GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DEL VOLCAN PAYÚN-MATRÚ

Por Eduardo Jorge Llambías

ABSTRACT

Geology and Petrology of the Payún Matrú volcano. — The Payún Matrú volcano is situated 120 km southeast of Malargüe, Mendoza, and its area extends between 36°12′ and 36°30′S. lat. and 69°30′ and 69°55′W long. Its summit is about 2.000 m above the basaltic plain which covers southeast Mendoza, and many parasitic balsat volcanoes are encountered on its eastern and western slopes.

It comprises the following units:

I) Central volcanic cone

a) *La Nariz andesites and trachyandesites*: These probably constitute the main body of the central volcanic cone, outcropping only in its upper part. In comparison with these, basalts are unimportant, appearing only at the base of the profile at La Nariz. Minor trachytes are also associated.

b) *Portezuelo tuffs*: They cover a large area and are an excellent rock-guide to which the other units can be referred. At Huaico de la Fortuna and Quebrada de la Cueva near the summits of the volcano, the tuffs are strongly welded and, in hand specimens, are similar to vitrophyric rocks. However, at its base the tuffs are only slightly welded.

c) *Mollar basalts*: These are the first lava flows subsequent to the collapse of the caldera and overlie a great extension on the western side of the volcano. One of the lava flows covers the northern part of the caldera.

d) *La Calle trachytes*: These are clearly distinguishable lava flows. They are light in color, and are not covered by eolic sands. The outflows occurred along fractures on the western side of the caldera.

II) Parasitic volcanic cones

f) *Morados Grandes basalts*: These are olivine basalt flows which are very difficult to differentiate owing to the presence of the Portezuelo tuffs that overlie them. They lie upon La Nariz andesites and trachyandesites.

g) *Media Luna basalts*: They are prehistoric olivine basalt flows. Some lava flows measure 30 km long and 10 m thick.

The olivine basalts are porphyritic rocks with a groundmass composed of labra-

dorite laths, diopsidic augite and dark brown glass. The phenocrysts are commonly bytownite and fresh olivine. In the andesites and trachyandesites, the plagioclase phenocrysts are of andesine composition and are often toughly zoned with a Ca-rich nucleus and Ca-poorer border. Clinopyroxene and olivine are present in subordinate quantities. Plagioclase and or alkaline feldsptar are encountered in the groundmass. In the trachytes alkali feldspars —anorthoclase and Na-sanidine— make up 90 % of the volume, while the rest is composed of altered Fe-olivine and diopsidic augite, with minor crystobalite.

The origin of the welded tuffs may have been similar to that of ash —or froth— flows. There are morphological and textural differences between these deposits and the trachytic or hyalotrachytic flows. Unlike the tuffs, the latter do not overlie pre-existing surfaces, however irregular, with a relatively uniform thickness.

During their advance, the front of each trachyte and hyalotrachyte flow moved forward uniformly. The basaltic lavas flowed through open channels and lateral displacements probably took place through successive over-flows.

In composition the lavas of the central volcanic cone are: olivine basalts, andesites, trachyandesites, trachybasalts, trachytes, and hyalotrachytes.

Variations in the lava composition of the central vulcanism —increase in SiO_2 and alkalis, and decrease in MgO, FeO, and CaO— may have been due to magmatic differentiation. This, in turn, can be attributed to the lack of reaction between certain crystals and the parent magma, as through, the sedimentation ferromagnesian minerals, and the growth of feldspars around calcium-richer cores.

The simultaneous effusion of olivine basalts and trachytes in the parasitic central vulcanism, respectively, can be attributed to the different behaviour of the corresponding magmatic liquids. Those of trachytic composition, being more viscous than the basaltic ones, would slowly ascend and constitute independant magmatic reservoirs near the surface. The basaltic liquids, on the other hand, though coming from deeper reservoires, reached the surface at the same time, due to their greater mobility.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es parte de uno más amplio presentado para optar al título de doctor en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, realizado bajo la dirección del profesor Dr. Félix González Bonorino, y con el apoyo de la Dirección Nacional de Geología y Minería, que financió el trabajo de campo, y en cuyos laboratorios se realizó la mayor parte del estudio de gabinete y preparación del manuscrito.

El relevamiento geológico se efectuó sobre una topografía en escala 1:100.000 levantada por la División Topografía de la Dirección Nacional de Geología y Minería. Posteriormente el mapa geológico fue volcado sobre una base topográfica en escala 1:50.000, confeccionada a base de fotografías aéreas, que luego fue reducida fotográficamente a 1:100.000. Para este trabajo se recorrió la totalidad del aparato volcánico, se extrajeron alrededor de 220 muestras de los escoriales y demás unidades, tomadas a lo largo y ancho de cada escorial y cuando se pudo también en sucesión vertical.

En el trabajo de gabinete se utilizaron unos 150 cortes transparentes, determinándose los minerales por diversos métodos: ópticos y roentgenográficos.

Se realizaron además doce análisis químicos de muestras representativas.

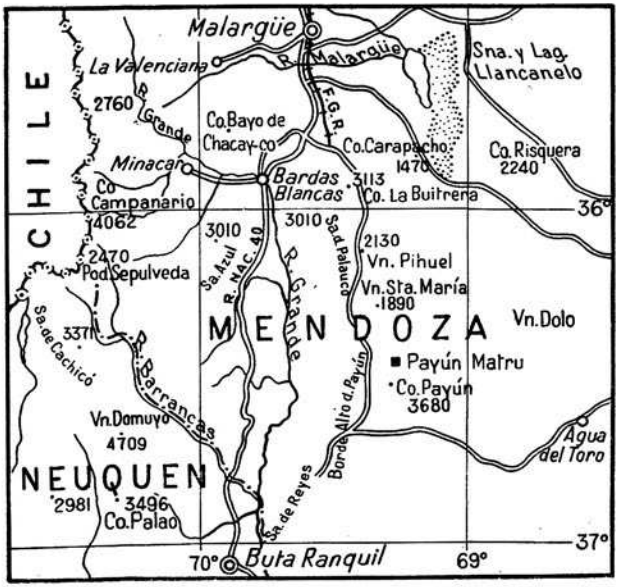


Fig. 1. — Mapa de ubicación del volcán Payún Matrú.

ANTECEDENTES

La parte occidental del volcán está dentro de la Hoja 30a "Puntilla de Huincan", del mapa Geológico-Económico de la República Argentina, estudiada por Groeber (1937).

Este autor distingue las siguientes unidades, que se pueden sintetizar en las siguientes: 1) domo de composición andesítica, el cual se habría formado entre los basaltos 2 y 3, llegando sus erupciones posiblemente hasta algo posterior al Basalto 4; 2) un somma originado por una explosión que deshace la parte superior del domo y da origen a una toba de explosión que se deposita a lo largo de una extensa superficie. "Esta explosión es posterior a los Basaltos 3 y 4 porque las tobas de explosión se recuestan contra el faldeo basáltico del volcán Payún y se asientan en el Basalto 3 del camino que conduce de Coehué-Co a Jagüel Amarillo, en el

punto donde se junta con el camino que procede de Ranquil-Co a Los Ranquiles. Además esta explosión es posterior a los depósitos morénicos más antiguos de la ladera oriental de la altiplanicie del Payún..."; 3) basalto 5, una de las primeras efusiones después de la explosión, que se extiende cubriendo una gran área en la ladera occidental del Payún Matrú; 4) escoriales traquíticos, algunos de los cuales poseen en su composición anortoclasa; 5) basaltos 6 y 7; 6) obsidiana y piedra pómez.

AGRADECIMIENTOS

El autor queda agradecido a su director de tesis, Dr. Félix González Bonorino, quien sugirió el tema y corrigió el manuscrito. Al Dr. Emilio González Díaz por haber facilitado sus observaciones en la zona y por la discusión de temas, al Dr. Bernabé J. Quartino, por sus diversas sugerencias sobre el trabajo, y al Dr. Jorge F. Villar Fabre por algunas observaciones sobre el manuscrito. Asimismo el autor quiere agradecer al señor Teodoro Askenasy por la colaboración en la obtención de los diagramas de Rayos X y al señor Juan Carlos Rodríguez por la obtención de las microfotografías. El Lic. R. Clayton realizó la traducción del abstract.

FISIOGRAFÍA

El volcán Payún Matrú se levanta en una llanura desértica, cubierta por grandes derrames de basalto. Polanski (1954, pág. 9) ha denominado a esta llanura Payenia, a la que considera una "Patagonia mendocina". Payenia, nombre volcánico derivado del grupo volcánico Payen (o Payún [1]) que se halla situado en la parte sur de la provincia de Mendoza, al sudeste de la población de Malargüe (fig. 1), limita a la altura de la laguna Llancanelo con la depresión de Los Huarpes y por el sur pasa a la provincia de Neuquén limitando con la cuenca neuquina; al occidente se encuentra la cordillera principal y al oriente la porción sur del bloque de San Rafael.

La comarca estudiada se halla delimitada por los meridianos 69°23′ y 59°55′ de longitud oeste de Greenwich y por los paralelos 36°12′ y 36°30′ de latitud sur. Abarca una superficie de unos 1.200 km^2.

La región no posee una red de drenaje definida, los pequeños cauces, que son frecuentemente sepultados por depósitos eólicos, desembocan en cuencas cerradas donde forman pequeños barreales.

1 El nombre Payún Matrú ha sido empleado por Groeber en sus trabajos, y quiere decir barba de chivato (Groeber, 1926). Los pobladores actuales lo llaman Payen Matro, que para ellos tiene el mismo significado.

El volcán Payún Matrú se eleva unos 2.000 m sobre esta llanura y presenta una depresión en su centro que es la caldera. Los flancos occidentales y orientales están cubiertos por innumerables conos volcánicos adventicios, de los cuales los Morados Grandes tienen el mayor desarrollo. Éstos poseen cinco bocas de erupción, de las que se han derramado enormes coladas. Otros volcanes adventicios son: cerro Negro, cerro La Escoria, cerro Barda, cerro Buitrera, etc., que se encuentran en la ladera oriental. En el flanco occidental es importante el cerro Los Caballos y otros que no tienen nombre.

Hacia el sudoeste de este macizo volcánico se yergue aislado el cono del Payún (= Payen Liso), separado de Payún Matrú por un portezuelo, Portezuelo de los Payunes, al norte del cual existe otro volcán mucho más pequeño.

En la porción nor-noreste de la caldera del Payún Matrú hay una laguna, de unos 300 m de diámetro, alimentada por las nevadas de invierno y las lluvias de verano, pero que llega a secarse durante los años en que la precipitación es ínfima. En las laderas se encuentra agua de lluvia acumulada en las hondonadas formadas en la toba.

Las pendientes que miran al poniente y naciente son suaves, mientras que las que miran al sur y al norte son empinadas, debiéndose esto último a la ausencia de vulcanismo adventicio.

GEOLOGÍA

En el volcán Payún Matrú se distinguen dos tipos distintos de vulcanismo. Uno, central, está directamente relacionado a una chimenea principal, que dio origen a la estructura mayor del volcán. El otro es adventicio y se localiza en las laderas occidentales y orientales de aquél. En el aparato volcánico central se distinguen las siguientes unidades morfolitológicas: Andesitas y traqui-andesitas de La Nariz, Tobas del Portezuelo, Basaltos del Mollar, Traquitas de La Calle e Hialotraquitas de la Explanada. Pertenecen al vulcanismo adventicio los Basaltos de Los Morados Grandes y los Basaltos de la Media Luna.

APARATO VOLCÁNICO CENTRAL

Andesitas y traquiandesitas de La Nariz.

Las andesitas y traquiandesitas de La Nariz representan la porción superior del aparato volcánico central. Se encuentran por debajo de las Tobas del Portezuelo y no se conoce su base. El nombre de esta unidad

fue tomado del cerro La Nariz, el lugar más alto de la zona, y donde se puede observar un perfil relativamente desarrollado.

Los afloramientos constituyen el borde oriental de la caldera desde la Punta Alta Sur hasta El Huecú. Por el nordeste se extienden hasta Los Morados Grandes, al norte de los cuales aparecen mogotes aislados de estas rocas, que emergen por encima de los Basaltos de Los Morados Grandes, que no han alcanzado a cubrirlos. En la ladera occidental los afloramientos son de reducida extensión debido a que estas rocas se encuentran cubiertas por las efusiones de las Traquitas de La Calle y las Hialotroquitas de la Explanada.

En el perfil que se observa en La Nariz se puede apreciar una sucesión de mantos lávicos y brechosos que alternan con pequeños lentes sedimentarios de color rojo amarillento, constituídos en general por areniscas conglomerádicas, con cenizas y rodados de las rocas del mismo volcán. Tanto los mantos lávicos como las brechas presentan una misma coloración pardo rojiza a gris.

Asimismo la composición de las rocas es semejante en ambos. Los clastos de los mantos brechosos son de formas esferoidales con superficies escoriáceas y poseen un tamaño variado, alcanzando a medir los individuos mayores un diámetro de unos 25 cm. En ambos casos las rocas son porfíricas, destacándose los fenocristales de plagioclasa por su relativa abundancia, su tamaño (5 mm) y su hábito tabular. Los fenocristales de piroxeno son de menor tamaño (2-3 mm) y mucho menos abundantes. La pasta es afanítica microvesicular.

En el Filo Blanco las rocas poseen una coloración más clara y no se observa la presencia de mantos brechosos. Son traquitas porfíricas con fenocristales bien desarrollados de sanidina (5-7mm). En la Punta Alta Sur se observa que las traquitas presentan un diaclasamiento marcado y poseen exfoliación catafilar. Se trata posiblemente de un domo tapón.

Tanto en La Nariz, como al oeste de cerro Negro, parte de las diaclasas están rellenas por especularita.

Tobas del Portezuelo

El primer período del desarrollo del volcán Payún Matrú, durante el cual se formó un inmenso cono con numerosos volcanes adventicios, se vio interrumpido por una efusión de gran cantidad de material piroclástico que dio origen a los depósitos de las Tobas del Portezuelo y a una caldera de grandes dimensiones. Previo a este fenómeno hubo un período de

erosión que labró valles poco abruptos en el cono primitivo (Huaico de la Fortuna, Quebrada de la Cueva, etc.) cuyos relieves fueron suavizándose al depositarse en ellos el material piroclástico.

Denominamos Tobas del Portezuelo a esta unidad por encontrarse en el Portezuelo de los Payunes (entre Payún y Payún Matrú) bien expuestas y con depósitos de un espesor visible de unos 3 metros.

Siguiendo la clasificación de Ross y Smith (1961) y Smith (1960) estas tobas, de acuerdo al grado de compactación que presentan, se pueden dividir en dos tipos:

1) Tobas de aglutinación densa.

2) Tobas sin aglutinación o con aglutinación parcial.

Una división análoga fue utilizada por Polanski (1963, pág. 189) para describir las tobas aglutinadas del valle de Tunuyán. En la zona de la mina La Valencia, Malargüe (Mendoza) han sido descriptas tobas de aglutinación densa (ignimbritas) por González Bonorino (1944). Si bien estos dos tipos mencionados corresponden a un mismo período de actividad volcánica, las tobas de aglutinación densa se distinguen fácilmente de la otra unidad, porque sus depósitos que se circunscriben a las áreas próximas a la caldera, tienen el aspecto de coladas y las rocas que son compactas poseen en su composición abundante vidrio.

Estos tipos de depósitos que presentan analogías con las lavas, han sido denominados más específicamente por Rittman (1962, p. 81) como "reoignimbritas" y por Choubert (1963) "ignimulsitas". La diferencia se ha hecho también para los depósitos de Armenia, denominándolos "tuffolava" (Shirinian, 1963 Vlodavetz, 1963).

Los depósitos del segundo tipo, cubren en cambio áreas más extensas y las rocas, algo porosas, no poseen aspecto vítreo. Cubren además, a las primeras (Huaico de La Fortuna).

Cabe señalar aquí que las unidades que se mencionan no corresponden a distintas zonas de enfriamiento y soldamiento de un mismo paquete piroclástico, sino que fueron depositadas separadamente, pero durante el mismo momento eruptivo.

En los dos tipos la composición traquiandesítica se mantiene constante.

Tobas de aglutinación densa. Los depósitos formados por las tobas de aglutinación densa están constituidos por rocas de textura porfírica, con abundante pasta vítrea de color negro. Su distribución areal está circunscripta a las laderas orientales del aparato volcánico central. El afloramiento más alejado de éste se encuentra al sudeste del Portezuelo de los Payunes (localidad fuera del mapa) donde aparece con la forma

de semiesferas de unos 3 a 5 metros de diámetro, cubiertas en forma periclinal por las tobas de aglutinación parcial. Los principales afloramientos se hallan en las laderas norte y este, como por ejemplo, al este del Huecú, Huaico de la Fortuna, Quebrada de la Cueva, etc.

Por la forma de presentarse en el terreno se los puede subdividir en dos tipos:

1) Depósitos del fondo de los valles.
2) Depósitos de laderas y cumbres.

En los dos tipos de depósitos el aspecto de las muestras es semejante. Se diferencian solamente por su distinta morfología, la que está condicionada por la topografía previa a la depositación del material.

Los depósitos del fondo de los valles, se observan claramente en la Quebrada de la Cueva y el Huaico de la Fortuna, donde alcanzan unos 50 m de espesor, una longitud de 6 km y un ancho de 1,5 km. En la última localidad mencionada se puede observar que el depósito tiene la forma de una lengua que se expande lateralmente, formando lóbulos poco definidos a partir del estrechamiento de la quebrada, entre el cerro Negro al oeste y la porción norte del Filo Blanco al este. Esta lengua termina en forma abrupta con un paredón subvertical semejante al de los escoriales traquíticos (véase abajo). En su superficie aparecen estructuras de fluidalidad (crestas de presión) rudimentarias, consistentes en crestas y senos perpendiculares a la dirección de movimiento y convexo hacia el sentido de avance, visibles únicamene desde una altura prominente. Estas crestas de presiones son semejantes a las de los escoriales traquíticos y hialotraquíticos.

Como este tipo de depósitos es similar al de las coladas hialotraquíticas se sintetizan las diferencias entre ambos.

Tobas de aglutinación densa del fondo de los valles	*Hialotraquitas*
1) Crestas de presión poco marcadas.	1) Crestas de presión muy marcadas. Siempre presentes.
2) Gran cantidad de clastos líticos.	2) Clastos líticos escasos.
3) Texturas pumíceas ausentes.	3) Texturas pumíceas relativamente frecuentes, sobre todo en la sperficie de la colada.
4) Los fenocristales están generalmente rotos o fracturados.	4) Fenocristales por lo común enteros.
5) Poseen capitas alargadas de vidrio devitrificado.	5) Devitrificación escasa o nula.
6) En caso de soldamiento extremo se ven seudofiletes de flujo de distinta coloración y distinto índice de refracción.	6) Cuando el vidrio es fluidal, los filetes de flujo tienen la misma coloración e índice de refracción iguales.

Los depósitos de laderas y cumbres, como su nombre lo indica se hallan en pendientes o prominencias de relieve suave. En contraposición con los depósitos del fondo de los valles los espesores son mucho menores, no sobrepasando los 5 m. Aparecen cubriendo las Andesitas y traquiandesitas de La Nariz, en forma irregular, de modo que solamente ha sido bosquejada en el mapa, sin representar todos los afloramientos existentes a fin de hacer resaltar los del aparato volcánico central. Las tobas de aglutinación densa que componen los depósitos de laderas y cumbres presentan una exfoliación imperfecta, paralela a la superficie de deposición que hace que la roca se separe en lajas de poco grosor. Estos depósitos están conectados con el descripto anteriormente, no pudiéndose hallar ninguna separación entre ambos. La "lengua" que se halla en el Huaico de la Fortuna pasa lateralmente en la parte superior del valle hacia el presente tipo de depósito. Las diferencias que se han establecido aquí, son diferencias en la morfología de los depósitos, como se puede comprobar en las descripciones dadas. Las rocas son compactas y al igual que el tipo anterior, no presentan alteración alguna.

Tobas sin aglutinación o aglutinación parcial. En estas tobas el grado de aglutinación varía desde la leve deformación de las trizas, que da origen a una seudofluidalidad apenas marcada, hasta rocas que no poseen ningún signo de soldamiento. Se las describe bajo el título común, porque si bien se nota cierta diferencia entre ellas —las tobas de aglutinación parcial presentan un bandeamiento que no poseen las tobas sueltas— no es fácil separarlas en el terreno, ya que sus afloramientos no son continuos y el pasaje de un tipo a otro es transicional.

Las tobas son de color pardo rojizo, menos comúnmente grises. Son relativamente porosas y su cohesión varía desde compactas hasta casi friables. Contienen gran cantidad de clastos líticos, de basaltos, andesitas, traquiandesitas e ignimbritas. Estos últimos no son muy abundantes pero aparecen esporádicamente con tamaños que llegan hasta el de un puño. Su distribución areal es grande. Por el norte se comprobó su existencia a la altura de la porción terminal del escorial de la Media Luna, que según Groeber (1937) llegarían hasta el sur de Malargüe. Por el sur llega hasta Los Ranquiles, que se halla fuera de la zona estudiada.

Los depósitos de este tipo de tobas aparecen cubriendo totalmente, como un manto, a los afloramientos más antiguos, como por ejemplo, las laderas de los conos piroclásticos adventicios (C° Buitrera, C° Barda, C° Jagüeles del Mate, etc.). Rellena además los bajos topográficos, como ser el Portezuelo

BOSQUEJO GEOLÓGICO DEL VOLCÁN PAYÚN MATRÚ

Provin ia de MENDOZA

por Eduardo J. Llambías

ESCALA 1:100.000 (aprox.)

m 500 0 500 1000 2000 3000 4000 5Km

REFERENCIAS

Cuaternario superior

- SEDIMENTOS ARENOSOS NO CONSOLIDADOS
- BASALTOS DE LA MEDIA LUNA (a) COLADA SUPERIOR (b) COLADA INFERIOR
- HIALOTRAQUITAS DE LA EXPLANADA (a) LAVAS (b) PIROCLÁSTICO
- TRAQUITAS DE LA CALLE
- BASALTOS DEL MOLLA.

Cuaternario inferior

- TOBAS DEL PORTEZUELO (a) AGLUTINACIÓN PARCIAL INCIPIENTE (b) AGLUTINACIÓN DENSA
- BASALTOS DE LOS MORADOS GRANDES
- ANDESITAS Y TRAQUIANDESITAS DE LA NARIZ

- LÍMITE DE LA CALDERA (1) COMPROBADO (2) PROBABLE
- FRACTURA (1) COMPROBADA (2) PROBABLE
- CHIMENEA DE LAS COLADAS TRAQUÍTICAS
- CONOS PIROCLÁSTICOS ADVENTICIOS a) ANTERIOR A TOBAS DEL PORTEZUELO b) POSTERIOR " " " "
- ESCARPA

N

Dib: M. KURCHANS y A.M. MILEO

Lámina VI b

de los Payunes) o cauces fluviales, pero su espesor permanece poco variable.

En los huecos de estas tobas, producidos por la erosión eólica, se almacena el agua de lluvia, únicos reservorios de agua en la zona. En el Portezuelo de los Payunes y al sudeste del mismo, se observa que la toba se ha erosionado en forma de cubetas alargadas, con perfil en U, de unos 10 m de ancho, 50-100 m de largo y de 3-4 m de profundidad, dispuestas todas en forma paralela y con una dirección constante noroeste-sudeste. Sus paredes poseen numerosos canalículos y oquedades alineados longitudinalmente. Formas de erosión en clima desértico semejante a éstas pero de mucho mayor tamaño, han sido designadas por Blackwelder (1934) como "yardangs", y han sido atribuidas a la deflación eólica.

En cuanto al volumen de las Tobas del Portezuelo, es difícil calcularlo, porque los afloramientos no son continuos.

Composición química. Se analizaron dos muestras representativas provenientes respectivamente del Huaico de La Fortuna (toba de aglutinación densa) y de un lugar a 200 m al norte de la punta terminal del escorial de la Media Luna. Se tuvo cuidado de quitar los clastos líticos que estaban incluidos. De todos modos, por ser únicamente dos las muestras analizadas, los valores obtenidos son sólo orientativos. (Tabla 1, análisis 7 y 8). El porcentaje de SiO_2 es relativamente bajo, para este tipo de tobas de aglutinación. En cambio son elevados los porcentajes de Na_2O y K_2O sobre todo en el análisis nº 7, en el cual aparece nefelina y acmita normativa. Este tipo de rocas, de composición intermedia son poco frecuentes y han sido descriptas en Japón, Costa Rica, El Salvador, Rusia y Armenia (Ross y Smith, 1961).

Basaltos del Mollar

Se agrupan bajo el nombre de basaltos del Mollar, todos los afloramientos de composición basáltica, que se hallan relacionados con las primeras efusiones producidas después de la formación de la caldera, es decir que cubren a las tobas del Portezuelo y se hallan debajo de las Traquitas de La Calle. Groeber (1937) denominó a los basaltos que se encuentran en la ladera occidental del Payún Matrú y que están en la relación antes mencionada, Basalto 5, al cual llama posteriormente Puentelitense, Groeber (1946). En el presente trabajo se reunen bajo una misma unidad los basaltos de la ladera occidental del volcán Payún Matrú, con el escorial que ocupa la parte norte de la caldera (escorial, El Campamento, véase lá-

mina VI), el escorial del Pichi y los afloramientos al naciente de Farellones de la Portada. A pesar que todos estos últimos afloramientos no están conectados entre sí se los asimila dentro de la misma unidad por encontrarse, a excepción del escorial del Campamento, debajo de las Traquitas de La Calle. Todos sin excepción, se encuentran sobre las Tobas del Portezuelo. La posición del escorial del Campamento es dudosa, pues no se observan las relaciones con las Traquitas de La Calle. Por su semejanza litológica con el escorial del Pichi (traquibasaltos) y por poseer un grado de erosión semejante a los demás, se los coloca dentro de la misma unidad. El nombre Basaltos del Mollar deriva del paraje El Mollar, que queda al noroeste del portezuelo de los Payunes y al sur de La Calle.

Los escoriales de los Basaltos del Mollar conservan una forma definida, a pesar de hallarse sepultados parcialmente por los depósitos eólicos. Todavía se pueden observar sus formas con aspecto de lengua y sus contornos algo lobulares. La altura es de alrededor de 5-7 m. El desgaste del viento ha eliminado las asperezas de su superficie y como consecuencia de ello, la roca presenta un aspecto lustroso.

TRAQUITAS DE LA CALLE

Después de las efusiones de los Basaltos del Mollar, el material eruptado cambió bruscamente adoptando una composición traquítica muy poco variable.

Las erupciones de traquita se circunscriben al aparato volcánico central, por estar sus chimeneas en muchos casos implantadas a lo largo de las fracturas que dieron origen a la formación de la caldera. Si bien existen chimeneas en las laderas del aparato volcánico central, como las que dan origen al escorial de Farellones de la Portada o la que está al sur del Cº Santa María y que pueden suponerse de origen adventicio, se las adscribe al aparato volcánico central por pertenecer al mismo ciclo que las que son emitidas a través de las fracturas de la caldera. Probablemente sus chimeneas están relacionadas entre sí por ramificaciones laterales.

Se denomina en este trabajo Traquitas de la Calle a todos los escoriales de composición traquítica que se han producido con posterioridad a las erupciones de los Basaltos del Mollar y que presentan características litológicas y morfológicas similares. Las rocas en todos los casos poseen una coloración gris ceniza. Son porfíricas con abundantes fenocristales de feldespato, de alrededor de 5 mm. La textura de la pasta es afanítica pero rara vez vítrea. Los escoriales son extensos variando su longitud entre 4,5 y 10 km y oscilando su altura entre 150 y 200 m.

En algunos lugares estas coladas están debajo de las Hialotraquitas de La Explanada como por ejemplo, al sur de La Explanada donde un escorial hialotraquítico cubre el escorial de traquitas que llega hasta La Calle. Lo mismo sucede al oeste de la Punta Alta Sur, donde la hialotraquita choca contra el escorial traquítico que ocupa la caldera. Al noroeste de La Explanada la traquita cubre una roca hialotraquítica, pero esta roca es una facies vítrea de la traquita en cuestión. En el escorial de traquita Farellones de la Portada, no se observan relaciones con las hialotraquitas de La Explanada, ya que el escorial de ésta que se halla al oeste de la chimenea de la Portada, está separado por un angosto callejón de un ancho de 50 m, no representado en el mapa (Lám. VI). De todos modos por su analogía litológica con los demás escoriales traquíticos se los agrupa juntos. A continuación se dan las características de los escoriales más importantes:

El escorial que llega hasta La Calle y que nace un poco al sur de La Explanada, se derrama hacia el poniente. El gradiente de la superficie por donde fluyó es de aproximadamente un metro en diez. Su longitud es de 12 km y su ancho máximo de 2,5 km en su porción terminal (ancho medio 1 km). La altura de 200 m es poco variable. El volumen correspondiente es de 2,4 km^3.

El escorial que ocupa más de la mitad de la superficie sur de la caldera nace aproximadamente en el mismo lugar que el referido anteriormente. Desde este punto ha fluido hacia el este hasta chocar con el paredón abrupto de La Nariz - Punta Alta Sur, que corresponde al límite oriental de la caldera. Su longitud es de alrededor de 9 km y la altura de unos 200 m lo que representa un volumen aproximado de 5,4 km^3.

En el escorial Farellones de la Portada la longitud es de 9 km; el ancho medio de 2,5 km y la altura de 200 m. El volumen correspondiente es de 4,5 km^3.

Estos escoriales traquíticos, sumados a otros menores que totalizan 2,1 km^3, representan un volumen total estimativo para las Traquitas de la Calle de 14,4 km^3.

Hialotraquitas de la Explanada

Las Hialotraquitas de la Explanada están constituidas por coladas de lava y material piroclástico suelto. El material piroclástico es abundante y se extiende a lo largo del filo oeste y sur del volcán Payún Matrú siguiendo aproximadamente el contorno de la caldera. Cubre en La Explanada al escorial traquibasáltico de El Campamento y al escorial de traquita

que rellena la caldera al sur de éste. Las coladas se apoyan sobre estos depósitos piroclásticos, como por ejemplo, el escorial que se halla al oeste del Huecu o todos los que se encuentran en la ladera sur. El material piroclástico está formado por lapilli, si bien se observan también bombas de hasta un metro de diámetro. El color predominante de los lapilli es gris ceniza y la textura pumícea, con algunos fenocristales de sanidina. Las bombas poseen una textura vítrea, compacta, de color negro en su periferia (de un grosor variable entre un centímetro y cinco) predominando en su interior una textura pumicea. Las bombas son globosas y poliédricas, con numerosas grietas en su superficie, de 0,5 cm de profundidad y 0,3-0,5 cm de ancho, en cuyo fondo se ven vesículas alargadas en sentido transversal a la dirección de la grieta, como si hubieran sido estiradas al producirse el fracturamiento de la superficie.

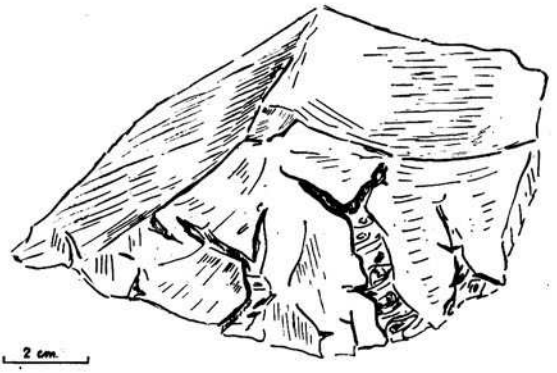


Fig. 2. — Fragmento de una bomba volcánica hialotraquítica de forma poliédrica. La Explanada, Payún Matrú.

Las coladas hialotraquíticas forman escoriales individuales, de color negro, debido a la abundancia de vidrio de ese color. Groeber (1937) las denominó obsidiana. Aparecen en las mismas localidades que el material piroclástico pero es notable su abundancia en la ladera sur, donde existe casi un centenar de escoriales y toloides de diverso tamaño, que se superponen unos sobre otros.

No presentan ninguna relación con las otras unidades de esta región. Solamente se depositan sobre el material piroclástico. Es la unidad más joven, en cuanto a las unidades del aparato volcánico central se refiere.

El tamaño de los escoriales es mucho menor que el de las Traquitas de La Calle. La longitud máxima corresponde al escorial que se origina al

sur de La Explanada y fluye hacia el oeste cubriendo en parte el escorial de traquita que llega hasta La Calle y que nace posiblemente casi en el mismo lugar. La longitud es de aproximadamente 4,3 km; el ancho medio de 1,1 km y la altura 30 m, lo que representa un volumen de 0,14 km^3.

No es posible dar una idea exacta del volumen total de las hialotraquitas, debido a la innumerable cantidad de escoriales, muchas veces superpuestos unos sobre otros. Una apreciación estimativa, indicaría unos 0,6 km^3. Si al material piroclástico se le asigna un volumen de 0,4 km^3 (espesor promedio 10 m y su superficie cubierta 40 km^2), el volumen total de las hialotraquitas de La Explanada sería de 1 km^3, cifra relativamente pequeña si se la compara con la de las Traquitas de La Calle.

Aparatos volcánicos adventicios

Con este título se describen todas las unidades (morfolitológicas) que tienen su origen en chimeneas implantadas en el aparato volcánico central. El desarrollo más importante de las erupciones adventicias está en los flancos orientales y occidentales, mientras que en los flancos norte y sur no se ha producido ningún tipo de erupciones a excepción de algunos escoriales traquíticos de la ladera sur. La composición de las rocas en los volcanes adventicios es basáltica.

Basaltos de Los Morados Grandes

La denominación de Basaltos de Los Morados Grandes, abarca a todos los basaltos que son posteriores a las Andesitas y traquiandesitas de La Nariz y anteriores a las Tobas del Portezuelo, las que lo cubren dificultando la individualización de los escoriales y la posición correspondiente a sus chimeneas. El nombre proviene del cerro Los Morados Grandes, que es el volcán adventicio de mayor tamaño.

Los depósitos de Los Morados Grandes, se extienden cubriendo la ladera oriental del aparato volcánico central. En el flanco occidental, donde el vulcanismo adventicio ha sido también intenso, se observan solamente algunos conos piroclásticos aislados. Aquí el Basalto del Mollar y las Traquitas de La Calle no dejan observar probablemente estos depósitos. Los afloramientos que se extienden sobre la ladera oriental están constituidos por coladas que provienen en parte de Los Morados Grandes, pero los asomos de estas rocas aparecen sumamente dispersos y en extensiones aisladas. Las Tobas del Portezuelo que lo cubren han dejado a la vista el ba-

salto, tanto en las pequeñas barrancas de los arroyos como en algunos resaltos que poseían antes de la acumulación de la toba. Las coladas de Los Morados Grandes se derramaron, una por el lado sur, que pasando al sur del cerro Buitrera, fluyó en dirección nor-noreste llegando posiblemente hasta la altura de Montón de Cerros; otra hacia el norte por entre el Filo Blanco y Los Morados Grandes.

Otras lavas parecerían haberse originado en el cerro del Hoyo, siendo probable que los afloramientos al este y noreste del Pto. Pérez, provengan de este cono piroclástico.

Conos piroclásticos dentro de esta unidad son los volcanes Buitrera, Jagüeles del Mate, La Noria, parte del de La Escoria y de La Ventana.

Todas las rocas son basaltos olivínicos, poseen una coloración oscura uniforme y la textura es porfírica con fenocristales de plagioclasa y olivina. La pasta es afanítica, frecuentemente vesicular. El aspecto de la roca es fresco.

BASALTOS DE LA MEDIA LUNA

Los Basaltos de la Media Luna se presentan como escoriales bien definidos, no afectados por la erosión, ni cubiertos por una cubierta vegetal. Se apoyan sobre los Basaltos del Mollar y cuando faltan éstos, como ocurre en la ladera oriental, sobre las Tobas del Portezuelo. En el primer caso la relación se observa claramente en la cercanía del cerro Los Caballos (Lám. VI). Las relaciones con las tobas son más frecuentes y se pueden observar prácticamente en todos los escoriales que nacen en la fractura que pasa por los cerros La Carbonilla y La Escoria. Los escoriales de los Basaltos de la Media Luna rodean en muchos casos pequeños mogotes (steptoes) constituidos por los Basaltos de Los Morados Grandes y las Tobas del Portezuelo (escorial del cerro La Escoria, escorial de El Mollar). No se han observado depósitos más jóvenes que lo cubran, ni tampoco aparecen en contacto con las hialotraquitas.

Los numerosos escoriales que constituyen los Basaltos de La Media Luna han sido reunidos dentro de la misma unidad a causa de no aparecer conectados entre sí. Si bien las corrientes de lava que tienen su origen en el cerro La Carbonilla están cubriendo la que nace en el cerro El Mollar, de modo que podría distinguirse una unidad más joven y otra más antigua, sería imposible transportar esta misma relación y otros escoriales superpuestos, como ocurre al pie norte del cerro Los Caballos. Aquí se observa el escorial que nace al oriente de este cerro y cubre a otro que se expande

hacia La Calle, y que quizás, provenga de la misma localidad. Groeber (1937) distingue como Basalto 6 (Tromenlitense inferior) a los escoriales que están debajo de los más nuevos, como el de La Media Luna, al que refirió como Basalto 7 (Tromenlitense superior). En el presente estudio se distinguió en el mapa (Lám. VI) solamente con diferentes rastra, los escoriales que se encuentran debajo de otros, a fin de hacer resaltar la individualidad de los mismos.

Con la reunión de todos los escoriales basálticos de edad subreciente, dentro de la misma unidad, se evita una nomenclatura frondosa, ya que en todos los casos tienen características semejantes.

Algunos escoriales alcanzan un gran desarrollo. Uno de los mayores es el que nace en el Mollar, al sudeste de Jagüeles del Mate. Alcanza a medir una longitud de unos 15 km; su ancho medio es de unos 3 km y su altura aproximadamente 8 m. Esto representa un volumen de 0,3 km^3.

Otros escoriales tienen volúmenes similares o menores que en conjunto suman 0,5 km^3. El volumen total de los Basaltos de La Media Luna es por lo tanto de unos 0,8 km^3.

Las rocas son porfíricas con pastas de textura variada que van desde vesiculares gruesas hasta microvesiculares. Los fenocristales, poco abundantes están constituidos por pequeñas tablillas de plagioclasa (2 mm) y olivina (2-3 mm).

EDAD

Las edades de las distintas unidades morfo-litológicas son difíciles de determinar, pues no presentan relaciones con unidades de edad conocida, que permitan establecer una correlación. Lo que se puede suponer es que los Basaltos de La Media Luna y las Hialotraquitas de La Explanada, son de edad Cuartario superior, por no encontrarse en ellas ningún fenómeno de erosión, ni tampoco que se haya podido desarrollar sobre ellas un suelo, si bien la precipitación de la zona es escasa. La edad relativa entre estas dos formaciones no puede establecerse, por no existir ningún contacto entre ambas. En cuanto a la edad de las otras unidades, el autor por carecer de datos nuevos, las refiere a las edades dadas por Groeber (1937).

Las Tobas del Portezuelo son muy útiles para poder determinar edades relativas, pues sus afloramientos se extienden a lo largo de una amplia zona. Se puede establecer por lo tanto con precisión, si las diferentes unidades son posteriores o anteriores a ella. Unidades más antiguas a estas tobas son: Andesitas y traquiandesitas de La Nariz y Basaltos de Los Morados Grandes, siendo más jóvenes las restantes.

ESTRUCTURA Y GEOMORFOLOGÍA

a) *Estructura del aparato volcánico central.* La estructura del aparato volcánico central sólo es conocida en su porción superior, debido, por un lado, a que la erosión no ha descubierto su estructura interna, y por el otro, al intenso vulcanismo posterior a la formación de la caldera, que ha cubierto completamente las laderas occidentales y australes. La sucesión de mantos lávicos y mantos brechosos observada en el perfil de La Nariz indicaría que por lo menos la parte superior del volcán tendría la estructura de un estrato-volcán. Además donde el vulcanismo adventicio ha sido nulo o reducido, como por ejemplo, en la región existente entre el Huaico de La Fortuna y el Huecu, se pueden apreciar las laderas empinadas pertenecientes a una forma cónica. El centro eruptivo estaría en algún lugar donde actualmente se encuentra la caldera, según lo que se puede observar en la inclinación periclinal de los mantos entre La Nariz y La Punta Alta Sur.

Dentro del aparato volcánico central se han observado unos pocos diques de tipo radial.

b) *Caldera.* Se encuentra a 3.000 m s. n. m. y a unos 1.700 m sobre la llanura circundante. Es de forma aproximadamente circular midiendo en su eje norte-sur 9 km y en su eje este-oeste, 7 km, lo que significa un área de 63 km^2. Calculando una profundidad media de 100 m el volumen de la misma sería de 6,3 km^3. Los límites norte y este están formados por abruptos farellones mientras que el resto del límite no es conocido con exactitud porque el vulcanismo posterior ha borrado los restos más antiguos.

El origen de la caldera está estrechamente ligado al proceso eruptivo que formó las Tobas del Portezuelo. El gran volumen del material expulsado, dejó sin sustentación la parte superior del volcán, produciendo el hundimiento de la misma y originando una fractura de forma casi elíptica. Según la clasificación de Williams (1941) este tipo de caldera correspondería al de hundimiento.

c) *Forma de los escoriales traquíticos a hialotraquíticos.* Las lavas traquíticas y hialotraquíticas tienen estructura de bloques de acuerdo con la denominación empleada por Finch (1933), los cuales se hallan por lo general soldados por la misma lava. Los bloques son muy irregulares en tamaño y forma; son relativamente compactos y poseen escaso vidrio, no así el material ligante que es más vítreo y mucho más vesiculoso.

Los bordes de estos escoriales son escarpados y están formados por bloques caídos de todos los tamaños como en un talud de derrumbe. Cada

escorial está compuesto por varias unidades de flujo superpuestas, por lo común tres o cuatro, rebasándose lateralmente en pocos lugares y en escasa cantidad.

Las lavas presentan en su superficie una rugosidad muy gruesa (crestas de presión) que consisten en sucesivas crestas y senos dispuestos en forma arqueada perpendicularmente a la dirección del flujo. El lado convexo de estos arcos apunta hacia el sentido de avance de la colada. El radio de curvatura es mayor en el centro de la lengua que en los bordes, los que poseen mayor altura que la superficie restante de la lava. En el escorial situado al sur del cerro Santa María, en las cercanías de su chimenea, las crestas se disponen paralelamente entre sí y a los bordes de la lengua (Lám. VI).

Cada cresta está formada por bloques soldados, mientras que los senos se encuentran cubiertos por material suelto proveniente de la destrucción de las crestas. El espesor de éstas es de alrededor de 40 m y el de los senos de unos 20-30 m. La altura puede oscilar entre 2-5 m, si bien esta medida no es muy exacta debido a la irregularidad del perfil de la cresta.

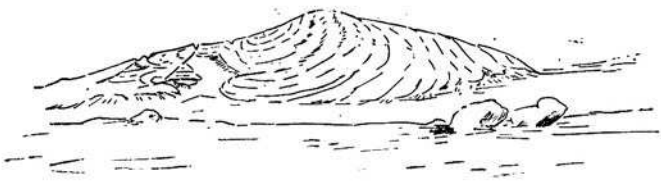


Fig. 3. — Escorial hialotraquítico al oeste de El Huecú, Payún Matrú. Crestas de presión concéntricas respecto a la chimenea.

Los escoriales hialotraquíticos presentan las mismas crestas de presión que los descriptos (fig. 3), pero el tamaño es mucho menor. En efecto entre cresta y cresta hay una distancia de 8-9 m y la altura es de unos 3 m. Lo mismo que en las traquitas está formada por bloques soldados. Las texturas varían desde compactas vítreas en los bloques, hasta pumíceas. Las vesículas en la superficie de la lava forman canalículos verticales paralelos.

Forma de los escoriales basálticos. La mayoría de los escoriales basálticos posee un cono piroclástico en el sitio de erupción. La superficie de los escoriales está constituida por lava muy pumícea, escoriácea y por lava de bloques. La lava pahoehoe es poco frecuente y se la ha observado solamente en las cercanías de los conos piroclásticos. La lava que forma

la gran masa del escorial presenta numerosas espinas erguidas (70 cm de altura) de formas alargadas o globosas y superficie escoriácea, de textura vesiculosa. La superficie del escorial está cubierta parcialmente por material vesicular suelto del tamaño de una nuez. De trecho en trecho aparece el basalto masivo, que es menos vesiculoso que el de las espinas; presenta grietas en parte curvadas con un ancho medio de 0,80 m.

Dentro del escorial, pero siempre en la superficie del mismo, aparecen especies de canales que por lo común divergen en la porción terminal de la colada produciendo un ensanchamiento de la lengua. El fondo de estos canales está cubierto por bloques sueltos de lava (lava de bloques, Mac Donald, 1953), de formas paralelepípedas.

Al sur de los Morados Grandes se observa una fractura de rumbo ENE que se extiende desde el cerro La Escoria hasta algo al oeste del cerro La Carbonilla. Esta fractura, por la cual se han derramado gran parte de los basaltos de La Media Luna de la región oriental, ha dado origen a las llamadas erupciones en fisura. Si bien en algunas partes de la fractura se han formado conos piroclásticos (cerro La Carbonilla, cerro Alen, no representado en el mapa) la mayoría de la lava ha fluído tranquilamente sin la participación de una fase piroclástica. Al oeste del cerro La Escoria se observa una serie de "desplomes" alargados en la dirección de la fractura. El cerro La Escoria, que es un cono piroclástico basáltico anterior a las Tobas del Portezuelo, está prácticamente partido en dos por la fractura, a través de la cual fluyó la colada que se derrama hacia el oeste y pasa al norte del cerro Jagüeles del Mate.

PETROGRAFÍA

Las rocas ígneas del volcán Payún Matrú son clasificadas aquí principalmente en base a la composición del feldespato modal. Las rocas cuyo feldespato es labradorita o bitownita son denominadas basaltos; si es andesina se las llama andesitas; y si predomina el feldespato alcalino son clasificadas como traquitas. La denominación de traquibasaltos se refiere a las rocas que poseen, junto a labradorita, pequeñas cantidades de feldespato alcalino. El término traquiandesita es aplicado a las lavas que contienen junto a andesina, feldespato alcalino. Las hialotraquitas son llamadas así por poseer en su composición abundante vidrio. Ninguna de las lavas del Payún Matrú contiene cuarzo en proporción mayor a un 5 %, como para denominarlas dacitas o riolitas. Los minerales máficos no son tan abundantes como para encontrar basaltos pieríticos o ankaramitas. Basaltos

cuyo contenido de olivina es mayor que el 5 %, son llamados basaltos olivínicos.

La composición petrográfica de las lavas del Payún Matrú es poco variable. Las rocas que más predominan son los basaltos olivínicos y las traquitas. Le siguen en orden de abundancia andesitas y traquiandesitas, y en menor proporción aún traquibasaltos.

Basaltos olivínicos

La gran mayoría de los basaltos olivínicos son porfíricos; los fenocristales representan el 30 % de la roca y están constituidos por plagioclasa, olivina y clinopiroxeno.

La plagioclasa representa comúnmente el 60 % de la composición de los fenocristales. Su compoición corresponde generalmente a una bytownita [1] con una composición de 82 % de An, y los valores de los índices de refracción medidos (promedio de 14 mediciones) son los siguientes.

$$\alpha = 1.566 \pm 0.003$$
$$\gamma = 1.580 \pm 0.003$$

En unos pocos escoriales se observa que el contenido de An de la plagioclasa es más bajo. En el que nace en el cerro La Escoria el porcentaje de ésta es de 68 % ($\gamma = 1{,}572 \pm 0.003$; $\alpha = 1{,}560 \pm 0.003$). Valores semejantes tienen las lavas que nacen en Morados Grandes.

El hábito es comúnmente tabular mediendo los cristales alrededor de 6 mm de largo. Muchas muestran penetración de la pasta a lo largo de los planos de clivaje, tanto en el centro como en los bordes del cristal. La zonalidad es generalmente poco marcada. Las maclas más comunes son las de Carlsbad, mientras que las de albita son poco abundantes y mal desarrolladas y las de periclino, raras.

La olivina es el segundo componente en abundancia entre los fenocristales y representa el 30 % de los mismos. Su forma varía desde euhedral a anhedral, debiéndose esta última a procesos de reabsorción por la pasta. El tamaño oscila entre 2 y 0,5 mm. Es levemente zonal aunque no se pudo determinar la composición de las diversas zonas. No presenta alteración.

[1] Para la determinación de las plagioclasas se utilizaron las curvas de variación de índices de refracción publicados por Trogger, 1959, pág. 99.

Por los datos ópticos (promedio de 8 mediciones) dados más adelante, contiene en su composición 18 % de fayalita, variando de una muestra a otra hasta 3 % de fayalita.

$$\alpha = 1.660 \pm 0.003$$
$$2V\alpha = 80 \pm 4°$$

El piroxeno (10 % de los fenocristales) es una augita diopsídica de color castaño muy pálido. A menudo se observa la textura en reloj de arena (clepsidra). Por lo general es euhedral aunque se observan individuos anhedrales. Los datos ópticos que se indican más abajo (promedio de 8 mediciones en distintas muestras), no muestran empero importantes variaciones en la composición.

$$\alpha = 1.680 \pm 0.005$$
$$2V\gamma = 57° \pm 2°$$

Las texturas más comunes de la pasta son la hialopilítica y la intersertal, encontrándose con menos frecuencia la intergranular. Los componentes de la pasta son tablillas de plagioclasa, entre las cuales aparecen abundantes granos anhedrales de olivina, y en menor proporción clinopiroxeno y una mesostasis de vidrio. La plagioclasa posee un contenido de anortita ligeramente menor que el de los fenocristales. La composición de la olivina es prácticamente idéntica a la de los fenocristales. El clinopiroxeno posee un ángulo $2V_\gamma = 50° \pm 4°$ y el vidrio, de color pardo rojizo pasa en algunas muestras a una masa de color negro. casi opaca, que se debe seguramente a numerosas inclusiones pulverulentas de óxido de hierro. Algunas vesículas están tapizadas de ópalo.

TRAQUIBASALTOS

Los traquibasaltos son rocas de textura porfírica con fenocristales relativamente abundantes en comparación con los basaltos olivínicos; en el escorial del Pichi su porcentaje alcanza 50 %. La composición de los fenocristales es la siguiente: plagioclasa, 80 %; olivina 10 % y clinopiroxeno, 10 %.

El hábito de la plagioclasa varía entre tabular cuadrangular y romboide. Algunos individuos son euhedrales, otros son subhedrales y más raramente anhedrales. Estos últimos se deben a procesos de reabsorción por la pasta, los que dan origen a formas completamente redondeadas y a fenómenos de disolución dentro del cristal, originando la textura en panal de abeja. Tiene una zonalidad que se hace evidente cuando los fenómenos

de disolución mencionados afectan las zonas externas del cristal. Las maclas no son muy abundantes: las más comunes son de albita, periclino y Carlsbad. En las dos primeras el maclamiento es tan fino que prácticamente no se puede resolver con el microscopio, lo que dificulta las medidas de los índices de refracción.

La composición es de una labradorita con 58 % de anortita. Los índices de refracción medidos son los siguientes (promedio de 4 medidas):

$$\gamma = 1.566 \pm 0.005$$
$$\alpha = 1.554 \pm 0.005$$

La olivina y el clinopiroxeno son menos abundantes que en los basaltos olivínicos. La olivina es por lo general anhedral y se halla cubierta periféricamente por un anillo de óxido de hierro. Presenta cierta zonalidad pero sin límites netos entre zona y zona observándose solamente una diferencia zonal en la extinción. Esta zonalidad es acusada sin embargo por la medida del ángulo 2V que da valores distintos para la parte central y la externa. Las propiedades ópticas medidas son (promedio de 3 medidas):

$$\alpha = 1.695 \pm 0.005$$
$$2V\alpha = 81° \pm 2° \text{ (centro del cristal)}$$
$$2V\alpha = 74° \pm 2° \text{ (borde del cristal)}$$

En cuanto a la medida de α no se pudo precisar a qué zona pertenecía. La composición corresponde aproximadamente a una hialosiderita.

El clinopiroxeno por los valores obtenidos es una augita diopsídica (promedio de 3 medidas).

$$\alpha = 1.685 \pm 0.005$$
$$2V\gamma = 58° \pm 2°$$
$$Z\wedge c = 45° \pm 2°$$

La forma varía entre euhedral y subhedral, estando estas últimas corroídas por la pasta. El tamaño oscila entre 1 mm y 0.3 mm. No presenta alteración alguna.

La pasta por lo común posee una textura que oscila entre hialopilítica y pilotáxica. Generalmente es vesiculosa. Pequeñas tablillas de plagioclasa de 0.1 mm de largo forman la trama principal, estando contenidas entre ellas escasa olivina, clinopiroxeno y feldespato alcalino, que no se pudo determinar cual era. El vidrio no es muy abundante y está prácticamente cubierto por inclusiones pulverulentas de óxido de hierro.

Se clasifica a estas rocas como traquibasálticas, por la presencia en la pasta, si bien no muy abundante, de feldespato alcalino. Los análisis químicos de la tabla 1, nº 3 y 4 indican además un alto contenido de Na_2O y K_2O. El porcentaje de sílice es también relativamente alto para un basalto normal.

ANDESITAS Y TRAQUIANDESITAS

Las andesitas y traquiandesitas se describen conjuntamente por existir entre ambas solamente diferencias en el contenido de feldespato alcalino.

En estas rocas la proporción en fenocristales oscila entre 30 y 40 % estando los fenocristales compuestos por un 80 % de plagioclasa, 10 % de olivina y 10 % de clinopiroxeno.

Aunque muchos de los fenocristales de plagioclasa son euhedrales y subhedrales, algunos son anhedrales debido a los fenómenos de resorción

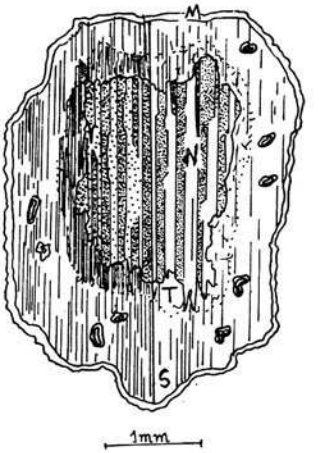


Fig. 4. — Fenocristal de plagioclasa de una traquiandesita. La Nariz, Payún Matrú. N = núcleo; T = zona de transición; S = zona media; M = zona marginal.

que originan bordes redondeados y pequeños engolfamientos rellenos por material de la pasta.

Poseen en algunos casos una marcada zonalidad (Fig. 4) muy irregular, en la cual el contenido de anortita disminuye hacia la periferia del cristal en forma escalonada. Estas zonas son fáciles de identificar y se distinguen, desde el centro hacia la periferia, un núcleo, una zona media y una zona marginal. La zona media es la que alcanza mayor desarrollo.

El núcleo, que suele faltar, y cuyo tamaño es variable, posee una forma bastante irregular, si bien se pueden observar formas más o menos tabulares. Los bordes son por lo general dentados. El límite con la zona media es en muchos casos brusco y en otros gradual. En este último caso el contenido en anortita va disminuyendo paulatinamente hacia la zona media a través de una zona de transición. El aspecto del núcleo es límpido y contiene muy pocas inclusiones. Presenta maclas de albita bien definidas y relativamente gruesas (0.03 mm) siendo la extinción en cada individuo total y homogénea (Lam. III, figs. 3 y 4). Los datos ópticos que se dan más adelante indican que el contenido en anortita oscila entre 45 y 53 %.

$$\gamma = 1.562 \pm 0.003$$
$$\alpha = 1.550 \pm 0.003$$
$$2V\gamma = 78° \pm 3°$$

La zona media ocupa prácicamente entre el 90 y 95 % del volumen del fenocristal. Las formas que posee son las que se han descripto al hablar de los fenocristales de plagioclasa en general. Se presenta con maclas de albita muy fina que frecuentemente no se pueden distinguir de los individuos de macla. También menos abundante, finamente maclada en enrejado (Lám. III, fig. 4). Posee en estos casos una birrefringencia anómala de colores grises plomizos. En algunos cristales se observa que la extinción es fragmentosa, y se localiza preferentemente en el centro del fenocristal cuando falta el núcleo. También se puede observar como un intercrecimiento de dos plagioclasas de formas globulares o alargadas (Lám. II, fig. 4). Una de estas plagioclasas posee la misma composición que el núcleo y la otra la de la zona media. Agujeros de disolución tipo panal de abeja Lám. I, fig. 4), son frecuentes y se presentan únicamente en esta zona.

De acuerdo a los datos ópticos obtenidos, la plagioclasa de la zona media es una andesina que contiene 35 % de anortita. Debido al maclamiento muy fino algunos de los valores determinados ofrecen menor exactitud que en los otros casos (promedio de 12 mediciones).

$$\gamma = 1.550 \pm 0.003$$
$$\alpha = 1.500 \pm 0.003$$
$$2V\alpha = 76° - 64°$$
$$2V\alpha \text{ prom.} = 68°$$

La zona marginal tiene muy poco desarrollo y cubre con un reborde la zona media, con un espesor prácticamente constante (0,025 mm) o tapizando agujeros de disolución (Lám. I, fig. 4). Es continua y persistente

aunque la zona media se halle corroída por la pasta. Se presenta completamente limitada y su extinción es normal.

Según los datos ópticos, que se dan más abajo, la composición de esta zona corresponde a la de un feldespato alcalino. Según el diagrama ternario publicado por Muir (1962), que muestra la relación entre índice de refracción alfa y la composición del feldespato de hawaiitas y mugearitas, tendría una composición de anortoclasa según la clasificación de Smith y Mac Kenzie (1958) (promedio de 3 mediciones).

$$\gamma = 1.531 \pm 0.003$$
$$\alpha = 1.525 \pm 0.003$$
$$2V\alpha = 54^\circ \pm 3^\circ$$

En muchas plagioclasas (10 %) falta de núcleo.

Los fenocristales de olivina son anhedrales, oscilando su tamaño alrededor de los 0,4 mm. Presentan un anillo de alteración constituido principalmente por goethita. Este anillo tiene un grosor variable y suele penetrar en el interior del cristal, ya sea masivamente o por pequeñas fracturas. Según los datos ópticos que se dan a continuación, la composición de la olivina corresponde a una hialosiderita (promedio de 5 mediciones).

$$\alpha = 1.70 \pm 0.01$$
$$2V\alpha = 74^\circ - 86^\circ$$
$$2V\alpha \text{ prom.} = 78^\circ$$

El piroxeno es una augita diopsídica que contiene probablemente algo de titanio. Presenta una coloración leve, pardo violácea. Estructura en reloj de arena (clepsidra) es común. Contiene inclusiones prismáticas, muchas de ellas indeterminables, otras consisten en apatita pleocroica.

Los datos ópticos del clinopiroxeno son (promedio de 4 mediciones):

$$\alpha = 1.693 \pm 0.005$$
$$2V\gamma = 54^\circ \pm 2^\circ$$
$$Z\wedge c = 64^\circ \pm 2^\circ$$

Las pastas de estas rocas poseen una textura que varía desde pilotáxica a traquítica constituida por abundantes tablillas de feldespato de 0,2 mm de largo. El vidrio es por lo general escaso y cuando existe aparece en forma intersticial rellenando los huecos triangulares dejados por las tablillas de feldespato. El color que presenta es pardo rojizo. En las andesitas predominan las tablillas de plagioclasa sobre las de feldespato alcalino, en cambio en las traquiandesitas la relación es inversa. Entre estos

dos minerales aparecen cristales aciculares de clinopiroxeno reemplazado por óxido de hierro hidratado.

La magnetita presenta un tamaño ligeramente mayor que los componentes de la pasta. Es idiomorfa y las tabillas de feldespato la rodean fluidalmente, por lo que podría considerarse como fenocristal.

Intersticialmente y en agregado en forma de papas (Ballenstruktur), se encuentra cristobalita. Entre los minerales accesorios se observa apatita pleocroica idéntica a las de las traquitas y circón. El pleocroísmo de la apatita es idéntico al que aparece en las traquitas (véase traquitas).

Las rocas de diques que poseen esta composición se diferencian de las rocas descriptas por poseer biotita entre los fenocristales. Es fuertemente pleocroica Z = pardo oscuro, casi negro; X = pardo amarilleno. Se halla rodeada por un anillo de óxido de hierro.

Las Tobas del Portezuelo poseen una composición andesítica a traquiandesítica. Debido a que la mesostasis es vítrea, es difícil establecer a cuál de las dos pertenecen. La composición de los fenocristales es análoga a la descripta anteriormente. Sólo los fenocristales se hallan algo fracturados y rotos. Presentan sin embargo una resorción por la pasta similar. Como en los diques descriptos en párrafos anteriores presenta fenocristales de biotita, que en gran parte es euhedral y mide unos 2 mm de largo. El pleocroísmo es fuerte Z = pardo rojizo oscuro; X = pardo amarillento claro. Alrededor del 2 % de las biotitas aparecen curvadas y el 1 % quebradas. Éstas son las únicas rocas que poseen biotita en el volcán estudiado.

En la textura de la pasta existen diferencias en el grado de soldamiento de las trizas. En las tobas de aglutinación densa, éstas están tan deformadas, que es difícil reconocerlas. En estas rocas la pasta está formada por una masa de vidrio masivo, en la cual se observa una seudofluidalidad marcada, en donde se distinguen filetes constituidos por un vidrio claro, color caramelo, que se encuentra en un estado avanzado de devitrificación (sanidina + cristobalita). Estos filetes están incluidos dentro de una masa mucho mayor (60 %) formada por un vidrio poco devitrificado, de color gris y de aspecto pulverulento, en el cual se ve numerosas trizas alargadas, semejantes a hilos de color más claro (Lám. I, fig. 1). Contiene la pasta, además, algunas microvesículas de formas redondeadas.

En las tobas de aglutinación parcial las trizas tienen forma semejante a una Y, de coloración pardo rojiza y cuyas dos ramas aparecen aplastadas. Se disponen paralelamente y entre las mismas se encuetra un material pulverulento de color gris.

En las tobas de aglutinación incipiente y suelta, la pasta está consti-

tuida por partículas de vidrio con formas irregulares y de gruesos bastoncitos. Esta pasta es muy porosa y poco coherente.

TRAQUITAS

Las traquitas son porfíricas; poseen 30 % de fenocristales, de los cuales 90 % son de anortoclasa y 10 % de olivina y clinopiroxeno.

La anortoclasa presenta secciones tabulares, cuadrangulares y romboidales, en parte modificadas por la reabsorción de la pasta. El tamaño

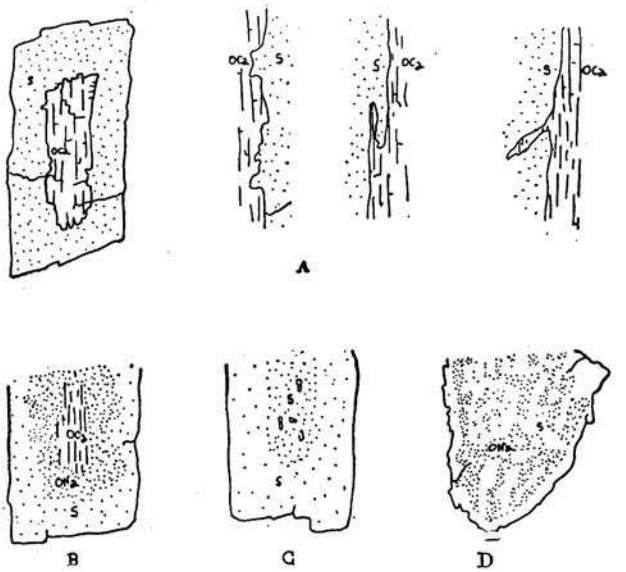


Fig. 5. — Fenocristales de anortoclasa. Traquitas del volcán Payún Matrú. A = núcleo de oligoclasa cálcica con una zona de transición de oligoclasa sódica. C = cristal de anortoclasa con un área prismática en el centro con extinción fragmentosa. D = cristal de anortoclasa con pequeñas áreas de oligoclasa sódica. S = anortoclasa; Oca = oligoclasa cálcica; ONa = oligoclasa sódica.

promedio es de 2 mm aunque algunos individuos llegan a medir hasta 9 mm de largo. La extinción varía entre ondulada y fragmentosa; la macla de Carlsbad es la más abundante, pero alrededor de un 10 % de los fenocristales poseen un maclamiento en enrejado muy fino, que no se puede resolver con el microscopio, con colores de birrefringencia plomizos anómalos.

Alrededor del 10 % de los cristales poseen núcleos de oligoclasa cálcica de forma generalmente prismática (fig. 5, A) cuyo contorno, en contacto directo con la anortoclasa, es muy irregular, presentando entradas y saliencias controladas en parte por sus clivajes. En otros cristales entre el núcleo de oligoclasa cálcica y la anortoclasa hay una zona intermedia con una composición de oligoclasa sódica (fig. 5, B y Lám. III, figs. 1 y 2). Se observan también fenocristales de composición aparentemente homogénea pero que en el centro de la sección presentan una área de contorno prismático que se distingue por su marcada extinción fragmentosa (fig. 5, C).

En todos los casos, fenocristales y núcleo se hallan maclados según Carlsbad con un plano de composición común. Existen además otros cristales de anortoclasa que contienen oligoclasa en forma de pequeñas manchitas distribuidas homogéneamente en el cristal, pero que dejan una zona periférica libre (fig. 5, D). El porcentaje de oligoclasa es de alrededor de 30 %.

La composición de la anortoclasa fue determinada por métodos ópticos (Tuttle, 1952), roentgenográficos (Tuttle y Bowen, 1958), y químicos.

Los datos ópticos obtenidos son los siguientes (promedio de 16 medidas):

$$\gamma = 1.532 \pm 0.003$$
$$\alpha = 1.525 \pm 0.003$$
$$2V\alpha = 48° - 57°$$
$$2V\alpha \text{ prom.} = 55°$$
$$\text{Plano axial} \perp (010)$$

El término anortoclasa empleado aquí se refiere solamente a la composición rica en sodio del feldespato alcalino. No se determinó, empero, la simetría del mismo.

De acuerdo a los tatos de los índices de refracción (Tuttle, 1952) la composición del feldespato es (Ab + An)76 0r 24. El ángulo 2V no coincide con estos datos, y su variación no permite utilizarlo como determinativo de la composición (Tuttle, 1952).

Los resulados obtenidos mediante métodos roentgenográficos coinciden con los dados por los datos ópticos. La diferencia del ángulo 2θ entre $(\bar{2}01)$ del feldespato y $(10\bar{1}0)$ del cuarzo es la siguiente:

$$2\theta_{(\bar{2}01)} - 2\theta_{(10\bar{1}0)} = 0.90$$

De acuerdo a este valor la composición del feldespato es la siguiente: $(Ab + An)_{76}\ Or_{24}$.

Los datos químicos obtenidos en un fenocristal de una muestra del escorial que llega hasta la Calle son:

N_2O . . .	7.1	. . . Ab . . .	66 %
K_2O . . .	5.0	. . . Or . . .	32 %
CaO . . .	0.3	. . . An . . .	2 %

Analizó N. Kotelnikov, del Laboratorio de Análisis de Rocas del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Estos resultados presentan una variación con los mencionados anteriormente en un 8 % del contenido de ortoclasa.

La olivina es muy poco abundante, encontrándose en una proporción semejante a la del clinopiroxeno. Predominan los cristales euhedrales aunque algunos son subhedrales. Es una hortonolita con alrededor de 55 % de fayalita, la que fue determinada por la medición de $\alpha = 1.74 \pm 0.01$.

El clinopiroxeno posee color pardo muy débil, algo violado. En unos pocos cristales tiene una estructura en reloj de arena. Como la olivina, está rodeado por un anillo de óxido de hierro aunque menos desarrollado. Contienen inclusiones prismáticas que por su tamaño casi submicroscópico no pudieron ser determinadas. Los datos obtenidos que corresponden a una augita diopsídica son los siguientes (promedio de dos mediciones):

$$\alpha = 1.695 \pm 0.005$$
$$2V\gamma = 55° \pm 2°$$
$$Z\wedge c = 45° \pm 2°$$

La pasta consiste en un agregado de tablillas de sanidina de un tamaño de 0,1 mm dispuestas en forma paralela entre sí (textura traquítica) con una composición similar a la de los fenocristales. Entre las tablillas se observan cristales aciculares de un piribol, cuya extinción es $X\wedge c = 30°$, la que se obtuvo midiendo gran cantidad de individuos en el microscopio y se tomó el valor máximo. El pleocroísmo es débil y difícil de precisar debido a la pequeñez del grano Z = verdoso; X = rosado. El ángulo $2V = 88° \pm 4°$. Se trata posiblemente de una variedad alcalina de anfibol.

Otro componente relativamente importante de la pasta es cristobalita, que se presenta en forma de agregados intersticiales. En las traquitas que poseen una textura hialopilítica no aparece este mineral.

Entre los minerales acesorios la apatita el más abundante. Tiene un pleocroísmo marcado ε = pardo rojizo oscuro ω = pardo casi incoloro. La intensidad de estos colores aumenta hacia la periferia del cristal y su origen se debe probablemente a inclusiones submicroscópicas.

Es frecuente en estas rocas la presencia de inclusiones líticas microscópicas, constituidas por fragmentos de rocas granosas panalotriomorfas, formadas por individuos de plagioclasa, olivina y clinopiroxeno.

Hialotraquitas

Estas rocas son semejantes a las traquitas, pero poseen una pasta vítrea. El feldespato alcalino es sanidina, ligeramente más pobre en sodio. La extinción es homogénea y relativamente rápida, la forma es euhedral y el hábito más común es tabular. Presenta muy pocas inclusiones de plagioclasa (menor del 1 %).

Los datos ópticos obtenidos son los siguientes (promedio de 16 determinaciones):

$$\gamma = 1.530 \pm 0.003$$
$$\alpha = 1.523 \pm 0.003$$
$$2V_{\alpha} = 47°\text{-}55°$$
$$2V_{\alpha}\ \text{prom.} = 49°$$

De acuerdo a estos valores las curvas dan una composición de $(Ab + An)_{60}Or_{40}$.

La composición obtenida a partir de:

$$2\theta_{\bar{2}01} - 2\theta_{10\bar{1}0} = 0.75$$

arroja un valor de $(Ab + An)_{62}Or_{38}$

MECANISMO DE FLUJO

a) *Tobas de aglutinación densa*: (Boyd, 1961), distingue los siguientes mecanismos de erupción de las tobas de aglutinación densa: coladas de ceniza o coladas piroclásticas, coladas de espuma, y caída de ceniza cuyo calor original no es suficiente como para producir el soldamiento, por lo que debe provenir de otra fuente que el calor inicial del magma.

En el mecanismo por flujo piroclástico el emplazamiento de la toba de aglutinación densa, consiste en el emplazamiento de una masa formada por partículas finas en estado viscoso y a alta temperatura. El avance de esa masa estaría influenciado por la fuerza de la gravedad, si bien podría jugar un papel importante la propiedad autoexplosiva debida a la liberación violenta de los gases disueltos en el magma.

La colada de espuma, propuesta por Kennedy (1954, pág. 495, en Boyd, 1961, pág. 413) tendría semejanza con el derrame de una lava.

La toba soldada se produciría por aplastamiento de las burbujas de gas.

El mecanismo de caída de ceniza (Manfield y Ross, 1935, en Boyd, 1961) sería similar al de la depositación de las tobas comunes. Como la temperatura no se mantendría hasta la deposición, el origen del calor sería explicado por reacciones gaseosas exotérmicas.

Otro modo de emplazamiento sería el propuesto por Steiner (1960), quien sugiere que algunas ignimbritas de la isla norte de Nueva Zelandia, se habrían producido debido a fenómenos de inmiscibilidad. El magma ignimbrítico saldría a la superficie, no como material piroclástico que se aglutina, sino como una lava, que se expande y fluye con relativa facilidad debido a la separación de dos fases líquidas inmiscibles.

En las Tobas del Portezuelo se ha descripto en páginas anteriores dos tipos distintos de depósitos. En los depósitos del fondo de los valles, el encauzamiento del material hace suponer que la masa se ha movido bajo la influencia de la gravedad. Las crestas de presión que están en la superficie indican, además, un flujo similar al de las coladas, que si bien no son tan perfectas como en éstas, son lo suficientemente características como para evidenciar que la parte superior de la lengua poseía mayor viscosidad que el resto y que por lo tanto el movimiento era comparativamente más lento (véase más abajo). Otra característica que indica que este tipo de depósitos se emplazó por flujo, es la lobulación producida al salir del estrechamiento de la quebrada. Este fenómeno es similar al de las corrientes de barro.

Los depósitos de laderas y cumbres, en cambio, presentan características que sugieren un mecanismo de flujo distinto. En efecto, su espesor poco variable, su forma de presentarse cubriendo tantas laderas como cumbres, señalan que debe ser otro el mecanismo de emplazamiento; pero el hecho que los depósitos presenten una continuidad en sus afloramientos, está significando que el emplazamiento de ambos ha sido contemporáneo. Por lo tanto los mecanismos de emplazamiento deben estar estrechamente relacionados entre sí. Es probable que los depósitos de laderas y cumbres tengan su origen en una especie de rebasamiento, lento y tranquilo, en parte de naturaleza piroclástica, que fue avanzando como olas sucesivas a partir del lugar donde se originaba, cubriendo masivamente todo lo que encontraba a su paso. En cuanto una quebrada facilitaba su desplazamiento, gran parte del material se encauzaba por ella dando origen a las lenguas ya mencionadas.

De los cuatro mecanismos de erupción mencionados más arriba, los depósitos estudiados podrían corresponder tanto a la colada de cenizas como a la colada de espuma. No se encontraron evidencias concretas que

indiquen uno u otro mecanismo. Los depósitos de laderas y cumbres tendrían participación piroclástica.

b) *Traquitas e hialotraquitas*: Los escoriales de estas rocas están constituidos por tres o cuatro unidades de flujo, las que se derramaron por el mismo lugar, superponiéndose unas a otras. Cada unidad de flujo avanzó en forma masiva, moviéndose todo el frente de la colada en forma conjunta. El origen de las crestas de presión se debe a que la capa superior de la colada era más viscosa que el resto debido al enfriamiento más rápido, pudiendo llegar a solidificarse. Las capas interiores fluyen a mayor velocidad arrastrando a las superiores y presionando hasta producir las crestas de presión. Un mecanismo análogo fue propuesto por Rittman (1962) para explicar las crestas de presión observadas en reiognimbritas. El arqueamiento de las mismas es proporcional a la velocidad de flujo. Por ese motivo es mayor en el centro de la colada que en los bordes. Cuando la velocidad aumenta, el arqueamiento de la cresta se hace cada vez mayor, hasta que se rompe disponiéndose entonces en forma paralela a la dirección de flujo (fig. 6).

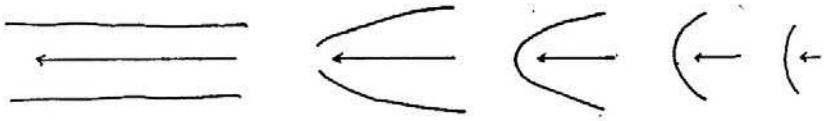


Fig. 6. — Esquema de la evolución de las crestas de presión en una colada traquítica. La longitud de la flecha es proporcional a la velocidad de flujo.

c) *Basaltos*: Generalmente los basaltos comienzan su erupción con una fase piroclástica para luego continuar con el fluir lento de la colada. Éste avanza por medio de canales abiertos, que se forman dentro del mismo basalto. El crecimiento lateral respecto a estos canales no es muy claro, pero parece ser debido a rebalses sucesivos y a un porcentaje de avance de frente total, sobre todo en los primeros momentos de la erupción. El enfriamiento más rápido de la masa lateral hace que la lava restante fluya a través de estos canales (Mac Donald, 1953). Los canales divergen en la porción distal de la colada. Como en esta especie de canales la velocidad de la lava es mayor que en el resto de la colada, se produce la lava en bloques.

PETROLOGÍA

SECUENCIA DEL VULCANISMO

La variación en la composición de las lavas originada por el vulcanismo central, es distinto a la de las lavas producidas por el vulcanismo adventicio; por esta razón se tratan separadamente.

Vulcanismo central: No se sabe casi nada respecto a la composición de las rocas que forman el cono del volcán Payún Matrú, que sólo está expuesto en unos 250 m de su patre superior en La Nariz. En ésta se advierte un aumento en el contenido de SiO_2 de abajo hacia arriba. En efecto, en los niveles inferiores de la parte visible, aparecen mantos basálticos que pasan hacia arriba a andesitas y traquiandesitas, y en menor proporción traquitas. En estas últimas rocas se puede decir que finaliza la formación del cono primitivo, debido a que con posterioridad a ellas se inició una faz explosiva que alteró la posición de acceso del material lávico a la superficie. Esta faz explosiva dio origen a una toba de composición entre andesítica y traquiandesítica, precedida por una colada de cenizas que formó las tobas de aglutinación densa. El volumen expulsado de este material, dejó sin sustentación la parte superior del volcán, causando el hundimiento de la caldera.

En las fracturas elípticas que originaron la caldera, no se registraron efusiones en la parte norte y este, mientras que en la porción oeste y sur ha habido numerosas efusiones que duraron hasta prácticamente los tiempos históricos. Las primeras efusiones que se registraron por esta fractura fueron de basalto olivínico y traquibasalto. Las siguientes poseen una composición traquítica, con cristobalita primaria en la pasta (véase traquitas) y tuvieron origen en la fractura mencionada. Por último se produjeron las efusiones de hialotraquita.

Vulcanismo adventicio: El vulcanismo lateral se ubica en su mayor parte en las laderas orientales y occidentales del cono primitivo. La composición de las lavas —basalto olivínico— no varía para nada. Esta actividad ha permanecido constante desde antes de la formación de la caldera hasta las últimas efusiones. Los últimos basaltos olivínicos son prácticamente contemporáneos con las hialotraquitas del vulcanismo central.

En resumen: La composición de las lavas surgidas en el cono central, cambió desde basalto hasta andesita, traquiandesita y en menor proporción traquita. Las lavas que se derramaron a continuación de la for-

mación de la caldera, comenzaron con basalto olivínico y traquibasalto y continuaron con voluminosas efusiones de traquita. En cambio, las lavas del vulcanismo adventicio han conservado una composición constante de basalto olivínico.

Evolución de los minerales

a) *Feldespatos*: Aquí (fig. 7), se nota una variación desde plagioclasa básica (máxima 83 % de An) hasta un feldespato alcalino con una composición de $(Ab—An)_{60}Or_{40}$. Esta variación está acompañada por disminución de los minerales fémicos y aumento de SiO_2.

El contenido en anortita de las plagioclasas de los basaltos olivínicos varía poco en los diferentes escoriales. Además como los cristales poseen pequeñas variaciones debidas a la zonalidad, tienen una pequeña variación dentro de una misma muestra. La plagioclasa del escorial de la Media Luna contiene 82 % de anortita, mientras que en el escorial que nace en el cerro La Escoria, el porcentaje de anortita es de 68 %.

En las andesitas y traquiandesitas de La Nariz el rango de la variación es mucho mayor. En efecto, existe una marcada variación entre la composición del núcleo y la de las zonas externas (véase petrografía, andesitas y traquiandesitas), como si existiera una discontinuidad composicional en el crecimiento del cristal. El enriquecimiento en albita en estas plagioclasas va acompañado de una disminución en los minerales ferromagnésicos y una menor estabilidad en ellos evidenciada por los anillos de alteración que poseen.

El feldespato que se encuentra en las traquitas ya es netamente alcalino con una composición de $(Ab + An)_{80}Or_{20}$. Sin embargo algunos de estos fenocristales llevan núcleos de plagioclasa (andesina hasta oligoclasa) parcial a totalmente reabsorbidas por este feldespato alcalino. Este fenómeno es análogo al descripto anteriormente, salvo que los feldespatos que entran en juego son más ricos en el componente albita. En estas rocas el porcentaje de fémicos ha disminuido hasta un 10 % y la olivina se ha enriquecido en hierro. Se observa además cristobalita primaria en la pasta.

Este feldespato alcalino es ligeramente más rico en ortosa en las efusiones hialotraquíticas. La composición es ahora $(Ab + An)_{60}Or_{40}$ y los fenocristales presentan en menor proporción núcleos de plagioclasa. Su extinción y aspecto es más homogéneo que en los anteriores, por lo que suponemos existieron en el magma menos cristales de plagioclasa formados,

pudiendo así cristalizar la sanidina directamente sin tener que reemplazar los cristales de plagioclasa previamente formados.

La fig. 7 representa el diagrama de variación de los feldespatos normativos del Payún Matrú. Si se tiene en cuenta solamente los análisis que

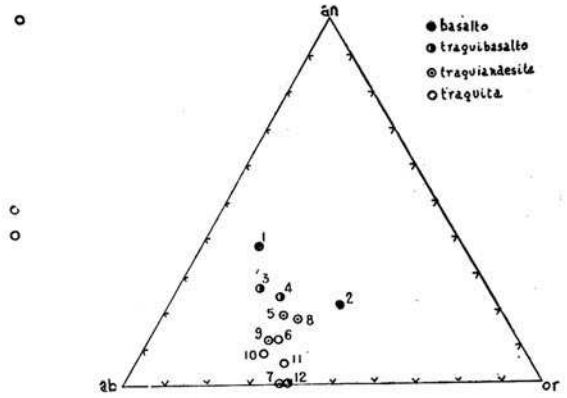


Fig. 7. — Composición normativa de los feldespatos de las rocas del volcán Payún Matrú. Los números corresponden a los análisis de la tabla I.

corresponden a rocas del vulcanismo central, se observa que la composición de los feldespatos normativos —a excepción de 7—, se hacen más ricos gradualmente en albita y ortosa cuanto más jóvenes son las lavas. El

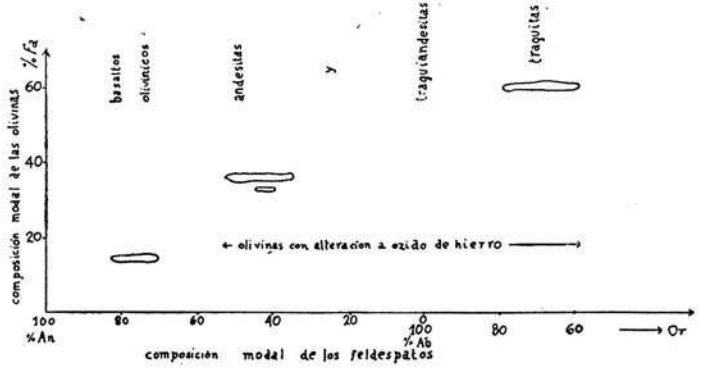


Fig. 8. — Variación de la composición modal de los fenocristales de olivina con respecto a la de los de feldespato en las lavas del aparato volcánico central del Payún Matrú.

análisis nº 7, corresponde a una toba de aglutinación densa (Huaico de la Fortuna).

b) *Olivina*: La relación entre la composición de la olivina y la de los feldespatos está dada en la fig. 8. Se nota que la olivina se va enriqueciendo en fayalita a medida que aumenta el contenido de sodio en la plagioclasa y de SiO_2 en la roca.

c) *Piroxeno*: No se observa ninguna variación en la composición del piroxeno, el cual se mantiene como augita dipsídica (algo titanífera) a través de todas las coladas. La cantidad de piroxeno en las rocas varía sin embargo paralelamente al de la olivina, disminuyendo con el aumento del feldespato alcalino.

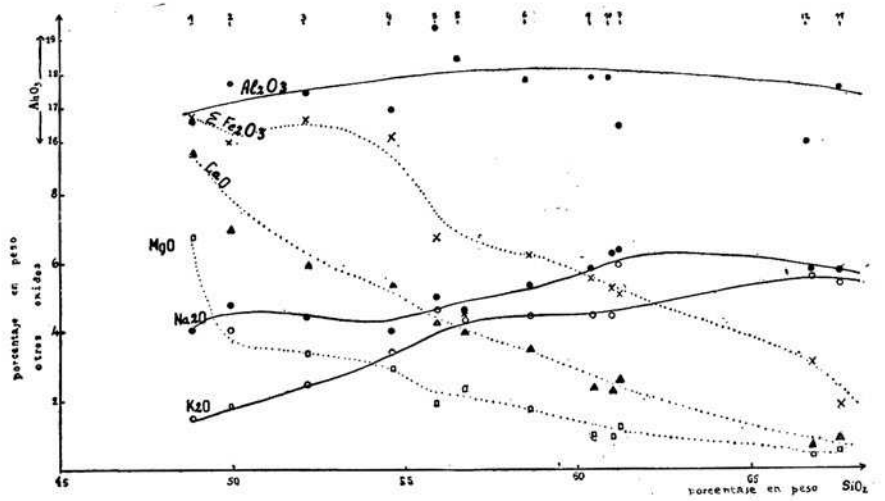


Fig. 9. — Diagrama de variación para las rocas del volcán Payún Matrú. Los números corresponden a los análisis de la tabla I.

Diagrama de variación

En la tabla 1 se dan los análisis químicos de las rocas más representativas del volcán Payún Matrú. Los números de los análisis representan, en orden decreciente de edad, las siguientes unidades: 2 - 5 - 6 - 7, Andesitas y traquiandesitas de La Nariz; 7 - 8, Tobas del Portezuelo; 3 - 4, Basaltos del Mollar; 10 - 11, Traquitas de La Calle; 12, Hialotraquitas de La Esplanada; 1, Basalto de la Media Luna. En los basaltos de las muestras 1 y 2, en la toba de aglutinación densa, de composición traquiandesítica 7, aparece nefelina en la norma. Sin embargo no se puede observar en los

cortes transparentes estudiados. El basalto del análisis 2, posee calcita en la norma, que corresponde a la calcita que se halla rellenando parcialmente vesículas, la que no pudo ser separada completamente de la muestra.

En la fig. 9, se da el diagrama de variación de óxidos respecto a sílice. En él se observa que disminuyen FeO, MgO y CaO y aumentan los álcalis respecto a la sílice. La alúmina sufre muy pocas variaciones.

En la fig. 10, se da el diagrama SKM, que es una modificación del diagrama triangular QLM de von Wolff, ideado por J. Thompson (Schmidt, 1957, p. 152). S.K.M son cantidades moleculares que representan: $S = SiO_2 - 2CaO$; $K = 6\ (Na_2O + K_2O)$ y $M = MgO + FeO - Fe_2O_3 - TiO_2 - CaO - Na_2O - K_2O + Al_2O_3$.

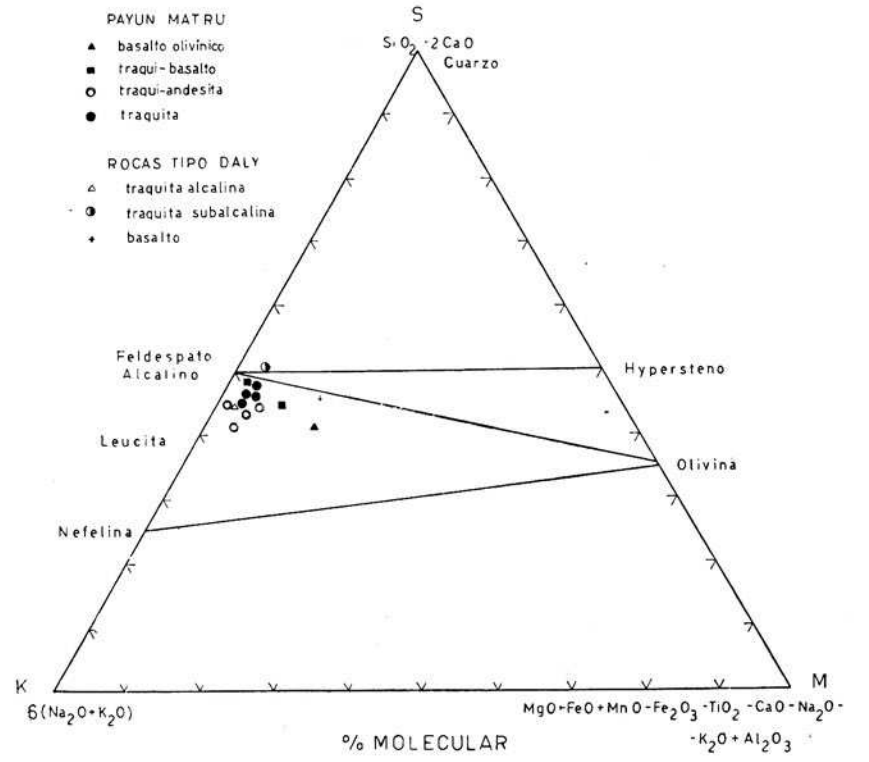


Fig. 10.— Diagrama S K M de las rocas del volcán Payún Matrú y las rocas tipo Daly.

TABLA I — COMPOSICION QUIMICA Y NORMAS DE LAS ROCAS DEL VOLCAN PAYUN MATRU

	Basaltos olivínicos		Traqui-basaltos		Traquian-desitas		Traquitas					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	48.84	49.9	52.2	51.6	55.9	58.61	61.2	56.7	60.4	61.0	67.56	66.8
Al_2O_3	16.66	17.8	17.5	16.9	19.4	17.89	16.4	18.5	19.2	17.9	17.59	15.94
Fe_2O_3	3.34	8.2	3.9	5.9	4.5	4.60	1.7	2.7	4.3	3.5	1.55	1.30
FeO	6.99	1.4	6.3	3.8	2.3	1.67	3.4	1.8	1.3	1.8	0.19	1.89
MnO	0.12	0.1	0.2	0.1	0.2	0.14	0.3	0.3	0.1	0.1	0.09	0.11
MgO	6.82	1.9	3.4	3.0	1.9	1.67	1.3	2.4	1.0	1.0	0.55	0.41
CaO	9.30	7.0	6.0	5.4	4.3	3.58	2.6	4.0	2.3	2.3	0.93	0.64
Na_2O	4.10	4.8	4.5	4.1	5.1	5.49	6.4	4.6	5.8	6.4	5.81	5.95
K_2O	1.51	4.1	2.5	3.4	4.6	4.59	6.0	4.4	4.5	4.5	5.49	5.63
TiO_2	2.00	1.3	2.3	2.0	0.8	1.37	0.2	1.5	0.3	0.2	0.45	0.46
P_2O_5	0.55	0.1	—	—	0.2	0.52	0.1	0.1	—	—	0.06	0.04
H_2O (900 C)	0.10	0.5	0.5	0.2	0.3	0.12	0.3	2.8	0.5	0.8	0.16	0.52
H_2O (110)	0.12	1.5	0.4	0.4	0.3	0.08	0.3	0.6	0.3	0.4	0.03	0.09
CO_2	—	1.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	100.45	99.7	99.7	99.8	99.8	100.33	100.2	100.4	100.0	99.9	100.46	99.84

NORMAS DE NIGGLI

Q	..	..	..	3.5	..	0.9	..	1.4	2.4	0.8	8.1	7.7
or	9.0	29.0	15.0	20.0	26.0	26.0	31.0	26.5	26.5	26.5	32.0	33.5
ab	27.5	24.6	41.0	37.5	45.5	49.0	51.0	42.0	52.0	57.0	52.0	53.0
an	22.5	15.7	20.5	18.3	16.5	10.2	..	17.0	11.5	9.0	5.0	..
ne	5.4	7.8	..	..	..	..	3.0	..	..	..	..	..
wo	8.2	6.8	3.8	3.4	1.4	1.8	4.8	1.0	..	1.0	..	1.4
di ..en	6.2	5.4	2.4	3.4	1.4	1.8	2.0	0.8	..	0.9	..	0.9
fs	2.0	..	1.4	..	..	..	2.8	0.2	..	0.1	..	0.5
en	..	..	1.8	5.0	2.2	2.8	..	6.0	2.8	1.9	1.6	0.1
hy ..fs	..	..	1.0	..	..	..	..	0.4	..	0.1	..	1.1
fg	8.4	..	3.7	..	1.2	..	1.2	..	..	..	..	..
ol ..fa	3.9	..	2.4	..	..	..	1.5	..	..	..	..	..
mt	3.4	0.6	4.0	4.8	4.2	1.2	0.7	0.6	2.4	3.0	..	1.3
il	2.8	1.8	2.8	2.8	1.0	1.8	0.2	2.0	0.4	0.2	0.2	0.1
hm	..	5.4	..	1.0	0.3	2.4	..	1.6	1.4	..	1.0	..
ap	1.0	0.2	..	..	0.2	1.0	0.2	0.2	..	..	..	..
c	..	..	..	..	..	..	..	..	0,5	..	..	..
cc	..	2.8	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..
ac		..	..	..	..	..	1.2	..	..	..	..	..
Total	100.3	100.1	99.8	99.7	99.9	98.9	99.6	99.3	99.9	101.	99.9	99.9

1. Basalto Olivínico. Escorial Media Luna.
2. Basalto Olivínico. Parte inferior del perfil de La Nariz.
3. Traquibasalto. Escorial El Pichi.
4. Traquibasalto. Escorial El Campamento.
5. Traquiandesita. Perfil La Nariz.
6. Id. 5.
7. Toba de aglutinación densa. Huaico de la Fortuna.
8. Toba de aglutinación parcial. Punta terminal del escorial de la Media Luna.
9. Traquita. Este Punta Alta Sur.
10. Traquita. Farellones de la Portada.
11. Traquita. Escorial que rellena la caldera.
12. Hialotraquita. Escorial El Huecú.

Muestras 1-6-11-12 analizó B. Lafaille. Laboratorio de Análisis de Rocas. CNICT - FCEN. Muestras 2-3-4-5-7-8-9-10 analizó E. Unía. Dirección Nacional de Geología y Minería.

En este diagrama la línea horizontal media representa el límite del campo de saturación de sílice. Por encima de ella las rocas contienen un exceso de sílice (sobresaturadas) y sus componentes son saturados. Debajo de esta línea todas las rocas son deficientes en sílice (subsaturadas) y contienen uno o más minerales con menos sílice que la requerida para la saturación. Los extremos de esta línea representan feldespatos alcalinos normativos e hipersteno. La línea que une S-K abarca los componentes leucocráticos y la que une S-M los fémicos. La principal ventaja del diagrama SKM es que las líneas que unen los minerales normativos llegan a ser válidas como límites de fases con la remoción de feldespatos cálcicos y piroxenos. El diagrama es así una solución gráfica parcial de la norma, y la

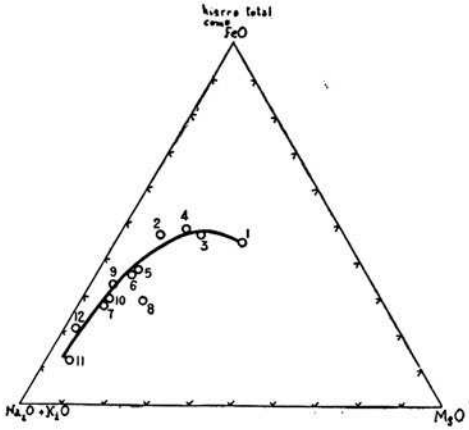


Fig. 11. — Variación en el contenido de álcalis y FeO total respecto a MgO de las lavas del volcán Payún Matrú. Los números corresponden a los análisis de la tabla I.

composición de cualquier roca puede ser expresada en términos de una combinación de tres componentes minerales normativos. Todas las rocas analizadas del Payún Matrú caen debajo de la línea de saturación y dentro del triángulo formado por los minerales normativos olivina-feldespato alcalino-nefelina.

La figura 11 muestra un diagrama triangular cuyos vértices son: FeO — ($Na_2O + K_2O$) — MgO. Este diagrama indica un pequeño enriquecimiento en hierro con disminución de MgO y un aumento marcado de los álcalis.

COMPARACIÓN CON OTRAS ÁREAS

Tres series diferentes de conjuntos de rocas se han distinguido en base al carácter petrográfico de las distintas asociaciones volcánicas. Ellas son: serie Pacífica, serie Atlántica y serie Mediterránea. La distinción de las mismas puede efectuarse por medio de distintos diagramas de variación en los cuales son representados los valores de los álcalis respecto a la sílice.

Rittman (1962, p. 110) encontró que el valor $\sigma = \dfrac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$ es útil para la distinción entre las tres series distintas.

Los valores de σ para las rocas volcánicas del Payún Matrú, oscilan entre 4,9 y 11,6, siendo el valor promedio 6,6. Dado el porcentaje en peso $Na_2O > K_2O$ estas rocas pertenecen a la serie Atlántica débil.

Son varias las localidades en las cuales aparece un conjunto de rocas cuya composición es parecida a la del Payún Matrú. Entre ellas se puede mencionar las islas Samoa, las Truk y las Hawai.

En las islas Samoa predomina el basalto olivínico y está acompañado por basaltos picríticos, andesitas, andesitas oligoclásicas y traquitas cuarcíferas. Esta variedad de rocas la atribuye Mac Donald (1944) a la diferenciación de basalto olivínico. La remoción de abundante olivina es la causante, probablemente, del enriquecimiento en sílice.

En la isla Truk, Islas Carolinas Orientales, se tiene la siguiente serie de rocas: basalto olivínico (el más abundante), basalto nefelínico (con o sin melilita), andesita, traquitas sódicas y traquitas cuarcíferas (Stark y Hay, 1963). Según estos autores muchas de estas lavas pueden ser explicadas por cristalización fraccionada de un basalto olivínico sub-saturado. El origen de la sílice es un problema que no pudo ser resuelto debido a la falta de datos.

Las rocas del Payún Matrú son semejantes a la fase declinante de Hawai. Powers (1955) señala que el basalto olivínico es un producto de una fase declinante de la formación del escudo y su volumen es insignificante. Concluye que el magma parental está aproximadamente saturado respecto a sílice.

PETROGÉNESIS

La composición del magma primario no diferenciado en el volcán Payún Matrú es difícil de establecer porque no se observan afloramientos que puedan atribuirse con seguridad a la cristalización de magmas primarios. Sin embargo, la abundancia de basalto olivínico, tanto en el propio volcán

—como efusiones adventicias— como también en gran parte en la llanura vecina, donde se destacan numerosos volcanes aislados y enormes escoriales de este material, indica la preponderancia de esta roca, que podría suponerse cristalizada a partir de un magma primario. Los análisis químicos realizados, son muy pocos, por lo que no se lo puede caracterizar químicamente. La muestra analizada, procedente del escorial de La Media Luna (Tabla, análisis 1), indicaría que se trata de una roca subsaturada con escasa nefelina normativa. Pero recién con mayor cantidad de análisis químicos que se realizarán en el futuro, podrá obtenerse una idea más acabada sobre la composición química de estas rocas.

La evolución petrográfica del volcán Payún Matrú es sencilla, no encontrándose términos ni muy básicos ni muy alcalinos. La secuencia que aparece en el desarrollo del vulcanismo es la siguiente:

Basalto olivínico → andesita → traquibasalto → traquiandesita → traquita

Son varios los mecanismos propuestos para explicar la variedad de composición de las rocas de una misma asociación. Entre los más importantes es encuentran: diferenciación magmática, asimilación y mezcla de magmas. En cuanto a los procesos más comunes dentro de la diferenciación magmática se pueden citar: cristalización fraccionada; diferenciación gravitativa y transferencia gaseosa.

En el Payún Matrú la evolución del magma se puede seguir en gran parte por la transformación sucesiva de los feldespatos, que como ya se ha visto en párrafos anteriores, pasan gradualmente de plagioclasa básica a sanidina rica en albita. Es muy sugestivo el hecho que los feldespatos contengan en muchos casos un núcleo de composición más básica. El origen de los mismos se puede deber ora a la cristalización de un líquido más básico que luego se acidificó rápidamente por cristalización fraccionada ora a la inclusión de cristales de plagioclasa, procedentes de la disgregación de las rocas que sirven de paredes a la cámara magmática. En este último caso el feldespato que se encuentra cristalizado en este magma —más rico en albita que el que es disgregado— crecería sobre los feldespatos más anortíticos proporcionados por la disgregación de la roca. El hecho de que los núcleos se componen frecuentemente de un único cristal hace poco probable esta hipótesis, debido a que aparecerían más a menudo formados por dos o más cristales y estarían incluidos además otros elementos. Las inclusiones líticas observadas, no son lo suficientemente abundantes como para avalar esta idea.

En cuanto a la hipótesis por cristalización de un líquido que se acidifica, estaría explicada por el diagrama ternario An-Ab-Or (Tuttle y Bowen,

1958). En este diagrama, un líquido cuya composición se encuentra dentro del campo de los feldespatos, comenzará a cristalizar al descender lentamente la temperatura, dando una plagioclasa cuyo contenido en anortita será mayor que el del líquido con el cual está en contacto. Si estos cristales de plagioclasa están impedidos de reaccionar, para dar los correspondientes cristales menos ricos en anortita que se producirían en el curso de una cristalización normal, la nueva plagioclasa, con un contenido de albita relativamente mayor que el que le correspondería, crecerá sobre los primeros cristales formados. Con un mayor descenso de la temperatura, el líquido alcanza la curva que sirve de límite entre los campos de feldespato potásico y plagioclasa y se produce la cristalización simultánea de los feldespatos alcalinos y la plagioclasa. Si esta última tampoco alcanza a reaccionar en este caso con el líquido, se produce la cristalización de la sanidina sobre el cristal de plagioclasa. En otras palabras, la interrupción del equilibrio durante la cristalización del feldespato provocaría una especie de zonación, que sería causada porque los feldespatos formados con anterioridad no reaccionarían con el líquido y servirían como núcleos de cristalización a feldespatos que por tal motivo serían relativamente más alcalinos que en el curso de una cristalización normal.

La zonación de los feldespatos observados en las rocas del volcán Payún Matrú, podría originar una cristalización fraccionada que conduciría, si bien en pequeña escala, a la diferenciación de las rocas.

Durante este proceso la olivina, aparte de disminuir su abundancia, se enriquece en fayalita, lo que podría explicarse por la separación de los cristales de olivina primitivamente formados, originando una disminución en magnesio y un aumento relativo en hierro. Por estos mismos motivos disminuiría la abundancia del clinopiroxeno.

El enriquecimiento en sílice (algunas traquitas tienen hasta 8,1 % de cuarzo normativo) es un hecho que no puede explicarse debido a la escasez de datos. Barth (1936) llegó a la conclusión de que el requisito para producir un residuo saturado, es que el líquido basáltico inicial contenga nefelina en la norma, pero que bajo diferentes condiciones podría llegarse a líquidos sobresaturados en sílice.

En cuanto a otros mecanismos sugeridos para explicar la variación de rocas, no se observan evidencias camo para explicar los distintos tipos de rocas del volcán Payún Matrú. Algunos indicios, como ser la especularita rellenando diaclasas, revelarían que la transferencia gaseosa ha sido efectiva, pero en su volumen tan reducido, que su importancia sería prácticamente insignificante. La presencia de alunita en algunas rocas indicaría transporte de azufre, potasio y aluminio, si la misma no se ha formado

por reacción de gases ricos en SO_2 o SO_3 con la roca hospedante, lo que es poco probable.

La diferenciación magmática en el volcán Payún Matrú, se presenta solamente en el vulcanismo central. El vulcanismo adventicio no cambia su composición a través de sus diversas efusiones. Debido a esto se puede observar la contemporaneidad de basaltos olivínicos con traquitas. Mac Donald (1949) propuso para explicar, en una misma zona, de dos tipos de lavas tan distintos como basalto pierítico y andesita y también traquitas, que las fracturas que unirían la superficie con la cámara magmática, se conectarían con ésta a diversas profundidades, de modo que drenarían magmas de distinta composición, por encontrarse éstos estratificados por diferencias en el peso específico de los líquidos magmáticos.

Sería posible también explicar la contemporaneidad de basalto olivínico y traquita en los vulcanismos adventicio y central respectivamente, del volcán Payún Matrú, por el comportamiento distinto de sus magmas. Los líquidos de composición traquítica, ya diferenciados, ascenderían muy lentamente, pero en forma continuada, hacia la superficie a través de diversas fracturas. Durante la ascensión irían formando sucesivamente cavidades, debido a la alta viscosidad del líquido, que gracias a esta propiedad, ejercería presiones laterales sobre las paredes que lo contienen, produciendo en aquellos lugares que le son favorables reservorios magmáticos independientes. En cuanto se producirían movimientos de índole general que favorecen la erupción, estos reservorios se pondrían en contacto con la superficie, fluyendo así la lava. La diferencia entre traquita e hialotraquita se explicaría suponiendo que estas últimas estuvieron más cercanas a la superficie que las otras y por lo tanto no alcanzaron a formarse microlitas en la pasta a causa de su rápido enfriamiento.

El comportamiento de los líquidos basálticos sería distinto ya que debido a su menor viscosidad, no podrían formar los reservorios como lo harían las rocas ácidas, porque se escurrirían prontamente tanto hacia arriba como hacia abajo. En cambio durante las épocas que se producen fracturaciones, los magmas basálticos ascenderían con suma rapidez y podrían cubrir el trayecto hacia la superficie en igual tiempo que los líquidos traquíticos, a pesar de encontrarse a mayor profundidad.

Un ejemplo de la diferencia del comportamiento de magmas basálticos y riodacíticos durante el emplazamiento, pudo observar el autor en Farallón Negro, departamento de Hualfín, provincia de Catamarca. En esta comarca, donde la erosión dejó al descubierto las partes profundas de un vulcanismo neoterciario, las rocas basálticas se presentan en diques de espesor de 1 a 5 m de rumbo predominante NW, mientras que las rocas

riodacíticas aparecen en forma de cuerpos globosos relativamente grandes (hasta 1-2 km^2) a veces alargados en forma similar a diques. Estos cuerpos están alineados con el mismo rumbo que los diques basálticos.

Aquí el distinto comportamiento de los líquidos basálticos y riodacíticos se manifiesta, en los diques basálticos, por ser verdaderos diques de larga extensión y ancho constante, mientras que en los riodacíticos, si bien la alineación de los cuerpos tienen el mismo rumbo que el de los diques son cortos y anchos, evidenciando un mecanismo de intrusión más forzado.

CONCLUSIONES

1) El Payún Matrú es un volcán de forma achatada, que se levanta en medio de una llanura cubierta por enormes derrames de basalto. La forma achatada se debe, por un lado, a la implantación en sus laderas orientales y occidentales de numerosos volcanes adventicios, y por otra al hundimiento de la caldera.

2) No se aporta nuevos datos sobre las edades de las distintas unidades. Se puede precisar, sin embargo, que las últimas efusiones se han producido en tiempos prehistóricos.

3) Se distingue dos tipos distintos de vulcanismo: uno central y otro adventicio. En el primero predominan basaltos, andesitas, traquiandesitas, traquibasaltos y traquitas, y las lavas tienen preponderancia sobre las rocas piroclásticas. En el segundo tipo las lavas están compuestas por basaltos olivínicos exclusivamente, y la participación de material piroclástico es muy reducida.

4) Dentro de la evolución del vulcanismo central se diferencian dos etapas distintas: la primera corresponde a la época que abarca desde el comienzo de la construcción del aparato central hasta la formación de la caldera. La segunda se extiende desde ese momento hasta las últimas efusiones producidas. En este segundo período la mayoría de las chimeneas se distribuyen a lo largo de la porción occidental y meridional de la fractura que dio origen a la caldera.

5) Las tobas de aglutinación densa se han originado por un mecanismo análogo al de la colada de ceniza, probablemente con participación de una especie de colada de espuma y fase piroclástica.

6) La composición de los feldespatos varía en forma transicional desde bitownita hasta sanadina sódica. Parte de los fenocristales de feldespato de las andesitas, traquiandesitas y traquitas, contienen en su interior un núcleo de feldespato que es de carácter más básico que el que lo contiene.

7) La composición modal y normativa de las lavas producidas por el vulcanismo central, fue evolucionando a través de sucesivas etapas, con aumento de SiO_2 y álcalis, y disminución de MgO, FeO y CaO.

8) La variación en la composición de las rocas producidas por el vulcanismo central puede explicarse por cristalización fraccionada en la cual toma parte la zonación de los feldespatos. Diaclasas con especularita y alunita reemplazando masivamente la roca, indican aunque en pequeña escala, procesos de transferencia gaseosa.

9) La contemporaneidad de basaltos olivínicos con traquitas en los vulcanismos adventicios y central respectivamente, se explicaría por la diferente viscosidad de sus líquidos magmáticos. Los de composición traquítica, debido a su viscosidad relativamente elevada, ascenderían lentamente y formarían a su paso reservorios magmáticos independientes. En cambio los líquidos basálticos, por su menor viscosidad ascenderían mucho más rápidamente, desde lugares más profundos. La diferencia en la velocidad de ascensión entre ambos, originaría la contemporaneidad de los mismos, ya que los líquidos magmáticos traquíticos, que yacerían en reservorios cercanos a la superficie, cubrirían su trayecto en un tiempo relativamente similar a los basálticos, a pesar de que el recorrido de éstos, por encontrarse a mayor profundidad, sería mucho mayor.

10) El carácter alcalino del conjunto de rocas del Payún Matrú, coloca a estas rocas dentro de la serie Atlántica.

BIBLIOGRAFÍA

BARTH, T. F. W., 1936. The crystallization process of basalt (a supplement and a reply). — Am. Journ. Sci., *181*: 351-381.

BLACKWELDER, E., 1934. Yardangs. — Bull. geol. Soc. Amer. *45*: 159-166.

BOYD, 1961. Welded Tuff and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. — Bull. geol. Soc. Amer. *72*: 387-426.

CHOUBERT, G., 1963. Essai de misau point du probleme des "ignimbrites". — Bull. volcan. *25*: 125-140.

DALY, R., 1933. The igneous rocks and the depth of the earth. Mc Graw Hill. Nueva York.

FINCH, R. H., 1933. Black lava. — J. Geol. *51*: 769-770.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1944. Nota sobre la presencia de ignimbritas en la Argentina. — Notas Mus. La Plata, Geol. *9*, nº 35.

GROEBER, P., 1926. Toponimia araucana. — GÆA.

— 1937. Descripción de la Hoja 30c Puntilla de Huincan. Inf. inédito. Direcc. Nac. Geol. Min. (publicada la Hoja).

— 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal. — Rev. Soc. geol. argent. *1*, nº 3: 177-228.

KENNEDY, G. C., 1954. Some aspects of the role of water in rock melts. — Spec. Pap. geol. Soc. Amer. *62*: 489-503. En Boyd, 1961.

MAC DONAAD, G. A., 1944. Petrography of the Samoan Island. — Bull. geol. Soc. Amer. *55*: 1333-1362.

— 1949. Hawaiian Petrographic province. id. *60* pp. 1541-1596.

— 1953. Pahoehoe, and block lava. — Amer. Sci. *251*: 169-191.

MANSFIELD, G. R., y ROSS, C. S., 1935. — Welded rhyolite tuffs in southeastern Idaho. — Trans. Amer. geophys. Un.: 308-321. En Boyd, 1961.

MUIR, I. D., 1962. The paragenesis and optical properties of some ternary feldespar. — Norsk. Georg. Tidsskrift. *42* (feldspar volume): 477-492.

POLANSKI, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la Provincia de Mendoza. — Inst. Invest. econ. tecn., cuaderno de estudios e investigaciones. *4*: 5-10, Mendoza.

— 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Mendoza). — Rev. Asoc. geol. argent. *17*, 3 y 4: 127-348.

POWERS, H. A., 1955. Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands. — Geochem. et cosmoch. Acta *7*: 77-107.

RITTMANN, A., 1962. Volcanoes and their activity. — John Wiley & Sons, Nueva York.

ROSS, C. S., y SMITH, R. L., 1961. Ash flow-tuffs: their origin, geologic relations and identification. — U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. *366*: 1-181.

SCHMIDT, R. G., 1957. Geology of Saipan Mariana Islands. Part. 2: Petrology of the volcanic rocks. — Prof. Paper, U. S. geol. Survey, *280*-B: 127-174.

SHIRINIAN, K. G., 1963. Ignimbrites and tuffo-lavas. — Bull. volcan. *25*: 13-18.

SMITH, R. L., 1960. Ash flows. — Bull. geol. Soc. Amer. *71*: 795-842.

SMITH, J. V. y MAC KENZIE, W. S., 1958. The alkali feldspars: IV. The cooling history of high-temperature sodium-rich feldspars. — Amer. Min. *43*: 872-889.

STARK, J. T. y HAY, R. L., 1963. Geology and petrography of volcanic rocks of the Truk islands, east Caroline islands. — Prof. Pap. U. S. geol. Survey, *409*: 1-40.

STEINER, A., 1960. Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand: A new petrogenetic concept. — Bull. geol. Surv. N. S. *68*: 1-42.

TUTTLE, O. F., 1952. Optical studies on alkali feldspars. — Amer. J. Sci. Bowen volume: 553-567.

TUTTLE, O. F., y BOWEN, N. L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O. — Mem. geol. Soc. Amer. *74*: 1-153.

VLODAVETZ, V. I., 1963. Les tufolaves et les ignembrites sur le territoire de l'urss. — Bull. volcan. *25*: 5-11.

WILLIAMS, H., 1941. Calderas and their origin. — Bull. Dep. Geol. Univ. Calif. *25*.

TRÖGER, W. E., 1959. Optische Bestimung der Gesteinbildenden Minerales. — Stuttgart.

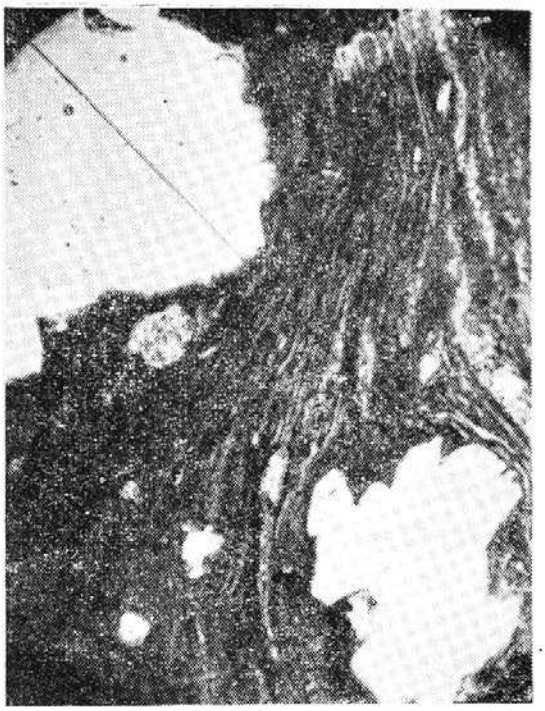


Figura 1

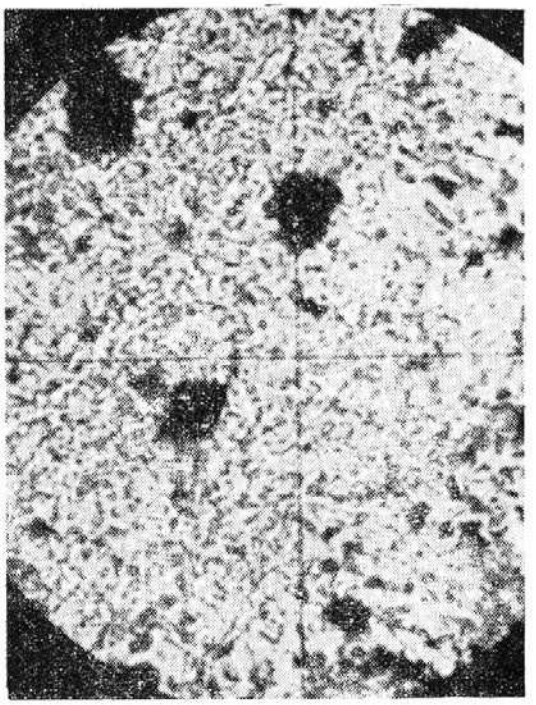


Figura 2

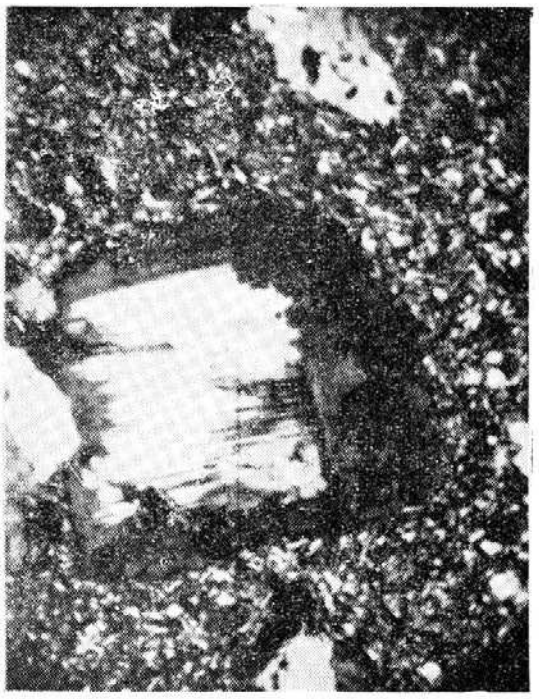


Figura 3

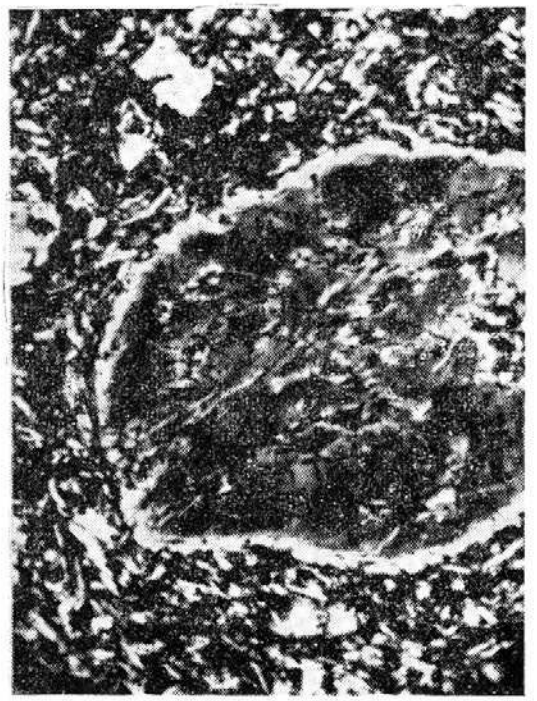


Figura 4

Fig. 1. — Toba de aglutinación densa. (Traquiandesita). Huaico de la Fortuna. La deformación de las trizas es tan intensa que no se las puede individualizar. Las dos partes blancas corresponden a fenocristales de plaglioclasas. Nic // x 80.

Fig. 2. — Hialotraquita. Escorial al oeste de El Huecú. Cristales de cristobalita dispuestos entre las tablillas de sanidina. Esta muestra corresponde a una facies poco vítrea del escorial. Nic. // x 350.

Fig. 3. — Traquita. Punta Alta Sur. Anortoclasa conteniendo un núcleo de oligoclasa cálcica. Nic. + x 27.

Fig. 4. — Traquiandesita. La Nariz. Fenocristal de plagioclasa con agujeros de disolución y reborde de feldespato alcalino, el cual creció después de haber sido reabsorbido parcialmente el cristal de plagioclasa. Nic + x 80.

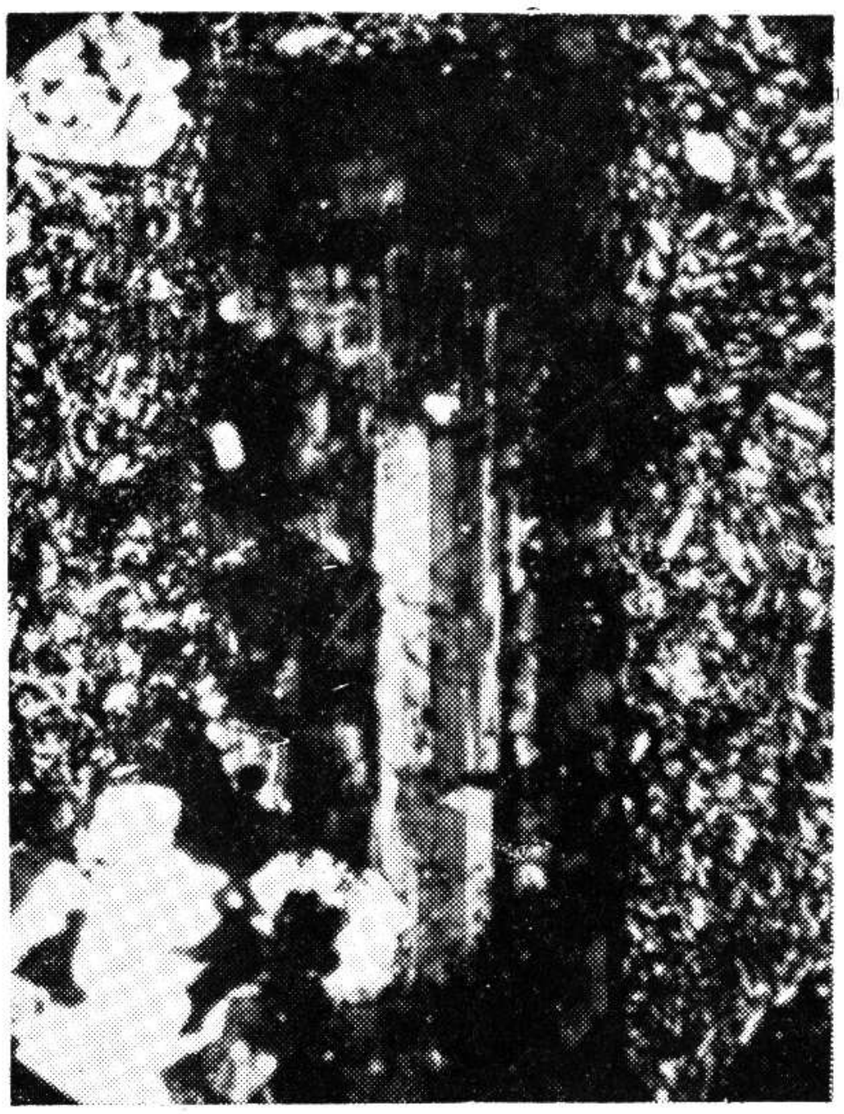


Figura 1

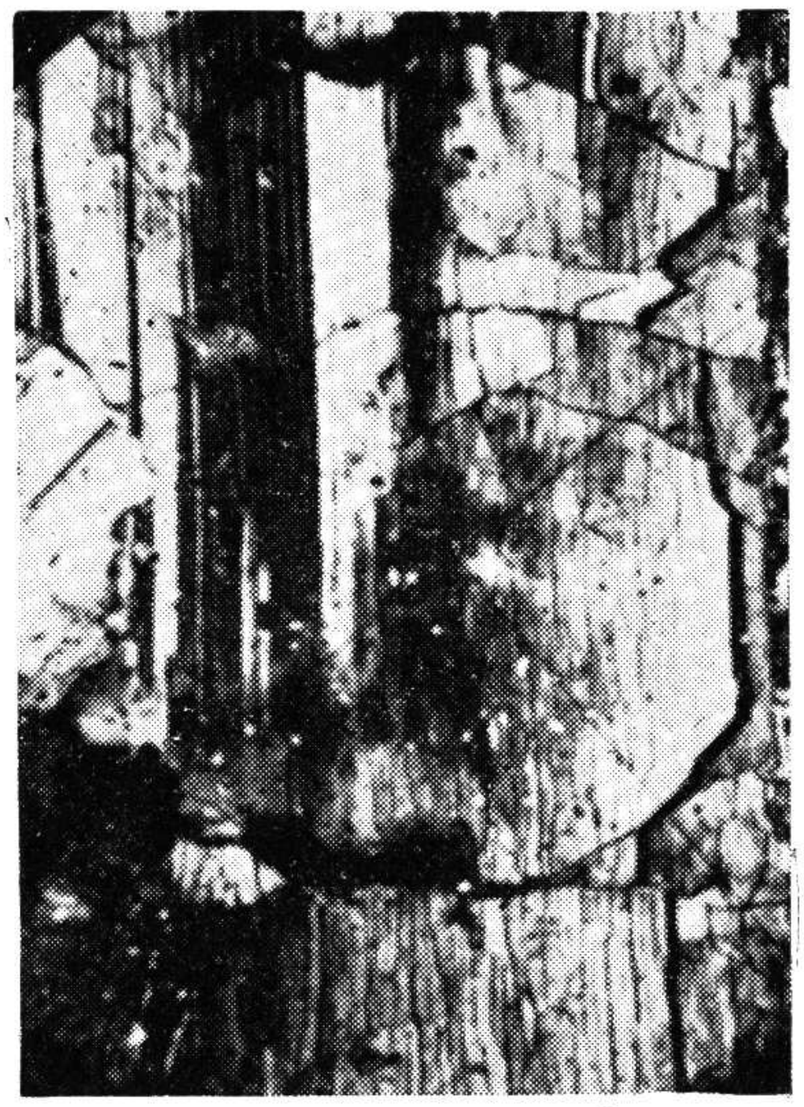


Figura 2

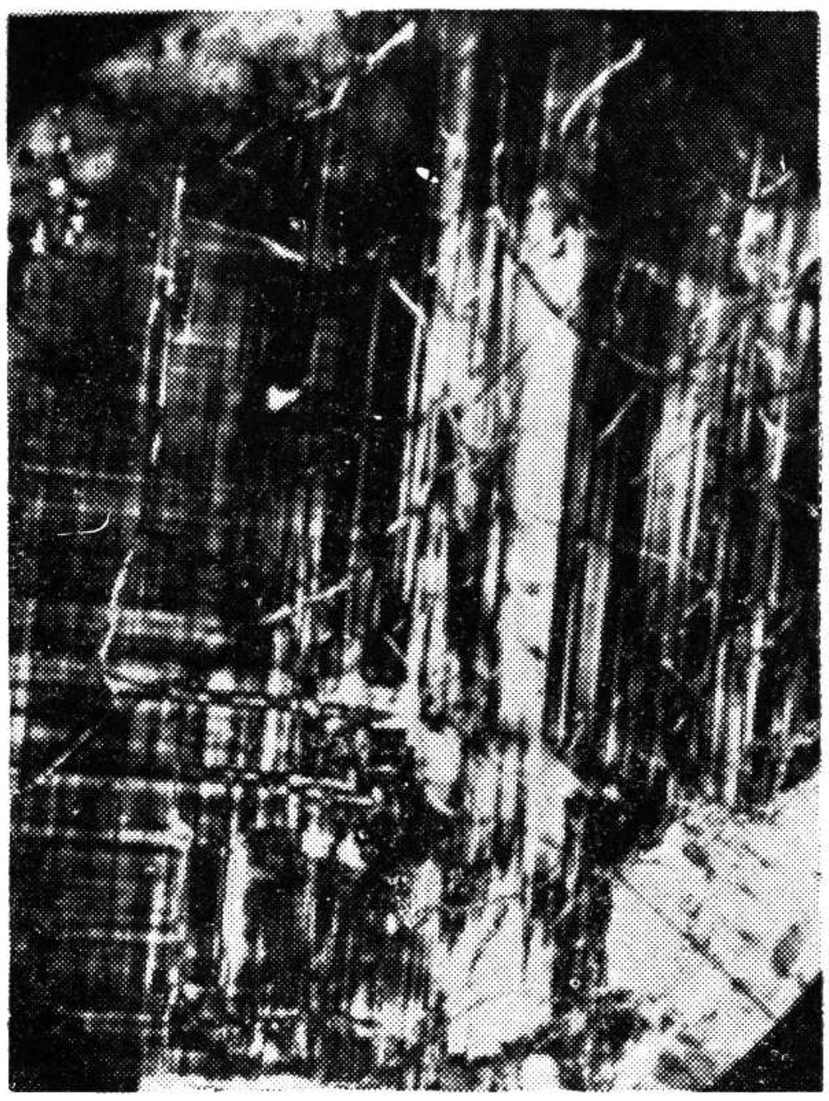


Figura 3

Figura 4

Fig. 1. — Traquita. La Calle. Núcleo de oligoclasa cálcica en anortoclasa. Nic + x 25.
Fig. 2. — Detalle de la Fig. 1. Límite poco definido entre la plagioclasa y la anortoclasa. Nic. + x 80.
Fig. 3. — Traquita. Punta Alta Sur. Anortoclasa, con las características maclas en enrejado, rodeando plagioclasa en una inclusión autolítica. Nic. + x 30.
Fig. 4. — Traquiandesita. La Nariz. Fenocristal de plagioclasa donde aparecen entremezcladas andesina (oscura) y oligoclasa (clara). Cristales prismáticos de apatita han crecido posteriormente. Pequeños agujeros de disolución son también comunes. Nic. + x 80.

Figura 1

Figura 2

Figura 3

Figura 4

Fig. 1. — Traquita. Farellones de la Portada. Fenocristal de anortoclasa con núcleo de oligoclasa cálcica. Entre ambos, una zona de transición compuesta por oligoclasa sódica. Nic. + x 28.

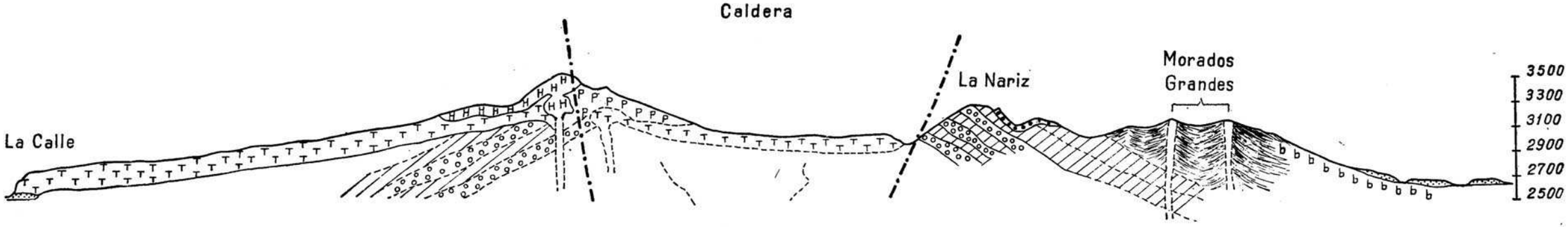
Fig. 2. — Detalle de la Fig. 1. La zona de transición tiene extinción inhomogenea, debido a un crecimiento irregular dentro de ella de amortoclasa. Nic. + x 80.

Fig. 3. — Traquiandesita. La Nariz. Núcleo de andesina cálcica en andesina ácida, que forman parte de un autolito. Nic. + x 28.

Fig. 4. — Traquiandesita. La Nariz. Cristal de plagioclasa con un núcleo compuesto por andesina cálcica rodeado por andesina sódica con madas en enrejado. Nic. + x 75.

Perfil La Calle - Morados Grandes

escala 1:100.000



referencias

- H H — hialotraquitas
- P p — piedra pómez
- T T — traquitas
- tobas del portezuelo: 1) aglutinación densa; 2) aglutinación incipiente
- b b — basaltos de los Morados Grandes
- mantos
- mantos brechosos

(mantos y mantos brechosos: rocas de La Nariz)

- formaciones supuestas
- fracturas supuestas

Geología: Eduardo Llambías
Dib: Ana M. Mileo

Lámina VI a

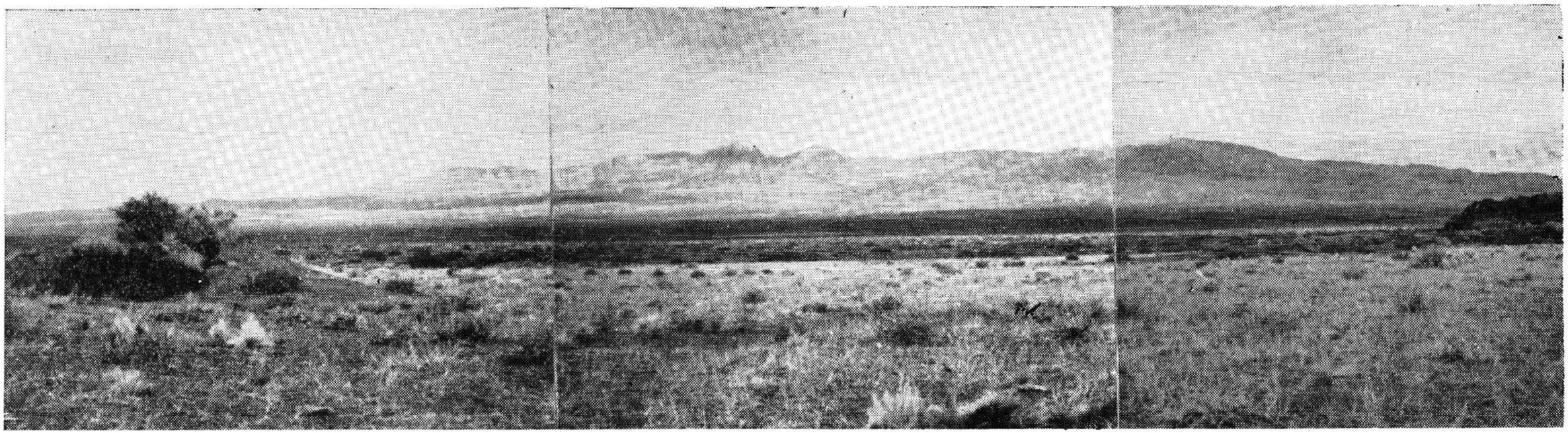


Lámina IV

Volcán Payún Matrú visto desde la parte terminal del Escorial de la Media Luna. En primer plano, dicho escorial apoyándose sobre las Tobas del Portezuelo (tobas de aglutinación parcial e incipiente). En último plano la depresión central de la caldera. A la izquierda de la misma, el Cerro Negro y la Nariz, parcialmente cubiertos por la toba de aglutinación densa, que se extiende hasta parte del Filo Blanco. A la derecha de la caldera, el escorial de hialotraquitas de El Huecú.

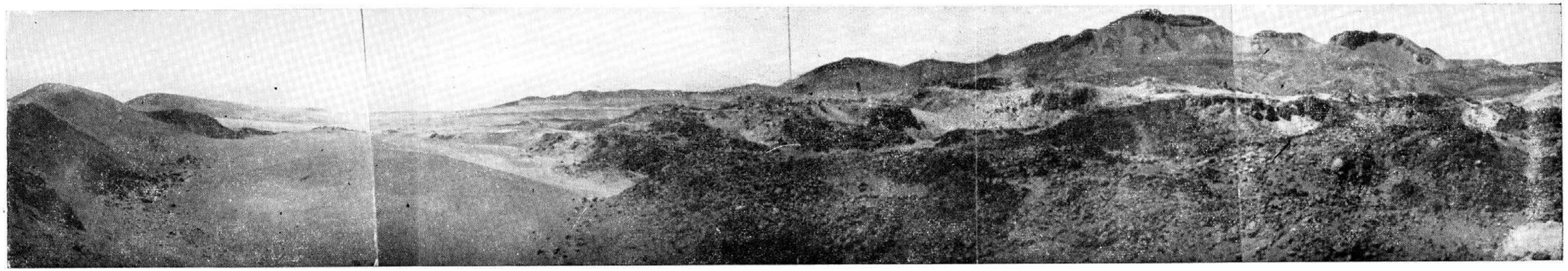


Lámina V

Caldera del volcán Peyún Matrú, vista desde el Sur de La Explanada. En primer plano, a la izquierda, material piroclástico y lavas hialotraquíticas. A la derecha, el escorial de traquita que rellena la parte Sur de la caldera. En último plano, los farellones abruptos que delimitan, al Norte y a Este, la caldera.