

HISTORIA VOLCANICA DEL LAGO DE COATEPEQUE (EL SALVADOR) Y SUS ALREDEDORES

Con un mapa geológico del área, un mapa de profundidades del lago,
un perfil geológico de la caldera y 5 fotos

Howel Williams
Berkeley, California U.S.A.

y

Helmut Meyer-Abich
San Salvador, El Salv. C.A.

INTRODUCCION

Al oriente de la falda del volcán de Santa Ana se encuentra el hermoso Lago de Coatepeque, sin duda uno de los paisajes más lindos de El Salvador. C. SAPPER (1913, p. 40 y mapa Z. f. Vulkanologie, Bd. IX, p. 232) opinó que la depresión cerrada del lago ha sido formada por la fusión de dos grandes "mares", es decir, cráteres de explosión; nuestros estudios presentes revelan, sin embargo, que el lago de Coatepeque es más bien de estructura singular que doble, que ha sido formado principal o totalmente por el hundimiento de las cimas de un grupo de conos volcánicos y que su formación no se debe a erupciones explosivas. En breve, se trata de una caldera de hundimiento.

Nuestro objeto principal en este breve bosquejo es describir la evolución de los volcanes que anteriormente ocuparon el lugar de la presente depresión, indicar los motivos de su desaparición y discutir las erupciones que finalmente tuvieron lugar en la presente caldera. Es evidente que la depresión de Coatepeque está íntimamente relacionada con los volcanes vecinos del grupo Santa Ana - Izalco; en consecuencia, nuestro segundo objeto es de presentar un breve resumen de ellos, entendiéndolo como suplemento a las versiones ya publicadas por C. SAPPER y JORGE LARDE. Sería tan difícil, como desconcertante, narrar la historia volcánica de esta extensa región en orden cronológico, porque el crecimiento de los antiguos conos volcánicos de Coatepeque, el de los conos basálticos y de las cúpulas de lava ("domes") que se desarrollaron posteriormente dentro de la caldera de hundimiento, fué en parte contemporáneo con la evolución de los volcanes adyacentes. Por eso nos parece mejor hablar primero del problema de Coate-

peque y discutir luego la aglomeración de los volcanes vecinos del grupo Santa Ana - Izalco. Antes de entrar en materia, sin embargo, tenemos que dar algunas indicaciones sobre las rocas terciarias más antiguas que limitan el área en cuestión por el norte, sur y este, formando así un marco al cuadro por desarrollar.

LAS ROCAS TERCIARIAS

En una publicación anterior (WILLIAMS & MEYER-ABICH 1953) hemos demostrado que la mayor parte de los volcanes cuaternarios, que componen el alineamiento volcánico que atraviesa la República de El Salvador, se encuentran en una serie de "graben"**, de rumbo aproximado oriente-occidente, que marcan la cresta hundida de una larga y suave geanticlinal. El crecimiento de estos volcanes, en los cuales se comprenden aquellos del presente tema, relleno la mayor parte de las depresiones originales; sin embargo, las depresiones de Olomega, Ilopango y Zapotitán persisten como vestigios del área extensa de hundimiento que anteriormente atravesaba la longitud de la República de occidente a oriente. Así, la depresión de Zapotitán actual no es más que el resto limitado de una depresión amplia que antes se extendía debajo de los volcanes de Coatepeque-Santa Ana hacia el occidente.

Al sur de Zapotitán e Ilopango se encuentra la Cordillera del Bálamo, un bloque de falla inclinado suavemente hacia el sur. Una parte de su escarpamiento norte pronunciado es indicado en el mapa geológico adjunto (fig. 1), pasando cerca de Ateos y Armenia. En términos generales, el escarpamiento corre en dirección occidente-oriente en esta zona; viéndolo detalladamente, sin

* Zonas de hundimiento tectónico.

embargo, se presenta de naturaleza sumamente compleja: se compone de una serie de fallas anastomóticas, muchas de las cuales corren con rumbo noroeste y nor-noroeste, formando así cortaduras profundas en el escarpamiento principal. Las rocas de la Cordillera del Bálsamo, en la zona de Armenia, consisten esencialmente de depósitos de lodo volcánico ("lahars") y son aglomerados gruesos, tobas brechadas (tuff-breccia) y escasas corrientes de lavas andesíticas y basálticas; toda esta serie la consideramos tentativamente de edad pliocénica tardía.

Al oriente del Lago de Coatepeque se encuentran rocas contemporáneas similares, pero su buzamiento en vez de ser hacia el sur como en la Cordillera del Bálsamo, es por lo general hacia el oriente y noreste, produciéndose así laderas extensas que se inclinan suavemente hacia el Río Lempa. Un sistema de fallas escarpadas (fault scarps) imponentes separa estas rocas antiguas de los volcanes cuaternarios al occidente. El rumbo de estas fallas, como lo demuestra el mapa geológico (fig. 1), es aproximadamente paralelo a la Carretera Panamericana entre Ciudad Arce y la ciudad de Coatepeque. Es de suponer que las fracturas originales de estas fallas fueron formadas al mismo tiempo que aquellas que bordean la Cordillera del Bálsamo, pero los escarpamientos actuales están tan bien preservados que queda poco lugar a dudas que hubo desplazamientos posteriores a lo largo de ellos, especialmente en el sistema de fallas concéntricas al lago, a 2 o 3 kms al NE de El Congo.

Depósitos laháricos gruesos, tobas brechadas (tuff-breccias) y lavas de andesita y basalto se notan nuevamente al norte del Lago de Coatepeque, más allá de la ciudad de Santa Ana. Aquí los buzamientos generales se inclinan hacia el norte, el noreste y el este; sin embargo, se requiere trabajo adicional para determinar precisamente la estructura geológica de esa zona.

CRECIMIENTO DE LOS VOLCANES ORIGINALES DE COATEPEQUE

Dentro de la gran depresión producida por el hundimiento areal del "graben" a fi-

nes del pliocénico que acabamos de describir, se desarrolló una serie de conos volcánicos cuaternarios encima y alrededor del lugar actualmente ocupado por el lago. La prueba para esto se nota en los propios paredones que circundan el lago. Aun la más breve inspección es suficiente para notar que los buzamientos de las lavas y rocas piroclásticas que componen los paredones no se inclinan uniformemente hacia afuera; al contrario: algunos buzamientos en el lado occidental se inclinan hacia el lago y no en dirección opuesta; y en cualquier otra parte, aunque por lo general en dirección radial con respecto al centro del lago, se observan usualmente buzamientos diferentes. En breve: los estratos se disponen en una serie de arcos que se traslapan. En consecuencia, la caldera de Coatepeque no ocupa el lugar de un solo cono central desaparecido, sino se encuentra en el lugar que antes fué ocupado por un grupo de conos cercanos enlazados, entre los cuales contaba también el cono primitivo del volcán de Santa Ana.

Las rocas de los conos originales de Coatepeque eran mucho más variadas de lo que suponía C. SAPPER. El menciona únicamente la presencia de una andesita de mica y horblenda. Esta roca particular, sin embargo, es de carácter subordinado; las rocas más frecuentes y dominantes son más bien andesitas piroxénicas, andesitas basálticas con olivino y basaltos olivínicos, parecidas a aquellas del volcán Santa Ana. Respecto a su abundancia les siguen lavas dasíticas, tobas y pómez.

Los mejores y más fácilmente accesibles afloramientos de rocas se encuentran a lo largo de las dos carreteras que descienden hacia la entrada al lago en el borde noreste. En la parte suroeste del lago se encuentran espesos depósitos de despojos aluviales que encubren las rocas originales con excepción de unos pocos lugares.

Veamos primero los "bancos de lava". Estos forman generalmente acantilados verticales, mientras que la mayor parte de los depósitos piroclásticos entre ellos están ocultos por despojos superficiales. Los estratos individuales de las lavas varían entre 6 y 30 metros de espesor; es muy característico que tanto la parte superior como la inferior de ellas tiene carácter escoriáceo y de bloques sueltos, mientras que la parte

central es compacta. La mayor parte de las lavas son andesitas piroxénicas oscuras, de estructura pronunciadamente porfídica.

En la orilla noroeste del lago afloran corrientes de dacita hipersténica-horbléndica en el lugar donde se aparta el camino para subir al cantón Potrerillos. Pocas cuadras más hacia el sur hay escorias basálticas encima de estratos de lapilli y pómez, diques de basalto olivínico y bloques de la misma lava. Este basalto, sin embargo, nos parece de edad post-caldérica y será tratado más adelante. Hacia el sur del basalto y hasta la ruptura de rumbo NW, indicada en el mapa geológico, afloran andesitas piroxénicas y basálticas que, al igual que la dacita, pertenecen al antiguo bloque de falla que durante el proceso de hundimiento quedó pendiente en aquel paredón. Este bloque está cubierto por una espesa capa de lapilli; en la pendiente pronunciada arriba del bloque afloran basaltos olivínicos de color gris hasta la cima del borde. El paredón vertical del Cerro Mascarón consiste del mismo basalto olivínico.

Los mismos bloques de basalto olivínico existen en la orilla del lago, en el lugar donde hacia el sur empieza a extenderse la gran cubierta aluvial. En algunos de estos basaltos de color gris hemos encontrado vetas de meláfido del mismo basalto olivínico. Además existen en este lugar escorias basálticas de extensión limitada que comprendemos como los restos de un pequeño cono basáltico de edad post-caldérica.

A lo largo del lado sur y sureste de la caldera existen corrientes de basaltos densos y laminares con olivino y andesitas basálticas ricas en cristobalita en sus vesículas; algunas otras se componen de andesitas de hiperstena y augita, de color gris claro y de estructura porfídica de grano grueso. En las laderas exteriores de la caldera existen capas espesas de pómez y cenizas descompuestas que ocultan casi todos los afloramientos de lavas, con excepción de unos pocos puntos donde éstas tienen carácter similar a aquellas expuestas en el lado interior de la caldera.

Se observaron dos diques en el paredón norte, en la carretera pavimentada que desciende al lago. Los dos son verticales y consisten de un basalto piroxénico o andesita basáltica que lleva olivino. El uno tiene

8 m de ancho y corre en dirección noroeste-sureste; el otro tiene 4 m de ancho, corre con rumbo norte-sur, la lava de sus márgenes es de color oscuro y laminar mientras que su parte central, conteniendo lava de grano mayor y rica en cristobalita, es de color más claro. Los diques de basalto olivínico en la orilla NW del lago (pág. 113) tienen entre 3 y 4 de grosor.

Tratemos ahora los "productos explosivos" de los antiguos conos de Coatepeque. Estos son más voluminosos que las corrientes de lava, y más variados tanto en lo que se refiere a su textura como a su composición.

Localmente existen, por ejemplo, cerca del pie del paredón oriente de la caldera y pegado a los anteojos, capas delgadas de una toba dacítica cristalovítrea y otras que se componen casi exclusivamente de pequeños pedacitos líticos de andesita. Sin embargo, la mayor parte de los productos piroclásticos es más gruesa. Hay muchas capas, hasta de 15 m de espesor, que consisten esencialmente de lapillis escoriáceos de composición andesítica y basáltica, y de color negro, rojo o café. Otros tantos estratos son aglomerados volcánicos conteniendo numerosas bombas redondas y bloques angulares hasta de 1 m de diámetro; aun otros depósitos piroclásticos son tobas brechadas (tuff-breccias) que contienen principalmente mayores y angulares fragmentos líticos entremezclados en una matriz fina arenosa de toba. Una capa de productos explosivos, cerca de la cima del borde sur, se compone esencialmente de lapillis y bloques andesíticos, opalizados y caolinizados.

La mayor parte de los productos piroclásticos explosivos fué eyectada por los cráteres principales de los antiguos conos desaparecidos, pero aquellas escorias negras que se encuentran en el borde noreste cerca de la cima, deben haber sido producidos por un cono parásito, presumiblemente por el cerrito La Leona. Este se encuentra en el lado exterior del borde norte y está hoy cubierto por cenizas amarillas más jóvenes. En la orilla de la carretera pavimentada, donde ésta empieza a descender al lago, se encuentra otro cono de escorias, mucho más pequeño y probablemente más joven.

En el oeste de la caldera, o sea en la parte inferior de la falda noreste del vol-

cán de Santa Ana, existe una cubierta regional de lapilli y cenizas amarillas con cintas delgadas de lapilli entremezcladas. Estos lapilli de color gris, que varían entre 1 y 45 mm de diámetro y cuyo espesor en la superficie es de 2 a 5 m, están excelentemente expuestos a lo largo del camino que desde la Finca Osorio conduce a la Finca El Paraíso, al cantón Potrerillos y al Cerro Mascarón. En las quebradas del cantón Potrerillos afloran como 30 m de los mismos lapilli debajo de la capa de cenizas amarillas que tiene entre 5 y 10 m de espesor y que a su vez lleva una cubierta de lapilli de 3 m. La capa de lapilli espesa e inferior se inclina hacia el occidente. De estos lapilli jóvenes hablaremos más adelante.

Como 1 km al oeste del cantón Potrerillos existe una corriente de andesita hipersitélica, extremadamente vítrea y de textura fluidal, debajo de los lapilli superficiales. Es de suponer que esta corriente de lava fué arrojada por el Cerro Mascarón, el cual se comprende como el resto de uno de los antiguos volcanes de Coatepeque. En cambio, somos de opinión que la extensa capa de lapilli se origina del volcán de Santa Ana, y tal vez de sus parásitos en la falda norte. El examen microscópico de los lapilli reveló que se trata de un magma andesítico, contiene plagioclasa y augita como fenocristales en una pasta vítrea oscura.

En los depósitos piroclásticos de la caldera se encuentran intercaladas ocasionales capas de pómez blanco. Así por ejemplo, un poquito abajo de la incisión del borde noreste, donde existen depósitos bien estratificados de esta pómez cuyos pedazos mayores alcanzan hasta varios cm de diámetro; y más o menos a media altura del borde sur, en el camino que conduce a la casa de los Alvarez, ocurre una capa de pómez blanca de 4 m de espesor que contiene en abundancia grandes bloques líticos de andesita.

Sin duda, las más voluminosas erupciones explosivas de los conos desaparecidos de Coatepeque fueron aquellas que tuvieron lugar poco antes de la formación de la Caldera. Estas depositaron una inmensa cubierta de pómez y cenizas blancas dacíticas en las laderas exteriores. En algunos lugares a lo largo de la cresta del borde se notan bancos de pómez de más de 6 m de espesor,

con algunos pedazos de pómez hasta 15 cm de tamaño. Generalmente, la erosión removió la mayor parte de estos productos de las partes superiores de las faldas de los volcanes antiguos, y además, en la zona al noroeste y oeste del lago, las capas de pómez y cenizas han sido enterradas bajo las lavas, cenizas y los lapilli más jóvenes de los volcanes de Santa Ana, Izalco y otros conos adyacentes.

Estas erupciones produjeron al principio una capa de cascajo de pómez blanco y posteriormente una capa de cenizas dacíticas entremezcladas con pedacitos de pómez y fragmentos líticos de andesitas, andesitas basálticas y dacitas. El cascajo de pómez descansa generalmente sobre las rocas pliocénicas altamente descompuestas, pero ocasionalmente se observan también cenizas finas, blancas y estratificadas, entre las rocas pliocénicas y el pómez, como en algunos cortes del camino a la finca El Potosí.

Ya hemos mencionado que el espesor del banco de pómez excede 6 m (en algunos cortes observamos hasta 15 m), el promedio es de 6-8 m. El espesor de las cenizas dacíticas revueltas en el techo del pómez varía de unos 5 m (alrededores de la ciudad de Santa Ana) a 30 m y aun más (al oeste y noroeste de Ciudad Arce). El mapa geológico (fig. 1) revela que la capa del cascajo de pómez aflora a la superficie en el área al noreste de la falla principal cerca de El Congo, es decir en las cumbres de la montaña de rocas volcánicas pliocénicas. En esta zona, el pómez no está cubierto por las cenizas dacíticas mientras que, al lado oeste y suroeste de esta falla, el cascajo de pómez está enterrado por ellas. De esto se deduce que el pómez cayó en forma de lluvias desde el aire; las cenizas, en cambio, deben haber sido depositadas por corrientes lodosas ("lahars") posteriores. Sin embargo, tanto el pómez como las cenizas son los productos del mismo período eruptivo, formando una serie de productos magmáticos consanguíneos que contiene los mismos fragmentos líticos, es decir se origina de las mismas chimeneas volcánicas.

En el área entre Ciudad Arce y el Lago de Coatepeque, la erosión ha atacado intensamente los depósitos de cenizas dacíticas, dejando como resultado una intensa red dendrítica de barrancos estrechos.

Los depósitos de cascajo de pómez, en parte, son bien estratificados y consisten de pómez grueso hasta 10 y algunas veces aun hasta 15 cm de tamaño, y de unos pocos fragmentos líticos angulares de rocas sólidas en una matriz de pómez fino y cristales, aproximadamente del tamaño de arena. Intercaladas en estas partes estratificadas se encuentran capitas subordinadas delgadas de una ceniza blanca muy fina. Sin embargo, por lo general el cascajo de pómez no es estratificado, en consecuencia podría pensarse que su origen fué o en forma de avalanchas ardientes, o de lahars (corrientes lodosas) o el producto de lluvias de pómez excepcionalmente fuertes. Lo primero no puede ser el caso por la ausencia de varias de las características típicas de esta clase de depósitos, especialmente no contienen señas de cualquier actividad fumarólica. El segundo caso (lahars) pudo haberse verificado localmente, pero lo más probable es el tercero, o sean lluvias de pómez de extraordinaria intensidad, tal como lo indicábamos al discutir la ausencia de las cenizas dacíticas en el techo del pómez en el área de las rocas volcánicas pliocénicas. En todo caso, no hay lugar a dudas que la acumulación del pómez y de las cenizas de Coatepeque se verificó a razón de una larga serie de explosiones y además entre varias de ellas hubo intervalos de calma lo suficientemente largos como para permitir una descomposición intensa.

Es muy deseable que se efectúe un estudio petrográfico detenido del pómez de Coatepeque, porque el examen preliminar de nuestras muestras, tomadas de cortes en la Carretera Panamericana, a más o menos 1 km al este de la ciudad de Santa Ana, revela que este pómez difiere notablemente de los depósitos de pómez eyectados por el Boquerón y los volcanes del área de Ilopango. Por lo tanto, un estudio estratigráfico más detallado podría tal vez aclarar la relación de tiempo entre las erupciones de pómez de Coatepeque y aquellas del Boquerón-Ilopango. En breve, el pómez de Coatepeque es de composición dacítica y se distingue del pómez del Boquerón e Ilopango esencialmente por la abundante biotita que contiene. El estudio del pómez en Villa Delgado, efectuado por R. WEYL (véase WEYL 1953) indica que sus minerales melanocráticos esenciales son

horblenda e hyperstena; lo mismo se evidencia para el pómez de Ilopango. El pómez de Coatepeque, en cambio, se caracteriza por un vidrio incoloro, extremadamente vesicular, con un índice de refracción de más o menos 1,505. En dos muestras examinadas microscópicamente, se averiguó que los cristales ocupan un 15-20 % del volumen. Unos pocos de estos cristales son mayores de 1 mm de largo, la mayor parte mide solamente 0,1-0,25 mm de diámetro. Los cristales más predominantes son plagioclasa, no se descubrió ni cuarzo ni sanidina. Entre los minerales mafitos, laminitas pseudo-hexagonales de biotita fresca y de color café igualan respecto a su cantidad a aquella de todos los demás mafitos juntos; luego sigue en abundancia una horblenda verde-azulada; luego augita diopsídica verde; y finalmente se encontró un poco de hyperstena. Apatita y magnetita ocurren como accesorios subordinados. Queda por comprobar si estas dos muestras examinadas son características o no para todos los depósitos de pómez originarios de Coatepeque. Sin embargo, ya hemos indicado que todas las muestras examinadas en el campo se caracterizan por su abundancia en biotita.

Fragmentos líticos o sean pedacitos de rocas sólidas eyectadas junto con el pómez, suman como promedio entre el 5 y 10 % del volumen total. Localmente pueden faltar casi del todo, y en otros lugares pueden alcanzar hasta el 20 % del volumen total. La mayor parte de estos fragmentos son pedacitos angulares de piroxen-andesita y andesita basáltica, algunos de ellos exceden 10 cm de diámetro. Los fragmentos se originan de las paredes interiores de los cráteres de los conos antiguos de Coatepeque. Junto con ellos se presentan muchos fragmentos, del mismo tamaño, que consisten de agujas delgadas de horblenda verde y de listoncitos delgados de plagioclasa cálcica, con un vidrio sucio devitrificado y un poco de cristobalita en los intersticios. Estos representan grupos básicos arrancados de las paredes de las chimeneas volcánicas y del techo de la cámara subyacente del magma. Finalmente, hemos encontrado (en el cascajo de pómez grueso de la finca El Limón) algunos fragmentos blancos, hasta 10 cm de diámetro, de una granodiorita o diorita cuárcica muy rica en cuarzo, con pocos minerales de hor-

blenda, biotita y titanita (esfena); uno de estos fragmentos ostentaba una transformación parcial de feldespato en vidrio. Estos fragmentos plutónicos, muy presumiblemente, están genéticamente relacionados con el pómez dacítico y representan los equivalentes plutónicos lentamente congelados del mismo magma.

Algunos depósitos de pómez retransportados se encuentran en los paredones interiores de la caldera de Coatepeque; así por ejemplo al pie del paredón norte, en el corte del camino donde se observan depósitos de pómez estratificado hasta 15 m de espesor. En el lado noroeste del lago se encuentran asimismo estratos mezclados de pómez, lapilli y pedacitos de lava, todos de tamaño de arena y grava, en posición horizontal o ligeramente inclinados hacia el lago. Estos depósitos fueron lavados de los paredones adyacentes y sedimentados en sus lugares actuales cuando el nivel del lago era ligeramente más alto que en la actualidad.

Resumimos: Los volcanes originales de Coatepeque formaron un grupo de conos cuyos depósitos se traslaparon, y cuyos cráteres se encontraron aproximadamente encima del área que en la actualidad ocupa el lago. Sus productos eran principalmente andesitas y andesitas basálticas, en parte lavas, pero en su mayoría productos piroclásticos eyectados. Cuando estos volcanes habían alcanzado su altura final, empezó una larga serie de erupciones explosivas de pómez y cenizas dacíticas. Inmediatamente después de la última de estas explosiones, desaparecieron los picos de estos volcanes antiguos y en su lugar se formó la enorme caldera de Coatepeque. Hoy nos preocupa el problema de cómo se ha formado esta depresión.

EL ORIGEN DE LA CALDERA DE COATEPEQUE

El lago de Coatepeque mide más o menos 5 por 6 kms de diámetro, pero la depresión que ocupa es mucho mayor: mide algunos 11 kms en dirección noreste y unos 7 kms en dirección normal a la anterior. Los paredones visibles que circundan el lago varían como promedio entre 250 y 300 m de altura (en la zona suroeste hasta 500 m) y la profundidad máxima del lago, como lo indica la fig. 2, es 120 m.*

Cálculos aproximados indican que el volumen de la caldera es del orden de unos 15-20 kms cúbicos. Y aun este enorme volumen era mayor todavía, porque hay que aumentarle el volumen de los conos desaparecidos que ocuparon niveles mayores del actual borde de la caldera. Por eso, bien puede ser que algunos 20-25 kms cúbicos de rocas fueron removidas para dar lugar a la caldera actual.

Obviamente, este enorme volumen de rocas no pudo haber sido expulsado en una sola erupción, porque, si los picos de los conos desaparecidos hubieren sido destruídos simplemente por explosiones, nosotros habríamos encontrado enormes acumulaciones de bloques angulares de roca a lo largo del borde de la caldera y hacia abajo en sus laderas. Pero no hay nada de eso. En vez de esto, como ya hemos indicado, tanto el borde como las laderas están cubiertos por depósitos espesos de pómez dacítico, representando estos depósitos materiales magnéticos frescos, arrojados directamente de la cámara magnética subyacente de los conos desaparecidos. No cabe duda que estos depósitos de pómez son bastante voluminosos, pero su volumen total no equivale de ningún modo a la cantidad de rocas sólidas que fueron removidas para formar la caldera.

Estudios en otras calderas, por ejemplo en Krakatoa (Java), Santorini (Grecia), Hakone (Japón), Crater Lake (Oregon, U.S.A.) y Katmai (Alaska), han revelado que ellas fueron formadas en parte por un hundimiento que tuvo lugar después de un rápido drenaje de las cámaras magnéticas subyacentes debido a voluminosas y explosivas descargas de pómez. Fué éste el modo de origen de la caldera de Coatepeque? La respuesta es inequívocamente: No - o por lo menos esto no jugó más que un papel insignificante. El volumen del pómez en los alrededores de la caldera no puede exceder unos pocos kms cúbicos, y el total de magma líquido que esto representa debe ser mucho menor aún, porque no sólo tenemos que descontar las vesículas del pómez, sino también sus po-

*Hemos sondeado el lago por medio de un ATLAS-ecógrafo en agosto de 1953. Expresamos nuestra gratitud al Coronel Don GUSTAVO VIDES VALDES quien nos prestó su lancha para efectuar el trabajo.

ros finísimos entre ellas. De hecho, si se fundiera nuevamente todo el pómez, el volumen así obtenido sería insignificante comparado con el volumen de la caldera. Más aun, como hemos notado, el pómez fué eyectado durante un largo período eruptivo, y hubo algunos intervalos de calma eruptiva, de suficiente duración para permitir que la cámara de magma se llenara de nuevo desde abajo antes que comenzara su actividad de nuevo. Estos tiempos largos no participaron en la formación de las arriba mencionadas calderas. Queda en consecuencia el hecho de que el volumen del magma líquido, eyectado en forma de pómez por las últimas explosiones antes del hundimiento catastrófico, era pequeñísimo comparado con los 20 o 25 kms cúbicos de rocas sólidas que desaparecieron. Y otro hecho, sólo una diminuta parte de los antiguos volcanes de Coatepeque pudo haber sido removida de manera explosiva en forma sólida, porque los fragmentos líticos entremezclados en el pómez y las cenizas no asumen más que un 5-10 % del volumen eyectado total.

En otras palabras, el vaciamiento del depósito magnético subyacente por una tremenda explosión, o sea la formación de un volumen hueco en el subsuelo equivalente al de los conos desaparecidos, no pudo haber sido la causa del origen de su hundimiento. En busca de una contestación satisfactoria, podríamos pensar en un drenaje del depósito magnético subyacente por medio de voluminosas y rápidas eyecciones de lava a lo largo de rupturas situadas en las partes inferiores de los conos de Coatepeque. Pero como tampoco se encuentran corrientes de lava tan voluminosas de aquella época en los alrededores de la caldera, queda descartada esta posibilidad.

Constatamos pues que la caldera de Coatepeque fué formada casi exclusivamente por un derrumbamiento de sus conos antiguos en el subyacente depósito magnético a lo largo de fracturas curvadas, sin que este depósito haya sido vaciado por erupciones volcánicas de volumen equivalente. En breve, se trata del hundimiento de un área cerrada parecido a aquellos descritos en la zona de Oslo (Noruega), de las Western Isles (Escocia) y de la región volcánica devónica de New Hampshire (Inglaterra). Además creemos, admitiendo sin embargo que no tene-

mos prueba convincente de ello, que el hundimiento a lo largo de las fracturas arqueadas se debió en primer lugar a la migración del magma subyacente hacia los volcanes más recientes en el occidente, ayudado desde luego por un asentamiento gravitativo. No hay manera de indicar la rapidez con la cual el derrumbamiento se desarrolló, pero no parece imposible que esto se verificó tan rápidamente como aquellos hundimientos que formaron las calderas de Krakatoa (Indonesia) y Katmai (Alaska). La presencia del prominente bloque de falla arqueado y suspendido en el paredón noroeste del lago es una evidencia viva de una de las fases del referido derrumbamiento. Con respecto a la edad de la caldera no hay más que especulaciones vagas basadas en los efectos de la erosión, tanto en el lado interior de sus paredones como en los depósitos de pómez y cenizas en sus pendientes exteriores. Basado en esto hemos llegado a creer que la edad de la caldera de Coatepeque no tiene más que unos pocos miles de años. Hablando geológicamente, se formó ayer.

ERUPCIONES POSTERIORES A LA FORMACION DE LA CALDERA

Después de un período de calma de duración desconocida, se formaron dentro de la caldera, primero, algunos conitos basálticos y finalmente las expulsiones de lavas ácidas viscosas desde el fondo de la caldera, que levantándose, formaron cúpulas de lava del tipo Peleano.

Los restos de los conitos basálticos se encuentran en la parte occidental de la caldera. Un tal resto de un cono de escorias basálticas está en la propia orilla del lago, 100 m al sur del desvío del camino a Potrerillos. Aquí afloran escorias y lavas de basalto olivínico en una extensión de 300 m a lo largo de la ribera, atravesados por diques de basalto rico en olivino, de 3-4 m de grosor; estos diques sin duda fueron las chimeneas y rupturas que arrojaron las escorias. Hoy día no quedó otra señal del cono basáltico que las indicadas; es de suponer que su mayor parte se extendió en el agua del lago y que fué destruído por el mismo.

Otro resto de un cono de escorias de basalto olivínico se encuentra a 2 kms más hacia el sur, también en la propia orilla

del lago, en aquel punto donde comienza el extenso delta aluvial. Es idéntico en todo al cono anterior, también existen diques de basalto olivínico que atraviesan las escorias, y aun vetas de meláfido (basalto olivínico) que atraviesan el mismo basalto olivínico de color gris claro. También aquí, el cono debe haberse extendido en el área del actual lago y luego haber sido destruido. Estos conos descritos han sido muy pequeños, probablemente con menos de 200 m de diámetro en su base.

El mayor de los conos basálticos es el Cerro Guacamayero, en el centro del área hoy cubierto por el delta en la zona al suroeste del lago, y a 300 m de distancia del Cerro Pacho hacia el noroeste. En su cima se encuentra un pequeño cementerio. Tiene 940 m de altura s.n.m., es decir unos 200 m más que el nivel del lago. El diámetro de su base mide 400 metros. Sus pendientes consisten de lapilli y numerosos fragmentos eyectados de basalto de idingsita, en su cima se encuentran además bombas de riodacita, de obsidiana y bloques pequeños de andesita. La forma exterior del conito ha sufrido bastante los efectos de la erosión, lo que, junto con el hallazgo de bombas de riodacita y obsidiana en su cima, nos da la idea que su edad es mayor que la del vecino Cerro Pacho. Al haberse formado este último (que consiste de obsidiana y riodacita), sin duda fueron lanzadas las bombas mencionadas que hoy se encuentran en el cementerio de su cima.

Con esto hay suficiente evidencia que, después de la formación de la caldera, se verificó primero una actividad basáltica, seguida finalmente por las cúpulas de lava ácida que describiremos ahora.

Dos de estas cúpulas, los llamados Anteojos, se encuentran adyacentes al pie del paredón de la caldera; éstas, al igual que los conos basálticos, surgieron de la ruptura concéntrica que limita la depresión. Las demás cúpulas se encuentran agrupadas en la parte suroeste de la caldera. Todas estas cúpulas intra-caldéricas están alineadas en una cinta cuya prolongación hacia el suroeste pasa por el cráter del volcán Izalco. El orden preciso de la formación de las cúpulas (Anteojos, la Isla, Cerro Afate, Cerro Pacho) no se puede indicar, pero no hay duda que se formaron en sucesión rápida,

muy probablemente dentro de los últimos 1,000 ó 2,000 años. Su crecimiento aparentemente ha sido de manera tranquila y efusiva, sin anteriores descargas explosivas de pómez.

Las dos cúpulas llamadas Anteojos, anteriormente fueron islitas, en la actualidad son penínsulas unidas a la playa por medio de arenas. La más al sur mide algunos 40 m de diámetro, levantándose hasta unos 15-20 m sobre el nivel del lago. Las partes expuestas consisten de bloques enormes, hasta 5 m de diámetro, que cubren toda su superficie. Desde luego, y en analogía a otras cúpulas de este tipo, existe un núcleo de roca maciza en su interior. La lava de esta cúpula es interesante porque, en contraste con todas las demás cúpulas del lago, o no contiene o en mínimas proporciones, cristales de horblenda y biotita. Es una andesita hypersténica augítica con una pasta criptofelsítica porosa rica en tridimita, cristobalita y hematita de origen fumarólico.

La otra cúpula de los Anteojos mide unos 50 m de diámetro y aproximadamente 25 m de altura. Tiene también una cubierta de bloques de lava, pero ésta es muy distinta de la anterior: consiste de un vidrio friable y extremadamente vesicular, con unos pocos cristales pequeños de plagioclasa, horblenda y piroxen. Minerales fumarólicos son escasos. Basado únicamente en el índice refractivo del vidrio, clasificamos tentativamente esta roca como una riodacita.

La más prominente de las cúpulas intra-caldéricas es la isla conocida por el nombre Cerro Grande o Isla de la Cabra, cubierta de arboleda y levantándose hasta unos 80-100 m encima del nivel del lago, cerca de la playa suroeste. Su forma más bien parece una pirámide truncada que una cúpula de lava, contiene además una ligera depresión en su cima. Alrededor de su base existen corrientes de lava cortas y gruesas, y es de suponer que su eyección causó la depresión en la cima por retirar la lava de la chimenea central. Sin embargo, la evidencia comprueba que la formación de la depresión fué fomentada por explosiones débiles, porque la superficie de la cúpula y sus corrientes basales están ligeramente cubiertas por fragmentos de basalto de idingsita que sin duda fueron arrojados de las rocas subyacentes, al igual que aquellos del Cerro

Guacamayero. Tanto la lava de la cúpula como la de sus lavas basales es una dacita o riódacita gris pálida con pasta de pómez, cuyo vidrio fluidal y devitrificado es tachonado con fenocristales de plagioclasa, biotita, horblenda y unos pocos de piroxeno. SAPPER (1913, p. 40) dice que cerca de la orilla sursureste de la isla se encuentra un bajío que en tiempos de niveles bajos del lago queda en seco, formando otra islita que según él se llama San Pedro. Menciona SAPPER además que, según indicaciones que él obtuvo, se abrió allá una grieta en 1902 de la cual salieron cenizas y leche de cal, pero agrega que él cree que más bien se haya tratado de emulsiones de azufre.

Esta cúpula se prolonga hacia el norte y este, debajo del nivel del lago, como lo revelaron los sondeos ecográficos. Una ladera pronunciada se extiende en dirección noreste (compare mapa de profundidades, línea de 50 m, fig. 2). Los sondeos revelaron además, que el diámetro total de la base de la isla en el fondo del lago, tiene 2,5 kms en dirección noreste, y en dirección normal a ésta, 2 kms. La altura total, desde el fondo del lago, es de unos 250 m, su cima está a 929 m s.n.m.

Una cúpula circular de unos 15 m de altura y plana en su cima, se encuentra en la propia orilla del lago frente a la isla, el nombre del cerrito según SAPPER (1925-26, mapa p. 232) es Apale. Hoy día, los moradores lo conocen por Cerro Afate. Esta cúpula consiste de la misma dacita o riódacita de pómez que la isla. En la mera orilla del lago al lado sur de este cerrito, existe una fuente termal cuya temperatura acusó en agosto de 1952, 69°C.

Otra cúpula de lava grande, de diámetro parecido al de la isla (aproximadamente 1 km), se conoce hoy por Cerro Pacho (SAPPER la indica por el nombre de Pedregal). La cúpula tiene márgenes pronunciadas, su parte alta es ondulada pero casi plana, su altura s.n.m. es de 943 m. La lava de este cerro varía de una roca vítrea gris de carácter de pómez (esponjosa y liviana) hasta una obsidiana densa, quebradiza y negra. La roca gris, expuesta en el camino a la par del lago es tentativamente una dacita de biotita; la obsidiana, expuesta en el acantilado occidental del cerro, tiene carácter de riolita o riódacita. Merece atención la obsi-

diana en aquella parte del cerro: tiene textura fluidal y hay capitas alternas tanto de un vidrio rosado como de un vidrio esponjoso apomezado en ella. Además se notan excelentemente rajaduras superficiales que se originaron durante el enfriamiento de la lava vítrea. Como fenocristales en las lavas del Cerro Pacho notamos esencialmente plagioclasa y biotita, hay además un poco de horblenda, mientras que piroxenos faltan prácticamente. En el margen oriente del Cerro Pacho y en la propia orilla del lago existe otra fuente termal (debajo de una caseta de baño) que en agosto de 1952 indicó 59°C de temperatura. Ya no existen las pequeñas exhalaciones de vapores en la playa que menciona SAPPER (1913, p. 40).

Con esto termina nuestra relación de la historia y el origen de la caldera de Coatepeque. Ofrecemos ahora una breve descripción de los volcanes jóvenes que se encuentran al occidente y sur de la caldera.

EL VOLCAN DE SANTA ANA (2384 m)

El enorme volcán de Santa Ana ya había nacido cuando los antiguos conos de Coatepeque arrojaron sus productos, y probablemente ya había casi alcanzado su altura actual cuando se efectuó el hundimiento de la caldera. Seguramente ninguna corriente de lava del volcán de Santa Ana se metió en la caldera; al contrario: los paredones de la caldera han truncado claramente las faldas de este volcán y las del Cerro Mascarrón que consideramos como uno de los antiguos volcanes de Coatepeque.

No hay necesidad de repetir la historia volcánica reciente de este volcán desde el año de 1520 hasta 1904, que ya fué publicada detalladamente por SAPPER (1913, p. 39-40). Tampoco describiremos los cuatro cráteres de su cima, encajados uno dentro de otro, porque esto puede leerse tanto en SAPPER (1913) como en WEYL (1952, p. 374, foto 5). En cuanto a los cráteres de la cima del volcán, mencionaremos únicamente que la chimenea central se ha trasladado sucesivamente hacia el sureste, dejando tras sí, en el noroeste, una serie de acantilados y terrazas semicirculares que descienden en forma de escalera hacia el cráter más reciente y a la vez más estrecho. Sus pare-

donde, en los cuales hay una serie de fumarolas que subliman azufre, caen casi verticalmente hacia el fondo donde se encuentra una pequeña lagunita, cuya agua es de color verde amarillento debido al azufre en suspensión.

Nuestro objeto principal al hablar sobre el volcán de Santa Ana es de comunicar información adicional sobre la actividad eruptiva en su pendiente norte, que hasta la fecha nadie ha proporcionado. De importancia particular es el sistema de rupturas que corre en rumbo N 15°W desde cerca de la cima del volcán hasta los suburbios inmediatos al oriente de la ciudad de Chalchuapa (mapa geológico, fig. 1). Este sistema de rupturas está aproximadamente en línea con los conos parasitarios Cerro Verde y Cerro El Astillero/Cangrejo en la falda sur del volcán.

El cráter más antiguo del sistema de rupturas en la falda norte se encuentra a la vez a mayor altura, y se conoce hoy por el nombre de Plan de Hoyo. Hacia abajo y en la misma alineación le sigue el Cerro El Retiro, un cono de escorias en el cual se distinguen tres cráteres bien marcados, de los cuales el más al sur, llamado El Perol, es muy bien preservado. Sus paredes consisten de escorias negras y enrojadas que incluyen muchas bombas grandes, torcidas y aplastadas. A poca distancia del Cerro El Retiro se encuentra otro cono menor de escorias, inmediatamente al oriente de la finca Las Cruces.

Las extensas capas de lapilli de escorias en la falda noreste del volcán de Santa Ana (compare pág. 110), desde Las Cruces hasta el borde de la Caldera, encubren los depósitos de pómez y cenizas de Coatepeque. Su distribución está indicada en el mapa geológico (fig. 1); su espesor alcanza como 5 m a media falda del volcán y disminuye a menos de 0,5 m en el lindero noreste indicado en el mapa. Al noreste de una línea que conduce de Chalchuapa por El Cerro (4 kms SSW de la ciudad de Santa Ana) hacia el borde norte de la Caldera (vea mapa), estos lapilli de escorias negras desaparecen completamente, presentándose en lugar de ellos los depósitos más antiguos del pómez de Coatepeque. Estos lapilli se originan indudablemente del volcán de Santa Ana y sus parásitos. No cabe duda que gran parte

de ellos fué arrojado por el Cerro El Retiro y las chimeneas vecinas, pero no parece imposible que el propio cráter del volcán de Santa Ana haya participado en su producción.

A poca distancia al este del Cerro El Retiro, a lo largo de otra serie de rupturas paralela a la anterior, existen otros conos de escorias y cráteres de explosión. Dos de éstos eyectaron largas corrientes de basalto olivínico de color gris claro, después de haber terminado la actividad explosiva escoriácea. Estas lavas posiblemente alcanzaron los suburbios de Chalchuapa, es decir atravesaron tal vez 10 kms de distancia. Puede ser que no se extendieran tan lejos, pero en todo caso recibieron refuerzo por otras lavas basálticas que surgieron de la misma ruptura volcánica, más al norte de la carretera Santa Ana-Las Cruces. Al norte del kilómetro 77 en esta carretera, las corrientes recientes de basalto están asociadas íntimamente con una serie de embudos cratéricos (pit-craters), alineados en la misma grieta y formados esencialmente por derrumbamiento, tal como se originó la Chain of Craters cerca de Kilauea (Hawaii), y la serie de embudos alineados cerca de Managua (Nicaragua). Todos los pit-craters al sureste de Chalchuapa tienen o forma circular u ovalada, sus paredones son verticales y sus fondos casi planos. Los más grandes tienen diámetros aproximados de 1 km (como el cráter llamado El Pozo, a 1 km al W de la Finca Santo Domingo, que sin embargo se produjo por una combinación de actividad explosiva y de hundimiento), mientras que los más pequeños no miden más que unos 100 m de diámetro. Algunos tienen profundidades mayores de 50 m; otros sólo unos pocos metros, como aquel inmediatamente al oriente de Chalchuapa atravesado por la línea férrea. A no ser por el estudio de las fotos aéreas, estos cráteres poco profundos probablemente no se hubieran descubierto.

Los pit-craters más fácilmente accesibles y mejor expuestos son los de las lagunitas Cuzcachapa y Seca, a pocas cuerdas de Chalchuapa. Aquí se nota claramente que los paredones verticales consisten de espesas corrientes de basalto olivínico piroxénico que, en su techo, tiene carácter escoriáceo. Encima de ella afloran cenizas y tobas en parte redepositadas. Llaman especialmente la atención que, a pesar de que la parte

superior de los paredones se compone de productos piroclásticos, no existen bastiones circulares, topográficamente elevados, alrededor de los embudos. Por eso estas materias piroclásticas del techo no se originaron de los propios cráteres, sino de otras chimeneas. Manifiestamente repetimos que productos piroclásticos se encuentran intercalados en los paredones del cráter en la Finca El Pozo, y que en consecuencia, algunos de los pit-craters se formaron en parte también por actividad explosiva. Así interpretamos también la presencia de grandes bloques sueltos en el borde de la laguna de Cuzcachapa y de un pequeño cráter vecino. Pero no hay duda que estos cráteres se originaron esencialmente por derrumbamientos, tal vez originados por retirarse el magma de las rupturas subyacentes, a pesar de la evidencia de simultáneas explosiones de gases. El pit-crater grande ovalado y pacho, atravesado por el ferrocarril al oriente de Chalchuapa, ya debe haber existido antes de la expulsión de la lava basáltica, porque una cascada de basalto se resbaló por encima de su borde, extendiéndose en su fondo. Todos estos pit-craters parecen de edad muy reciente, sin embargo tienen probablemente más de 2,000 años de haberse formado, porque artefactos arqueológicos de la llamada cultura arcaica (que tiene unos 2,000 años de edad) se encontraron en abundancia en el contorno de de la orilla de la Laguna de Cuzcachapa.

Antes de abandonar la falda norte del volcán de Santa Ana, tenemos que reportar la existencia de una loma arqueada, situada a 5 kms al este del Cerro El Retiro y a 3 kms al noroeste del borde de la caldera de Coatepeque (compare el mapa geológico, fig. 1). Al lado opuesto a ella, hacia el noroeste, parece haber otro escalón de terreno, pero muy poco pronunciado. Toda esta estructura pertenecía posiblemente a un gran cráter de explosión ovalado, cuyo diámetro en dirección NS habrá sido de unos 3 y en dirección WE de unos 2 kms. La ruptura NW que atraviesa el borde occidental de la caldera de Coatepeque (compare el mapa geológico) corre en dirección a este cráter supuesto. Su edad, a juzgar por el pobre estado de preservación, debe ser bastante antigua, mucho mayor que el sistema de rupturas arriba discutido, y pertenece probablemente a la época antes del hundimiento de

la caldera.

Finalmente tenemos que mencionar la extensa corriente de basalto olivínico augítico expuesta en la aldea San Antonio, en el lindero suroeste de la ciudad de Santa Ana, cuya prolongación hacia el noreste está a la vista en los márgenes del Río San Luis (vea mapa geológico, fig. 1). Es de suponer que la misma corriente de lava se encuentre en el subsuelo de la mayor parte de la ciudad misma; sin embargo, tanto en el área urbana como en los suburbios al norte se encuentra enterrada por los depósitos de pómez de la caldera de Coatepeque. No pudimos localizar con exactitud el punto de erupción de esta lava, pero éste debe encontrarse en alguna parte del pie norte del volcán de Santa Ana.

Tanto las observaciones en el campo como el examen microscópico de las rocas revelan que el volcán de Santa Ana se compone, casi en su totalidad, de basaltos olivínicos augíticos y andesitas basálticas de textura variable; incluyendo aquí las lavas más recientes arriba descritas y la mayor parte de las rocas de los cráteres en su cima. Sin embargo, algunas lavas en los alrededores de la cima y en la falda occidental, a alturas de 2,000 m aproximadamente, consisten de andesita hipersténica augítica sin olivino.

**CERROS VERDE (2024 m), CANGREJO
(1505 m) Y ASTILLERO (1494 m)**

Estos conos parásitos en la falda sureste del volcán de Santa Ana no fueron examinados en el campo. Los tres están densamente cubiertos de arboleda y considerablemente erosionados. Las fotos aéreas nos revelaron las rupturas y los cráteres poco preservados que hemos indicado en el mapa geológico (fig. 1). SAPPER (1913, p. 41) reportó la existencia de una piroxen-andesita con olivino e hiperstena en el Cerro Verde; nuestras muestras del lado norte, cerca de Las Brumas, consisten de un basalto olivínico-augítico, de grano grueso y estructura porfídica, con abundantes fenocristales de plagioclasa cálcica y olivino fresco en una pasta intergranular.

**CERROS ALTO, CHINO (1300 m) Y
SAN MARCELINO (1252 m)**

Al pie de la pendiente sur de la caldera de Coatepeque se levanta la cúpula simétrica llamada Cerro Alto. Tiene forma de una escudilla invertida, la cima es casi plana, las pendientes se inclinan progresivamente hacia afuera. Una cubierta gruesa de cenizas descompuestas impide, con excepción de pocas localidades en la pendiente sur, el reconocimiento de que el núcleo del cerro se compone de un basalto olivínico-augítico macizo. Esta cúpula de lava, aparentemente, fué formada por la descarga de una lava basáltica excepcionalmente viscosa de una chimenea central que posteriormente fué rellenada y tapada por la propia lava durante su erupción final.

Los Cerros Chino y San Marcelino son conos de menor edad compuestos de escorias finas basálticas, con numerosas bombas torcidas y aplastadas hasta de 1 m de diámetro en los alrededores de las chimeneas antiguas. En realidad se trata de una unidad morfológica, una loma alargada en dirección noreste, con dos cimas en los extremos: el Cerro Chino en el suroeste y el San Marcelino en el otro extremo. Los dos, aparentemente, se encuentran en una ruptura que lleva el rumbo indicado, porque en la ligera depresión entre ellos hay vestigios de otro tercer cráter. Según SAPPER (1913, p. 41), el cráter en la cima del Cerro Chino mide 100 m de diámetro y algunos 25 m de profundidad. De este cráter no salió ninguna lava líquida, pero de otro lugar del mismo cerro, en su base sur, sí salió una corriente copiosa de lava de basalto olivínico que probablemente se extendió por 10 kms hacia el sur, tropezando contra la falla escarpada del bloque de la Cordillera del Bálsamo, cerca del lugar El Bebedero. Esta lava puede ser examinada excelentemente en la carretera San Salvador-Sonsonate que la atraviesa; nadie que la ve puede dudar que se trata de una lava muy reciente que tal vez no tiene más que pocos centenares de años. Entre esta lava y aquella del volcán de Izalco hay un área considerable cubierta por lavas de edad algo mayor, pero sin duda también bastante recientes, probablemente de menos de 1000 años de edad. Algunas de las últimas posiblemente se originaron también del Cerro Chi-

no, y sinó de él, por lo menos de chimeneas muy cercanas.

El cono del volcán San Marcelino es de forma bastante irregular y no tiene un cráter bien definido en su cima. En su pie noroeste se encuentra un embudo de explosión bien preservado. Después de la formación del cono de escorias, su parte norte y noreste fué arrastrada por una inmensa erupción de lava expelida por dos bocas situadas en su pie. Esta corriente de lava se conoce por el nombre de Teixcal, y se extendió hasta 12 kms de largo hacia el este, alcanzando el área de Zapotitán. Según SAPPER, esta erupción se verificó a mediados del siglo XVII, arrastrando a su paso el pueblito de San Juan Tecpán, según BARBERENA (citado en LARDE, 1923, p. 69) la erupción tuvo lugar el 12 de marzo de 1722. LARDE (1923, p. 73) comprueba que el pueblo de Tecpán se encontraba en los alrededores de la Hacienda Zapotitán, más o menos a dos leguas de distancia de la Hacienda Las Lajas. El mismo autor indica (p. 74) además que la lava Teixcal ya fué mencionada en las diligencias de los títulos de la Hacienda Las Lajas el año 1608, que el pueblo de Tecpán (según él) fué destruido por una inundación en el área de Zapotitán provocado por la erupción del volcán Playón en 1658 y que "nada autoriza a creer que el San Marcelino haya hecho erupción alguna en los tiempos históricos". Según nuestra opinión, nada impide la credibilidad de la tradición de que Tecpán fué destruido por la erupción del volcán San Marcelino; porque la lava del Tixcal se originó indudablemente de este volcán porque esta lava es tan fresca que con alto grado de probabilidad no tiene más de unos 300 años de edad y porque Tecpán bien puede haberse encontrado como 6 kms al norte de Armenia (Guaymoco), en el área hoy cubierta por la lava Teixcal. La mención de la lava en las diligencias del año 1608 puede que se refiera a otra lava. No hay razón para buscar explicaciones remotas, solo para obtener el respaldo necesario para querer atribuir la erupción del 1722 al volcán de Izalco que por cierto no había existido en aquel entonces (compare MEYER-ABICH, 1953, p. 67 y SAPPER 1925-26, p. 231-242).

La lava Teixcal es una lava de blo-

ques, un basalto olivínico-augítico caracterizado por grandes y abundantes fenocristales de plagioclasa en una pasta de vidrio oscuro. En algunas partes, su superficie está atravesada por trincheras profundas con bordes elevados: éstas se formaron durante la erupción, cuando la lava líquida del interior siguió su paso mientras que los lados y el techo ya se habían enfriado; el techo delgado se derrumbó posteriormente formando así dichas trincheras.

EL VOLCAN DE IZALCO.

Ya hemos señalado que la edad del volcán es objeto de desacuerdo; sobre todo LARDE y su hijo LARDE Y LARIN ponen mucho énfasis en querer comprobar que el Izalco nació alrededor del año 1600. Hemos revisado detalladamente la literatura de los siglos pasados, y hemos llegado a confirmar el resultado de SAPPER quien comunica (1926, p. 234) verbalmente (traducido del alemán): "Como resultado de los estudios dignos de aplauso de LARDE y de las restricciones que respecto a ellos he señalado se llega a creer que el volcán de Izalco no había empezado a formarse durante el siglo XVII, admitiendo sin embargo la posibilidad que manifestaciones volcánicas puedan haber ocurrido ya antes del año 1770, en el propio lugar del cono posterior. Pero en realidad, el cambio decisivo hacia una actividad energética no se había verificado sino hasta en el año de 1770, y en consecuencia de eso se data también, desde 1770, el comienzo del crecimiento energético del volcán". Lo mismo que SAPPER, nosotros no hemos encontrado razones de peso suficiente que nos permitirían abandonar los relatos tradicionales publicados por WAGNER, v. SEEBACH, SAPPER, BARBERENA etc. y creer en un nacimiento más antiguo del volcán.

La historia volcánica del Izalco, desde entonces, es suficientemente conocida por las publicaciones de SAPPER, TERMER y LARDE, de modo que nos limitamos a algunas comunicaciones breves. Se trata de un estratovolcán de actividad "stromboliana", compuesto parcialmente por lavas y en parte por escorias, bombas y cenizas. En el transcurso de los 184 años desde su nacimiento, el volcán se ha levantado aproximadamente a unos 1,400 m sobre el nivel de su base

en el lado sur, aunque su altura relativa, en el costado norte, es alrededor de 500 m por asentarse el volcán allá en la falda del Cerro Verde. Siempre está ganando altura todavía, WEYL (1952, p. 376) indica unos 1,900 m de altura s.n.m. a principios de 1951, mientras que en julio de 1953 tenía 1935 m. Existen varias corrientes de lava que se formaron entre 1945 y 1950; desde entonces el volcán ha vuelto a su actividad normal erupciones de nubes de vapor, de cenizas, de escorias y bombas, a intervalos de pocos minutos hasta un cuarto de hora generalmente. Sin embargo no queremos dejar de mencionar que el volcán tenía un período de mayor actividad efusiva en noviembre y diciembre de 1952. Su aspecto de noche, aun de lejos, era bastante vistoso: a intervalos de pocos minutos salieron empujes de lava y escorias ardientes de tres bocas situadas a pequeña distancia del pico en el lado suroeste. La fig. 4 demuestra el aspecto que presentó el volcán el 9 de diciembre de 1952, dibujado desde los baños de Atecosol (a) y desde el km 44 en la carretera a Sonsonate (b). Los productos expulsados sobre el borde del cráter que bajaron como puntos luminescentes por la falda este, sin duda eran escorias y bombas. La efusión tranquila de lava empezó en los primeros días de noviembre y alcanzó su máximo en los primeros días de diciembre. El período efusivo terminó pocas semanas después.

En marzo de 1952, uno de nosotros tuvo la ocasión de volar en avión alrededor del volcán, y de repetir esta gira en enero de 1953. El cráter mismo no era una depresión en 1953, sino que estaba relleno hasta los bordes con cenizas. Se observó una erupción de vapor en aquel momento que tuvo que abrirse paso através de los materiales sueltos acumulados (vea fotos).

Las lavas del Izalco son esencialmente basaltos olivínicos augíticos, y posiblemente también andesitas basálticas, caracterizados por grandes y abundantes fenocristales en una pasta cuyo carácter varía desde un vidrio oscuro hasta una estructura intergranular. Entre los fenocristales predominan cristales zonares de labradorita-bytownita, le sigue en abundancia una augita verde diopsídica y luego el olivino. Una ceniza del Izalco que cayó a principios de junio de 1953 en la Hacienda Las Brumas (a unos 3 kms al nor-

te del cráter), consistía casi del todo de cristales de menos de 0,5 mm de diámetro

y su contenido de vidrio basáltico era sorprendentemente bajo.

ZUSAMMENFASSUNG. (Resumen en alemán)

Vorliegende Arbeit enthält eine Darstellung der Bildung des Coatepeque-Sees und seiner Umgebung. Der See liegt in einer Caldera (von SAPPER als Doppel-Maar aufgefasst), bei deren Bildung etwa 20-25 ckm Gesteinsmassen bewegt wurden. Kurz vor dem Einsturz fanden voluminöse explosive Eruptionen von dazitischem Bims Kies und Aschen statt, deren äquivalentes Magmavolumen allerdings weit unter dem der verschwundenen Gesteinsmassen liegt. Da sich ferner keine Blöcke oder sonstige Auswurfsmassen in der Umgebung und an den Hängen der Caldera finden, die auf explosive Ausräumung des Calderavolumens hindeuten könnten, muss sie durch Einsturz entstanden sein. Verschiedene Verwitterungslagen in den dazitischen Bimsen deuten auf längere Zeiträume während ihrer Förderung hin, so dass die Magmakammer Gelegenheit hatte, sich nach den einzelnen Eruptionen wieder aufzufüllen. Da sich ferner keine voluminösen Lavaergüsse aus der Zeit vor dem Calderaeinbruch nachweisen lassen, aus denen auf plötzliche Entleerung des Magmareservoirs als Ursache für den Einsturz geschlossen werden könnte, wird eine Abwanderung des unterliegenden Magmas zu benachbarten Förderschloten als Ursache des Ein-

bruchs angenommen. Später haben sich in der Caldera einige Basaltkegel und rhyodazitische Staukuppen gebildet. Der See wurde mit einem Atlas-Echograph-Vermessungslot ausgelotet, eine Tiefenkarte liegt bei.

Anschliessend werden kurz die Vulkane der näheren Umgebung (Santa Ana, Cerro Verde, Izalco, San Marcelino usw.) besprochen und neue Erkenntnisse über ein NW streichendes Spaltensystem am Nordhang des Vulkans Santa Ana mitgeteilt, welchem junge Schlackenkegel und Explosionstrichter aufsitzen und durch welches die jungen Olivinbasalte gefördert wurden, die sich bis Chalchuapa erstrecken. Die Miniaturkrater entlang der Hauptspalte sind Einbruchskrater ("pit-craters"), welche durch Zurücksinken der Lava in der Eruptionsspalte eingebrochen sein dürften. Zu ihnen gehört als klassisches Beispiel die Laguna Cuzcachapa bei Chalchuapa. Abschliessend werden Angaben über die jüngste Tätigkeit des Vulkans Izalco gemacht und Versuchen, die Entstehung des Izalco in das 17. Jahrhundert zu verlegen, entgegengetreten. Als Beilagen finden sich eine geologische Karte 1:100 000 der Gegend und ein nicht überhöhtes Profil durch die Caldera gleichen Masstabes.

LITERATURA.

- LARDE, J.: El volcán de Izalco.— San Salvador 1923.
 MEYER-ABICH, H.: Los ausoles de El Salvador, con un sumario geológico-tectónico de la zona volcánica occidental.— *Comun.Inst.Trop.Invest.Cient.* 2 (3/4):55-102, San Salvador 1953.
 SAPPER, C.: Die vulkanische Tätigkeit in Mittelamerika im 20. Jahrhundert.— *Z.Vulk.* 9, Teil I 1925; Teil II 1926.
 SAPPER, C.: Katalog der geschichtlichen Vulkanausbrüche.— Strassburg 1917.
 SAPPER, C. & TERMER, F.: Neue Mitteilungen über die jüngste Tätigkeit der salvadorenischen Vulkane Izalco und San Miguel.— *Z.Vulk.* 13, 1930.
 v. SEEBACH, K.: Ueber Vulkane Zentralamerikas.— *Abh. Kgl. Ges. Wiss. Göttingen* 38, Göttingen 1892.

- TERMER, F.: Besuch des Vulkans Izalco in Salvador im März 1928.— *Z.Vulk.* 12, 1929.
 WEYL, R.: Auf den Vulkanen El Salvadors.— *Natur u. Volk* 82 (12), Frankfurt/M. 1952.
 WEYL, R.: En los volcanes de El Salvador.— *Anuario Inst. Trop. Invest. Cient.* 2: 33-45, San Salvador 1952.
 WEYL, R.: Examen geológico-petrográfico de un perfil de toba en la República de El Salvador.— *Comun.Inst.Trop. Invest.Cient.* 2 (1): 10-14, San Salvador 1953.
 WILLIAMS, H. & MEYER-ABICH, H.: El origen del lago de Ilopango.— *Comun.Inst. Trop. Invest. Cient.* 2 (1): 1-8, San Salvador 1953.



Foto 1. El Lago de Coatepeque. Vista aérea desde el sur.



Foto 2. El volcán de Izalco. Vista aérea desde el SE.



Foto 3. Cráter del volcán de Izalco, foto tomada 15. I. 1953. Note que está relleno de cenizas sueltas.



Foto 4. El volcán de Izalco, vista aérea desde el SW. Foto tomada en marzo 1952.



Foto 5. Panorama de la esquina SW del Lago de Coatepeque, demostrando las cúpulas de lava La Isla, Cerro Afate, Cerro Pachó y el cono de escorias Guacamayero. Vista desde el Cerro Misericordia.