Estudio Petrológico de la Lava de la Parte Noroeste del Pedregal de San Angel, D.F.

*Ramón R. Badilla Cruz**

INTRODUCCION

Este trabajo se hizo con el objeto de investigar en las lavas de la última actividad volcánica en la Cuenca de México, sus estructuras y su petrografía, a fin de establecer un modelo de interpretación de derrames de mayor antigüedad.

El derrame lávico, conocido con el nombre de "Pedregal de San Angel", se localiza al sur de la Ciudad de México. Se encuentra limitado aproximadamente al norte y noroeste por la Delegación de Coyoacán; al noroeste por Contreras; al sureste por Tlalpan, y al sur por la Sierra Chichinautzin.

El área objeto del presente estudio, comprende la parte noroeste del Pedregal de San Angel y se encuentra limitada prácticamente al norte y noroeste por la Avenida Miguel Angel de Quevedo y Pacífico, respectivamente, al sur por las Colonias de Peña Pobre y las Canteras Puente de Piedra e Isidro Fabela, que comprenden a la Delegación de Tlalpan; al este la Calzada de Tlalpan, y al poniente la avenida Insurgentes. (Plano 1).

Sus vías son abundantes debido a las colonias enclavadas con casi todos los servicios de urbanización; pero las principales vías de acceso son la Avenida Insurgentes, la Calzada de Tlalpan, Avenida Miguel Angel de Quevedo, Pacífico y el Anillo Periférico.

TRABAJOS PREVIOS

El trabajo más antiguo relacionado directamente con el Pedregal de San Angel, fue publicado en 1890 por el gran Geólogo mexicano Don Ezequiel Ordóñez, el que hace una ligera descripción de la lava; hace referencia a las arrugas y dice que éstas nos dan direcciones de flujo de la lava; trata además con gran detalle la existencia de grutas o "pequeñas cuevas", túneles, y hace la descripción megascópica y microscópica del derrame y lo clasifica como basalto.

Schmitter (1953), hizo un estudio sobre la antigua fisiografía de la zona invadida por la lava; estudió con gran detalle las "Grutas en lava", túneles de San Pedro El Negro y del Gorrión e hizo un estudio petrográfico y petroquímico basado en seis muestras colectadas en un corte frente al perímetro que ocupa la Facultad de Ingeniería en la Ciudad Universitaria; en este corte establece la diferencia de dos zonas vesiculares, una con un espesor de dos metros a partir del piso donde la roca se observa compacta con poca proporción de vesículas, y en los otros dos metros dice "el carácter vesicular se va haciendo más conspicuo hasta la superficie cerca de la cual adquiere la típica estructura"; clasifica la roca en basalto de olivino con afinidad alcalina y le asigna una edad de 2,500 años a 5,000 años por estar descansando sobre la Formación Totolzingo.

Arellano (1948), hizo una compilación de los análisis químicos de 11 muestras colectadas por diferentes investigadores, en los volcanes Popoca-

* Comisión de Fomento Minero e I.P.N.

tépetl, Ixtaccíhuatl, Xico (Chalco), Cantera de Santa Catarina, Cerro Tlapayoca (oriente de Amecameca), Mina Santa Cecilia (Tlalnepantla), Mina Puentes de Vigas y una colectada en el Pedregal de Tlalpan, que clasificó como basalto sibre de hípsterena.

Libbi (1955), investigador de la Universidad de Chicago, determinó la edad de materia orgánica encontrada en la base del derrame por el Método Carbono 14, y le dió una edad de 2,400 años con tolerancia de 100 años.

El último trabajo publicado con relación al Pedregal de San Angel, fue realizado por J.I. Lugo (1970 Tesis Profesional E.S.I.A.), en el que sostiene que la mayor parte de la lava es de tipo Aa. El autor no observó en el área estudiada lava de este tipo, solamente pahoahoe; lava tipo Aa la observó en la porción sur del Xitle pero está reducida a una pequeña parte.

ACTIVIDAD VOLCANICA EN EL VALLE DE MEXICO

OLIGOCENO SUPERIOR—MIOCENO

La actividad volcánica más antigua en el Valle de México, está representada por una serie de andesitas basálticas, andesitas de piroxeno, andesitas porfídicas de hornblenda, dacitas y traquiandesitas de hornblenda que corresponden a la Formación Xochitepec. Fries (1960) supone que esta formación yace sobre los depósitos clásticos del Grupo Balsas, cuya parte superior corresponde a la cima del Oligoceno; por esta razón le asigna una edad del Oligoceno Superior al Mioceno. A esta formación pertenecen las rocas de la Sierra de Xochitepec, base de la Sierra de Guadalupe, Cerro de Chapultepec, Cerro del Peñón de los Baños, Cerro de Zacaltepec, y las traquiandesitas que están expuestas al occidente del Ixtaccíhuatl y la base oriental del Ajusco.

PLIOCENO

Posteriormente en el Plioceno hubo otra actividad volcánica que está representada por una

andesita de piroxeno que actualmente corona la cima del Ixtaccíhuatl, del Ajusco, y de la Sierra de las Cruces, que por hallarse estratigráficamente abajo de la Formación Tarango del Plioceno Superior y descansando discordantemente sobre una sucesión de lavas, brechas y conglomerados que se cree son del Plioceno Inferior, Mooser (1962) le asigna una edad Plioceno Medio.

Esta edad le asigna el mismo autor a rocas de composición dacítica que constituyen las cimas elevadas de la Sierra de Guadalupe porque estas lavas se derramaron sobre tobas, lavas y brechas andesíticas más antiguas, y por hallarse estratigráficamente sobre ellas la Formación Tarango.

PLEISTOCENO

Después de una aparente calma de la actividad volcánica en el Plioceno Superior, reaparece nuevamente en el Pleistoceno y en este piso está representada por un gran número de conos, unos perfectos, otros ligeramente erosionados, esparcidos sobre todo el Valle y sus alrededores. Representantes de este vulcanismo pleistocénico serían los volcanes de Santa Catarina, parte superior del Popocatepetl y una serie de volcanes jóvenes que se extienden a lo largo de la Sierra de Chichinautzin hasta Chalco, cuyos aparatos forman conos cineríticos, estratovolcanes, domos y escudos. Esta actividad pleistocénica fue de composición basáltica.

RECIENTE

La última actividad volcánica en el Valle de México fue en tiempos históricos 2,400 años antes del presente y está representada por el derrame de composición basáltica conocido con el nombre de Pedregal de San Angel; tuvo su origen en la pendiente norte de la Sierra de Chichinautzin y se extiende aproximadamente unos 13 ó 14 km. hacia el norte. En el lugar donde el magma alcanzó la superficie se encuentra un cono cinerítico conocido actualmente con el nombre de Xitle y hay evidencias de actividad explosiva, tanto antes como después de la efusión de la lava.

DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS DE LA LAVA

VESICULAS

El estudio de esta estructura se hizo tanto en planta como en sección. Al norte del área se estudiaron las Canteras de Copilco y Cerro de la Escondida; al sur las Canteras Puente de Piedra y Ampliación Isidro Fabela. (Plano 2).

En todas las canteras se logró diferenciar tres zonas de vesículas que se ilustran en la Fig. 1, denominadas Zona Inferior, Zona Intermedia y Zona Superior.

Fig. 1

Zona Inferior.— Tiene un espesor máximo de 60 cm, caracterizada por vesículas alargadas de 0.5 a 2.0 cm. que se presentan inclinadas hacia la dirección de flujo de la lava y otras escasas de mayor longitud. Esta zona vesicular inferior, se formó debido a que al fluir la lava sobre una superficie húmeda o ligeramente húmeda, formó gases que trataron de salir verticalmente a la superficie, pero como la lava llevaba escasa velocidad, hizo que estas burbujas tomaran cierta inclinación en el sentido del flujo.

Zona Intermedia.— Caracterizada por tener mayor espesor que las otras dos y escasas vesículas distribuidas irregularmente, la mayoría muy pequeñas y de forma esférica. En la parte superior de esta

zona se observan vesículas pequeñas sucesivas y contiguas, horizontales e inclinadas y muy escasas vesículas grandes con tamaños variables entre 10 y 40 cm. de longitud con estalactitas de 1.5 a 0.5 cm. y un ancho de 0.3 a 2 cm.

La escasez relativa de vesículas en esta zona se debe a que fue la parte del derrame que tardó más en consolidarse; razón por la cual casi todos sus gases emigraron hacia la parte superior del derrame. La esfericidad de las escasas vesículas nos indican que la lava en esta parte se movía muy lentamente o se hallaba inmóvil en el momento de la consolidación.

Zona Superior.— Se caracteriza por tener vesículas más abundantes, notándose que en la base las vesículas empiezan a presentar una distribución más regular y un alargamiento, inclinándose en la dirección del flujo; el tamaño y la abundancia aumenta hacia arriba. En su parte media las vesículas se observan más grandes, de formas irregulares y alargadas, guardando paralelismo con la superficie de la lava; además presentan numerosas estalactitas y estalagmitas y algunas se comunican por fracturas horizontales, siguiendo un paralelismo. Unos 30 cm. antes de la superficie, las vesículas se vuelven más pequeñas, alargadas y más abundantes. (Ver Fig. 2).

Fig. 2

En esta última zona hay mayor concentración de vesículas, porque los gases formados en la parte

inferior del derrame debido a su baja densidad y temperatura, trataron de salir y emigraron acumulándose en la parte superior y su alargamiento se debe a que la lava en la superficie o cerca de ella llevaba una mayor velocidad, ya que éstas son paralelas a la dirección de flujo. La existencia de vesículas muy grandes, paralelas y alargadas, algunas comunicadas por diaclasas horizontales, nos indica según McDonald (1970), que en la formación de éstas influyó bastante el cizallamiento.

La presencia de estalactitas, se debe a que en el exterior de la vesícula, la roca ya estaba cristalizada, mientras que en el interior permanecía aún fundida, posiblemente por el calentamiento de los gases; otra observación en apoyo de lo anteriormente expuesto, es el hecho de haber encontrado en algunos lugares bloques inclinados con estalactitas con crecimiento inclinado a la superficie de enfriamiento del bloque.

Tubos de Explosión o Respiraderos

El estudio de esta estructura, se hizo en las canteras de Cerro de la Escondida, Cuicuilco, Ciudad Universitaria, Estadio Azteca, Puente de Piedra, Isidro Fabela, Copilco, etc., (Plano 2) y se observó que en canteras, los tubos de explosión tienen distinta forma tales como formas de cilindro (Fig. 3), doble embudo (Fig. 4), paraguas (Fig. 5) y forma irregular (Fig. 6).

Fig. 3.— Tubo de explosión en forma de cilindro.

Fig. 4.— Tubo de explosión en forma de doble embudo, que se localiza en la cantera Puente de Piedra.

Fig. 5.— Tubo de explosión en forma de paraguas.

Se caracterizan en las canteras por tener una gran concentración de vesículas, alrededor de ellos con alargamiento paralelo a su configuración; además presentan vesículas alineadas y contiguas, oblicuas a la forma del tubo y lahas que terminan en filo, que salen a partir de vesículas sucesivas y contiguas inclinadas como se ilustra en la Fig. 7.

Estas lahas en su mayoría presentan concavidad hacia abajo, aunque también las hay que presentan concavidad hacia arriba (Fig. 8), en algunas partes se ha observado en estas lahas relices planchados como consecuencia de deslizamientos durante su etapa semi-líquida, ya que en la superficie de los relices se observan pequeñas burbujas. Estos tubos cortan al derrame desde su base hasta

Fig. 6.— Tubo de explosión de forma irregular, localizado en la cantera Isidro Fabela.

Fig. 7.— Lahas de un tubo de explosión que terminan en filo y que nacen a partir de vesículas alineadas y contiguas; además se aprecian abundantes vesículas cerca del tubo, y menos lejos del mismo.

la superficie más o menos verticalmente, pero algunos presentan cierta inclinación en su parte superior en el sentido de la corriente; en las canteras donde hay dos o más derrames existen algunos que cortan un solo derrame, como se ilustra en la Fig. 9, aunque se ha observado que algunos cortan dos o más derrames (Fig. 10); esto se debe a que las emisiones de lava se sucedieron casi al mismo

Fig. 8.— Tubo de explosión localizado en la cantera Cerro de la Escondida, donde se pueden observar capas que terminan en punta y su concavidad hacia abajo y hacia arriba.

Fig. 9.— Muestra dos derrames. El inferior cortado desde la base hasta la superficie por tubos de explosión; este corte se localiza en la cantera Puente de Piedra.

tiempo y cuando todavía no se extinguía la actividad del tubo formado en el primer derrame, vino otro flujo de lava y éste también fue atravesado por los gases. Frente a la Facultad de Filosofía y Letras en Ciudad Universitaria y en la parte occidental de la cantera Puente de Piedra, se observaron tubos de explosión que salen originados en la base de derra-

Fig. 10.— Cuatro derrames cortados por un tubo de explosión en la cantera Puente de Piedra.

mes posteriores (Fig. 11); en algunos se observan estructuras parecidas a los dedos de pahoehoe y esto se debe a escurrimiento de lava que penetró por los huecos del tubo (Fig. 12).

Fig. 11.— Tubo de explosión que se origina en la base de un derrame posterior en la cantera Puente de Piedra.

En algunos lugares el techo de éstos se encuentra caído, dando la impresión en la superficie de que son antiguos túneles de lava (Fig. 13).

Fig. 12.— Gota de lava semejando un dedo de pahoehoe.

Fig. 13.— Tubo de explosión con su techo hundido al occidente.

La roca de la chimenea es de color gris oscuro, con abundantes vesículas muy pequeñas que le dan a la superficie un aspecto áspero; además presenta una textura porfídica con matriz vítrea en la que los fenocristales son de plagioclasa y escasos ferromagnesianos; a diferencia de la roca del resto del derrame que es de color gris claro, muy compacta cerca de la superficie y en la base presenta una textura porfídica con matriz afanítica y en la parte central una textura fanerítica de grano muy fino.

En la superficie pueden ser fácilmente confundidos con túneles de lava, especialmente cuando los bloques del techo del tubo se encuentran hundidos, pero la característica esencial para reconocerlos es la existencia de huecos, que presentan en su inte-

rior lahas que terminan en filo, que nacen a partir de trenes de vesículas, que presentan concavidades hacia arriba y hacia abajo y que la roca que constituye a estas lahas es de un color gris, más oscuro que las del resto de las rocas del derrame; además presenta una estructura con abundantes vesículas pequeñas que le dan a la roca aspecto áspero en su superficie.

El desarrollo de esta estructura se debe a que la lava fluyó por una superficie húmeda que al ponerse en contacto con la lava caliente formó una gran cantidad de vapor de agua que trató de escapar rápidamente a través de la lava fluida y formó el tubo de explosión. En el área se han encontrado algunas evidencias de la humedad del antiguo suelo sobre el que se depositó el derrame, por ejemplo, en la parte central de la cantera Puente de Piedra se encontraron abundantes risomas de plantas que según Weber, Paleobotánico del Instituto de Geología de la UNAM, pertenecen a plantas desarrolladas en ambiente pantanoso; además en este lugar se ha observado que en donde existe este tipo de restos de plantas, la base del derrame es más vítreo y existen más tubos de explosión que en donde no los hay. Al Oriente y en la cantera Isidro Fabela, en el antiguo suelo, existe pasto muy parecido al que actualmente se desarrolla en las praderas, en posición vertical debido a que se encuentra cubierto por una capa de ceniza fina de color gris oscuro con alto contenido de vidrio y escasos feldespatos y fragmentos líticos; en estos lugares la lava de la base del derrame es menos vítrea y existen menos tubos de explosión. También en la cantera Puente de Piedra se encontraron piñas, hojas, tallos y corteza de pinos parcialmente carbonizadas que nos puede dar idea del tipo de vegetación que se desarrollaba en ese tiempo.

TUMULOS

El estudio de esta estructura se realizó en la superficie; existe en el área una gran cantidad de ellas, se caracterizan por presentar forma cóncavo-elipsoidal, fracturamiento radial, diámetro entre 10.0 y 40.0 m., altura variable entre 2.0 y 5.0 m. y capas buzando hacia todas direcciones. (Fig. 14).

Fig. 14.— Túmulo situado en la Avenida Insurgentes—Tlalpan, al noroeste de la cantera del Departamento del Distrito Federal, donde puede apreciarse su fracturamiento radial buzando en todas direcciones.

La génesis de esta estructura se debe a que al empezar a enfriarse la lava, comienza a cristalizar de la superficie hacia el centro, y de la base hacia el centro del derrame, entonces la parte superior ya cristalizada ejerce una presión hidrostática sobre la lava aún líquida de la parte central del derrame que provoca el rompimiento de la costra superior y hundimiento de los bloques sobre la lava, esto trae como consecuencia que la lava líquida sea presionada e inyectada hacia los lugares de debilidad, ejerciendo sobre los bloques fracturados un empuje vertical de abajo hacia arriba, lo cual trae como resultado el levantamiento de los bloques, fracturamiento radial y formación del túmulo.

CRESTAS DE PRESION

Existe en la superficie del derrame una gran cantidad de estas estructuras. Se caracterizan por presentar placas de lava de dimensiones de varios metros cuadrados, con inclinación variable entre 10 y 80 grados, divididas por una fractura central de varios metros de longitud, los bloques que las constituyen tienen una anchura de aproximadamente 30 m. y una altura variable entre 1.5 y 3 m. (Fig. 15).

La formación de esta estructura se debe a que al comenzar a enfriarse la lava se empieza a cristali-

Fig. 15.— Cresta de presión en el Fraccionamiento Pedregal de Carrasco.

zar de la superficie hacia el centro y de la base hacia la parte central del derrame. Una vez cristalizada la parte superior, ésta ejerce una presión hidrostática debido a su peso sobre la lava aún fluida de la parte central del derrame, que trae como consecuencia el rompimiento de la placa de lava de la parte superior ya consolidada a través de una fractura central que al hundirse en sus extremos sobre la lava líquida trae como resultado la formación de la cresta de presión. Además, debe influir en la formación de esta estructura la velocidad de la lava aún fluida de la parte central del derrame.

FLUJOS DE LAVA

En la superficie se localizaron únicamente tres flujos de lava; dos de ellos frente a la Escuela Esperanza López Mateos, entre las Calles de San Raúl y San León en la Colonia Santa Ursula Coapa. En este lugar se encuentra uno descansando sobre el otro, al derrame inferior no se le observa su base y el superior se caracteriza por presentar en los frentes del flujo dedos de pahoehoe, con filamentos en la dirección de flujo de la lava, que se meten hacia adentro del derrame; esto nos da una idea de la forma en que fluye este tipo de lava que sería semejante a como se desplazan las bandas de tractor. El otro se localiza aproximadamente a 500 m. al oeste del afloramiento anterior, entre las Calles de Emeterio y Hermilo, de la misma colonia;

este tercer derrame se encuentra descansando sobre el derrame superior del afloramiento anterior y también presenta dedos de pahoehoe. (Figs. 16 y 17).

Fig. 16.— Frente de un flujo de lava en la Colonia Santa Ursula Coapa, entre las Calles de San Raúl y San León, donde se pueden apreciar dedos de pahoehoe.

Fig. 17.— Frente de un flujo de lava entre las Calles de Emeterio y Hermilo, en la Colonia Santa Ursula Coapa, donde se aprecian dedos de pahoehoe.

En canteras son fácilmente reconocibles, pues cada flujo presenta tres zonas vesiculares (como se describió en el Capítulo de Vesículas); una vesicular inferior de unos cuantos centímetros de espesor; una zona escasamente vesicular intermedia, y una última zona densamente vesicular en la parte superior (Fig. 1); además en la superficie de cada derrame se observan filamentos y en ocasiones

arrugas que son estructuras características de la superficie de la lava tipo pahoehoe. En estos lugares se observaron cuatro derrames en la parte central de la cantera Puente de Piedra, los cuales se encuentran cortados por varios tubos de explosión que evidencian que los derrames fueron casi al mismo tiempo (Fig. 10); dos en la parte poniente de la misma cantera (Fig. 9); otros dos frente a la Facultad de Filosofía y Letras, en Ciudad Universitaria, lugar en que al inferior no se le observa su base; tres en una cantera que se localiza al sur de la zona arqueológica de Cuicuilco, y uno en las canteras de Copilco, Cerro de la Escondida, al poniente de la cantera Puente de Piedra, Estadio Azteca, Isidro Fabela, etc.

En la superficie también se observaron pequeños derrames de unos cuantos centímetros de espesor que representan pequeños flujos de lava. (Fig. 18).

Fig. 18

COLUMNAS

Esta estructura se estudió en las canteras Cerro de la Escondida, Puente de Piedra, Isidro Fabela, Cuicuilco, Estadio Azteca, Copilco y otras que se encuentran en los alrededores de Ciudad Universitaria. Se observó que la lava presenta una serie de fracturas, perpendiculares a la superficie de la roca preexistente, que dan lugar a una serie de columnas de diferentes formas geométricas, cuyo número de caras varía de 3 a 7. (Fig. 19).

Fig. 19.— Muestra diferentes formas geométricas que desarrollan las columnas.

En derrames con espesores menores de 6.0 m, se observa la existencia de columnas de cuatro lados y escasas de cinco y presentan formas geométricas muy mal desarrolladas con diámetro variable de 1.0 a 1.5 m. (Fig. 20).

Fig. 20.— Se observan columnas mal desarrolladas en la cantera Cerro de la Escondida.

En otras canteras como en la Isidro Fabela y Puente de Piedra, donde el espesor del derrame en algunas partes es mayor de 10.0 m, se observan dos

juegos de columnas. Uno comienza en la superficie del derrame hasta aproximadamente 1.0 m. abajo de la zona vesicular superior y el otro a partir de ahí, hasta la base del derrame. (Fig. 21).

Fig. 21.— Muestra dos juegos de columnas en la Cantera Isidro Fabela.

Las columnas de la parte superior, tienen más de 1.20 m. de diámetro y se encuentran geométricamente mal desarrolladas; mientras que las de la parte inferior del derrame presentan formas geométricas más perfectas y el número de lados va de cuatro a siete. Con respecto al origen de esta estructura, la mayoría de los Geólogos concuerdan en la idea, de que las columnas se producen por fracturas que se desarrollan debido a una disminución de volumen que experimenta la lava al consolidarse y continuar el proceso de enfriamiento, esta contracción de la lava trae como consecuencia esfuerzos tensionales que actúan en plano horizontal y provocan el fracturamiento de este tipo de rocas ígneas.

FILAMENTOS Y ARRUGAS

Entre las estructuras superficiales más características de este tipo de lava, están los filamentos y las arrugas. Los primeros son una serie de borditos de unos cuantos milímetros de ancho y alto, y unos cuantos centímetros de largo (Fig. 22-A) que según McDonald (1972) representan pequeñas colitas de lava.

Las arrugas son bordos de forma parabólica,

de unos cuantos centímetros a varios metros de radio ornamentados por filamentos perpendiculares a su contorno; con bastante frecuencia se les encuentra retorcidas semejando cuerdas y en este caso recibe el nombre de estructura cordada. (Fig. 22-B).

Fig. 22A.— Aquí se pueden apreciar filamentos en lava tipo pahoehoe.

Fig. 22B.— Aquí se pueden apreciar arrugas retorcidas que nos dan una estructura cordada; la dirección de flujo es perpendicular a la configuración de la arruga.

Ambas estructuras nos dan la dirección de flujo de la lava; dándonos la primera una dirección general de flujo, y la segunda una dirección local.

PETROGRAFIA

La roca del derrame lávico del Pedregal de San

Angel, es un basalto de olivino y piroxeno, en el que cerca de la superficie presenta una textura porfídica con matriz afanítica, los fenocristales son principalmente de plagioclasas y olivino y presentan cierta orientación en el sentido de la corriente. Microscópicamente presentan una textura porfídica con matriz en partes traquítica y en otras pilotaxítica (Fig. 23) y los fenocristales son principalmente labradorita de forma subedral y olivinos eudrales y subedrales, los cristales subedrales de olivino deben su forma a que el cristal se encuentra corroído por refusión y algunos fenocristales presentan inclusiones de magnetita e ilmenita de forma eudral; (Fig. 24) la matriz está constituida principalmente por microlitos subedrales de labradorita, augita anaedral y vidrio; los microlitos de labradorita presentan mayor orientación a medida que nos acercamos a la superficie del derrame y esto nos constata la idea de que este tipo de lava lleva mayor velocidad cerca de la superficie que en el interior del derrame.

Fig. 23.— Muestra una textura porfídica con mesostasis en partes traquítica y en otras pilotaxítica, en una muestra tomada en la cima del derrame del Pedregal de San Angel.

A medida que nos internamos al interior de la corriente, el grado de cristalinidad de la roca aumenta, de tal manera, que en la parte central del derrame la roca presenta megascópicamente una textura porfídica con matriz fanerítica muy fina, donde los fenocristales son de olivino y plagioclasa y en la matriz se observan principalmente plagioclasas y escaso piroxeno y olivino. Microscópicamente, la roca presenta una textura porfídica con una mesostasis holocristalina—hipidiomórfica; (Fig. 25)

Fig. 24.— Fenocristal de olivino con inclusiones de magnetita e ilmenita de forma eudral.

Fig. 25.— Muestra una textura porfídica con una mesostasis holocristalina—hipidiomórfica en una muestra tomada en la parte central del derrame.

los fenocristales son principalmente de olivino y labradorita de forma eudral—subedral y subedral, respectivamente, con inclusiones de magnetita—ilmenita de forma eudral; los cristales subedrales de olivino deben su forma a que el cristal se encuentra corroído como consecuencia de una refusión. La mesostasis presenta un arreglo intersertal donde los cristales de labradorita se encuentran formando triángulos más o menos definidos y en el interior de estos triángulos hay la presencia de augita de forma anaedral (Fig. 26).

Poco antes de llegar a la base del derrame (aproximadamente 80 cm.), el grado de cristali-

Fig. 26.— Se aprecia la textura intersertal en una muestra tomada en la parte central del derrame; además se pueden ver inclusiones de magnetita en cristales de labradorita.

dad disminuye y comienza a aumentar hacia abajo el contenido de vidrio; unos 5.0 cm. antes de llegar a la base la roca presenta una textura porfídica con matriz vítrea en la que los fenocristales son de olivino de forma uedral y plagioclasas subedrales. En el contacto con la roca preexistente la lava está constituida esencialmente por vidrio, lo que nos indica que en el momento de su consolidación no habían cristalizado los minerales.

El orden de cristalización de los minerales que constituyen la roca, basándose en el idiomorfismo de los cristales, es el siguiente: Los primeros minerales que se formaron fueron la magnetita y la ilmenita, debido a que presentan una cristalización perfecta y a que se observan como inclusiones de los demás minerales; una vez cristalizados la magnetita y la ilmenita comenzó a cristalizar el olivino, ya que éste presenta forma eudral, posteriormente cristalizó la labradorita (forma subedral), y por último, cristalizó la augita y escasos cristales de labradorita de forma anaedral.

La roca de los tubos de explosión de color gris oscuro, con abundantes vesículas y muy pequeñas que le dan a la superficie un aspecto áspero; además presenta una textura porfídica con matriz vítrea en la que los fenocristales son de labradorita con menor proporción de olivino y augita que en la roca del resto del derrame.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1.— Toda la lava del área estudiada es de tipo pahoehoe, caracterizada por presentar una superficie relativamente lisa, ornamentada por filamentos y arrugas. Además presenta tubos de explosión, crestas de presión, túmulos, dedos de pahoehoe en los frentes de flujo y la distribución de las vesículas en sección en cada flujo presenta tres zonas vesiculares, Inferior, Intermedia y Superior. Caracterizada la Inferior por tener un espesor máximo de 60 cm. y vesículas alargadas que presentan orientación en la dirección de flujo; la Intermedia por tener mayor espesor que las otras dos, escasas vesículas pequeñas y esféricas distribuidas irregularmente, y la Superior caracterizada por tener mayor abundancia de vesículas que presentan alargamiento en el sentido del flujo. Esta distribución de vesículas únicamente se observa en derrames tipo pahoehoe.

2.— Entre más grueso es el derrame, las formas geométricas de las columnas son más perfectas.

3.— La textura intersertal está presente en la parte central del derrame basáltico (Fig. 26) lo que demuestra que esta textura no es exclusiva de diabasas.

4.— La presencia de tubos de explosión que nacen en la base de derrames anteriores, se debe posiblemente a que en el derrame viejo había agua encharcada, que al ser aplastada por un nuevo flujo de lava formó gran cantidad de vapor de agua que fue el responsable de la formación del tubo de explosión. Esta agua posiblemente fue meteórica, pues casi siempre acompaña la lluvia al vulcanismo.

5.— Por los tipos de plantas encontradas en la base del derrame se puede inferir que en esta área, antes de la colada existían zonas pantanosas, de pastizales y bosques.

6.— Los filamentos, las vesículas alargadas, paralelas o inclinadas y las arrugas nos dan la dirección de flujo de la lava. Los tres primeros indican una dirección general, mientras que la última muestra una dirección local.

APENDICE PETROGRAFICO

MUESTRA: RBC-73-1

LOCALIZACION: Cantera Cerro de la Escondida, Pedregal de San Angel, D.F.

ESTUDIO MEGASCOPICO

COLOR: Gris oscuro

TEXTUA: Porfídica con matriz afanítica

ESTRUCTURA: Vesicular, compacta

MINERALES OBSERVABLES: Plagioclasas, olivino y piroxeno.

ESTUDIO MICROSCOPICO

TEXTURA: Porfídica con matriz en partes traquítica y en otras pilotaxítica.

MINERALOGIA: Esenciales: Labradorita (61⁰/o).

Accesorios: Olivino (12⁰/o), augita (19⁰/o), magnetita, ilmenita y "vidrio".

Secundarios: Escasa hematita.

ORIGEN

Roca ígnea extrusiva

CLASIFICACION

Basalto de olivino y piroxeno

OBSERVACIONES: Muestra tomada en la base del derrame.

MUESTRA: RBC-73-2

LOCALIZACION: Cantera Cerro de la Escondida, Pedregal de San Angel, D.F.

ESTUDIO MEGASCOPICO

COLOR: Gris claro.

TEXTURA: Porfídica con matriz fanerítica muy fina.

ESTRUCTURA: Compacta, escasamente vesicular.

MINERALES OBSERVABLES: Plagioclasas, olivino y piroxeno.

ESTUDIO MICROSCOPICO

TEXTURA: Porfídica con matriz holocristalina, hipidiomórfica.

MINERALOGIA: Esenciales: Labradorita (67⁰/o).

Accesorios: Olivino (15⁰/o), augita (14⁰/o), magnetita e ilmenita.

ORIGEN

Roca ígnea extrusiva

CLASIFICACION

Basalto de olivino y piroxeno

OBSERVACIONES: Muestra tomada a 1.0 m. de la base del derrame.

MUESTRA: RBC-73-3

LOCALIZACION: Cantera Cerro de la Escondida, Pedregal de San Angel, D.F.

ESTUDIO MEGASCOPICO

COLOR: Gris claro.

TEXTURA: Porfídica con matriz fanerítica de grano muy fino.

ESTRUCTURA: Compacta, escasamente vesicular.

MINERALES OBSERVABLES: Plagioclasas, olivino y piroxeno.

ESTUDIO MICROSCOPICO

TEXTURA: Porfídica con matriz holocristalina hipidiomórfica.

MINERALOGIA: Esenciales: Labradorita (65⁰/o).

Accesorios: Olivino (11⁰/o), augita (19⁰/o), magnetita e ilmenita.

ORIGEN

Roca ígnea extrusiva

CLASIFICACION

Basalto de olivino y piroxeno

OBSERVACIONES: Muestra tomada a 2.0 m. de la base del derrame.

MUESTRA: RBC-73-4

LOCALIZACION: Cantera Cerro de la Escondida, Pedregal de San Angel, D.F.

ESTUDIO MEGASCOPICO

COLOR: Gris claro.

TEXTURA: Porfídica con matriz fanerítica de grano muy fino.

ESTRUCTURA: Compacta, escasamente vesicular.

MINERALES OBSERVABLES: Plagioclasas, olivino y piroxenos.

ESTUDIO MICROSCOPICO

TEXTURA: Porfídica con matriz holocristalina, hipidiomórfica e intersertal.

MINERALOGIA: Esenciales: Labradorita (62^o/o).

Accesorios: Olivino (8^o/o), augita (20^o/o), magnetita e ilmenita.

ORIGEN

Roca ígnea extrusiva

CLASIFICACION

Basalto de piroxeno y olivino

OBSERVACIONES: Tomada a 3.0 m. de la base del derrame.

MUESTRA: RBC-73-5

LOCALIZACION: Cantera Cerro de la Escondida; Pedregal de San Angel, D.F.

ESTUDIO MEGASCOPICO

COLOR: Gris claro.

TEXTURA: Porfídica con matriz fanerítica de grano muy fino.

ESTRUCTURA: Compacta, escasamente vesicular.

MINERALES OBSERVABLES: Plagioclasas, olivino y piroxenos.

ESTUDIO MICROSCOPICO

TEXTURA: Porfídica con matriz holocristalina, hipidiomórfica e intersertal.

MINERALOGIA: Esenciales: Labradorita (67^o/o).

Accesorios: Olivino (14^o/o), augita (13^o/o), magnetita e ilmenita.

ORIGEN

Roca ígnea extrusiva

CLASIFICACION

Basalto de olivino y piroxeno

OBSERVACIONES: Muestra tomada a 4.0 m. de la base del derrame.

MUESTRA: RBC-73-6

LOCALIZACION: Cantera Cerro de la Escondida, Pedregal de San Angel, D.F.

ESTUDIO MEGASCOPICO

COLOR: Gris claro.

TEXTURA: Porfídica con matriz fanerítica de grano muy fino.

ESTRUCTURA: Compacta, vesicular.

MINERALES OBSERVABLES: Plagioclasas, olivino y piroxeno.

ESTUDIO MICROSCOPICO

TEXTURA: Porfídica con matriz holocristalina, hipidiomórfica e intersertal.

MINERALOGIA: Esenciales: Labradorita (71^o/o).

Accesorios: Augita (17^o/o), olivino (1^o/o), magnetita e ilmenita.

ORIGEN

Roca ígnea extrusiva

CLASIFICACION

Basalto de piroxeno

OBSERVACIONES: Muestra tomada a 5.0 m. de la base del derrame.

MUESTRA: RBC-73-7

LOCALIZACION: Cantera Cerro de la Escondida, Pedregal de San Angel, D.F.

ESTUDIO MEGASCOPICO

COLOR: Gris claro.

TEXTURA: Porfídica con matriz afanítica.

ESTRUCTURA: Vesicular, compacta.

MINERALES OBSERVABLES: Plagioclasas, olivino y piroxenos.

ESTUDIO MICROSCOPICO

TEXTURA: Porfídica con matriz pilotaxítica.

MINERALOGIA: Esenciales: Labradorita (60^o/o).

Accesorios: Olivino (10^o/o), augita (12^o/o), magnetita, ilmenita y vidrio.

Secundarios: Hematita.

ORIGEN

Roca ígnea extrusiva

CLASIFICACION

Basalto de olivino y piroxeno

OBSERVACIONES: Muestra tomada a 6.0 m. de la base del derrame.

MUESTRA: RBC-73-8

LOCALIZACION: Cantera Cerro de la Escondida, Pedregal de San Angel, D.F.

ESTUDIO MEGASCOPICO

COLOR: Gris oscuro, con puntos verdes.

TEXTURA: Porfídica con matriz afanítica.

ESTRUCTURA: Vesicular, compacta.

MINERALES OBSERVABLES: Plagioclasas, olivino y piroxeno.

ESTUDIO MICROSCOPICO

TEXTURA: Porfídica con matriz en partes pilotaxítica y en otras traquítica.

MINERALOGIA: Esenciales: Labradorita (59^o/o).

Accesorios: Olivino (5^o/o), piroxeno (9^o/o), magnetita, ilmenita y vidrio (27^o/o).

Secundarios: Hematita y limonita.

ORIGEN

Roca ígnea extrusiva

CLASIFICACION

Basalto de piroxeno y olivino

OBSERVACIONES: Muestra tomada a 7.0 m. de la

base del derrame.

MUESTRA: RBC-73-9

LOCALIZACION: Cantera Cerro de la Escondida, Pedregal de San Angel, D.F.

ESTUDIO MEGASCOPICO

COLOR: Gris oscuro con puntos verdes.

TEXTURA: Porfídica con matriz afanítica.

ESTRUCTURA: Vesicular, compacta.

MINERALES OBSERVABLES: Plagioclasas, piroxeno y olivino.

ESTUDIO MICROSCOPICO

TEXTURA: Porfídica con matriz traquítica.

MINERALOGIA: Esenciales: Labradorita (31^o/o).

Accesorios: Olivino (3^o/o), augita (5^o/o), magnetita, ilmenita y vidrio.

Secundarios: Hematita y limonita.

ORIGEN

Roca ígnea extrusiva

CLASIFICACION

Basalto de piroxeno

OBSERVACIONES: Muestra tomada a 7.8 m. de la base del derrame.

MUESTRA: RBC-73-10

LOCALIZACION: Cantera Cerro de la Escondida, Pedregal de San Angel, D.F.

ESTUDIO MEGASCOPICO

COLOR: Gris oscuro con puntos verdes.

TEXTURA: Porfídica con matriz afanítica.

ESTRUCTURA: Vesicular, compacta.

MINERALES OBSERVABLES: Plagioclasas, olivino y piroxenos.

ESTUDIO MICROSCOPICO

TEXTURA: Porfídica con matriz pilotaxítica.

MINERALOGIA: Esenciales: Labradorita (42^o/o).

Accesorios: Olivino (5^o/o), augita (7^o/o), magnetita, ilmenita y vidrio.

Secundarios: Hematita y limonita.

ORIGEN

Roca ígnea extrusiva

CLASIFICACION

Basalto de olivino y piroxeno

OBSERVACIONES: Muestra tomada en la base de un tubo de explosión.

BIBLIOGRAFIA

- ARELLANO, A.R.V. 1948. *La Composición de las Rocas Volcánicas en la Parte Sur de la Cuenca de México*. Soc. Geol. Mex. Bol. XIII, p. 82. México.
- ARELLANO, A.R.V. 1953. *Estratigrafía de la Cuenca de México*. Mem. Cong. Cient. Mex. Bol. III, pp. 172-186. México.
- BRYAN, E. 1948. *Los Suelos Complejos y Fósiles de la Altiplanicie de México en Relación con los Cambios Climáticos*. Bol. Soc. Geol. Mex. vol. XIII, pp. 1-20, México.
- FRIES Jr. C. 1956. *Bosquejo Geológico de la Región entre México, D.F. y Taxco, Gro.* XX Congr. Geol. Int. Libreto-Guía Exc. A-4 y C-2. Inst. Geol. UNAM.
- 1960. *Bosquejo Geológico de la Región entre México, D.F. y Acapulco, Gro.* XX Congr. Geol. Int. Libreto-Guía. Exc. A-9 y C-12, México.
- 1960. *Geología del Estado de Morelos y de Partes Adyacentes de México y Guerrero*. Región Meridional de México. Inst. Geol. UNAM, Bol. 60.
- HEINRICH, 1960. *Petrografía Microscópica*, Ed. Omega Buenos Aires.
- LIBBY, V. 1955. *Radiocarbon Data*. Cap. VI, p. 129. University of Chicago.
- MCDONALD, G. 1953. *Pahoehoe, Aa and Blocks Lava*, Am. Jour. Sci. Vol. 251, pp. 169-191.
- MOOSER, F. 1953. *Los Ciclos de Vulcanismo que Formaron la Cuenca de México*. Vulcanología del Cenozoico, XX Congr. Geol. Int., vol. II, pp. 337-348. México.
- 1962. *Bosquejo Geológico del Extremo Sur de la Cuenca de México*, XX Congr. Geol. Int. Libreto-Guía. Exc. C-9.
- ORDÓÑEZ, E. 1890. *El Pedregal de San Angel. Apuntes para la Petrografía del Valle de México*. Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, Vol. IV, p. 15. México.
- 1895. *Las Rocas Eruptivas del Suroeste de la Cuenca de México*. Inst. Geol. Mex. Bol. 2, pp. 5-46.
- SCHLAEPFER, C. 1968. *Distrito Federal y Estados de México y Morelos*. Inst. Geol. UNAM.
- SCHMITTER, E. 1953. *Investigación Petroológica en las Lavas del Pedregal de San Angel*. Mem. Congr. Cient. Mex. T. III, pp. 218-237.
- TURNER, F. and VERHOOGEN, J. 1963. *Petrología Ignea y Metamórfica*, Ed. Omega, Buenos Aires.
- TYRREL, S.W. 1961. *Principios de Petrología*. Ed. CECSA. México.
- WAITZ, P. and WITTICH, E. 1911. *Tubos de Explosión en el Pedregal de San Angel*. Bol. Soc. Geol. Mex. T. VII.