

Volcanes en Panamá

EDUARDO CAMACHO A. / UNIVERSIDAD DE PANAMA

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).

Figura 1. Principales edificios volcánicos en Panamá. (Cortesía de SINAPROC)

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 ± 0.49 Ma. y 1.18 ± 0.40 Ma. (UTP- CEPREDENAC, 1992 a).

Figura 2. El Volcan Tisingal en primer plano y el Volcán Barú al fondo

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 K20 y edades entre 1.20 ± 0.09 Ma y

1.00±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± 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}C que se realizaron en muestras derivadas del Volcán Barú durante su segundo ciclo de erupciones (Linares et al. 1975), indican edades de 740 ± 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).

Figura 3. El Volcán Barú visto desde el sitio de Barriles.

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.

-

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.

-

Depósitos de Surge:

Hay evidencias de este tipo de depósitos en la última erupción y se reporta en la sección estratigráfica de Paso Ancho.

-

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.

-

Domos:

En tres de los cráteres de las erupciones del segundo ciclo se observan domos.

-

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.

-

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.

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.

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}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}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.