadores, sin embargo han indicado que este volcanismo continuó en Panamá al oeste de la Isla de Coiba y al este de la Zona de Fractura de Panamá dentro del Pleistoceno (p.e. de Boer et al., 1988). Estudios radiométricos y químicos de los principales aparatos volcánicos del oeste de Panamá sugieren evidencias de un volcanismo activo y reciente, que en algunos casos, como el Volcán Barú, llega hasta hace unos 700 años (IRHE-BID-OLADE, 1985) y 300 años para el Complejo de la Yeguada (Cook, 1987).

## **EVOLUCION DEL ARCO VOLCÁNICO PANAMEÑO**

El volcanismo de arco en Panamá sugiere la posibilidad que el arco volcánico se haya formado en una etapa tan temprana como 70 Ma. Algunos investigadores dividen la evolución del arco volcánico en dos etapas: Una etapa temprana posiblemente toleítica y el desarrollo posterior de un complejo calco-alcalino que se ha subdividido en tres etapas diferentes y bien marcadas.

La etapa temprana toleítica se considera como un Complejo Ígneo Básico, que incluye los Complejos de Nicoya en Costa Rica, la Península de Azuero en Panamá y los terrenos de la costa pacífica de Colombia y Ecuador. (Restrepo, 1987).

Asociado al arco toleítico ocurrió el emplazamiento de rocas volcánicas intrusivas como dioritas y cuarzo dioritas alrededor de 60-70 M.a. en Panamá. La primera etapa de volcanismo calco-alcalino al parecer empezó con un período de magmatismo en el Eoceno consistente en cuarzo dioritas y granodioritas bajas en K. Un segundo episodio de magmatismo calco- alcalino durante el Oligoceno afectó la

parte occidental de Panamá, así como al resto de América Central. La tercera y última etapa calco- alcalina en Panamá, está marcada por un cese de la actividad volcánica durante el Plioceno. El volcanismo del Mioceno Superior arrojó grandes cantidades de ignimbritas, tobas y lavas que fueron afectadas por alteraciones hidrotermales asociadas con intrusiones posteriores de dioritas, granodioritas y raramente monzonitas.

El Mioceno Superior y Plioceno inferior marcó un período de compresión tectónica (plegamiento, fallamiento inverso y rotación) que resultó en la erosión de edificios volcánicos al nivel de las intrusiones (IRHE- BID- OLADE, 1985). El volcanismo Plio-pleistocénico empezó hace aproximadamente 1.2- 1.3 Ma. (IRHE- BID- OLADE, 1985). Los productos son calco- alcalinos y el principal tipo de roca es andesita. Grandes cantidades de productos piroclásticos fueron extruídos de estos complejos volcánicos jóvenes.

## **PRINCIPALES EDIFICIOS VOLCANICOS**

En el Occidente de Panamá, existen 10 estratovolcanes, aproximadamente 15 a 20 domos volcánicos y conos paralelos al sur del arco principal (Clark, 1989) (Figura 1) Durante las investigaciones geológicas y geotérmicas llevadas a cabo durante la década de los 80 bajo el Convenio OLADE-IRHE se determinó que estos aparatos volcánicos alineados en dirección NW-SE, presentan edades decrecientes al SE. Esto se infiere debido al grado de conservación de la morfología de las estructuras volcánicas y el grado de alteración meteórica de los productos emitidos.

La principal secuencia de volcanes presenta una composición principalmente de andesitas calco-alcalinas pero puede exhibir un rango amplio en composición desde basaltos hasta riolitas. Los domos y conos paralelos al arco volcánico principal parecen estar compuestos por productos volcánicos toleíticos y calco-alcalinos con bajo contenido de potasio (K) (Clark, 1989).

Las principales fuentes de emisión de los productos volcánicos en el Occidente de Chiriquí, fueron los estratovolcanes Pando, Colorado-Tisingal y Barú, cuyos conos muestran una alineación noroeste-sureste. Los dos últimos poseen características morfológicas que indican actividad reciente, probablemente Pleistoceno para el

Colorado e histórica o sub-histórica para el Barú (IRHE- BID- OLADE, 1985; Restrepo, 1987), la última erupción del Barú se remonta a 700 años atrás.

### **VOLCAN TISINGAL-COLORADO**

Con actividad volcánica durante el Pleistoceno. Según dataciones radiométricas (K/ Ar), la edad de este volcán se sitúa entre  $1.66 \pm 0.49$  Ma. y  $1.18 \pm 0.40$  Ma. (UTP- CEPREDENAC, 1992 a).

Se ha determinado, que posteriormente a su formación, se verificó una actividad tectónica de tipo distensivo, evidenciado esto por los depósitos de avalanchas de escombros observados en el sector meridional. En la zona Cotito-Los Pozos, se observa que la Fila del Colorado (SW del Volcán Colorado), está formada por enormes bloques provenientes del propio aparato volcánico. También se indica en el mismo informe que se dieron erupciones direccionales con elevada explosividad, ya que se han reconocido depósitos de nubes ardientes. La actividad de este volcán terminó con el emplazamiento de domos de lava al interior de la depresión central con escasos depósitos piroclásticos asociados.

### **CERRO PANDO**

Localizados al oeste del Volcán Barú se ubican los cerro conocidos como Silla de Pando y Cerro Pando. Ambos corresponden a los domos conocidos como "Domos del Pando". El domo del Cerro Pando tiene unas dimensiones aproximadas de 1.5 x 2.0 km, con una altura de 1756 m.s.n.m. Su emplazamiento tuvo un desplazamiento hacia el sur, con un comportamiento semejante a un flujo de lava muy viscoso. Como consecuencia de varias erupciones, el domo está cortado en su parte centro-meridional por una falla de dirección E-W.

Las rocas de este domo están clasificadas como andesitas basálticas altas en K<sub>2</sub>O y edades entre  $1.20 \pm 0.09$  Ma y  $1.00 \pm 0.14$  Ma (UTP- CEPREDENAC, 1992a). El domo de la Silla de Pando se ubica a 1 km al NW del anterior, con dimensiones de 1.5 x 1.0 km y una altura de 1835 m.s.n.m. Compuesto por andesitas basálticas altas en K. Las mediciones radiométricas indican una edad más reciente que el domo del Cerro Pando, o sea alrededor de  $0.92 \pm 0.24$  Ma (UTP- CEPREDENAC, 1992a).



## EL VOLCAN BARU

Ubicado 15 km al este del área de Cerro Pando, es el punto geográfico más alto del país, con una altura de 3474 m.s.n.m. La información disponible indica que el Barú tuvo una fase inicial hace 0.5 Ma, y su actividad continuó hasta tiempos pre-coloniales.

Por el estudio realizado por el IRHE-BID- OLADE (1985), se sabe que el Barú tuvo seis erupciones agrupadas en dos ciclos. Durante el primero, el material predominante fue la lava; en tanto que en el segundo, el dominio de la actividad explosiva de carácter freatomagmática fueron importantes. Información obtenida sobre dataciones de  $^{14}\text{C}$  que se realizaron en muestras derivadas del Volcán Barú durante su segundo ciclo de erupciones (Linares et al. 1975), indican edades de  $740 \pm 150$  años A.P. para una madera carbonizada cubierta por un estrato de ceniza que enterró el poblado indígena de Barriles. Otra datación realizada en Sitio Pití indica que hace 600 años, la actividad del Barú afectó en gran medida el Valle de Cerro Punta.

En la historia eruptiva del Barú tenemos un primer período correspondiente a la formación del edificio volcánico principal, en el cual las lavas son más abundantes que los productos piroclásticos. Este primer período termina con una fase tectónica y derrumbes que modifican profundamente la estructura del volcán, produciendo una ancha depresión central. Un segundo período corresponde a las erupciones sucesivas que formaron el edificio volcánico ubicado en el interior de la depresión central.

En este período se formaron los cuatro cráteres actualmente reconocibles, dispuestos a grandes rasgos en dirección E-W por una distancia de 2.5 Km. El orden en que hicieron erupciones sugieren la existencia de una migración progresiva de la actividad volcánica de este a oeste. La actividad volcánica incluye el emplazamiento de domos en tres de los cuatro cráteres del segundo ciclo. (UTP-CEPREDENAC, 1992a).

Los materiales del primer ciclo de Barú se asemejan mucho a los materiales del Volcán Colorado, lo que sugiere la hipótesis de que se verificó un desplazamiento del conducto volcánico del Colorado a el Barú.

El análisis de la información histórica, petrográfica, petrológica y química de los materiales emitidos por el Barú, así como de las

secciones estratigráficas, permiten determinar los tipos de actividad que caracterizaron este volcán. (UTP- CEPREDENAC, 1992a).

Después de la primera erupción del Barú, en donde se derramaron lavas, se verificaron erupciones caracterizadas por su gran explosividad. Los mecanismos de erupción son de tipo plineano, con una marcada componente freatomagmática. Las erupciones freatomagmáticas se dan cuando el magma ascendente por el conducto volcánico entra en contacto con el agua contenida en los acuíferos subterráneos ubicados en los depósitos de los productos emitidos por el volcán en sus erupciones anteriores. Estudios de los materiales del Barú, demuestran que la interacción agua- magma se dio cerca de la superficie, y que el agua involucrada en este proceso provino de acuíferos ubicados entre los materiales permeables que originaron el cono volcánico.

También hay restos de erupciones fisurales evidenciadas por la presencia de escoria basáltica que se observa en la sección ubicada en el valle de Cerro Punta y el Cerro Gordo. Además se han identificado depósitos de “surge” en la parte superior del último lahar en Paso Ancho. Los depósitos de “surge” indican la liberación de una gran cantidad de energía mecánica, con una gran capacidad de destrucción. Estos depósitos se forman cuando la relación entre magma y agua está próximo al valor de uno.

### **Tipos de Erupciones del Volcán Barú**

La información disponible sobre los diferentes tipos de erupciones y materiales, junto con las características principales han sido resumidas por UTP- CEPREDENAC, 1992a y se detallan a continuación:

- **Flujos Piroclásticos:** En la zona de Boquete se observan espesores de hasta 60-80 m. Contienen restos de troncos carbonizados. Los flujos piroclásticos se encuentran sobre una base constituida por depósitos de cenizas y arenas de pómez. En la base de éstos flujos no existen depósitos de caída.
- **Depósitos de Surge:** Hay evidencias de este tipo de depósitos en la última erupción y se reporta en la sección estratigráfica de Paso Ancho.
- **Erupciones Freatomagmáticas:** En los depósitos de la última erupción se nota un pasaje de estos materiales a lavas, lo que parece indicar que de una erupción freatomagmática se pasa a

una erupción volcánica no explosiva. Estos depósitos constituyen una amenaza por la elevada velocidad con que se mueven las masas que descienden por la pendiente y su gran capacidad de arrastre.

- **Domos:** En tres de los cráteres de las erupciones del segundo ciclo se observan domos.
- **Erupción Fisural:** Están en Cerro Gordo, 19Km al oeste del cráter del Volcán Barú y las que se señalan en la sección estratigráfica ubicada en las proximidades de Cerro Punta.
- **Piroclastos de Caída:** En el Cerro Totuma (domo del Volcán Colorado), al NW del Barú y en el domo del Pando al oeste del Barú, se encuentran cenizas de las erupciones del primer ciclo del Barú. Es frecuente observar la presencia de bombas tipo “corteza de pan”. La erupción explosiva del primer ciclo, provocó la formación de gran cantidad de piroclastos de caída. Estos flujos se han localizado en las áreas próximas al cono volcánico. La primera erupción del Barú derramó gran cantidad de lavas que se extendieron en todas las direcciones, mientras que las siguientes erupciones se caracterizaron por la ausencia de lava. En las últimas erupciones se encuentran nuevamente lavas, que se derramaron principalmente hacia el este. Las lavas se extendieron por mayor distancia hacia el sur. En el río Monte de Macho, a la altura de Cuesta de Piedra, se observa un buen afloramiento de estas lavas.
- **Avalancha de Escombros:** Una porción del cono volcánico del Barú se deslizó debido a los procesos de transformación geomorfológica y las violentas erupciones que truncaron el cono y formaron una gran depresión central semicircular que tomó la forma de herradura abierta hacia el oeste cuando grandes porciones del cráter se deslizaron formando un debris avalancha. Estas porciones deslizadas forman los cerros que se encuentran en los alrededores de Hato de Volcán. Entre estos cerros se mencionan el Macho de Monte, Cerro Pon la Olla, Potrero de Piedra, etc.
- **Flujos de Lava:** El espesor de las coladas de lava varía de 5 a 10 m. En las partes altas del volcán y llegan hasta 40 - 50 m. En las partes frontales de las coladas.

Se tiene que los productos del Barú en un área delimitada por los ríos Chiriquí Viejo y Caldera. En su primera erupción El Barú emitió principalmente lavas que se derramaron en todas las direcciones sin embargo la distribución hacia el norte fue limitada por la barrera natural de la Cordillera de Talamanca.

Hacia el sur las lavas alcanzaron grandes distancias. Se encuentran afloramientos hasta el Río Macho de Monte, a las alturas de Cuesta de Piedra. Las siguientes erupciones fueron explosivas caracterizándose por gran variedad de materiales piroclásticos. En la fase final del segundo ciclo vuelve nuevamente a presentar emisiones de lavas que se derramaron hacia el sur y el este.

La distribución de los flujos piroclásticos, flujos de lavas y lahares ha sido influenciada por la morfología preexistente observándose la influencia de la barrera de la Cordillera de Talamanca y el escarpe que se formó después del primer ciclo de erupción. Estas barreras naturales han obligado a los diferentes flujos a distribuirse en forma de abanicos dirigidos principalmente hacia el SE, S, SW y W del cono volcánico principal.

Los flujos piroclásticos y los lahares dominan la parte meridional del volcán llegando hasta cotas bajas en las cercanías de las costas del Pacífico, en donde se encuentran intercalados con los sedimentos marinos, lacustres y aluvionales actuales. La distribución de los piroclastos está determinada por la dirección de los vientos, de los cuales se saben soplan de NE a SW y de SW a NE dependiendo de la estación. Las secciones estratigráficas demuestran que estos productos se han distribuido en todas las direcciones, sin embargo las secciones del N y del NE indican que los últimos materiales que se depositaron en estas áreas son piroclastos de caída. Grandes bombas volcánicas se encuentran a distancias considerables. Sobre el Cerro Totuma, se han encontrado cenizas de pómez del Barú.

### **Períodos de Recurrencia de las Erupciones**

A partir de 15 muestras de  $^{14}\text{C}$  obtenidas de fragmentos de madera dentro de un lahar que enterró un bosque (Stewart, 1986) y de restos de carbón de un fogón de dos aldeas indígenas que fueron enterradas por una erupción de cenizas (Linares et al, 1975) dan edades que fluctúan entre los años 60 A.C. hasta los años 1210 D.C. Sin embargo no hay informes durante el período histórico sobre actividad del Volcán Barú. Por lo tanto no se pueden hacer estimaciones sobre el período de recurrencia de la actividad volcánica.

Los productos volcánicos originados por el volcán Barú hacia el primer ciclo de actividad corresponden principalmente a flujos de lavas. Los posteriores ciclos eruptivos se caracterizaron por una gran diversidad

y abundancia de materiales piroclásticos, producto de erupciones de gran explosividad. Como base para la datación del último ciclo de actividad volcánica del Barú, Stewart en 1978 utilizó estudios arqueológicos y de  $^{14}\text{C}$  para datar el último evento que provocó la despoblación del sector de Chiriquí Viejo y reconocer las edades de los materiales del primer metro de profundidad. Sobre los niveles que indican el último cese de actividad cultural, en las dos perforaciones realizadas se han identificado capas de pómez entre 5 y 15 cm de profundidad, que se presumen son los últimos productos emitidos por el Barú.

Otro fenómeno se ha presentado en la cuenca del Río Chiriquí Viejo y es el de represamiento. Se ha determinado que durante la primera erupción del Volcán Barú, tres flujos se derramaron hacia el NW y llegaron hasta el área de Bambito, provocando represas en la parte superior del Chiriquí Viejo, originando la formación de un Lago en la zona de Cerro Punta. Posteriormente el río excavó el cañón de Bambito y drenó el Lago, lo cual provocó la desviación del antiguo cauce en la parte alta del río hacia el oeste.