

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**  
Departamento de Petrología



TESIS DOCTORAL

**El complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de  
Taburiente, La Palma (Canarias)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR  
PRESENTADA POR

**Julio de la Nuez Pestana**

Madrid, 2015

TP  
1984  
151

Julio de la Nuez Pestana



\* 5 3 0 9 8 6 6 5 6 7 \*  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

x - 53 - 655373 - +

EL COMPLEJO INTRUSIVO SUBVOLCANICO DE LA CALDERA DE TABURIENTE,  
La Palma (Canarias)



ARCHIVO

Departamento de Petrologia  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid

1984

Colección Tesis Doctorales. Nº 151/84

© Julio de la Nuez Pestana  
Edita e imprime la Editorial de la Universidad  
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía  
Noviciado, 3 Madrid-8  
Madrid, 1984  
Xerox 9200 XB 480  
Depósito Legal: M-19193-1984



BIBLIOTECA

Existe un ejemplar original de esta Tesis Doctoral en el Archivo General Universitario, Noviciado, 3, Madrid-8, para su consulta; en él se pueden apreciar con mayor detalle los gráficos, láminas, mapas y demás partes de la misma.



DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA  
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

EL COMPLEJO INTRUSIVO SUBVOLCANICO DE LA  
CALDERA DE TABURIENTE, LA PALMA (CANARIAS)

JULIO DE LA NUEZ PESTANA

DIRECTOR: ALFREDO HERNANDEZ-PACHECO Y ROSSO DE LUNA

Madrid, Febrero de 1983.



INDICE.

1.- INTRODUCCION.....	1
2.- DESCRIPCION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA GENERAL SOBRE LA ISLA DE LA PALMA.....	4
2.1.- Descripción fisiográfica de la isla.....	5
2.2.- Unidades volcanoestratigráficas de la isla.....	6
3.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS SOBRE LA CALDERA DE TABURIENTE.....	10
4.- METODOLOGIA UTILIZADA.....	16
5.- DESCRIPCION GEOLOGICA DE LAS UNIDADES QUE CONSTITUYEN LA CALDERA DE TABURIENTE.....	22
5.1.- Introducción: Unidades y formaciones en La Caldera de Taburiente.....	23
5.2.- Complejo Basal.....	24
5.2.a.- Rocas sálicas submarinas.....	24
5.2.b.- Materiales basálticos submarinos.....	29
5.2.c.- Complejo de rocas plutónicas intrusivas.....	35
5.2.d.- Formación volcano-sedimentaria: brechas y aglomerados basálticos y sedimentos.....	55
5.2.e.- Malla de diques.....	65
5.2.f.- Directrices tectónicas de la malla de diques.....	74
5.2.g.- Significado de las pautas estructurales del Complejo Basal de La Palma.....	88
5.3.- Formaciones Postcomplejo Basal.....	92
5.3.a.- Series de la Pared.....	92
5.3.b.- Formaciones postcomplejo basal en el interior de La Caldera.....	95
5.3.b.1.- Aglomerados basálticos y sedimentos asociados (Roques Centrales).....	95



II

5.3.b.2.- Otros productos lávicos y a-- glomeráticos.....	98
5.3.b.3.- Materiales basálticos cuater- narios.....	100
5.3.c.- Materiales Sedimentarios.....	101
6.- EDAD DE LOS MATERIALES DEL COMPLEJO BASAL DE LA PALMA Y DE SUS FORMACIONES ADYACENTES.....	108
7.- RASGOS MORFOLOGICOS Y ESTRUCTURALES E HISTORIA EVOLU- TIVA DE LA CALDERA DE TABURIENTE.....	114
7.1.- Datos bibliográficos de calderas análogas a la Caldera de Taburiente.....	115
7.2.- Datos bibliográficos referentes a morfología y génesis de La Caldera de Taburiente.....	121
7.3.- Datos morfológicos y estructurales de las dis- tintas formaciones en relación con la historia evolutiva de La Caldera de Taburiente.....	127
7.4.- Conclusiones.....	143
8.- ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS ROCAS GRANUDAS SUBVOLCANI- CAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.....	151
8.1.- Introducción.....	152
8.2.- Estudio de los diferentes grupos petrográficos...156	
8.2.a.- Gabros olivínicos.....	156
8.2.a.1.- Textura equigranular alotrio- mórfica y de tendencias peri- dotíticas (wehrlíticas).....	158
8.2.a.2.- Textura ofítica.....	163
8.2.a.3.- Textura diabásica.....	169
8.2.a.4.- Textura en acumulado de olivi- no y plagioclasa.....	171
8.2.a.5.- Textura microgranuda.....	173
8.2.b.- Gabros.....	174
8.2.b.1.- Textura equigranular alotrio- morfa y de tendencias piroxe-	

III

níticas.....	178
8.2.b.2.- Textura diabásica.....	180
8.2.b.3.- Textura porfídica y micrograna- nuda.....	187
8.2.c.- Gabros alcalinos.....	191
8.2.c.1.- Melteigitas.....	192
8.2.c.2.- Teralitas y teschenitas.....	197
8.2.c.3.- Sienitas nefelínicas.....	200
8.2.d.- Gabros transformados.....	202
8.2.d.1.- Gabros anfibolitizados.....	203
8.2.d.2.- Gabros albitizados.....	205
8.3.- Resumen del estudio petrográfico y de los fenó- menos metasomáticos para cada uno de los tipos de rocas granudas.....	215
8.4.- Complejos subvolcánicos con tipos de rocas simi- lares al de La Palma.....	220
9.- FENOMENOS DE ALCALINIZACION EN LAS ROCAS GRANUDAS SUB VOLCANICAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.....	223
9.1.- Introducción.....	224
9.2.- Procesos de alcalinización a partir del estudio petrográfico.....	225
9.2.a.- Anfibolitización (uralitización).....	226
9.2.b.- Alcalinización de la plagioclasa.....	228
9.2.c.- Biotitización.....	229
9.3.- Aplicación de los diagramas de potenciales quí- micos del sodio y potasio a los procesos de al- calinización en las rocas granudas de La Calde- ra de Taburiente.....	230
10.- FENOMENOS DE PROPILITIZACION EN LAS ROCAS GRANUDAS - SUBVOLCANICAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.....	240
10.1.- Introducción.....	241
10.2.- Procesos de propilitización a partir del estu- dio petrográfico.....	243

IV

10.3.- Aplicación de los diagramas de potenciales químicos del sodio y calcio a los procesos de propilitización en las rocas granudas de La Caldera de Taburiente.....	261
10.4.- Significado de los procesos de propilitización en las rocas de La Caldera de Taburiente.....	272
11.- ESTUDIO MINERALOGICO DE LAS ROCAS GRANUDAS SUBVOLCANICAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.....	277
11.1.- Introducción.....	278
11.2.- Olivino.....	279
11.3.- Clinopiroxenos.....	280
11.3.a.- Augita.....	281
11.3.b.- Augita con esfirina.....	283
11.4.- Plagioclasa.....	284
11.5.- Kaersutita.....	286
11.6.- Biotita y clorita.....	289
11.7.- Nefelina y analcima.....	290
11.8.- Feldespatos alcalinos.....	291
11.9.- Epidota.....	291
11.10.- Actinolita.....	292
11.11.- Granate andradítico.....	293
11.12.- Esfena.....	294
11.13.- Anhidrita.....	294
11.14.- Zeolitas.....	295
11.15.- Otros minerales.....	296
12.- ESTUDIO GEOQUIMICO DE LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.....	298
12.1.- Análisis químicos de las rocas en estudio y su elaboración.....	299
12.2.- Representación en el diagrama de Zavaritzkii de las rocas granudas de La Caldera de Taburiente...	311
12.3.- Representación en el diagrama a,(-Q) de las rocas granudas de La Caldera de Taburiente.....	316

12.4.- Comparación entre el quimismo de las rocas granudas de La Caldera de Taburiente y el de las rocas granudas de los complejos basales de Fuerteventura y La Gomera.....	318
12.5.- Evolución geoquímica de los tres ciclos magmáticos de la isla de La Palma.....	322
12.6.- Comparación entre las series magmáticas de La Palma y las de Tahití y de La Reunión.....	327
12.7.- Génesis de los magmas alcalinos de la isla de La Palma.....	335
13.- CONCLUSIONES GENERALES.....	347
14.- BIBLIOGRAFIA.....	355



## VI

### AGRADECIMIENTOS

Primeramente, quiero expresar mi agradecimiento a mi director de Tesis Alfredo Hernández-Pacheco que ha puesto desde el principio a mi disposición toda su experiencia, sus datos y su dedicación, para poder desarrollar este trabajo.

La labor de campo ha sido facilitada gracias a la ayuda prestada por D. Rosendo Luis-Cáceres, Administrador General de los Heredamientos de las Haciendas de Argual y Tzacorte, quien me ofreció la Casa de Taburiente, propiedad de dicha comunidad, para mi estancia en La Caldera durante el trabajo de campo.

Los apartados de petrografía han sido revisados y discutidos por la Dra. S. Fernández Santín, a quien le agradezco su paciente dedicación y sus importantes aportaciones al trabajo.

La labor adicional de presentación del trabajo ha sido realizada por José Manuel Angulo, en la tarea de delineación, - M.J. Domingo en la de mecanografía, junto con E. Alegre que además se encargó del trabajo fotográfico.

De una u otra manera todos los miembros del Departamento de Petrología han contribuido directa o indirectamente a la realización de esta Tesis, empezando por su Director, el profesor D. José María Fúster Casas, y siguiendo por cada uno de mis colegas que han hecho sus aportaciones personales; entre ellos destaco a Carlos Villaseca por el constante intercambio de opiniones y experiencias.

Parte de este trabajo se ha podido llevar a cabo gracias a una beca de Formación del Personal Investigador otorgada por el Ministerio de Educación y Ciencia durante los años 1978 a 1980.



1

## 1.- INTRODUCCION



Todos los autores reconocen la existencia de un complejo de rocas basales en las Islas Canarias, discordante con las series basálticas posteriores (miocenas y recientes), y que aflora en las islas de Fuerteventura, La Gomera y La Palma.

Este Complejo Basal está compuesto fundamentalmente por una secuencia sedimentaria mesozoica (que no ha aparecido en La Palma), unos materiales volcánicos submarinos y subaéreos terciarios, un conjunto de intrusiones hipoabisales y subvolcánicas de distinto desarrollo y de composición variada y una red filoniana muy densa, fundamentalmente basáltica, que da un aspecto característico al complejo y que atraviesa en distinto grado a todas las formaciones anteriores.

En Fuerteventura, aparte de los trabajos clásicos de BOURCART y JEREMINE (1938) y de HAUSEN (1958), las rocas basales han sido estudiadas con detalle desde los trabajos de FUSTER et al. (1968a), GASTESI (1969) y MUÑOZ (1969) entre otros, hasta los más recientes de STILLMAN et al. (1975), FUSTER et al. (1980) y BARRERA et al. (1981).

El Complejo Basal de la isla de La Gomera ha sido estudiado en sus aspectos más generales por GAGEL (1925), BRAVO (1964) y más detallados por CENDRERO (1967, 1969, 1971).

En la isla de La Palma, el Complejo Basal aflora en el fondo de La Caldera de Taburiente y hasta trabajos relativamente recientes no ha sido estudiado en sus aspectos petrológicos y geoquímicos, pues, a lo largo del siglo pasado y principios del actual, los trabajos que aparecían trataban principalmente sobre la génesis y significado de La Caldera de Taburiente. Últimamente, han ido apareciendo algunos acerca del Complejo Basal, sobre todo incidiendo más en las rocas submarinas o en algunos --

aspectos de la problemática general del mismo.

En este trabajo se intenta un estudio más detallado de las rocas granudas subvolcánicas de La Caldera de Taburiente y de sus transformaciones posteriores, asimismo, se presenta un mapa geológico de La Caldera a escala 1:10.000, y se aportan datos de las distintas unidades que integran el Complejo Basal.

Se intenta también establecer las posibles relaciones petrológicas y geoquímicas entre las rocas plutónicas y las series volcánicas posteriores.

Y se dedica especial interés a los aspectos tectónicos y morfológicos de La Caldera, datos fundamentales para comprender su génesis y evolución, en las que también las rocas plutónicas juegan un papel muy importante.

En otras áreas del mundo, y principalmente en islas oceánicas, existen complejos muy similares a los canarios, y en particular al de la isla de La Palma: Tahití (LACROIX, 1910, 1927; McBIRNEY y AOKI, 1968) y la isla de La Reunión (LACROIX, 1912; UPTON y WADSWORTH, 1970 y 1972) no sólo por sus caracteres petrológicos, con series alcalinas sorprendentemente análogas a las de La Palma, sino porque estas dos islas oceánicas presentan, además, formas calderiformes erosivas muy parecidas a La Caldera de Taburiente y dos episodios eruptivos bien diferenciados, con unas series antiguas (basales) y otras más jóvenes (series basálticas modernas) en analogía a como ocurre en La Palma. En los distintos apartados haremos mención de las similitudes entre estas islas y La Palma.

2.- DESCRIPCION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA GENERAL  
SOBRE LA ISLA DE LA PALMA

## 2.1.- DESCRIPCION FISIOGRAFICA DE LA ISLA

La isla de San Miguel de La Palma, situada al noroeste del Archipiélago Canario, tiene aproximadamente unos 730 km<sup>2</sup> de superficie y una forma semejante a un triángulo invertido, con doble longitud de altura que de base.

El accidente más espectacular de la isla se da en la zona norte y lo constituye la Caldera de Taburiente o de Aceró, enorme depresión de unos 1.500 metros de desnivel y de casi 8 kms. de diámetro máximo, que se abre hacia el suroeste por el profundo Barranco de Las Angustias, el cual encauza todas las aguas y masas de aluviones que van desde la Caldera hasta el mar.

Aparte de su belleza paisajística -por lo que fué declarada Parque Nacional en 1954- la Caldera de Taburiente encierra un indudable interés geológico, pues en el fondo de la misma aflora el Complejo Basal, formación más antigua de la isla, que muestra ejemplos únicos de materiales volcánicos submarinos, de rocas granudas intrusivas subvolcánicas y de una densa malla filoniana.

La altura máxima de la isla se encuentra en el Roque de Los Muchachos con 2.426 metros sobre el nivel del mar (unos 6.000 metros desde el fondo oceánico) y es la culminación de una crestería que bordea toda la depresión de la Caldera. Dicha crestería sólo está truncada por el collado de La Cumbrecita que aísla el macizo del Bejenado de las demás cimas del borde del circo.

Las zonas centro y sur de la isla están formadas por las estribaciones de Cumbre Nueva y Cumbre Vieja, respectivamente. - La primera, Cumbre Nueva, presenta una morfología en arco abierto al Oeste y está formada por materiales basálticos que, paradójicamente con su nombre, son los más antiguos de la isla después del Complejo Basal del fondo de la Caldera.

La segunda, Cumbre Vieja, es una alineación orográfica - Norte-Sur, salpicada de conos volcánicos muy recientes (el último de ellos ha sido el volcán Tenegufa que hizo erupción en 1971) y que forma el tercio sur de la isla, cuya altura máxima casi alcanza los 1.950 metros en la Montaña Deseada.

La red hidrográfica al Norte de la isla de La Palma, a parte del Barranco de Las Angustias, está constituida por profundos barrancos radiales que bajan desde la zona de cumbres, mientras que al Sur, los barrancos son menos encajados y llevan dirección perpendicular a la alineación orográfica Norte-Sur.

Desde los 500 metros de altitud y hasta los 2.000 metros, se desarrolla, sobre todo en las laderas al Norte y Este de la isla, una importante cobertura vegetal de Lauráceas y Coníferas, bajo la influencia de los alisios, que forma un tupido bosque de extensiones prácticamente inaccesibles. En los flancos Oeste y Sur de la isla predominan los bosques de pinos algo menos desarrollados.

## 2.2.- UNIDADES VOLCANOESTRATIGRAFICAS DE LA ISLA

Se pueden distinguir tres unidades fundamentales:

- Complejo Basal
  - Series basálticas Antiguas
  - Series Recientes
- } Series postcomplejo basal

La unidad más antigua es el Complejo Basal y será objeto de estudio exhaustivo a lo largo de este trabajo.

En las Series Basálticas Antiguas incluimos dos subseries: las series basálticas de Cumbre Nueva y las series basálticas y traquibasálticas de la Pared de La Caldera de Taburiente y

de El Time.

Las Series Basálticas de Cumbre Nueva forman todo el arco del mismo nombre situado en el centro de la isla, y es un apilamiento de coladas basálticas que buzan hacia el Este y forman los restos de una gran paleocaldera de la que sólo queda el arco oriental, cuyo centro se situaría en el área deprimida de la cabecera del valle de La Lavanda o el Paso, que está actualmente - cubierta por unos 200 metros de sedimentos, profundidad a la que algunos pozos de la zona alumbran el agua, y por materiales basálticos cuaternarios. En algunos puntos del tercio central de la isla (como ocurre en la Caldera de San Pedro, junto a Santa Cruz de La Palma) existen materiales hialoclastíticos semicubiertos por las coladas que se descuelgan de Cumbre Nueva. Esta importante discordancia indica que estos materiales son anteriores a las series de Cumbre Nueva y posteriores al Complejo Basal, puesto que no presentan fenómenos de transformación secundaria.

Sobre las series basálticas de Cumbre Nueva, se superponen las series de la Pared de la Caldera, discordancia que se visualiza junto al collado de La Cumbrecita. Las series de la Pared forma el domo de la mitad Norte de la isla, en cuyas zonas periféricas se conservan edificios volcánicos sobre todo piroclásticos, de vulcanismo más reciente.

En estas series basálticas antiguas predominan tipos rocosos pertenecientes a la serie Basalto alcalino - traquibasalto - traquita, aunque los términos más sálicos apenas existen.

El tercio Sur de la isla de La Palma está construido por las Series Recientes. Estas Series son el resultado de una actividad volcánica casi ininterrumpida durante casi todo el cuaternario hasta nuestros días.

Las Series Recientes comenzaron con un episodio submarino,

del que afloran algunos testigos de tobas submarinas, cerca del pueblo de Puerto Naos, y se continuó por un apilamiento de coladas escoriáceas basálticas y tefríticas, que forman las series del Acantilado de la isla, que culminó en un episodio sálico con términos fonolíticos-máficos y fonolíticos (HERNANDEZ-PACHECO y NUEZ, en prensa).

La actividad efusiva se ha continuado hasta nuestros días con emisiones basálticas subrecientes y recientes, subdividiéndose éstas en las subhistóricas y las siete erupciones históricas conocidas (VALLS, 1980; HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, 1982).

Los tipos rocosos de las series Recientes son más subsaturados que los de las series Antiguas y pertenecen, fundamentalmente, a la serie Basanitoide - Tefrita - Fonolita.

Las unidades volcanoestratigráficas de la isla de La Palma se pueden resumir en el siguiente cuadro 1 (modificado a partir de HERNANDEZ-PACHECO, 1971 y HERNANDEZ-PACHECO y NUEZ, en prensa):

C U A D R O 1

UNIDADES VOLCANOESTRATIGRAFICAS DE LA ISLA DE LA PALMA

Series Postcomplejo Basal (Plioceno-Cuaternario)	Series de Cumbre Vieja (Series Recientes)	Series subhistóricas e históricas Extrusiones sálicas Series del acantilado	Complejos filonianos
	Series Antiguas	Series del Bejenado Series basálticas de la Pared de La Caldera y de El Time Series basálticas de Cumbre Nueva	
Complejo Basal (Mioceno-Medio-Superior)	Brechas y aglomerados volcánicos poligénicos. Emisiones submarinas recientes.	Intrusiones de rocas granudas	Complejos filonianos
	Emisiones submarinas antiguas: Rocas basálticas y rocas sálicas metasomatizadas.		



3.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS SOBRE LA CALDERA DE TABURIENTE

En este capítulo se intenta resumir las ideas que han aportado cada uno de los diferentes autores a lo largo del tiempo, sin entrar en los detalles, que se discutirán posteriormente en los distintos apartados del trabajo.

Ya desde el siglo pasado la Caldera de Taburiente ha despertado el interés de geólogos y vulcanólogos que han ido estableciendo sus hipótesis sobre su génesis. Así, VON BUCH (1825), se basó en sus observaciones en La Caldera para establecer su teoría de los Cráteres de Elevación, quedando vinculado el término caldera -tomado de La Caldera de Taburiente- a la literatura geológica. BARKER-WEBB y BERTHELOT (1839) abogan por fenómenos violentos y explosivos para la formación de La Caldera y el Barranco de Las Angustias. Igualmente, REISS (1861) aportó datos sobre la formación del fondo de La Caldera y sobre la génesis y significado de la misma.

LYELL (1864) en su estudio sobre las islas de La Palma y Tenerife, examinó las rocas del fondo de La Caldera, señalando la existencia de rocas bulbosas (¿pillows?) y de lavas feldespáticas y tobas (¿rocas sálicas?), todas ellas endurecidas posteriormente por los diques y alteradas bajo influencias plutónicas, adquiriendo una estructura semicristalina y un carácter metamórfico. Hizo, asimismo, un examen de las teorías existentes sobre el origen de La Caldera, que eran: a) de elevación y b) de explosión, hundimiento y denudación. Y, finalmente, hizo algunas observaciones acerca de los sedimentos depositados en el cauce y al final del Barranco de Las Angustias.

Ya en este siglo, SAPPER (1906) atribuye la formación de La Caldera a efectos de la erosión a través de líneas de fractura. Apunta la no concordancia entre las series del Bejenado y las otras series de la Pared, así como la existencia de una gran

paleocaldera cuyos restos lo formarían las actuales series basálticas de Cumbre Nueva.

Para VON KNEBEL (1906), la formación de la pared y el Complejo Basal serían de la misma época, sólo que el Complejo Basal se habría consolidado algo más tarde. El responsable de la elevación del domo sería el conjunto de rocas basales que actuarían como un "tapón", causando no sólo el abombamiento, sino la posterior destrucción de dicho domo.

GAGEL (1908 a y b, 1910, 1914, 1915, 1925) fué el geólogo de su época que realizó los estudios más profundos "in situ". Fué partidario de una génesis erosiva que afectaría a La Caldera desde los estadios iniciales de la Grundgebirge (Complejo Basal) y que continuaría al formarse la cobertera de lavas basálticas. Según él, los barrancos actuales rejuvenecerían los antiguos del Complejo Basal que se observan bien en la discordancia de la base de la Pared. Para este autor, existiría una zona circular algo deprimida en la cumbre de la isla, de materiales escoriáceos y piroclásticos que facilitarían la erosión y darían lugar a la hondonada de La Caldera.

Finalmente, hace hincapié en la existencia de una elevación del nivel de base de unos 350 m, de forma que, en parte, el Barranco de Las Angustias se llenó de formaciones conglomeráticas. Posteriormente, se grabaría el barranco actual en dichos sedimentos. Pero, no llega a explicar la asimetría existente a ambos lados del Barranco de Las Angustias.

Fué RECK (1928) quien realizó una síntesis de todos los autores antes citados, estudiándolos críticamente y estableciendo unas fases evolutivas en la historia vulcanológica de La Palma. Por su importancia, haremos las necesarias menciones en los lugares correspondientes.

Siguiendo las ideas de otros autores, ROVERETO (1927), supone un volcán primitivo único, que abarcaba toda la isla de La Palma, excepto Cumbre Vieja. También menciona la existencia de una roca granítica como enclave de los materiales emitidos por el volcán San Antonio, suponiéndolo como roca del sustrato de la isla pero dicha existencia ha sido desmentida por HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA (1973b). Asimismo, encuentra rocas essexíticas, piroxeníticas, sieníticas, etc., ya citadas por REISS (op. cit.).

De una colección de muestras antiguas de la isla de La Palma, JEREMINE (1933) estudia petrográficamente algunas de ellas y, en especial, una del fondo de La Caldera, clasificándola como una "dolerita alterada" con augita, plagioclasa, magnetita y ortosa y cuarzo pegmatíticos. Aporta dos análisis químicos de enclaves de rocas básicas en lavas basálticas (pág. 256).

A pesar de ser GAGEL (1908, op. cit.) o quizá LYELL (op. cit.) quienes observan la existencia de unas rocas con formas en "bolas", es BRAVO (en VUAGNAT, 1961) quien reconoce la existencia de lavas submarinas con estructuras pillow.

BLUMENTHAL (1961) en su trabajo dedica un apartado acerca de La Caldera de Taburiente, en él cita las ideas de los autores anteriores sobre todo de GAGEL y RECK. Para él, la "formación nuclear" está formada por rocas espiliticas, con rocas bostoníticas, atravesadas por diques y apófisis granudas. Hace algunas consideraciones sobre la asimetría de La Caldera, en cuanto a los barrancos del Este y del Oeste y en cuanto al contacto zócalo-cobertura en la pared Este (a 1.400 metros de altura) y al Oeste (1.100 metros). Finalmente, hace una síntesis vulcanogénica de La Caldera siguiendo las teorías de RECK.

En trabajos más recientes, GASTESI et al. (1966) cartografían y describen las distintas formaciones geológicas de La Caldera y, en especial, el "Complejo Basal", en el que aparecen

rocas plutónicas, desde tipos duníticos a gabros alcalinos, haciendo un estudio petrográfico y mineralógico de los mismos.

Aunque HAUSEN (1969) presenta un mapa geológico de la isla de La Palma, la zona correspondiente a La Caldera aparece indiferenciada y no aporta datos sobre el interior de ella.

MIDDLEMOST (1970, 1972) en lo que se refiere a La Caldera, habla de la existencia de una unidad del fondo de La Caldera y de los restos del "viejo volcán Taburiente". La primera unidad se compone de lavas espilíticas intruidas por diques y cuerpos plutónicos máficos y ultramáficos y, después de un período de erosión marina, se desarrolla la segunda, el viejo volcán Taburiente, con 1.000 metros de espesor de lavas y tefra que formó la parte septentrional de la isla.

A partir de estas fechas empiezan a publicarse trabajos que aportan datos cartográficos y petrológicos más precisos sobre las rocas del fondo de La Caldera; así, HERNANDEZ-PACHECO (1971) hace un estudio de las unidades que componen el Complejo Basal, que para dicho autor son: 1) Un conjunto de rocas granudas, fundamentalmente gabros y gabros alcalinos. 2) Una formación de rocas sálicas de tipo traquítico-sienítico. 3) Una serie de emisiones submarinas muy metasomatizadas. 4) Aglomerados volcánicos poligénicos, predominantemente basálticos.

En un posterior trabajo de recapitulación HERNANDEZ-PACHECO (1973) considera las teorías existentes hasta ese momento sobre las rocas granudas del Complejo Basal de las Islas Canarias, y a la vista de los datos, concluye que las rocas gabroides son apófisis, facies profundas de los complejos filonianos y hasta restos de cámaras magmáticas de antiguos edificios volcánicos.

HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1974) hacen un --

estudio de las rocas submarinas del Complejo Basal de La Palma, distinguiendo los grupos de: rocas sálicas, basaltos plagioclásicos, basaltos augítico-plagioclásicos, basaltos doleríticos y oceanitas; en donde se desarrollan estructuras almohadilladas, hialoclastitas, brechas de almohadones, etc. Todos estos grupos han sufrido un proceso de propilitización hipoabisal subvolcánica, transformando los minerales primitivos, aunque conservando las texturas, como consecuencia de las sucesivas intrusiones de gabros y diques que atraviesan esta formación submarina.

Respecto a varios afloramientos de diques-brecha dunfíticos pertenecientes a la densa red filoniana del Complejo Basal, HERNANDEZ-PACHECO (1975) considera que se han originado por brechificación y arrastre de materiales dunfíticos profundos con acompañamiento de fenómenos de fluidización de un magma rico en fases gaseosas.

Posteriormente, SCHMINCKE (1976, 1981) hace una recopilación de los trabajos anteriores y aporta algunos datos acerca de las series submarinas y la red de diques del Complejo Basal de La Palma.

16

#### 4.- METODOLOGIA UTILIZADA

Para profundizar en el conocimiento geológico de las distintas formaciones de La Caldera de Taburiente, se ha tenido que recurrir a los siguientes métodos:

1) Cartografía detallada

Partiendo de datos cartográficos inéditos de BRAVO y HERNADEZ-PACHECO se ha cartografiado a escala 1:5.000 todo el área de La Caldera, cuyo recinto forma parte de las hojas topográficas números 24, 25, 32, 33, 38, 39, 40, 45 y 46 a dicha escala, editadas por el Excmo. Cabildo Insular de La Palma. Los datos se han llevado a un mapa de escala 1:10.000 que se presenta en este trabajo.

Las observaciones en el terreno han estado limitadas por la abrupta orografía de todo el recinto de La Caldera, que ha dificultado en todo momento las labores de campo. Junto con los datos de campo se ha realizado una recogida sistemática de muestras, sobre todo en los afloramientos de materiales granudos, que se ha complementado con los ya existentes en el Departamento de Petrología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

2) Petrografía

Todas las rocas muestreadas se han estudiado en la lámina delgada mediante los métodos clásicos de la petrografía: observación bajo el microscopio de luz polarizada, utilización de la platina universal para la determinación de algunos minerales y uso del contador de puntos para el conocimiento de la composición mineralógica modal.



### 3) Geoquímica

Para el estudio geoquímico se han elaborado 63 análisis de elementos mayores de rocas granudas de todos los tipos muestreados, siguiendo las técnicas conocidas como de "vía húmeda".

En estos métodos, basados en los trabajos de SHAPIRO y BRANNOCK (1956), RILEY (1958) y WEIBEL (1961 a y b), se hace uso combinado de técnicas titrimétricas, fotolorimétricas, de fotometría de llama y de extracción en fases líquidas inmiscibles.

En la realización práctica de los análisis se han seguido los procedimientos establecidos y rutinarios empleados en el Laboratorio de Geoquímica del Departamento de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid y de la U.E.I. de Petrología - del Instituto de Geología Económica del C.S.I.C.

En el Cuadro 2 está resumida la metodología seguida en este tipo de análisis para cada uno de los elementos mayores de las muestras.

Además de estos análisis químicos elaborados, se han estudiado 184 análisis de rocas de la isla de La Palma, muchos de ellos inéditos, y existentes en el archivo del Laboratorio de Geoquímica del Departamento de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid.

Puesto que las rocas granudas han sufrido complicados procesos metasomáticos después de su emplazamiento, se ha aplicado los métodos de KORZHINSKII (1959) para el análisis paragenético en sistemas multicomponentes a dichas rocas granudas, construyendo varios diagramas de haces múltiples de Schreinemakers, tanto para los procesos de alcalinización como para los de propilitización.

Para la elaboración de los cálculos se ha utilizado un -

CUADRO.- 2

RESUMEN DE LAS TECNICAS ANALITICAS UTILIZADAS PARA LA DETERMINACION DE LOS ELEMENTOS MAYORES DE CADA MUESTRA.

Muestra pulverizada < 0.1 mm	}	Método de Penfield'..... H <sub>2</sub> O		
		Calcinación ..... CO <sub>2</sub>		
	}	}	Disolución con FH + ClO <sub>4</sub> H	Volumetría con EDTA. (Complexometría) { CaO MgO Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
			Fusión con NaOH	Fotocolorimetría.... { FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> TiO <sub>2</sub> P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> MnO
			Disolución con FH + SO <sub>4</sub> H <sub>2</sub>	Fotometría de llama.... { K <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> O
				Fotocolorimetría.... SiO <sub>2</sub> Volumetría con MnO <sub>4</sub> K.... FeO

minicomputador HP9830 de la U.E.I. de Petrología del Instituto - de Geología Económica del C.S.I.C., con programas realizados por los miembros de dicha unidad investigadora. Los cálculos correspondientes a la norma CIPW fueron efectuados en el Centro de Proceso de Datos del Ministerio de Educación, con un programador - UNIVAC 1108, siguiendo programas realizados por CHAYES y FINGER, de la Carnegie Institution, adaptados por el doctor BRANDLE.

#### 4) Estudio estructural

Para el establecimiento de las directrices tectónicas - principales y subordinadas del Complejo Basal y de las series adyacentes a La Caldera de Taburiente, se ha recurrido a un estudio estadístico de direcciones de diques y de fracturas.

El método seguido para este estudio estructural está basado en los diagramas descritos por ADLER et al. (1962). Los parámetros que se han aplicado en el presente trabajo son: amplitud  $180^\circ$ , intervalos de  $10^\circ$  y puntos límite entre intervalos -  $180^\circ/1$ ,  $10^\circ/11$ .

Los resultados se presentan en el trabajo en coordenadas polares.

#### 5) Comparación de la zona de estudio con otras análogas en ambientes oceánicos.

A lo largo de este trabajo se irán comparando los datos volcanoestratigráficos, morfológicos, petrológicos y geoquímicos de la isla de La Palma, en general, y de La Caldera de Taburiente, en particular, con otras provincias oceánicas de series petrológicas y problemática parecidas. Así, se ha considerado que, además de las necesarias comparaciones con otras islas del Archipiélago Canario, principalmente, Fuerteventura y La Gomera, habría que comparar los datos obtenidos de la isla de La Palma,

con otras islas oceánicas de naturaleza típicamente alcalina, - (Cabo Verde, Tahití, Reunión, Comores, Madagascar, etc.). De ellas, son Tahití y Reunión las que presentan una historia evolutiva similar a la de La Palma.

5.- DESCRIPCION GEOLOGICA DE LAS UNIDADES QUE CONSTITUYEN  
LA CALDERA DE TABURIENTE

### 5.1.- INTRODUCCION: UNIDADES Y FORMACIONES EN LA CALDERA DE TABURIENTE.

En el ámbito de la Caldera de Taburiente existen dos grandes unidades cuyo límite entre ambas viene perfilado por una marcada discordancia erosiva.

La primera unidad la denominan Complejo Basal todos los autores recientes (BRAVO, 1964; GASTESI et al., 1966; HERNANDEZ-PACHECO, 1971; por citar sólo los primeros que utilizaron este término), que es la "Grundgebirge" de GAGEL (1908) o "Diabasformation" de REISS (1861), y está constituida por:

a) Una formación de rocas sálicas submarinas, posiblemente de primitivo carácter traquítico-sienítico.

b) Un conjunto de materiales basálticos submarinos, con pillow lavas, hialoclastitas y todo tipo de brechas submarinas.

c) Un complejo intrusivo subvolcánico, fundamentalmente, básico.

d) Una formación volcano-sedimentaria poligénica, bastante potente y heterogénea, compuesta por brechas, aglomerados y sedimentos.

y e) Una densa red filoniana formada en múltiples episodios, que atraviesa en mayor o menor intensidad a todas las formaciones anteriores.

Después de un dilatado período erosivo que dismanteló los posibles centros de emisión subaérea de toda la red filoniana y de los cuerpos plutónicos propios del Complejo Basal, dio comienzo la formación de la segunda unidad con el apilamiento de las coladas basálticas de las Series de la Pared (GASTESI et al., 1966) o "Laven-formation" de REISS (1861), que buzan periclinalmente desde el centro de La Caldera.

Una vez que empezaron a grabarse de nuevo los barrancos - se constituyeron los aglomerados basálticos y sedimentos de los Roques Centrales, junto con coladas basálticas, todos ellos relacionados, sin lugar a dudas, con emisiones de las Series de la Pared.

Debido a la enorme potencia de los materiales basálticos de la Pared, el aporte del primitivo desague de La Caldera debió ser muy importante, como lo indican los sedimentos existentes en la desembocadura del actual barranco de las Angustias, cuyo espesor llega a sobrepasar los 500 metros en algunos puntos.

Aunque los aportes más importantes pertenecen a depósitos de barranco, existen otros materiales más finos, arenosos, que pueden corresponder a ambientes de playa o incluso de régimen lagunar.

Será necesario un estudio detallado de estos materiales sedimentarios para poder atribuirlos a una génesis determinada y comprender el desarrollo evolutivo de estas etapas de vaciado de La Caldera de Taburiente.

Finalmente, debido a la feroz erosión en toda La Caldera, actualmente existen depósitos sedimentarios de piedemonte, de desplomes, o de aportes de barrancos que pueden llegar a ocupar extensiones importantes, cubriendo en parte la formación basal de la isla.

## 5.2.- COMPLEJO BASAL

### 5.2.a.- ROCAS SALICAS SUBMARINAS

Probablemente, la formación más antigua del Complejo Basal es la denominada rocas sálicas submarinas o rocas "blancas", que ya fue citada y estudiada por GAGEL (1908a) que las consideraba como bostonitas cálcicas tectonizadas, por GASTESI et al. (1966) que las propusieron como la transformación final de las pillow lavas por el metamorfismo originado a causa de los diques, por HERNANDEZ-PACHECO (1971) y HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1974) que las consideran como una formación probablemente submarina desconectada de la formación submarina basáltica, y por SCHMINCKE (1981) que las asimila a queratófidos íntimamente relacionados con las rocas espilíticas -materiales basálticos submarinos-.

Esta formación sálica también ha sido encontrada como retazos entre la malla de diques en el Complejo Basal de la isla de La Gomera (FERNANDEZ SANTIN, 1979).

Destaca en el terreno por sus tonos blancos, bastante bien diferenciables de los tonos amarillos, verdes y grisáceos de las otras formaciones -rocas basálticas submarinas, diques, etc.-.

El contacto entre esta formación y las lavas basálticas -submarinas se efectúa por una fractura, con zonas de brechificación donde aparecen cantos entremezclados de materiales basálticos y rocas sálicas (Fig. 1).

Asimismo, el contacto entre las rocas sálicas y las rocas plutónicas se hace, en muchos casos, a través de brechas con pequeños cantos de pocos centímetros de rocas "blancas" y rocas --plutónicas empastados en una matriz basáltica.

Tanto los materiales brechificados en el contacto con las rocas basálticas submarinas, como en el de las rocas plutónicas, pueden ser un criterio a favor de considerar que estas rocas sá-





Fig. 1.- Brecha de contacto entre las rocas sálicas y las rocas basálticas sub  
marinas. El Carbón. Foto: A. Hernández-Pacheco.



Fig. 2.- Retazos de rocas sálicas entre la malla de diques. Barranco de Taburiente. Foto: A. Hernández-Pacheco.

licas son la formación más antigua aflorante en el Complejo Basal de la isla de La Palma y que posteriormente, al intruir las otras formaciones, se ha brechificado en sus bordes.

En el terreno las rocas sálicas afloran en retazos y esquirolas entre la malla de diques, que se hace muy tupida en esta zona. Estos retazos no llegan a medir más de cuatro metros de -- longitud, siendo lo normal que midan un metro o metro y medio -- (Fig. 2).

A grandes rasgos, el afloramiento de rocas sálicas parece seguir una forma semicircular, aunque en algunos casos no se puede delimitar bien los contactos. Aparecen bajo los materiales de la Pared al S. de Tenerra, continúan hacia la zona de El Carbón, siguen hasta Dos Aguas y se adentran en el Barranco de Taburiente hasta la cota 650 (ver mapa adjunto). Esta forma en arco podría estar relacionada con la posterior intrusión de rocas granudas, que a modo de un gran domo penetra en la parte septentrional del episodio sálico y configura a éste en disposición semicircular.

Estas rocas sálicas afloran en la zona de máxima intrusión filoniana y están penetradas, además, por algunas apófisis plutónicas, lo que da lugar a un acentuado fenómeno de metasomatismo por propilitización en ellas (HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, 1974).

Tanto HERNANDEZ-PACHECO (1971) como HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1974) consideran estas rocas sálicas como una primitiva formación traquisienítica o fonolítica, con algunas texturas submarinas, muy desmembrada por las intrusiones filonianas que la metasomatiza. BATTEY (1974) propone para la formación de algunos queratófidos asociados a espilitas un metasomatismo - alcalino en rocas sálicas.

Puesto que el objeto de este trabajo reside básicamente en el estudio de las rocas plutónicas intrusivas de La Caldera, no hemos realizado un estudio microscópico y de campo detallado de estas rocas sálicas, que, por lo demás, ha sido ya efectuado por otros autores.

Dado el grado de transformación de las rocas blancas donde se desfiguran todos los minerales primitivos y muchas de sus texturas, el basculamiento hacia el SO. sufrido por toda la serie submarina tanto sálica como basáltica, y los fenómenos de brechificación de las rocas granudas y las lavas basálticas submarinas en los contactos con las rocas sálicas, podemos considerar a éstas como la formación más antigua en el ámbito de La Caldera.

#### 5.2.b.- MATERIALES BASALTICOS SUBMARINOS

También esta formación rocosa ha sido estudiada por diferentes autores. Fue citada por primera vez por LYELL(1864) y luego por GAGEL (1908a), aunque fue BRAVO (en VUAGNAT, 1961) quien primero las consideró lavas submarinas; posteriormente los trabajos de GASTESI et al. (1966), HERNANDEZ-PACHECO (1971), HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1974) han profundizado más sobre ella.

Estas rocas siempre afloran al Suroeste de las rocas sálicas, aguas abajo del Barranco de las Angustias. El contacto con las rocas "blancas", como ya hemos señalado, se hace por fractura. Si bien los límites de estas rocas con las demás formaciones pueden apreciarse en la zona de barrancos, en la cara N. del Benjenedo debido a su total inaccesibilidad no es posible marcarlos, pero suponemos que se trata de un contacto entre las rocas basálticas submarinas y la formación de brechas y aglomerados volcánicos subaéreos anteriores a los basaltos de la Pared, que luego -

estudiaremos.

Este hipotético contacto se situaría en una línea que iría desde la zona de Las Carnicerías hasta la Era del Gómero (ver mapa adjunto), donde se marca una acentuada variación en la orientación de la ladera, debido probablemente a un cambio de materiales de distinta erosionabilidad, y que produce un ensanchamiento de La Caldera en esta zona.

Al ser las brechas y aglomerados subaéreos más erosionables, y al haber existido un importante juego de bloques, se marcan unos barrancos de pendientes muy pronunciadas e inaccesibles.

El material en contacto con las rocas basálticas submarinas en la ladera de la margen derecha del Barranco de las Angustias son las rocas sálicas. Ambas formaciones desaparecen bajo las Series de la Pared.

Algunas zonas de estas lavas submarinas están cubiertas por materiales basálticos posteriores, bien aglomeráticos o bien coladas o piroclastos, sobre todo en la margen derecha del Barranco de las Angustias, pero se distinguen bien de las rocas del Complejo Basal en que no presentan diques.

HERNANDEZ-PACHECO (1971) presenta ya un esquema de la extensión de los afloramientos de estas rocas basálticas submarinas.

Esta formación está constituida por lavas almohadilladas (Fig. 3), brechas fragmentarias que a veces contienen trozos de almohadones (Fig. 4) y, menos frecuentemente, hialoclastitas (Fig. 5).

La disposición de estos materiales según SCHMINCKE (1981) es de un tramo inferior de 650 metros de potencia de lavas almo-



Fig. 3.- Afloramiento de lavas almohadilladas a más de 400 metros de altura.  
Canal de Dos Aguas. Foto: A. Hernández-Pacheco.



Fig. 4.- Brecha con fragmentos de almohadones. Barranco de las Angustias.

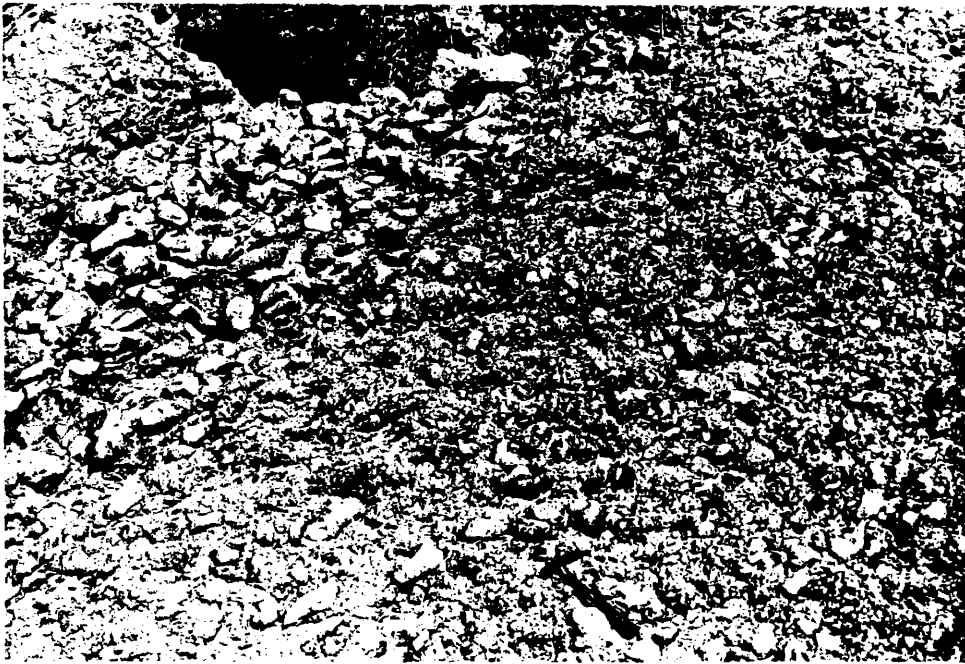


Fig. 5.- Brecha hialoclastítica con multitud de cantos de rocas basálticas.  
Barranco de las Angustias, cerca de las Casas de la Viña.



hadilladas, y otro superior de 1150 metros compuesto por brechas de fragmentos de almohadones e hialoclastitas.

En principio, podría suponerse que el predominio de hialoclastitas y brechas submarinas y, en general, todo tipo de materiales submarinos fragmentarios representaría los materiales relacionados con el área central de emisión, mientras que las lavas almohadilladas propiamente dichas se extenderían periféricamente a esta área eruptiva. De hecho al ir remontando el Barranco de las Angustias se va pasando de lavas almohadilladas con pocas -- brechas (La Viña) hasta episodios en que los materiales fragmentarios superan a aquéllas (curso medio del barranco). Esto es, el barranco va adentrándose hacia el centro del área eruptiva submarina. No puede, por lo tanto, hablarse de tramo inferior o superior, sino más bien de la zona periférica o de la zona central de la formación. Por el contrario, existen episodios de lavas almohadilladas más tardíos (zona de La Viña) que representarían una unidad separable dentro de esta formación (HERNANDEZ-PACHECO, 1971).

Petrográficamente, la formación basáltica submarina tiene una composición bastante variada. En el contacto junto a las rocas sálicas aparecen basaltos plagioclásicos, y siguiendo aguas abajo del Barranco de las Angustias se tienen basaltos augítico-plagioclásicos, basaltos doleríticos y oceanitas (HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, 1974). Estos últimos tipos presentan ya algunas coladas subaéreas, con disyunción columnar característica, que son los que HERNANDEZ-PACHECO (1971) denomina las lavas submarinas recientes. Se pone de manifiesto un aumento en la basicidad en los materiales submarinos de más antiguos a más modernos, es decir, desde las rocas sálicas hasta las oceanitas.

Analogamente que con las rocas sálicas, HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1974) establecen unas paragénesis metasomáti-

cas, de intensidad decreciente, desde la zona de El Carbón hasta La Viña, correspondiéndose con una variación en la intensidad de la intrusión filoniana.

#### 5.2.c.- COMPLEJO DE ROCAS PLUTÓNICAS INTRUSIVAS

El complejo de rocas plutónicas se haya desigualmente repartido por el ámbito de La Caldera. El principal afloramiento o conjunto de afloramientos lo constituye por su extensión el área entre el Barranco del Almendro Amargo y el Barranco de Rivaceras, incluyendo las zonas denominadas Picos de Toney y Tacote Chico.

Otra serie de afloramientos la encontramos cortada por el Barranco de Las Traves, otra hacia la zona del Roque de la Viña y, finalmente, existe una serie de pequeñas apófisis repartidas por toda La Caldera, intruyendo tanto a rocas submarinas como a la base de la serie volcano-sedimentaria del techo del Complejo Basal.

Dada la inaccesibilidad a algunas zonas, es probable que exista algún afloramiento además de los representados en el mapa, no obstante, se abarca la gran mayoría de ellos.

Casi todos los afloramientos de rocas plutónicas citados aparecen en el fondo de los barrancos (HERNANDEZ-PACHECO, 1971), en los puntos donde la erosión ha descarnado el terreno profundamente; o también, cuando aflora el extremo apical de las apófisis, en los lomos entre barrancos.

En otras formaciones de La Caldera encontramos muchas veces retazos de rocas holocristalinas muy desmembradas por los diques (Fig. 6). Esto es más acentuado cuanto más hacia el centro de La Caldera nos encontremos; así, entre las rocas sálicas es



Fig. 6.- Restos de rocas granudas entre la malla de diques. Barranco de los - Cantos.



Fig. 7.- Apófisis de gabros olivínicos apenas intruida por diques. Barranco de Huanaguao.

posible encontrar algún afloramiento de rocas plutónicas que en la gran mayoría de los casos no son cartografiables (Barranco de Taburiente, zona al Sur de Tenerra, etc.). Teniendo esto presente en el mapa geológico que se adjunta pueden existir rocas plutónicas en el dominio de otras formaciones que no son cartografiables ni siquiera a escala 1:10.000.

Los tipos petrográficos han sido descritos por varios autores. GAGEL (1914, 1915) observa términos que van desde peridotitas a gabros y gabros alcalinos, asimilándolos también a las facies profundas de los materiales filonianos y de emisión subaérea. Posteriormente, aparecen otros trabajos donde se citan estas rocas (ROVERETO, 1927; JEREMINE, 1933; BLUMENTHAL, 1961), aunque sin entrar en detalles.

GASTESI et al. (1966) estudian con algo más de profundidad estas rocas granudas, tanto sus caracteres de yacimiento como su descripción petrográfica. En cuanto a su yacimiento aportan que está condicionado por la red de diques, aflorando como retazos entre ella, o en cuerpos plutónicos de decenas de metros cuando los diques son escasos. Consideran que es muy difícil establecer las relaciones texturales y composicionales entre los distintos tipos rocosos debido a la variabilidad tan rápida y brusca entre ellos. Subdividen las rocas granudas en rocas ultramáficas, gabros olivínicos, gabros, gabros alcalinos y sienitogabros, concluyendo que tienen un único origen magmático.

Las rocas plutónicas son una formación intrusiva en los materiales anteriormente citados (rocas sálicas y lavas basálticas submarinas) e incluso en materiales que estudiaremos posteriormente (serie volcano-sedimentaria). En estos últimos intruirían las apófisis más jóvenes, las cuales pueden delimitarse fácilmente (zona del Barranco de Huanaguao, Barranco del Diablo,...) por destacar perfectamente entre los aglomerados y brechas ba-

sálticos (Fig. 7). Pero por su posición estratigráfica general y porque los aglomerados y sedimentos llevan consigo importante -- cantidad de cantos de rocas granudas, una gran parte de las intrusiones son anteriores a estos aglomerados y brechas volcánicas y sedimentos, que constituyen en muchas zonas el techo del Complejo Basal.

De lo dicho se desprende que existen en el Complejo Basal múltiples episodios de intrusiones granudas y de diques que han ido penetrando sucesivamente en el tiempo, lo que ha originado que las intrusiones más antiguas sólo aparezcan como retazos entre la malla de diques, mientras que las últimas intrusiones se configuren como apófisis bien delimitables.

Asimismo, parece existir un amplio intervalo en el tiempo entre las intrusiones, puesto que además de que unas intruyen en brechas y aglomerados y otras no, una parte de las rocas han sido afectadas, en mayor o menor grado, por los fenómenos de propilitización y otras no presentan estos fenómenos. Este hecho, aunque se abordará más detenidamente en el apartado correspondiente a petrografía y fenómenos de metasomatismo, puede verse esquematizado en el Cuadro 3.

A la vista de este esquema se observa que existe una secuencia de intrusiones que se reconoce porque presentan distinto grado de propilitización. Según esto, las primeras rocas intrusivas serían los gabros, le seguirían los gabros olivínicos y se finalizaría con los gabros alcalinos.

Puesto que sabemos que dentro de una misma apófisis intrusiva pueden existir cambios mineralógicos importantes, incluso a escalas centimétricas (Fig. 8) como ya señalaron GASTESI et al. (1966) y HERNANDEZ-PACHECO (1971), el hecho de que se argumente esta secuencia de intrusiones puede considerarse con carácter general, pues de hecho existen algunas excepciones, como por e-

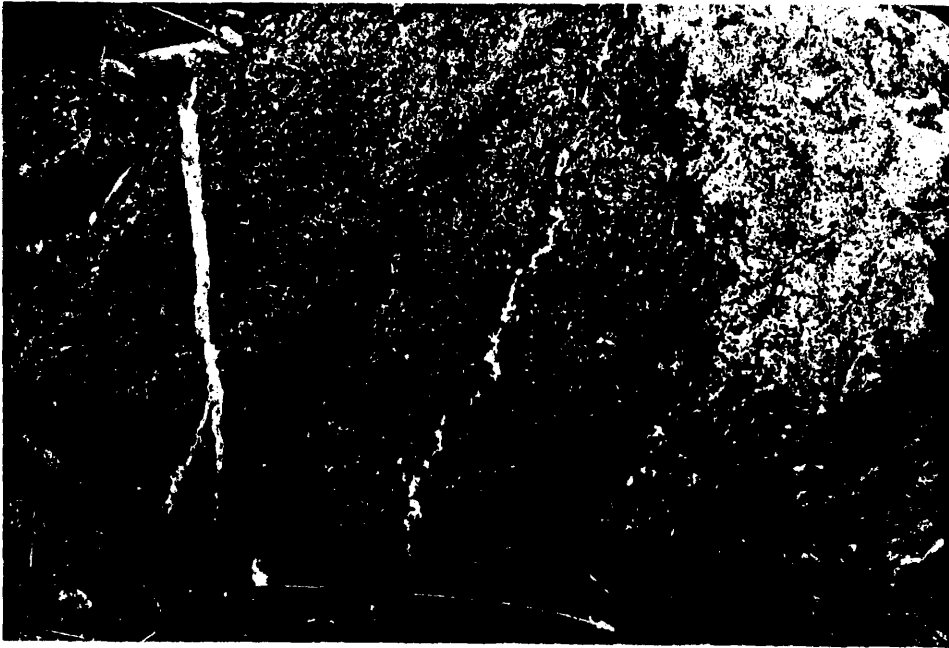
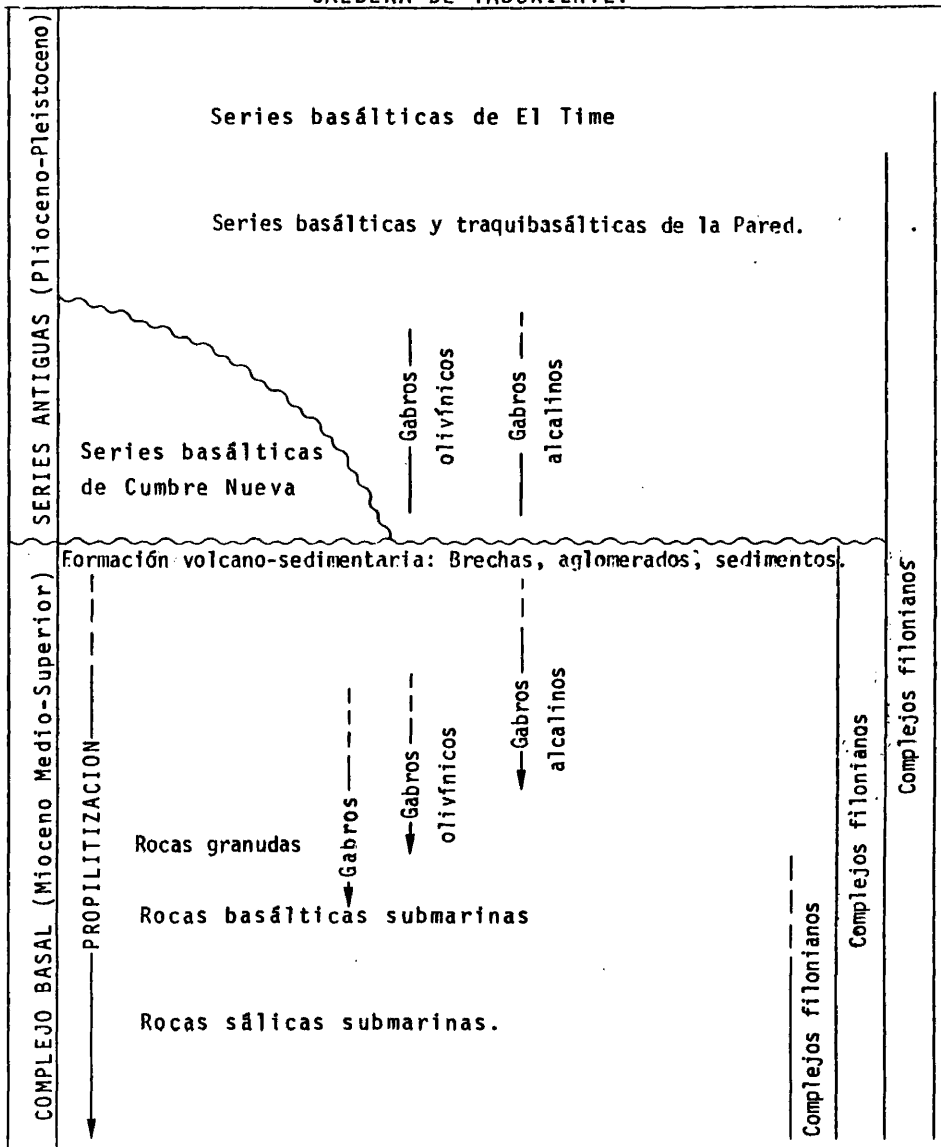


Fig. 8.- Cambios mineralógicos importantes en escasos centímetros en un bloque rodado. Zona oscura melteigítica y zona clara sienfítica. Dos Aguas.

CUADRO.- 3

ESQUEMA DE LAS SUCESIVAS INTRUSIONES GRANUDAS Y FILONIANAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.





jemplo algunos gabros olivínicos de carácter tardío.

Los gabros olivínicos y gabros alcalinos se suelen presentar en el campo como masas plutónicas de decenas de metros -- bien delimitadas (Fig. 7), y algunas denotan que son las raíces de materiales basálticos de la Pared, como se discutirá en otros apartados.

Es de resaltar que en relación con algunas de estas apófisis continúan todavía manifestaciones póstumas de carácter volcánico o subvolcánico precisamente en las zonas en que aquéllas aparecen, como el que se aprecie un tenue olor a azufre o que existan manaderos de CO<sub>2</sub> o de aguas ferruginosas, como los que -- existen a lo largo de una importante fractura N55E que recorre -- parte del Barranco de Rivaceras hasta la zona de Dos Aguas.

Los tipos gabroides y algunos gabro-olivínicos sólo se -- encuentran como retazos entre el complejo filoniano y no es posible tomar datos significativos de sus caracteres de yacimiento.

Por todo lo dicho, por las posibles evidencias de campo y por algunos datos puntuales de intrusión de unos cuerpos plutónicos en otros, nos es posible establecer la secuencia que antes hemos apuntado de gabros-gabros olivínicos-gabros alcalinos.

La estructura de estos cuerpos plutónicos es muy variada. Si estudiamos afloramientos de apófisis individualizadas -- (por ejemplo: Barranco de Huanaguao, Dos Aguas, Barranco de Rivaceras -cota 580-,...) se denota, a primera vista, unos cambios de facies muy bruscos a escala centimétrica y unas variabilidades texturales muy rápidas (Fig. 9).

Comunmente, los bordes de las apófisis presentan un tamaño de grano bastante fino, aunque estos bordes suelen tener -- pequeño grosor, apareciendo las texturas granudas muy cerca del

43



Fig. 9.- Bruscas variaciones texturales en un afloramiento de rocas granudas.  
Barranco de Huanaguao.

43



Fig. 10.- Bloque rodado de brecha formada por cantos de rocas holocristalinas gabroides y basálticas. Barranco del Almendro Amargo. Foto: A. Hernández-Pacheco.

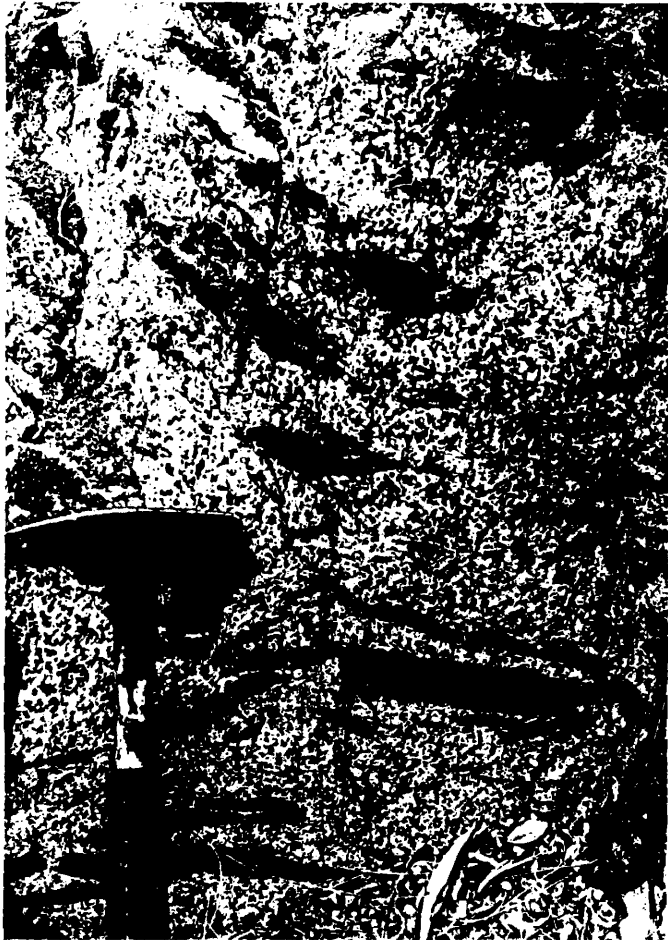


Fig. 11.- Masa de gabros anfibolitizados troceando antiguos diques basálticos.  
Barranco de Taburiente.



Fig. 12.- La misma apófisis gabroide de la figura anterior interdigitada con -  
diques basálticos.

contacto.

Otras veces el contacto entre dos cuerpos plutónicos, o entre uno y la formación encajante cualquiera que sea su naturaleza, se manifiesta por una zona de brechificación donde aparecen entremezclados cantos de ambos materiales (Fig. 10).

Dentro de estas pequeñas masas plutónicas suelen darse tránsitos desde texturas netamente granudas a otras de tipo microgranudo, porfídico, e incluso de tipo afanítico.

En algunos casos se encuentran dentro de una misma apófisis signos que indican complicadas etapas intrusivas. Es posible encontrar materiales granudos desmembrando a otro tipo de -- materiales, bien plutónicos o filonianos, y a escasos metros, -- observar a estos últimos materiales delimitando la roca plutónica más moderna (Figs. 11 y 12).

En ocasiones es posible interpretar estas complicadas -- zonas como interdigitaciones y enclaves a escalas métricas de -- los cuerpos plutónicos intrusivos.

Un fenómeno muy corriente en las rocas granudas de La - Caldera es la existencia de un bandeado, desarrollado normalmente a escala de algunos centímetros (Fig. 13).

Estos bandeados pueden aparecer con frecuencia en disposición vertical, inclinada u horizontal. Se marcan por la variación relativa entre los minerales feldespáticos y los ferromagnesianos, o por la variación en el tamaño y orientación de los cristales.

Es posible que las bandas, además de ser paralelas y bien definidas, se presenten con laminaciones cruzadas u onduladas -- (Fig. 14).



Fig. 13.- Bandeado subvertical en roca gabroide. Barranco de Rivaceras.



Fig. 14.- Laminación ondulada en un bloque de roca gabroide. Barranco de Huana guao.



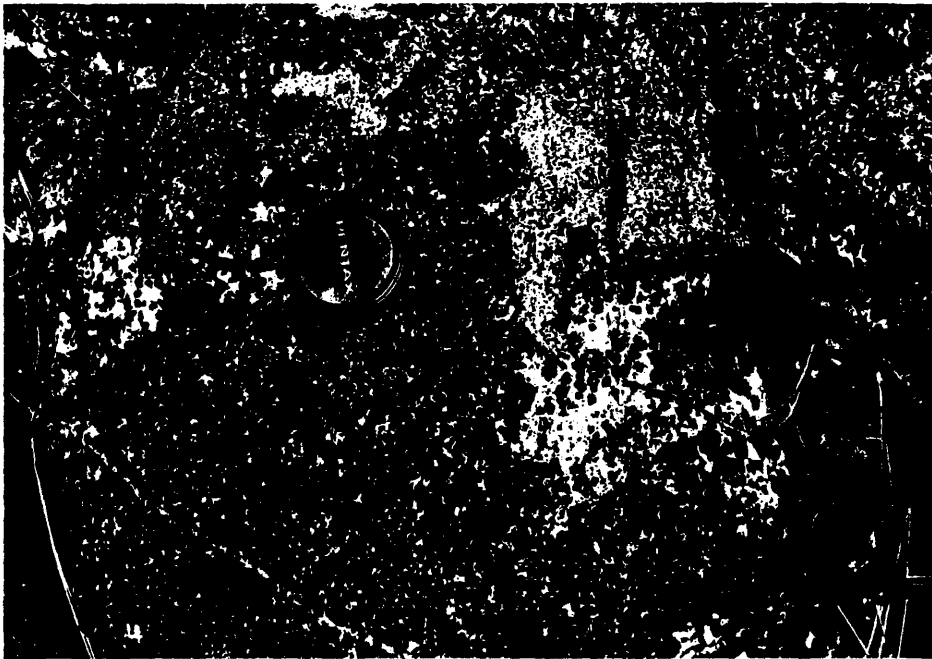


Fig. 15.- Cambios mineralógicos rápidos en una apófisis gabroídea. Barranco del Diablo.

Bandeados semejantes, aunque más desarrollados, han sido citados en los otros complejos basales canarios por FUSTER y AGUILAR (1965), FUSTER et al. (1968a), GASTESI (1969) y CENDRERO (1971) entre otros, que los estudiaron con cierto detalle, aunque fueron interpretados como un fenómeno de sedimentación gravitatoria influido por corrientes de convección o movimientos locales en la cámara magmática, siguiendo las ideas de TURNER y VERHOOGEN (1963), IRVINE (1967) y TAYLOR (1967), principalmente.

En el Complejo Basal de La Palma las intrusiones plutónicas tienen tamaños de unas decenas de metros, o a lo más alguna centena, y las laminaciones o bandeados no llegan a sobrepasar unos pocos metros. Este tipo de bandeo se puede interpretar como estructuras de flujo (BALK, 1937; BHATTACHARJI y SMITH, 1964; BHATTACHARJI y NERHU, 1972) del mismo magma al hacer intrusión. Estas líneas de flujo pueden variar de dirección (laminaciones cruzadas) o estar algo modificadas (laminaciones onduladas o divagantes).

En otros casos se observa cambios mineralógicos muy rápidos, con zonas más félicas junto a otras de minerales más claros sin aparente disposición geométrica (Fig. 15), aunque en algunos casos se reconocen estructuras de flujo.

También es normal encontrar rocas plutónicas formando diques de cierta potencia, o venas de textura bastante granuda. Estas texturas recuerdan a las de los pegmatitoides de rocas basálticas en Lanzarote (FERNANDEZ SANTIN, 1969).

Otras veces existen diques con un tránsito desde centro granudo hasta borde prácticamente afanítico o de carácter porfídico. Estos diques granudos y de centro granudo pueden considerarse como las zonas apicales o los extremos de cuerpos plutónicos no aflorantes o cercanos a la superficie, o también para el caso de los diques de centro granudo pueden ser el resultado de --

intrusiones compuestas granudas y afaníticas, tal y como proponen UPTON y WADSWORTH (1970) para diques de estas características en la isla de La Reunión.

En muchas intrusiones se observa que el emplazamiento -- tiene carácter tectónico, con una zona de borde intensamente brechificada (Fig. 10) y fracturada, sin que se manifieste metamorfismo de contacto, análogamente a las observaciones de UPTON y WADSWORTH (1970) en intrusiones de gabros y sienitas de La Reunión.

Es importante resaltar que estas rocas plutónico-subvolcánicas han sufrido procesos de alcalinización en etapas previas a los fenómenos de propilitización citados anteriormente. Estos procesos de alcalinización también han sido estudiados en los -- complejos basales de Fuerteventura y La Gomera por GASTESI (1969) MUÑOZ (1969) y CENDRERO (1971), y en analogía con estos autores se ha encontrado una serie de etapas en estas transformaciones -- metasomáticas. Su estudio detallado se presenta en el capítulo 9. Sólo reseñar que estos procesos de alcalinización se encuentran relacionados con venillas y segregaciones de tendencias alcalinas que penetran en las rocas alcalinizándolas. La variedad de -- tipos de estas venas alcalinas se asemeja a la descrita por CENDRERO (1971) para La Gomera, con tipos desde venillas muy finas, difusas y divagantes hasta diques bien definidos y de bordes netos (Fig. 16).

Otras veces la roca alcalinizada se presenta en masas de variables dimensiones y sin ninguna relación con venas alcalinas, lo que induce a pensar que en estos casos la roca alcalinizada -- fue transformada antes o durante su emplazamiento, con cambios -- metasomáticos en los estadios finales de su cristalización. Respecto a esto, los datos petrográficos avalan la idea, como se verá.

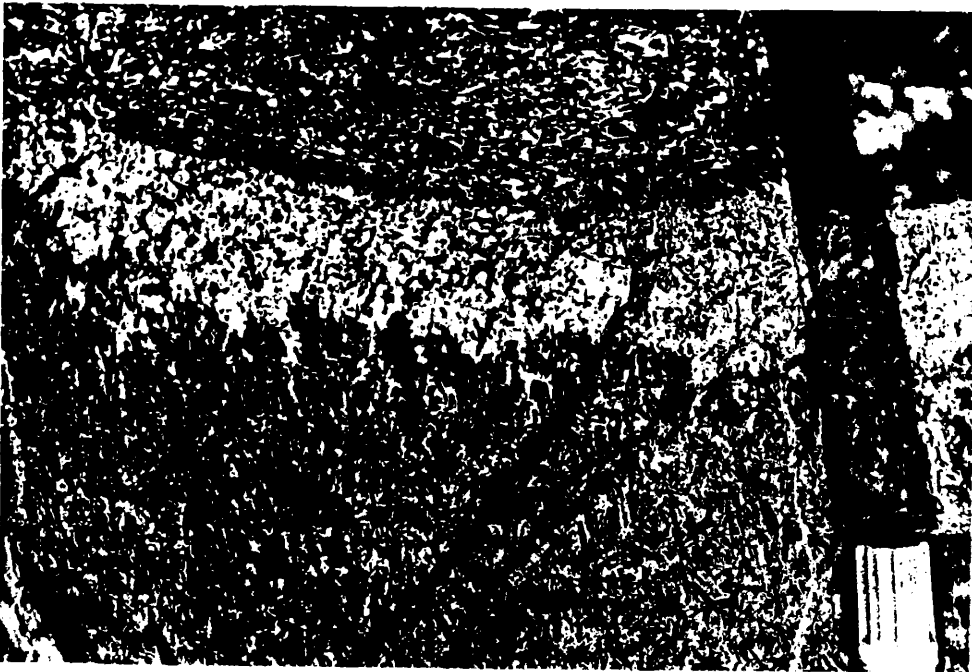


Fig. 16.- Venilla de sienita nefelínica atravesando una melteigita. Se observa que debe estar relacionada con la intrusión de la roca granuda pues el borde neto se dispone paralelo a la estructura algo fluidal de la melteigita, -- mientras que el otro borde es difuso. Barranco de Rivaceras.

Todas estas variaciones texturales y estructurales en -- las rocas granudas, así como las facies de borde, tránsitos desde tipos volcánicos o filonianos a tipos granudos, etc... nos -- afirman en la idea de que estamos en un ambiente de rocas de carácter subvolcánico o de tránsito desde tipos netamente granudos a tipos volcánicos, que intruyeron en formaciones submarinas, en buena parte, y que constituyen, siguiendo las ideas de BRAVO --- (1964) y HERNANDEZ-PACHECO (1971), las raíces de primitivas emisiones volcánicas que actualmente están bastante erosionadas, al gunas de ellas incluso anteriores a la deposición de la serie -- volcano-sedimentaria del techo del Complejo Basal.

Complejos subvolcánicos análogos en otras islas oceáni-- cas son los descritos por LACROIX (1910, 1927) y MCBIRNEY y AOKI (1968) en Tahití, UPTON y WADSWORTH (1970, 1972) en La Reunión, JOURDE (1971) en La Manama (Madagascar), ASSUNCAO et al. (1968) y STILLMAN et al. (1982) en Cabo Verde, por citar sólo los más - parecidos petrológicamente al de La Palma.

Asimismo, el complejo de rocas granudas e intrusiones de La Palma es muy similar a los que afloran en otras islas cana--- rias y, sobre todo, al de La Gomera, con el que guarda unas rela-- ciones muy parecidas, en cuanto a yacimientos reducidos de rocas plutónicas, tipos subvolcánicos, transformaciones metasomáticas posteriores, malla de diques, etc., presentando ambos las caracte-- rísticas de niveles superficiales de un complejo subvolcánico intrusivo en materiales submarinos, constructivos de las primi-- tivas etapas de las islas.

La exposición del Complejo Basal en La Palma es, si ca-- be, aún más superficial que la de La Gomera, y en lo que se re-- fiere a los materiales volcánicos es el complejo que presenta un registro más completo, desde rocas sálicas, serie de materiales basálticos submarinos, hasta materiales basálticos subaéreos, in

truidos por las terminaciones apicales de los cuerpos granudos.

El ámbito del Complejo Basal de Fuerteventura, donde afloran materiales plutónicos de facies más profundas y masas de mayor envergadura, encaja mejor con niveles inferiores del complejo, con las raíces de los edificios volcánicos todavía más profundas que las expuestas en La Gomera y La Palma, probablemente por haber sido sometido a la erosión durante un intervalo de tiempo mucho mayor que el de las islas occidentales.

En Fuerteventura incluso se ha llegado a establecer una sucesión de intrusiones plutónicas -serie ultraalcalina, serie gabroide-piroxenítica, serie ultramáfica e intrusiones circulares- con bastante claridad (FUSTER et al., 1980).

#### 5.2.d.- FORMACION VOLCANO-SEDIMENTARIA: BRECHAS Y AGLOMERADOS BASÁLTICOS

Se trata de la formación superior del Complejo Basal de las aún existentes. En muchas zonas probablemente supera los 600 metros de potencia, aunque no hay criterios para reconocer el techo y, a veces, el muro de esta formación, pues el techo está erosionado y el muro está casi borrado por la acción de las intrusiones granudas y de los diques.

Los contactos de esta formación con las demás formaciones del Complejo Basal son difíciles de distinguir, ya sea con las rocas basálticas submarinas (zona del N. del Bejenado) o con las rocas granudas, bien porque coincide con áreas de muy difícil acceso y están cubiertas por vegetación, o bien porque este contacto es aprovechado por los barrancos para desarrollar su cauce (parte N. de la playa de Taburiente).



Fig. 17.- Aspecto de la formación brechoide-aglomerática de la que resaltan los diques en las fuertes pendientes de la zona. En el ángulo superior derecho aparecen las series basálticas de la Pared. Barranco de Altaguna. Foto: A. Hernández-Pacheco.

En unos casos se observa que las brechas se apoyan discordantes sobre las rocas plutónicas (cabecera del Barranco del Limonero), mientras que en otros la base de las brechas es intruida por algunas apófisis plutónicas.

Es obvio que estas rocas pertenecen al Complejo Basal, - pues, en primer lugar, se encuentran por debajo de la marcada -- discordancia erosiva que separa el Complejo Basal de las Series de la Pared. En segundo lugar, la densidad de diques es lo suficientemente elevada -a veces hasta el 80-90% de la roca- como -- para considerar esta formación ligada al Complejo Basal. Se dife -- rencian bien de otros aglomerados y lavas basálticas que se en -- encuentran en el interior de La Caldera, sin apenas diques, y apo -- yados sobre materiales típicos del Complejo Basal y que forman - los denominados Roques Centrales y otras lavas asociadas a las - Series de la Pared.

El estudio de esta formación brechoide-aglomerática es - muy difícil porque aflora en las zonas de pendientes más pronun -- ciadas, de tal manera que es casi imposible transitar por ellas (Fig. 17), y porque en muchas zonas predominan las laderas cu -- biertas por un bosque de pinos que ha originado una cobertera de suelo que no permite realizar observaciones (cabecera del Barran -- co de Huanaguao).

La disposición en el terreno de esta formación adopta u -- na morfología de tendencia semicircular, quizá en parte debida a la erosión que se ejerce en La Caldera que es feroz en la zona E. de la misma. Esta formación probablemente habría recubierto - todo el Complejo Basal, y actualmente se encuentra circunscrita a la zona E. del mismo.

Este conjunto de brechas y aglomerados es la única forma -- ción que hemos encontrado fuera de los límites de La Caldera, en



la cabecera de los Barrancos de Rivero, de los Hombres y del Barbudo, que parten desde el borde N. de La Caldera hacia el mar. En estas zonas manan importantes nacientes de agua en la discordancia que hay entre las series basálticas de la Pared y los aglomerados atravesados por diques del Complejo Basal. Se trata de aglomerados nada característicos, de pequeños cantos de rocas basálticas, bastante cubiertos por suelo desarrollado por la cobertura vegetal, del que destacan diques basálticos de escasa potencia.

Es posible que se trate de aglomerados basálticos de la base de las Series de la Pared, pero dada la fuerte discordancia que los separa de las coladas y escorias basálticas de la Pared superiores, creemos que debe ser la formación superior del Complejo Basal, de aspecto parecido a la que aparece en el interior de La Caldera y que parecen corresponderse bajo la serie de coladas basálticas superiores.

La densidad de la malla de diques en esta formación brechoide-aglomerática es muy variable. Hacia la zona N. de La Caldera, la red es tan densa como en la formación submarina o en las rocas plutónicas, llegándose al 85-90% de diques por volumen de roca, fundamentalmente subverticales o con alto buzamiento -- (ver Fig. 22); mientras que hacia la zona E. la malla es más reducida -hasta menos del 20%- , con muchos diques subhorizontales y diques-capa.

Esta formación volcánica, aunque tiene un aspecto muy -- característico, presenta variaciones importantes a lo largo de  toda su extensión.

En el Barranco del Diablo son brechas volcánicas muy compactas, de tonos verdes, con fenómenos de epidotización y cloritización, semejantes a las rocas de la formación basáltica sub--



Fig. 18.- Brecha volcánica compacta de tonalidades verdosas en el campo debidas a fenómenos de transformación. Barranco del Diablo.



Fig. 19.- Brecha con cantos granudos y basálticos empastados por una matriz - oscura y terrosa. Cabecera del Barranco de Verduras de Alfonso.

marina (Fig. 18), pero sin ninguna evidencia textural ni estructural de haberse formado bajo el mar. Forman junto con las brechas del Barranco de Huanaguao la parte inferior de esta formación, y están intruidas por algunas apófisis de rocas plutónicas con fenómenos de brechificación en sus bordes.

Desde la zona de La Cumbrecita hasta la cabecera del Barranco de Huanaguao y desde aquélla hasta el Barranco de los Cantos, siguiendo a lo largo de la discordancia con las Series de la Pared, dicha formación tiene todas las características de brechas y/o aglomerados volcánicos subaéreos, con cantos de rocas basálticas, traquibasálticas y de rocas granudas de tipos muy variados (Fig. 19). Unas veces los cantos son redondeados, mientras que otras son bastante angulosos.

Hacia la base de la serie la matriz puede llegar a ser bastante granuda y empastar fuertemente los cantos, confundiendo se éstos con la matriz, y dando un aspecto muy compacto. Pero generalmente, debido a su fácil alterabilidad, la matriz es una masa terrosa que adquiere diferentes tonalidades, ya de color oscuro, típicamente basáltica, ya de tonos más claros de carácter algo sálico -traquíptico?- (Barranco de Verduras de Alfonso).

Hacia la zona del Barranco de los Cantos la cantidad de cantos de rocas granudas se hace mayor que la tónica general de esta formación (Fig. 20).

Si siguiendo por el camino del canal de Aridane y antes de llegar al Barranco del Salto del Agua, el aspecto que presenta esta formación no es volcánico, sino que se asemeja a antiguos coluviones o desplomes atravesados por algunos diques, y que quedan como retazos difícilmente distinguibles de los aglomerados volcánicos de esta zona. El material es más deleznable, sin apenas matriz, con muchos cantos redondeados menores de 30 cms. des



Fig. 20.- Brecha con bastantes cantos granudos. Barranco de los Cantos.

tacando los de rocas granudas.

De zonas con carácter claramente volcánico se pasa insensiblemente a zonas típicamente de derrubios y coluviones. Tanto las brechas y los aglomerados como los sedimentos están atravesados por escasos diques (<20%), que en esta zona E. aparecen subhorizontales y serpenteantes.

No se observa ningún tipo de estratificación, ni siquiera a nivel de grandes paquetes en la formación. Tampoco existe en los materiales sedimentarios, aunque en algún caso se ha observado algún nivel de cantos que tiende a una grosera estratificación.

En cuanto al origen y posibles centros de emisión de esta potente formación, no se tienen evidencias fiables para poder asegurar nada concreto. En lo que respecta a su origen, está claro que las partes más altas tienen los caracteres de brechas y aglomerados volcánicos subaéreos, mientras que las partes volcanoestratigráficamente más bajas pudieran tener en algunos casos carácter de brechas submarinas y ser continuación de la serie submarina propiamente dicha.

Puesto que cartográficamente la formación presenta una tendencia semicircular, los conductos de emisión podrían encontrarse hacia la zona central de La Caldera, representando lo que aparece actualmente potentes mantos extruidos en varios episodios que recubrirían toda la superficie ocupada por La Caldera e incluso zonas externas a la misma, como lo prueban los afloramientos de las cabeceras de los barrancos de la zona N. antes citados.

Posteriormente al abombamiento generalizado del Complejo Basal a causa de sucesivas intrusiones fiñonianas y granudas, esta formación desaparece de la región central y suroes-

te por erosión, quedando limitada a una forma semicircular, hacia el E. del fondo de La Caldera.

Al final de estos episodios explosivos y posiblemente cuando ya existía un importante relieve, se produjeron los grandes desplomes y coluviones que se encuentran junto con la formación explosiva, antes de que empezara a construirse el edificio volcánico de la Pared de La Caldera. Así pues, representarían antiguos desplomes anteriores a las Series de la Pared, y atravesados por diques.

Dentro de esta formación volcánica se incluye algunos afloramientos de aglomerados basálticos de la zona de Morro Negro (ver mapa adjunto), atravesados por una red de diques relativamente escasa ( $\approx 20\%$  del total de la roca), que parecen pertenecer al Complejo Basal por su aspecto de campo y su posición topográfica.

Se puede delimitar bien el contacto con otras formaciones, pues conserva muy bien su tonalidad negra (Fig. 21), que destaca de las rocas adyacentes, de tonos menos oscuros.

Es posible que se trate de las últimas emisiones aglomeráticas del Complejo Basal, de matriz más oscura y menos alterada que el resto de los aglomerados, y hasta que se trate de un centro de emisión de la formación brechoide-aglomerática.

Tanto en Fuerteventura como en La Gomera se ha encontrado una formación volcánica que puede corresponder a ésta de La Palma. En Fuerteventura los trabajos de FUSTER y AGUILAR (1965) y FUSTER et al. (1968a) hacen referencia a tobas y aglomerados subaéreos que se disponen semicircularmente a las rocas plutónicas, están muy atravesados por diques, y presentan cantos de rocas granudas. En la memoria de la hoja de Betancuria (BARRERA -

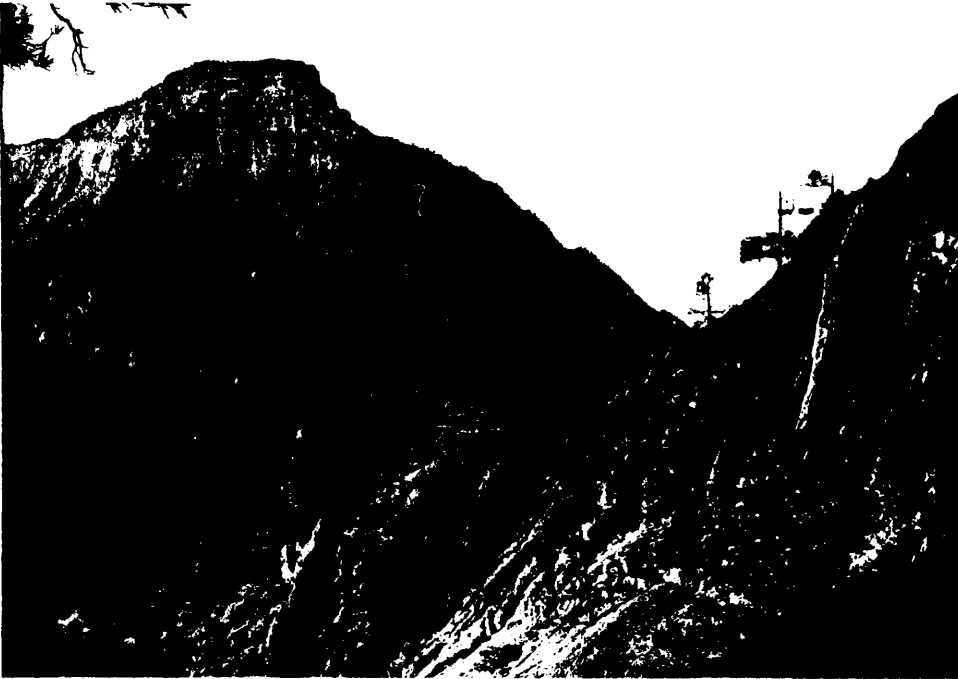


Fig. 21.- Aglomerados basálticos de Morro Negro en primer término. Al fondo el Bejenado. Foto: A. Hernández-Pacheco.



et al., en prensa) los autores distinguen dos formaciones volcánicas submarinas, una, con bastantes estructuras típicas de rocas submarinas (pillow lavas, hialoclastitas,...) y otra, sin apenas estructuras pillow y compuesta por brechas y tobas basálticas y traquibasálticas, que puede corresponderse con la base de las brechas y aglomerados de La Palma.

En La Gomera CENDRERO (1971) cita unos aglomerados volcánicos que afloran en la parte S. del Arco de Vallehermoso sobre las rocas plutónicas, con gran cantidad de diques, muy parecidos a los de las series basálticas postcomplejo basal, pero los incluye con muchas reservas dentro de la serie submarina.

Dada la similar posición estratigráfica de las brechas y aglomerados volcánicos del Complejo Basal de La Palma y los de La Gomera y Fuerteventura, creemos que se trata de una misma formación para las tres islas citadas, con sus peculiaridades locales y de génesis.

#### 5.2.e.- MALLA DE DIQUES

La red filoniana en La Caldera de Taburiente es una formación a tener muy en cuenta en el estudio de la geología de la misma.

Lo que más llama la atención de la red es el profuso desarrollo y su densidad tan variable según la posición que ocupamos dentro de La Caldera.

La máxima densidad se encuentra hacia la zona central (Barranco de Taburiente), es decir, la máxima intrusión, que puede llegar a constituir el 100% de la roca, afecta principalmente a las rocas sálicas y a las rocas granudas más antiguas.

A medida que nos alejamos del centro de intrusión y, en particular, nos dirigimos hacia el E. y SO., la malla de diques se hace gradualmente menos intensa.

Por el SO. hacia la zona de El Carbón, continua todavía una densa red de diques (60-70%). Ya cuando nos adentramos en el dominio de las rocas basálticas submarinas, la densidad decrece, hasta que en la zona de La Viña, donde abundan las lavas almohadilladas, la red en muchas zonas no llega a exceder del 10%.

Hacia el NE. dentro de las brechas y aglomerados del Complejo Basal, la red de diques se hace también algo menos densa, pero varía según las zonas. En general, la densidad de diques nunca baja aquí del 50%, llegando en algunos puntos a formar el 80% o el 90% de la roca (Fig. 22).

Desde el Barranco de Taburiente hacia el Oeste, la malla de diques no parece cambiar de intensidad. Incluso, hacia la zona de Tenerra, la densidad de diques que arma en el Complejo Basal es similar a la zona central de La Caldera, excepto donde afloran rocas granudas relativamente modernas. Aquí, las rocas sálicas continúan con su tupida red de diques. Desde el Barranco de Taburiente hacia el E. la frecuencia de aparición de diques es muy variable, pero se observa que se hace sensiblemente menos densa. No sólo se manifiesta en la formación volcano-sedimentaria, que presenta una intensidad media del 30% aproximadamente, aunque haya zonas con sólo el 15-20% de diques con respecto a la roca de caja, sino que en lugares tan cercanos al centro de La Caldera (Barranco del Almendro Amargo, por ejemplo) pueden existir áreas con el 50% o indistintamente con el 100% de diques.

En resumen, parece existir una zona central de máxima intrusión que estaría situada entre el Barranco de Taburiente y Te

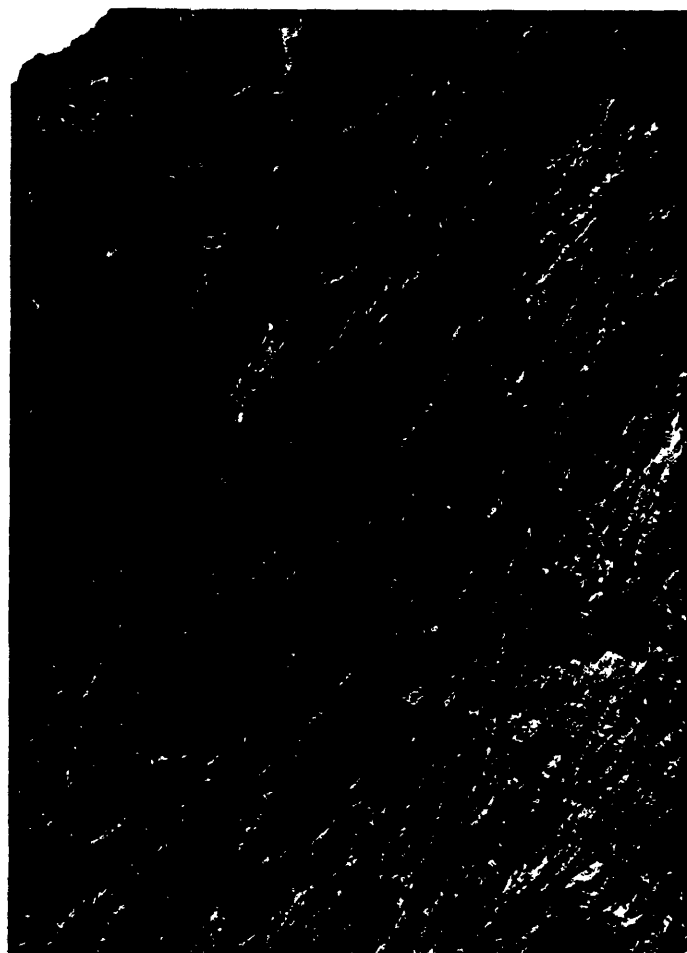


Fig. 22.- Malla de diques extraordinariamente tupida que arma en la formación volcano-sedimentaria. La potencia media de los diques es de un par de metros. Vertiente derecha del Barranco de Verduras de Alfonso.



Fig. 23.- Dique-brecha dunítico de dirección aproximada N-S, compuesto casi - exclusivamente por cantos de dunita en una matriz gabroide. Barranco de Taburiente. Foto: A. Hernández-Pacheco.



Fig. 24.- Dique traquítico con enclaves de piroxenita armando en brechas volcánicas. Barranco de los Cantos.



Fig. 25.- Dique basáltico de centro granudo y bordes afaníticos. Barranco de los Cantos. Foto: A. Hernández-Pacheco.



Fig. 26.- Dique basáltico con una estructura zonada en reloj de arena. Barranco del Diablo.

nerra y, paulatinamente, la intrusión va decreciendo a medida que nos alejamos de la zona central.

En lo referente a la composición de los diques se tiene que más del 90% son basálticos y traquibasálticos con gran variedad de tipos: olivínicos, piroxénico-olivínicos, piroxénicos, anfibólicos, plagioclásicos, etc. El 10% restante se reparte en diques traquíticos, fonolíticos (particularmente abundantes bajo las Series de la Pared del Bejenado) y de rocas granudas, principalmente, de gabros y gabros olivínicos..

Hay que destacar también por su rareza y espectacularidad (Fig. 23) los afloramientos de diques-brecha duníticos, ya estudiados por HERNANDEZ-PACHECO (1975).

Existe gran variabilidad de texturas y estructuras en los diques, tal como enclaves de rocas granudas no aflorantes (Fig. 24), diques divagantes sin dirección general determinada, diques de autointrusión, diques de centro granudo y bordes afaníticos (Fig. 25), diques compuestos, diques con complicadas estructuras zonadas de formas geométricas (Fig. 26), etc.; aunque la gran mayoría son afaníticos o porfídicos.

El espesor de los diques es también muy variable. Suelen oscilar entre unos tres o cuatro metros, en los valores máximos, hasta venas y diquecillos de escasos centímetros. No obstante, el espesor medio y más común es de aproximadamente medio metro o algo menor.

De las características fundamentales de los diques, dirección y buzamiento, la primera se trata ampliamente en el siguiente apartado, mientras que con respecto a la segunda la mayoría de los diques son subverticales o con gran buzamiento y sólo cabe destacar algunos de bajo buzamiento que a modo de ---



sills se reparten por la periferia del fondo de La Caldera.

#### 5.2.f.- DIRECTRICES TECTONICAS DE LA MALLA DE DIQUES

Como se ha explicado anteriormente, la red filoniana es muy compleja y desarrollada. Este desarrollo de millares de diques nos ha obligado a seguir unos determinados métodos de estudio, dada la complejidad y variabilidad de la red. Por otro lado, hemos creído importante un estudio estadístico de las distintas poblaciones de diques para una posible interpretación genética de La Caldera, así como para establecer las pautas tectónicas principales del Complejo Basal y de las series basálticas antiguas de la Pared.

Como método de trabajo a seguir y pudiendo prever la variación de la red filoniana en distintos puntos del fondo de La Caldera, hemos establecido unas estaciones (siete en total) en los lugares más idóneos: teniendo en cuenta el material encajante, las posibles variaciones locales de la red de diques, así como una distribución que abarque en lo posible todo el área de La Caldera.

En cada estación se ha ido midiendo y anotando durante 100 a 200 metros todas las características de los diques existentes (dirección, buzamiento, tipo y secuencia intrusiva, etc.).

En el esquema tectónico que se adjunta al tomo se encuentran situadas las estaciones en el mapa, así como las direcciones de los diques encontradas en cada una de ellas y la resultante final del conjunto de datos totales de las rocas del Complejo Basal de la isla.

Las estaciones I y II, situadas más al Norte de La Cal-

dera, se encuentran enclavadas dentro del dominio de las brechas y aglomerados del techo del Complejo Basal, en los Barrancos de Verduras de Alfonso y de los Cantos. La número III se estableció teniendo como roca encajante los materiales granudos subvolcánicos en el Barranco del Almendro Amargo. La estación IV se sitúa cerca de la zona de contacto entre las rocas plutónicas y las -- rocas sálicas, dentro de estas últimas, en el Barranco de Taburiente. La estación V se halla situada dentro de las rocas sálicas y en el centro hidrográfico de La Caldera (Dos Aguas). La estación VI se ha efectuado en el contacto entre las rocas sálicas y las rocas basálticas submarinas, en la compleja zona de El Carbón. Por último, la estación VII se ha situado en el dominio de las rocas basálticas submarinas, donde la inyección de diques es menor, en el Barranco de las Angustias (zona de La Viña) al SO. de La Caldera, fuera ya de los límites reales de ésta.

Debido a la existencia de numerosos datos, principalmente de direcciones de diques y puesto que son los datos más importantes de cara a un establecimiento de las directrices tectónicas principales, se ha tenido que recurrir a un estudio estadístico de dichos datos. El método seguido para este estudio está basado en los diagramas o rosas descritos por ADLER et al. (1962) usados en Tectónica. Las tablas que hemos utilizado en el presente trabajo tienen los siguientes parámetros: amplitud 180°; intervalos de 10° y puntos límite 180°/1, 10°/11.

Los resultados de cada una de las estaciones se han llevado a proyecciones en coordenadas polares (Figs. 27 a 33). Se ha agrupado el resultado total de las mismas, los datos de diques aislados y los datos anteriores de la bibliografía (HERNANDEZ-PACHECO, 1979) en una proyección global con más de 800 medidas (Fig. 34), que resume las directrices tectónicas principales del Complejo Basal de la isla de La Palma. El conjunto de las "rosas" correspondientes a cada estación y la global se han

situado en el mapa de La Caldera (mapa adjunto al texto).

A continuación pasamos a explicar los datos de las "rosas" correspondientes a cada estación.

La estación I (Barranco de Verduras de Alfonso) (Fig. 27) presenta una dirección principal N350. predominante en la zona. Existe una directriz no desligada de la anterior, de carácter secundario N600. Direcciones más subordinadas son la N5E y N35E. Así pues, en esta estación la dirección predominante es claramente al O., mientras que las direcciones al E. son secundarias y tendentes a la submeridianidad. La secuencia general encontrada de antiguos a modernos es de 1) N5E y N650. 2) N350. 3) N5E. 4) N35E.

En la estación II (Barranco de los Cantos) (Fig. 28) -- las directrices predominantes se hallan menos definidas, existiendo unas al O. y otras al E. Al O. predominan los de N250 a N450. De parecida importancia se presenta una dirección de carácter subparalelo N850. Las direcciones al E. son de carácter más secundario, destacando la N55E, sobre las N15E y N75E. A -- grandes rasgos las direcciones al O. son posteriores a las direcciones al E.

La estación III (Barranco del Almendro Amargo) (Fig. 29) presenta un máximo muy pronunciado N450, siendo las demás -- direcciones comparativamente mucho menos destacables. De ellas cabe señalar la N50., dirección muy característica de la isla, y la escasa importancia que tienen las direcciones al E: N35E, N55E y N 75E. La secuencia de diques encontrada en esta estación es 1) N35E, N55E, N75E, N750. y algunos diques N450. 2) -- N450. y N50.

Con análogas directrices predominantes se presenta la -

ANTIGUOS  
↓  
MODERNOS

① N5E y N65O  
② N35O  
③ N5E  
④ N35E

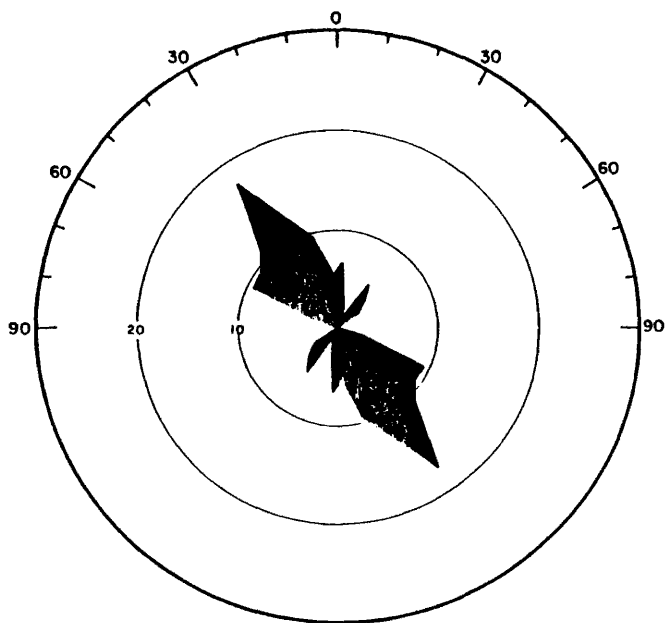


Fig. 27.- DIRECCION Y SECUENCIA DE LOS DIQUES EN LA ESTACION I (BARRANCO DE LAS VERDURAS DE ALFONSO)

ANTIGUOS  
↓  
MODERNOS

① N15E, N55E, N75E  
② N250, N850

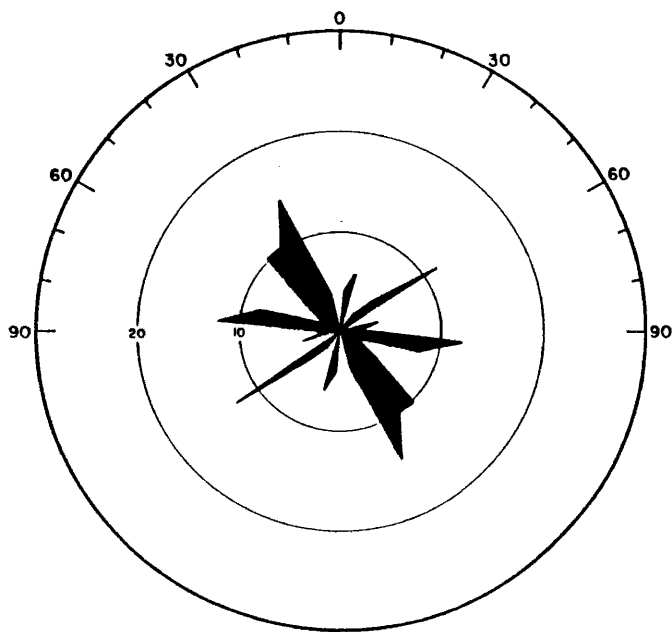


Fig. 28.- DIRECCION Y SECUENCIA DE LOS DIQUES EN LA ESTACION II (BARRANCO DE LOS CANTOS)

ANTIGUOS  
↓  
MODERNOS

① N 35 E, N 55-75 E, ALGUNOS N 45 O, N 75 O  
② N 45 O, N 5 O

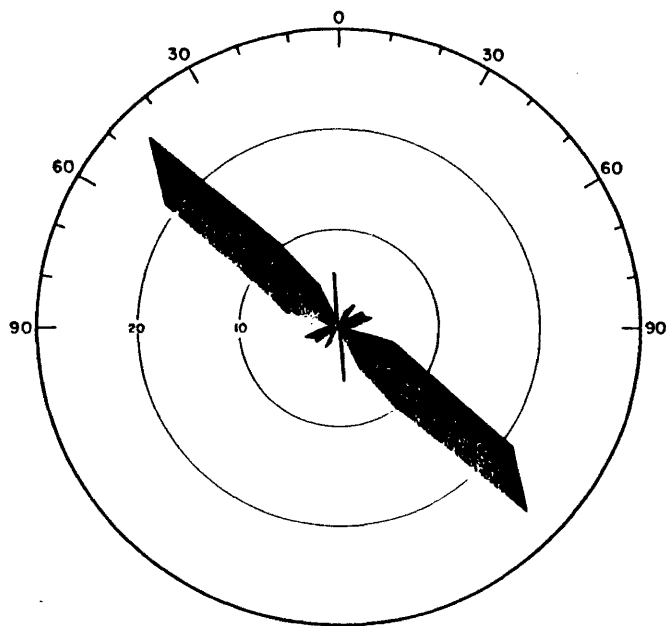


Fig. 29.- DIRECCION Y SECUENCIA DE LOS DIQUES EN LA ESTACION III (BARRANCO DEL ALMENDRO AMARGO)

ANTIGUOS  
↓  
MODERNOS

① N50, N25E, N55E, N85E, ALGUNOS N35-550  
② N35-550, N750

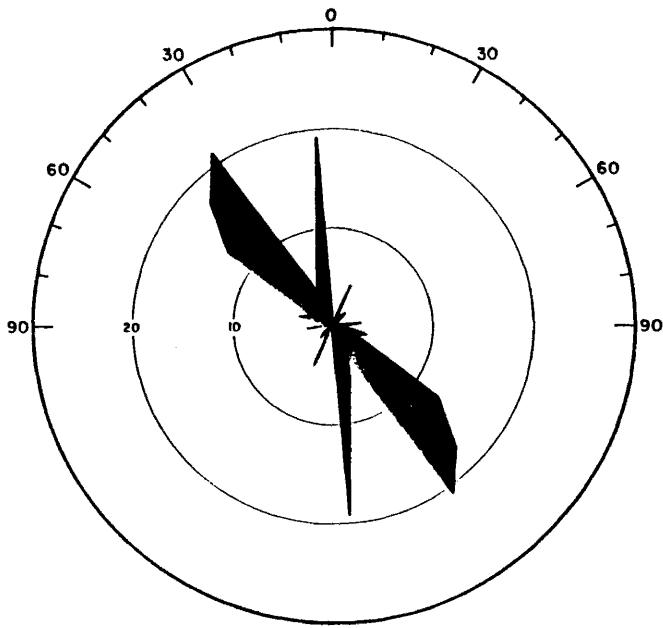


Fig. 30.- DIRECCION Y SECUENCIA DE LOS DIQUES EN LA ESTACION IV (BARRANCO DE TABURIENTE)

ANTIGUOS  
↓  
MODERNOS

① N 35 0, N 5 0, N 15 E  
② N 35 0, N 5 0, N 85 0

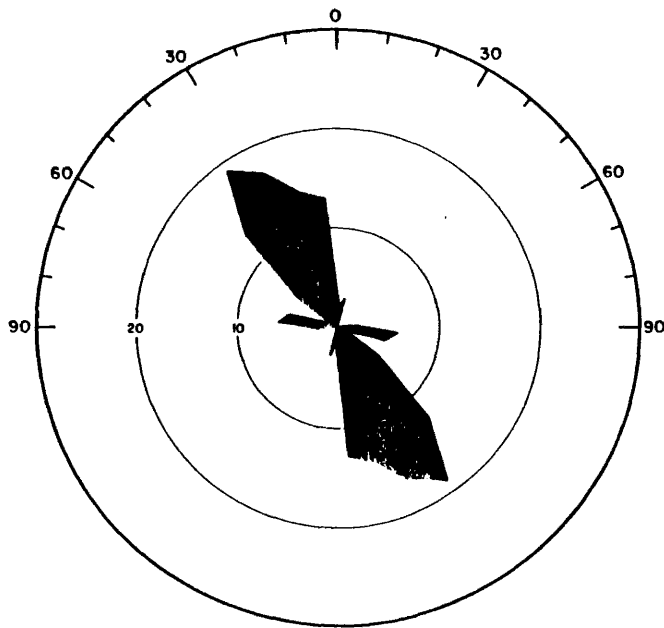


Fig. 31.- DIRECCION Y SECUENCIA DE LOS DIQUES EN LA ESTACION V (DOS AGUAS)



- ANTIGUOS  
 ↓  
 MODERNOS
- ① N 35-45 E
  - ② N 5-15 O, N 35-45 O
  - ③ N 35-45 O, N 85 O

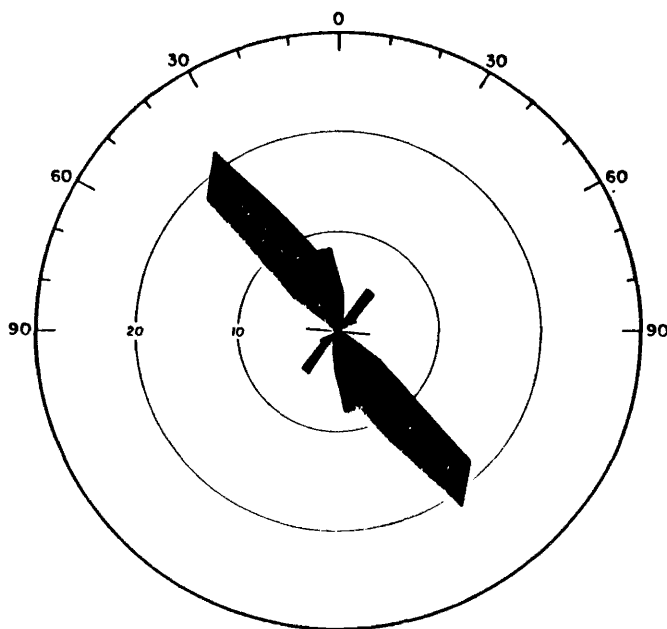


Fig. 32.- DIRECCION Y SECUENCIA DE LOS DIQUES EN LA ESTACION VI (EL CARBON)

ANTIGUOS  
↓  
MODERNOS

① N 45 O  
② N 15 E, N 35 E, N 80 E

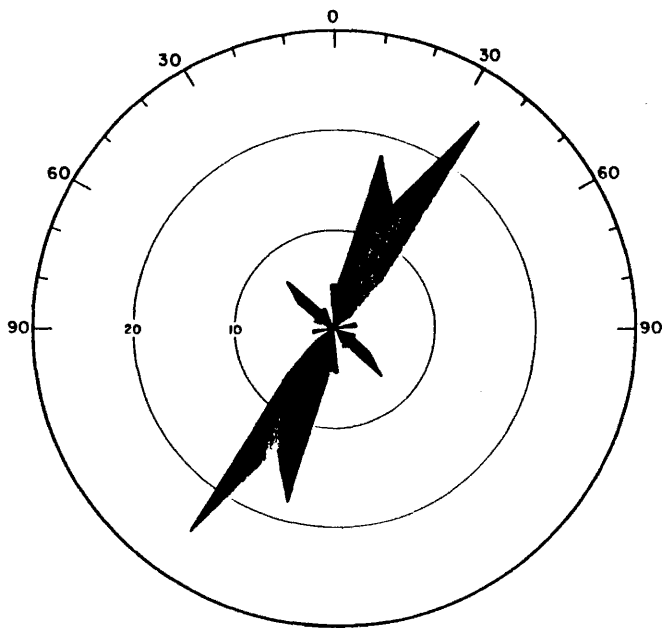


Fig. 33.- DIRECCION Y SECUENCIA DE LOS DIQUES EN LA ESTACION VII (BARRANCO DE LAS ANGUSTIAS)

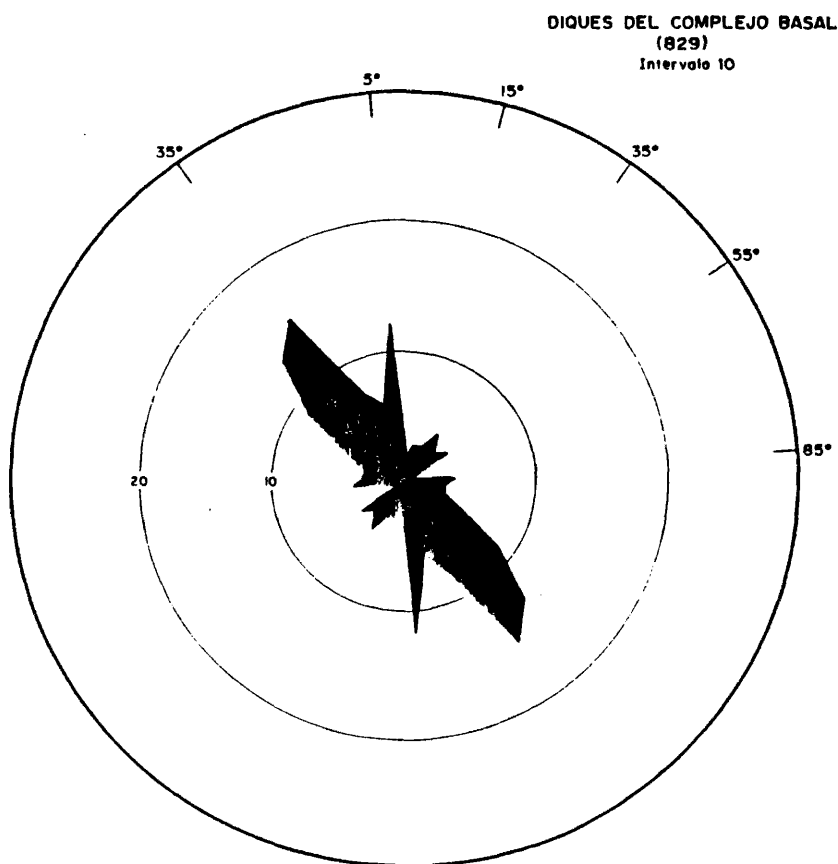


Fig. 34.- ROSA GLOBAL CON LAS MEDIDAS DE LAS SIETE ESTACIONES Y DE ALGUNOS DIQUES AISLADOS RECOGIDAS POR EL FONDO DE LA CALDERA.

estación IV (Barranco de Taburiente) (Fig. 30), donde los máximos se dan en N35-450. y N50. Las demás direcciones están muy subordinadas: N25E, N85E y N750. En esta estación los diques -- más antiguos son los N50, N25E, N55E, N85E y algunos diques --- N35 a 550.; mientras que los más modernos son los N35 a 550. y N750.

En la estación V (Dos Aguas) (Fig. 31) la figura de la proyección es análoga a la anterior, donde los dos grandes máximos N350. y N50. quedan unidos. Una dirección muy característica de esta estación es la N850. (subparalela), que está muy bien caracterizada. Las direcciones más antiguas son N350., N50 y N15E, mientras que las más modernas repiten N350., N50 y la N850.

En la estación VI (El Carbón) (Fig. 32) continua predominando la dirección N350, y la N50 (submeridiana) pierde importancia, así como la N850. (subparalela). Por el contrario, va adquiriendo desarrollo la dirección N35-40E. El orden de inyección de los diques en la presente estación puede establecerse como 1) N35-40E. 2) N5-150., N35-450. y, por último, 3) N35-450 y N850.

La estación VII (Barranco de las Angustias) (Fig. 33) - presenta características contrarias a las demás estaciones. La dirección predominante es claramente al E. (N15E y N35E). De carácter secundario son las direcciones N450., N50. y N80E. En cuanto al orden secuencial tenemos que la directriz más antigua es la N450, mientras que las direcciones al E. son posteriores a ella.

De los datos obtenidos en cada estación, de las medidas sueltas tomadas en todo el área de La Caldera, y de las medidas existentes en la bibliografía (HERNANDEZ-PACHECO, 1979) se ha -

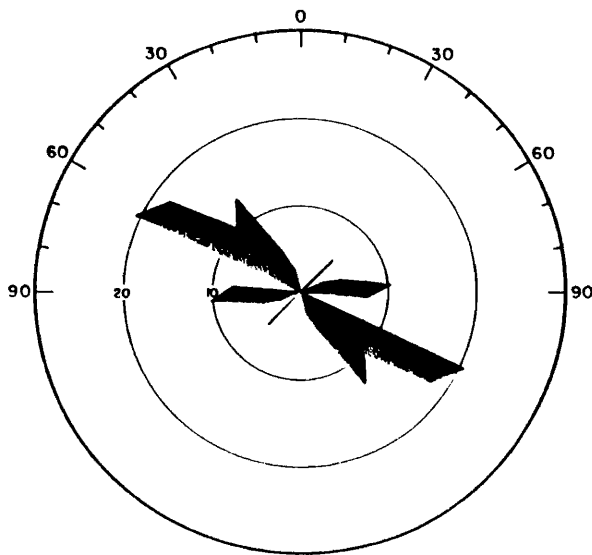


Fig. 35.- DIRECCION DE LOS DIQUES MEDIDOS ALREDEDOR DE LA CALDERA Y QUE TREPAN POR SU PARED

conseguido el diagrama global de la Fig. 34, que puede ser válido para el conjunto del Complejo Basal de la isla de La Palma. En él se pueden observar las directrices principales para la isla, que por orden de importancia cuantitativa son: N35-400., que es la dirección principal; N50., también muy importante; y, finalmente, las cuatro direcciones al E. (N15E, N35E, N55E y N85E) que juegan un papel claramente secundario en lo que se refiere al Complejo Basal de la isla de La Palma.

Existe un buen número de diques que atraviesan la discordancia erosiva que limita el Complejo Basal y trepan por la pared de La Caldera, resaltando de los niveles de piroclastos, aglomerados o coladas de las Series de la Pared, y que son los conductos de salida de todas las series basálticas de la misma. En porcentaje este número de diques puede suponer, a lo sumo, el 5% de la totalidad que intruye en el Complejo Basal.

Se han efectuado medidas aisladas de algunos diques alrededor de todo el circo de La Caldera y con los datos se ha construido el diagrama de la Fig. 35, en la cual se observa que los diques de la Pared tienen en su mayor parte direcciones al O., predominando N600. y N350. De menor importancia son las demás direcciones E-O y N45E. Otras son muy esporádicas.

Aunque se podría pensar que una estructura de grandes dimensiones en forma de domo daría direcciones de diques en cualquier rumbo, se observa que hay predominio de las direcciones al O., con lo que se sigue que los diques más modernos que atraviesan el Complejo Basal son de dirección Oeste, dirección muy característica de La Palma.

#### 5.2.g.- SIGNIFICADO DE LAS PAUTAS ESTRUCTURALES DEL COMPLEJO BASAL DE LA PALMA

A la vista del diagrama de la Fig. 34, las direcciones que predominan en los diques del Complejo Basal de La Palma son, por orden de importancia: N35-400., N50, y muy subordinadamente N35E, N55E y N85E.

Puede decirse que a grandes rasgos coinciden con las establecidas por HERNANDEZ-PACHECO (1979) para el Complejo Basal de La Palma, aunque en proporciones sensiblemente distintas. Según este autor la dirección predominante en los diques es la N50, directriz muy característica de la isla. En el diagrama presentado en este trabajo, aunque obtenemos la dirección N50., la N350. es mucho más dominante y constante.

Si estudiamos comparativamente los diagramas y su localización geográfica (mapa adjunto), observamos que el diagrama o rosa de direcciones de diques emplazado en los materiales submarinos es diametralmente opuesto a los demás. Además, su analogía con las direcciones de diques del Complejo Basal de Fuerteventura (FUSTER et al. 1968a; LOPEZ RUIZ, 1969; HERNANDEZ-PACHECO, 1979) es evidente, con predominio manifiesto de direcciones N15E y N35E. Esta similitud nos lleva a determinar que las directrices tectónicas de las etapas distensivas coinciden tanto para el Complejo Basal de la isla de Fuerteventura como para los materiales submarinos del Complejo Basal de La Palma poco afectados por la fuerte intrusión subvolcánica y filoniana.

En este mismo mapa o en la Fig. 33 se señala la directriz típica de La Gomera (N80E) y la de La Palma (N450.).

Las rosas correspondientes a las estaciones I, III, IV,

V y VI (Figs. 27, 29, 30, 31 y 32) presentan características similares entre sí. Por lo pronto, en todas ellas predomina con mucho la dirección N350., o cercana a ella (N450.), que es la directriz principal del Complejo Basal. La segunda puntualización que puede hacerse es que la dirección secundaria, que a veces -- queda enmascarada por la principal, es la N50., también muy característica de La Palma (HERNANDEZ-PACHECO, 1979).

Hemos de observar que esta última directriz se hace más importante cuanto más hacia el centro de La Caldera nos encontramos y, por consiguiente, mayor intrusión de diques hay. Podemos decir que esta dirección N50. se halla ligada a la máxima intrusión filoniana, y que ésta se sitúa en los alrededores de la estación IV, en el Barranco de Taburiente. Aquí la inyección filoniana es muchas veces del 100% y sólo en algunos casos se observan enclaves de rocas sálicas y granudas entre la malla.

Por las observaciones de campo podemos además aportar -- que la máxima intrusión filoniana se sitúa al O. del Barranco de Taburiente, y va decreciendo en intensidad hacia el E., siendo mínima (aproximadamente un 20%) en los aglomerados y brechas de la parte alta del Complejo Basal a lo largo de todo el camino de la Galería de Aridane (desde La Cumbrecita hasta el Lomo Alto).

En las cinco rosas que venimos considerando aparecen subordinadamente direcciones al Este, que aunque variables, se pueden agrupar en dos: una, aproximadamente N35E, susceptible de variar de 5° a 10°, y otra, de dirección subparalela (aproximadamente E-0.). La primera coincide con la dirección fundamental de los diques del Complejo Basal de Fuerteventura y la segunda con la correspondiente de La Gomera. Otras direcciones que aparecen podemos considerarlas locales, sin apreciable continuidad en otras zonas.



El diagrama correspondiente a la estación II (Fig. 28) - no aporta datos significativos a los ya expresados, existiendo - más bien una dispersión de direcciones, algunas de ellas repetidas en las demás rosas, y otras poco claras. No obstante, hay una dirección principal al Oeste y varias secundarias al Este y Este-Oeste.

Así pues, sintetizando las aportaciones presentadas podemos exponer con seguridad que existe una importante pauta de tipo estructural hacia el Oeste dentro del Complejo Basal de las - diferentes islas del Archipiélago Canario. Esta directriz es aproximadamente NO-SE (N35-400.) y está bastante bien representada en La Palma y muy subordinada en Fuerteventura y La Gomera -- (HERNANDEZ-PACHECO, 1979). Recíprocamente, las principales directrices de Fuerteventura y La Gomera son también constatables en La Palma, aunque de importancia secundaria. Estas últimas directrices coinciden con las fracturas y direcciones tectónicas de - prolongación del Atlas (ALIA, 1960; DILLON y SOUGY, 1974; ANGUITA y HERNAN, 1975; HERNANDEZ-PACHECO, 1979); de la misma manera, las direcciones al Oeste, también representan estructuras mayores que se continúan a escala regional (ALIA, 1960; RONA y FLEMING, 1973; HERNANDEZ-PACHECO, 1979).

Ya ALIA (1960) postulaba esfuerzos tectónicos de compresión dirigidos desde el NNO, que darían lugar al conjunto de -- fracturas de la zona Noroccidental de Africa y que estarían relacionadas con el origen de las Islas Canarias.

Para NINKOVICH y HAYS (1972), y en el marco de la Tectónica de Placas, son estos mismos esfuerzos compresivos NNO-SSE - los que tienen lugar en el borde de Africa Noroccidental. Es posible, como postulan ANGUITA y HERNAN (1975), que posteriormente a las etapas compresivas orogénicas tenga lugar la distensión y, consecuentemente, la intrusión filoniana de los complejos basa-

les, que se inyecta por las fracturas conjugadas N35-400. y N35E y las fracturas ortogonales a los esfuerzos N85E. Mientras que para Fuerteventura y La Gomera esta intrusión por métodos geocronológicos está datada como Oligoceno (en realidad es Eoceno Medio - Mioceno Inferior), para La Palma se supone Mioceno, lo cual puede indicar diferentes esfuerzos tectónicos o estadios muy avanzados de los mismos.

También aporta mayor complejidad a los datos vulcanológicos, petrológicos y geoquímicos, el hecho de que estas fracturas esten relacionadas con diferentes episodios magmáticos (HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA, 1973; HERNANDEZ-PACHECO, 1979), con series volcánicas distintas más o menos alcalinas, y relacionadas con la fracturación en profundidad (ver apartado 12.7) y con algunos "gaps" dentro de la actividad volcánica.

En cuanto a la secuencia intrusiva de diques, analizando las estaciones I y VII, observamos que existe un primer estadio con diques al NO, que luego son cortados por una importante red al NE típica de las series submarinas. Por último, como se manifiesta en las demás estaciones, tiene lugar la máxima intrusión filoniana con direcciones al N. y NO, algunas de las cuales pertenecen a las series basálticas de la Pared. Esta secuencia concuerda a grandes rasgos con la propuesta por SCHMINCKE (1976).

Tanto las intrusiones de rocas gabroides como la tupida red filoniana, constituyentes del Complejo Intrusivo Subvolcánico, debieron dar lugar a importantes espesores de materiales volcánicos subaéreos, que han sido destruidos, al menos en parte, por un período erosivo importante, del cual es testigo la marcada discordancia existente bajo las series basálticas de la Pared; parte de las brechas y aglomerados del Complejo Basal forman el resto de los materiales volcánicos subaéreos.

### 5.3.- FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

#### 5.3.a.- SERIES DE LA PARED

Denominamos Series de la Pared al apilamiento de coladas, aglomerados y piroclastos, basálticos y traquibasálticos, que actualmente configura el fuerte relieve del circo de la Pared de La Caldera, cuyos materiales buzan periclinalmente desde el centro de la misma, y están separados de los materiales del Complejo Basal por una importante discordancia erosiva (Fig. -- 36).

La Pared presenta unos perfiles prácticamente verticales o subverticales, casi imposibles de estudiar y muestrear, y que debido a su inestabilidad originan importantes desplomes -- que recubren buena parte de los materiales del fondo de La Caldera.

Las coladas y aglomerados de las Series de la Pared son las que construyeron todo el gran domo norte de la isla (excepto algunos conos piroclásticos más recientes) y se descuelgan -- desde el circo de La Caldera hasta el mar. En su mayoría, los -- materiales que afloran en el domo Norte son coladas basálticas y traquibasálticas con algunos episodios aglomeráticos aislados (ANGUITA y APARICIO, 1973).

Estas Series de la Pared están atravesadas por diques -- basálticos de poca potencia, que son los conductos de emisión -- de estas mismas series, cuyo techo está erosionado. Dicha red -- de diques es mucho menos tupida que la que arma en el Complejo Basal, como se expresó al estudiar la malla filoniana.

Junto a la base de estas series y dentro de La Caldera, aparecen frecuentemente restos, bien de coladas o bien de masas



Fig. 36.- Discordancia entre el Complejo Basal y las series de la Pared en la cabecera del Barranco de Verduras de Alfonso. Puede - observarse la cicatriz dejada por un derrumbé en las series de la Pared. Cabecera del Barranco de Verduras de Alfonso.

aglomeráticas, que quedan como testigos de que la formación cubrió todo el Complejo Basal. Otras veces, los restos pueden quedar formando acusados relieves, como los aglomerados de los Roques Centrales, sin duda, pertenecientes a las Series de la Pared, que rellenarían los primitivos barrancos existentes.

En general, hacia la base de la Pared predominan los -- aglomerados y piroclastos, hasta aproximadamente la mitad de la misma. A partir de aquí, empiezan a ser más abundantes las coladas y los niveles piroclásticos, que se identifican por sus tonos ocres característicos de alteración.

El apilamiento de episodios eruptivos tiene un espesor variable, y puede considerarse que el máximo visible es de 1100 metros, en la zona del Roque de los Muchachos y Roque Palmero - (ver mapa que se adjunta). Desde esta zona, la más elevada de la isla, y siguiendo por los bordes de La Caldera, el espesor va decreciendo paulatinamente hasta llegar, por un lado, a la zona del collado de La Cumbrecita, donde han sido erosionadas las series basálticas de la Pared y aflora el Complejo Basal, y por el otro, a las series basálticas de El Tíme que yacen sobre las Series de la Pared de mucha menos potencia, a partir del -- Risco de las Pareditas hacia el SO.

Como una formación diferente de las series típicas de la Pared, aparece el macizo del Bejenado, que se encuentra desmembrado del circo de la Pared por el collado de La Cumbrecita. Este macizo está actualmente basculado hacia el Sur, hacia donde presenta unas pendientes muy pronunciadas, con coladas que -- buzan en la actualidad unos 40°. Posteriormente se tratará este tema con más amplitud.

Hacia la parte alta del Bejenado van haciéndose más importantes las coladas de tipo más sálico, culminando con una po

tente colada de roca fonolítica. Así pues, el macizo del Bejenado no solamente está desligado morfológicamente de las Series de la Pared, sino que su quimismo es de carácter más subsaturado que éstas (HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, 1982), perteneciendo a tipos de la serie basanitoide--fonolita.

Probablemente, los diques de fonolita y de nefelinita -- que existen cerca del Lomo de las Chozas y en la base de la Pared del Bejenado, correspondan a los conductos de emisión de las series sálicas de este macizo.

También hay que considerar como rocas algo desconectadas del resto de la Pared de La Caldera, unas coladas de carácter intermedio, tefritas con halyna, que se hallan situadas en el techo de la Pared entre la Punta de los Roques y el Pico de la Sabina, cuyas chimeneas eruptivas se encontrarían también hacia la zona SE. del fondo de La Caldera.

### 5.3.b.- FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL EN EL INTERIOR DE LA CALDERA

#### 5.3.b.1.- Aglomerados basálticos y sedimentos asociados (Roques Centrales)

Estos aglomerados y sedimentos forman la línea divisoria de aguas dentro de La Caldera que acaba en Dos Aguas, y están -- constituidos por una serie de roques (Salvaje, Capaderos, Brevera Macha, Higueras, Ramas) que forman unos paredones entre el Barranco de Taburiente y el Barranco del Almendro Amargo (Fig. 37), quedando otros roques aislados en otras vertientes (Roque Idate, Roque del Huso, etc.) que indican que posiblemente estos aglomerados cubrieron buena parte del interior de La Caldera, alternándose con etapas más tranquilas en que se depositaron materiales



Fig. 37.- Restos de aglomerados basálticos en el interior de la Caldera que -  
constituyen los roques Centrales. Roque de las Ramas desde Dos Aguas.

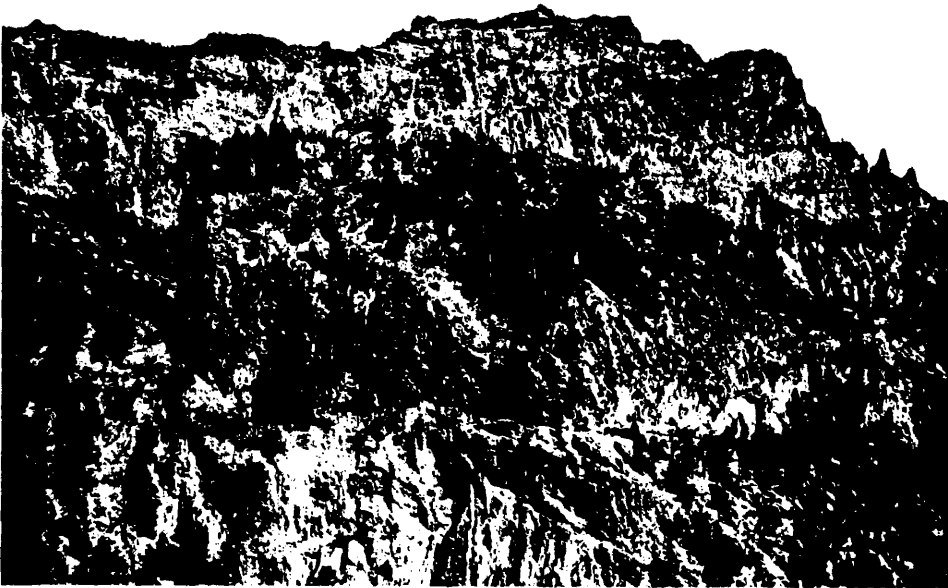


Fig. 38.- Restos de serie aglomerática sin diques en clara discordancia con el Complejo Basal. Roque Salvaje.



sedimentarios poco característicos.

Se trata de series postcomplejo basal que se apoyan en clara discordancia erosiva sobre los materiales del Complejo Basal (Fig. 38). No están apenas atravesados por diques y buzanan claramente hacia el Suroeste. Son, pues, posteriores a la formación de brechas y aglomerados del Complejo Basal y forman los restos de las Series de la Pared dentro de La Caldera.

Los conductos de emisión de estos materiales no existen en la actualidad o quedan inmersos en los materiales de la Pared de la zona norte de La Caldera.

Hay que destacar que al asentarse las masas aglomeráticas debía ya existir un importante relieve en superficie, como lo atestigua el que exista una pendiente muy inclinada en el contacto entre estos aglomerados y el Complejo Basal (Fig. 38).

#### 5.3.b.2.- Otros productos lávicos y aglomeráticos

Existen algunos otros restos de coladas y aglomerados basálticos dentro del recinto de La Caldera, que apenas presentan diques, y que se apoyan claramente en discordancia erosiva sobre las formaciones adyacentes del Complejo Basal.

En unos casos se observa que, sin duda, parten de las series antiguas, como ocurre con las coladas de la zona de la Viña, junto a la Pared N. de La Caldera (Fig. 39).

Otras veces se observa simplemente masas aglomeráticas y lávicas, cubiertas en parte por vegetación y un potente suelo. Estas masas, siempre de tipo basáltico, son abundantes hacia la parte Oeste y Noroeste de La Caldera, al Norte y Sur del case-



99

Fig. 39.- Pared N0. de la Caldera de donde parten las coladas basálticas del Roque de la Viña. A la izquierda se situa Risco Liso, a la derecha la cresta puntiaguda del Roque -- del Huso. y algo más a la izquierda las coladas del Roque de la Viña.

río de Tenerra.

Hacia la parte Este de La Caldera, bajo la Pared no existen prácticamente afloramientos de este tipo, aunque al Sur de Morro Negro se observa un afloramiento de rocas basálticas sin diques y que parece los restos de una colada de serie antigua.

Los conductos de emisión de todos estos materiales estuvieron, sin duda, en las Series de la Pared, actualmente erosionados o enterrados. Un ejemplo serían las coladas de la Viña, que provendrían de un centro de emisión hacia esa zona del NO. de La Pared.

#### 5.3.b.3.- Materiales basálticos cuaternarios

Cerca del recinto de La Caldera y en las dos márgenes -- del Barranco de las Angustias han tenido lugar emisiones basálticas cuaternarias o muy recientes, que pueden significar las últimas etapas de la actividad volcánica del domo Norte de la isla.

Se trata de afloramientos muy reducidos que ofrecen muy poco a la observación, excepto que aparecen centros de emisión y algunas coladas basálticas. Mayor importancia tiene el que pueda significar un vulcanismo epigenético, siguiendo las ideas de -- RECK (1928), pues confirma su hipótesis de fracturación final -- del Complejo Basal con manifestaciones efusivas muy locales dentro del complejo. Ello se discutirá en el capítulo dedicado a -- morfología y aspectos tectónicos de La Caldera de Taburiente.

### 5.3.c.- MATERIALES SEDIMENTARIOS

Agrupamos en este apartado todos los materiales del interior de La Caldera y del Barranco de las Angustias que no son plutónicos ni volcánicos.

Dependiendo de la disposición que presentan actualmente, hemos distinguido en la cartografía tres tipos diferentes de materiales sedimentarios:

- I) Sedimentos estratificados.
- II) Materiales de piedemonte, de desplomes recientes,...
- III) Materiales recientes transportados por barrancos.

#### I) Sedimentos estratificados.

La mayor parte de estos materiales forma la serie sedimentaria de El Time, que ha sido reconocida y estudiada desde el siglo pasado (LYELL, 1864; GAGEL, 1908 a y b; por ejemplo). Está enclavada en la desembocadura del Barranco de las Angustias y llega desde el nivel del mar en la misma desembocadura del Barranco, hasta los 550 metros en el límite mismo con las Series de la Pared a 1 Km. al SO. del caserío de la Hacienda del Cura, en la margen derecha de dicho barranco (Fig. 40). Posiblemente, estos sedimentos son los que aparecen como retazos al Sur de El Carbón, bastante adentrados en La Caldera (Fig. 41).

En general, los sedimentos son detríticos gruesos mal seleccionados, con grandes bloques, conglomeráticos, cementados por una matriz arcillo-arenosa; aunque hay zonas de detríticos finos (samíticas) con estructuras de estratificaciones cruzadas, estratificaciones gradadas, etc.

Estos materiales proceden del yaciado de los materiales de La Caldera, abundando cantos basálticos y traquibasálticos -



Fig. 40.- Tramo cercano a la desembocadura del Barranco de las Angustias donde se observa el encajamiento del mismo al pasar por los sedimentos estratificados de El Tíme que forman el muralón del segundo término.



Fig. 41.- Sedimentos estratificados cercanos al área de El Carbón. Probablemente sea una formación que colmató todo el Barranco de las Angustias.

de las Series de la Pared.

Esta secuencia sedimentaria está surcada por el actual curso del barranco que se encaja en ella.

Dada la importancia de esta formación sedimentaria de - cara a asignarle un ambiente de formación y poder precisar más sobre los episodios evolutivos de la formación de La Caldera, - se requeriría un estudio detallado de dicha unidad para esclaa-- recer muchas cuestiones actualmente no comprendidas, pues dado que estos sedimentos recubrieron en buena parte la salida de La Caldera, cabría suponer como hipótesis de partida que estos ma-- teriales bien pudieran estar relacionados con un origen marino por la entrada del mar en el Barranco, o bien pudieran tener una génesis de tipo lacustre por el taponamiento de la desemboca-- dura del Barranco a causa de alguna colada y/o desplome impor-- tante hacia la zona de El Time.

Existen algunos afloramientos en el interior de La Caldera de materiales sedimentarios estratificados que no pertenecen probablemente a la serie sedimentaria de El Time, sino que deben corresponder a otros episodios sedimentarios locales. Estos materiales se sitúan a cotas topográficas más elevadas, entre los 1.100 y 1.300 metros, y se trata también de depósitos - estratificados de materiales gruesos y sueltos, que quedan como restos de una formación con una extensión seguramente mayor que la actual, y que quedan colgados por la fuerte erosión remontante en la cabecera del Barranco del Almendro Amargo.

II) Materiales de piedemonte, de desplomes recientes,...

Debido a la fuerte erosión remontante de los barrancos del interior de La Caldera, los mismos excavan su cauce en el - Complejo Basal, llegando a la discordancia de la Pared; al con-- tinuar la erosión, los materiales de la Pared llegan a desplo--

marse originando grandes avalanchas de piedras de los paredones caídos. Este tipo de erosión recuerda al avance de los acantilados marinos, que progresan al socavarse la base y desprenderse grandes bloques por carecer de sustentación.

En este apartado se incluye todos los depósitos desplomados de la Pared, que a modo de fina cobertera se apoyan sobre los materiales del fondo de La Caldera, y que debido a la manifiesta inestabilidad del circo calderiforme son bastante frecuentes.

Los desplomes que probablemente han movilizado mayor volumen de material son: el de la zona de la Casa de Taburiente, cuya cicatriz la constituye el paredón de Risco Liso; el del área del caserío de Tenerra; el de la Hacienda del Cura; y los de La Viña. Todos en la parte occidental de La Caldera, probablemente, a favor de fracturas paralelas a la dirección principal del Barranco de las Angustias.

El único desplome de cierta importancia hacia el sector oriental lo constituye el de la cumbre del Lajón del Lomo Alto, que en la actualidad se encuentra a cerca de 100 metros del cauce del barranco actual más cercano, lo que prueba que se trata de unos materiales sedimentarios en parte erosionados y relativamente más antiguos que los otros.

Recientemente, han ocurrido desplomes importantes en los Cantos de Turugumay a principios de siglo, y en el Barranco de Verduras de Alfonso en 1961.

La característica principal, aparte de su pésima selección y nula estratificación, es que están formados por grandes "bolos" de varias decenas de toneladas de los materiales de la Pared, sobre todo, de aglomerados.



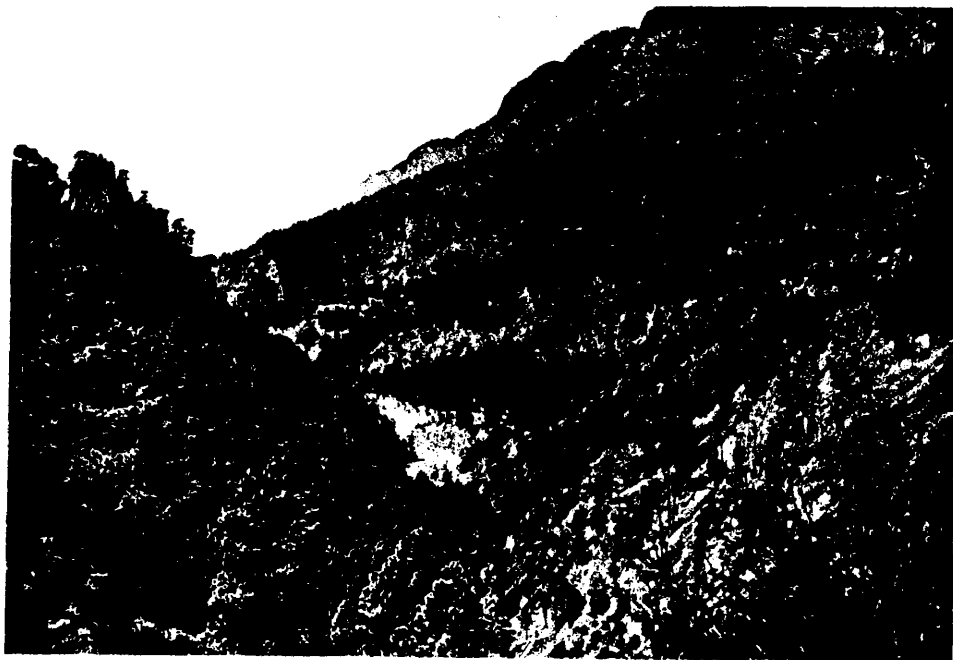


Fig. 42.- Playa de Taburiente desde la cabecera del Barranco de Verduras de Alfonso, formada por acumulación de cantos rodados de los barrancos de los Cantos y Verduras de Alfonso. A la izquierda Roque Salvaje.

En algunos casos, como en la zona de Las Hoyas (SO. de la Hacienda del Cura), se observan materiales de piedemonte atravesados por diques, lo que indica que se trata de materiales muy antiguos y anteriores a algún episodio eruptivo tardío, de desplomes antiguos atravesados por los diques más jóvenes de la Pared.

### III) Materiales transportados por barrancos.

En cada período de lluvias el agua de escorrentía transporta en dirección hacia el mar un gran volumen de materiales --suelos acumulados en los cauces de los barrancos.

En las zonas donde se ensanchan los barrancos y donde --hay cambios bruscos en la pendiente, estos materiales sueltos --forman verdaderos depósitos de rambla o "playas" (Fig. 42) (Playa de Taburiente, Playa de Dos Aguas, ...), donde se acumula un importante espesor de materiales gruesos rodados.

Dependiendo de la cantidad de precipitaciones de nieve y lluvia caídas, los materiales sueltos se mueven a velocidades de algunos kilómetros al año, arrastrados por los barrancos que corren permanentemente, lo cual produce un vaciado muy rápido y el que una gran cantidad de material procedente de la erosión de La Caldera vaya a parar al mar por la salida natural del Barranco de las Angustias.

6.- EDAD DE LOS MATERIALES DEL COMPLEJO BASAL DE LA PALMA Y DE  
SUS FORMACIONES ADYACENTES.

Hasta ahora no han aparecido sedimentos marinos asociados al Complejo Basal de La Palma, como se han encontrado en -- Fuerteventura y La Gomera, y que nos servirían para datar los -- primeros episodios constructivos de la isla.

La secuencia sedimentaria del Complejo Basal de Fuerteventura se encuentra bien datada por macro y microfósiles (ROTHER, 1968; FUSTER et al., 1980); estos últimos autores le asignan una edad entre el Berriasiense y el Albense (Cretácico Inferior), -- aunque no descartan que los niveles más bajos pertenezcan al techo del Jurásico.

La formación volcánica submarina en Fuerteventura parece abarcar un amplio espectro en el tiempo. ROBERTSON y STILLMAN -- (1979) señalan intercalaciones volcánicas submarinas con sedimentos margosos del Cretácico, mientras que FUSTER et al. (1980) citan sedimentos con abundante fauna de edad Oligoceno Medio a Superior interestratificados con la serie submarina. ABDEL-MONEM -- et al. (1971a) confirman para esta formación una edad Oligoceno Inferior mediante la datación por K/Ar de una roca volcánica del Complejo Basal.

Se puede suponer, pues, que en la formación volcánica -- submarina de Fuerteventura están representados varios episodios de actividad ígnea entre el Cretácico y el Oligoceno (BARRERA et al., en prensa).

En lo que respecta a La Palma, la única datación que se ha obtenido de las rocas submarinas es la reportada por HERNANDEZ-PACHECO (1973) que cita una comunicación personal de Del Pozo, la cual hace referencia a microfauna de edad Mioceno Medio--

Superior en sedimentos mezclados con materiales hialoclastíficos. Estos datos no se correlacionan bien con los de Fuerteventura, indicando una edad menor que las rocas submarinas de esta isla.

Hasta la fecha no existen apenas dataciones radiométricas de rocas plutónicas, excepto de algunos tipos de La Gomera y de Fuerteventura (ABDEL-MONEM et al., 1968 y 1971a; CENDRERO, --1971); datos que, aunque el último autor no los consideraba muy fiables pues suponía al complejo de rocas plutónicas muy antiguo, son bastante coherentes entre sí, teniendo las rocas de las intrusiones finales entre 15 y 20 millones de años como mínimo, si bien la datación de una sienita alcalina de Fuerteventura se aparta de las demás dando una edad más antigua (principios del Oligoceno).

En general, puede decirse que estas dataciones corresponderían al Mioceno Inferior. Dado que las rocas granudas son intrusivas en las series submarinas, en La Palma por tener éstas una edad Mioceno Medio-Superior, las rocas granudas tendrían como máximo esta misma edad, lo cual viene de nuevo a indicar que las rocas plutónico-subvolcánicas de La Palma parecen tener una edad más reciente que las de Fuerteventura y La Gomera.

En cuanto a las edades radiométricas de los diques del Complejo Basal, es de Fuerteventura donde se poseen dataciones abundantes, estando el período de máxima intrusión filoniana entre los 46 millones de años y los 20 millones de años (Eoceno Medio - Mioceno Inferior), aunando los datos de STILLMAN y ROBERTSON (1977), FUSTER et al. (1980) y BARRERA et al. (en prensa), y --siendo, en parte, sincrónica con los materiales basálticos submarinos y con la penetración plutónica. Con estos criterios cabría suponer que la inyección filoniana más antigua en La Palma podría haber ocurrido en el Mioceno, sincrónicamente con las lavas y brechas submarinas.

A partir de los escasos datos sobre edades existentes en el Complejo Basal de La Palma y por correlación con los demás -- Complejos Basales de las otras islas, se tiene que en La Palma -- la formación basal puede ser posiblemente algo más moderna que -- la de Fuerteventura y La Gomera, y hasta ahora no existen datos de edades anteriores al Mioceno en ella.

Es interesante hacer referencia a los comentarios de -- HAUSEN (1969) que intentó datar rocas granudas del Complejo Basal de La Palma, sin embargo, no fue posible la datación porque las muestras no contenían Ar. No obstante, se encuentran actualmente en curso de realización dataciones por el método de K/Ar de algunos tipos plutónicos de La Palma que están siendo elaboradas por el Laboratorio Asociado del C.N.R.S. nº 10 de la Universidad de Clermont-Ferrand, cuyos resultados no han podido incorporarse a este trabajo.

Dataciones radiométricas por K/Ar de las series de El Time (ABDEL-MONEM et al., 1971b) indican edades muy modernas, correspondientes al Pleistoceno. Estos autores dataron la colada inferior de las series de El Time ( $1.57 \pm 0.09$  millones de años) y la superior de las mismas ( $1.02 \pm 0.03$  millones de años), ambas de polaridad inversa; pues suponían que estas series descansaban directamente sobre el basamento de la isla, lo cual no es correcto, pues las series de la Pared son anteriores a las de El Time y -- son las que se apoyan sobre el Complejo Basal.

GAGEL (1908a y b) señala que la existencia de corales -- miocenos en los sedimentos de El Time, junto a la Pared, significaría que la formación volcánica de la Pared fuera Terciario Inferior, mientras que la "grundgebirge" (Complejo Basal) podría ser Paleozoica o Mesozoica. Esta datación tomada de FRISTON y REISS (1868) no concuerda en nada con las dataciones geológicas de ABDEL-MONEM et al. (1971b) citadas, ni parecen

pues habría que suponer que la pared N. de La Caldera fuera un acantilado marino donde habría fauna coralina, lo cual no puede sostenerse (RECK, 1928).

Dataciones recientes por K/Ar y  $Ar_{40}/Ar_{39}$  de diques de La Palma por FERAUD (1981), dan una edad de 6 m.a. o menores (Mioceno Sup.-Plioceno) para diques intrusivos en las series volcánicas submarinas y edades de 1.3 m.a. hasta 0.4 m.a. (Pleistoceno), para diques que atraviesan las Series Antiguas. En cuanto a direcciones de diques del Complejo Basal, sólo considera una directriz principal N-S y otra subparalela, pero no menciona la dirección fundamental de los diques (N 35 O), posiblemente debido a que ésta directriz se marca a partir del tramo alto del Barranco de las Angustias hacia el interior de la Caldera.

Tanto para Azores como para Gran Canaria los datos de FERAUD et al (1981) indican que existió una transgresión marina entre los 3.5 y 4.2 m.a. aproximadamente quizá relacionada con deposición de los sedimentos de El Time.

En conclusión, aunque se requiere poseer mucho más datos geocronológicos de rocas del Complejo Basal de las tres islas Canarias en que aflora, los escasos datos que se tienen apuntan a que el Complejo Basal de Fuerteventura (y, probablemente, el de la Gomera) es algo más antiguo al de La Palma, el cual puede considerarse como Mioceno. Por lo menos para la etapa submarina, esta diferencia en edad puede ser consecuencia de que en La Palma ha sido necesaria la emisión de mucho más volumen de material para poder remontar los fondos oceánicos (4000 m.) y traspasar el nivel de mar; para la Gomera y, sobre todo, para Fuerteventura este episodio submarino está representado por menor cantidad de material (SCHMINCKE, 1981), por lo que estas islas han debido emerger en tiempos anteriores a La Palma.

Las relaciones entre las unidades volcanoestratigráficas de las tres islas que venimos considerando se hallan recogidas en el Cuadro 4, algo modificado del presentado por HERNANDEZ-PACHECO y de la NUEZ (en prensa).

RELACIONES ENTRE LAS UNIDADES VOLCANO-ESTRATIGRAFICAS DE LA PALMA\*, GOMERA\*\*, FUERTEVENTURA\*\*\*

EDAD	LA PALMA	EDAD	GOMERA	EDAD	FUERTEVENTURA
MIOCENO MEDIO-SUP. PLIOCENO - CUATERNARIO	Series post-complejo basal: Series recientes y -- subrecientes. Series de Cumbre Vieja. Series del acantilado y extrusiones sálicas	MIOCENO INFERIOR O MEDIO - CUATERNARIO	Basaltos subrecientes con intercalaciones de domos y coladas sálicas	MIOCENO - CUATERNARIO	Series post-complejo basal Series Basálticas I, II, - III, y IV.
	Series basálticas de la pared de la Caldera y de El Time Series basálticas antiguas de Cumbre Nueva. Formación volcánico-sedimentaria: Brechas y aglomerados volcánicos poligénicos. Emisiones submarinas recientes. Gabros alcalinos, gabros olivínicos, gabros. Emisiones submarinas antiguas: Rocas basálticas y rocas sálicas metasomatizadas.	MIOCENO INFERIOR O MEDIO - CUATERNARIO	Basaltos antiguos superiores con intercalaciones de domos y coladas sálicas. Aglomerados poligénicos. Basaltos antiguos inferiores	CRETACICO MIOCENO INF.	Intrusiones plutónicas Formación volcánica submarina. Secuencia sedimentaria prevolcánica.
Complejo Basal		CRETACICO MIOCENO	Serie Traquítico-fonolítica Complejo basal con malla de diques		

\* Hernández-Pacheco, A. (1971)

\*\* Cendrero, A (1971); Cubas, C.R. (1978)

\*\*\* Fúster et al. (1968); Fúster et al (1980).

(modificado de Hernández-Pacheco y Nuez, en Prensa)



7.- RASGOS MORFOLOGICOS Y ESTRUCTURALES E HISTORIA EVOLUTIVA  
DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

Antes de entrar de lleno en la difícil problemática del origen de La Caldera de Taburiente, que ya otros muchos autores han intentado resolver, se considera conveniente el análisis sucinto de algunos datos bibliográficos de otras calderas que por sus dimensiones y problemática pueden ser similares a la Caldera de Taburiente y, posteriormente, un estudio exhaustivo de los datos y teorías de síntesis aportadas por los distintos autores -- que han analizado la génesis de La Caldera.

#### 7.1.- DATOS BIBLIOGRAFICOS DE CALDERAS ANALOGAS A LA CALDERA DE TABURIENTE

WILLIAMS (1941) en su trabajo clásico sobre calderas, hace una revisión de los diversos tipos de las mismas: de explosión, de hundimiento, de erosión y de origen mixto, con ejemplos de calderas conocidas. Asimismo, recoge las citas de autores como Gagel y Reck acerca de la Caldera de Taburiente, en la que, según ambos, la erosión ha jugado un papel importante.

La mayoría de los autores recientes aducen un origen erosivo para la Caldera de Taburiente, por ello, aunque haremos mención a algunas calderas de hundimiento y de explosión, creemos -justificado partir de los datos de calderas de erosión análogas a la de La Palma y no entrar en detalles de otras modalidades de calderas.

El mismo WILLIAMS (1941) considera que las calderas de erosión se forman en grandes conos volcánicos con paredes compuestas de lavas y piroclastos interestratificados, donde por la

acción erosiva se graba un valle que en su cabecera tiende a adquirir forma circular, llegándose a alcanzar inmensas hondonadas calderiformes.

Un ejemplo de este tipo de calderas se encuentra en Tahití (Fig. 43), que presenta un anfiteatro central de 7 Kms. de diámetro y unas paredes de 1.500 metros de desnivel, con rocas plutónicas alcalinas intrusivas en el fondo de la misma.

Tanto por la descripción de WILLIAMS (op. cit.) como por el estudio petrológico de LACROIX (1910a y b; 1927a y b) y de MCBIRNEY y AOKI (1968), los caracteres morfológicos y estructurales de la caldera de Papeeno en Tahití son muy similares a los de la Caldera de Taburiente, donde hay una zona de cumbres de unos 2.000 metros de altura sobre el nivel del mar, de morfología calderiforme y un desagüe natural de la caldera constituido por el río Papeeno (Cuadro 5).

UPTON y WADSWORTH (1970) en su trabajo sobre las series volcánicas de la isla de La Reunión, presentan unos esquemas evolutivos de la isla y de las calderas periféricas al Pitón des Neiges (Fig. 43), las que atribuyen a un efecto de denudación y a la existencia de un levantamiento acusado de la isla. Esquemáticamente la isla está formada por Series Oceaníticas Antiguas, constituidas por lavas y materiales explosivos submarinos atravesados por un complejo intrusivo plutónico que aflora en reducidas apófisis y sills; Series Oceaníticas Modernas, subaéreas y basálticas predominantemente; y Series Diferenciadas con tipos variables desde basaltos a traquitas. Como episodios desconectados del Pitón des Neiges, crecieron las series del Pitón de la Fournaise al SE. de la isla.

También existen importantes similitudes entre la isla de La Reunión y la de La Palma, no sólo por las formaciones geológicas

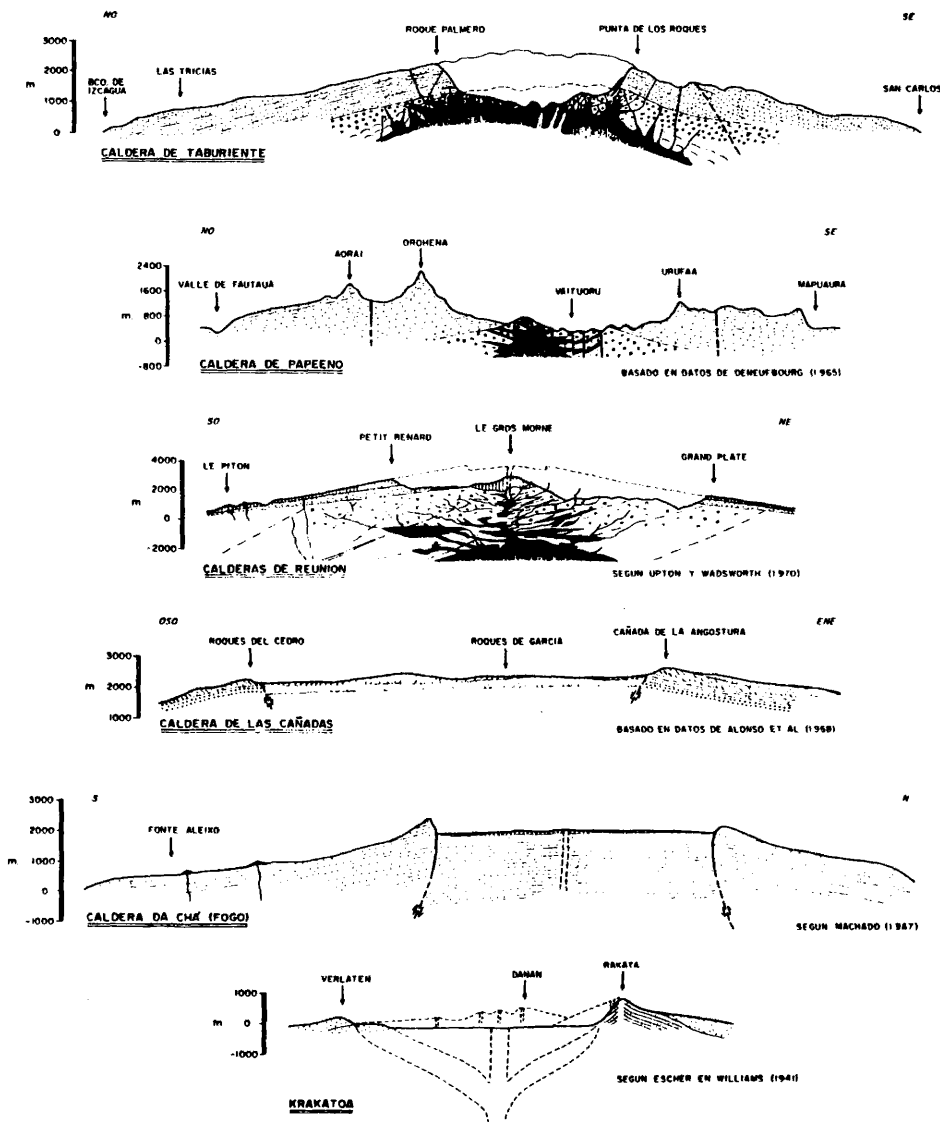


Fig. 43.- PERFIL ESQUEMATICO DE DISTINTOS TIPOS DE CALDERAS

CUADRO.- 5

RELACIONES ENTRE LAS ISLAS OCEANICAS DE LA PALMA, TAHITI y REUNION.

	LA PALMA*	TAHITI**	REUNION***
FORMACIONES VOLCANOSTRATIGRAFICAS	a) Complejo basal (serie sub marina básica y sílica; rocas plutónicas; aglomerados y brechas; diques). b) Series Antiguas (basaltos de Cumbre Nueva; basaltos de la Pared; basaltos-fonolitas del Bejenado). c) Series Recientes (basaltos y fonolitas de Cumbre Vieja).	a) Formación Papeeno-Vaitepiha (coladas y brechas basálticas con intrusiones plutónicas). b) Formación de lavas basálticas de la efusión principal. c) formación de lavas traquíticas y lavas basálticas de la efusión terminal.	a) Macizo del Pitón des Neiges. (I) Aglomerados y brechas basálticas zeolitizadas con diques. (II) Lavas y escorias basálticas oceaníticas con diques, en parte zeolitizadas. (III) Lavas, escorias y materiales explosivos basálticos y traquibasálticos con intrusiones y sillis de traquitas y rocas plutónicas. (IV) Coladas y piroclastos basálticos, traquitas y traquibasálticos. b) Macizo de Pitón de la Fournaise. (III, IV y V) Lavas y escorias basálticas y oceaníticas.
MORFOLOGIA	2 edificios conectados (domo N y domo S) con una caldera en el primero. 730 Km <sup>2</sup> de superficie y 2426 m. de altura máxima (Roque de los Muchachos).	2 edificios conectados (Tahiti-nui y Tatarapu) con una caldera en cada uno de ellos. 1150 Km <sup>2</sup> de sup. y 2241 m de altura máxima (Orohena)	2 edificios conectados (Pitón des Neiges y Pitón de la Fournaise) con 3 calderas en el primero y una caldera incluyente en el segundo. 2500 Km <sup>2</sup> de sup. y 3069 m. de altura máxima (P. des Neiges).
DIRECTRICES TECTONICAS	Dos directrices principales - N 350. y N-S; secundarias las direcciones al E (N 15, 35, - 55 y 75 E).	Dos directrices principales N 30 E y N 75 E.	Las directrices no son muy destacables, aunque las más frecuentes son N 60.0. y todo el tránsito hasta E-0
EDADES	a) Mioceno Medio-Superior b) Plioceno - Pleistoceno c) Pleistoceno-actual	a) Mio-plioceno b) Mio-plioceno c) Pleistoceno	a) (I) Plioceno; (II) Pleistoceno. a) y b) (III y IV) Pleistoceno. b) (V) Holoceno-actual.
PETROGRAFIA	R. plutónicas: Series basalto alcalino (gabros oliv.-gabros) Domo N: Serie basalto alcalino-traquibasalto y escasa basanitaide-fonolita. Domo S: Serie basanitaide-fonolita.	R. plutónicas: Serie basanita (gabro alcalino-sienita nef. y sienitas). Tahiti-nui: Serie basanita con algo de basalto alcalino. Tatarapu: Serie basanita-fonolita con abundantes traquitas y fonolitas	P. des Neiges: las lavas e intrusiones diferenciadas son de la Serie basalto alcalino. Las lavas no diferenciadas son de la Serie intermedia Basalto alcalino-basalto toleítico. P. de la Fournaise: Serie intermedia, basalto alc.-basalto toleítico.
QUIMISMO	Se tiende a términos más alcalinos y subsaturados.	Se tiende a términos más alcalinos y subsaturados.	Se tiende a términos no alcalinos y saturados (toleíticos).

\* Datos presentados en este trabajo.

\*\* LACROIX (1910 a y b; 1927 a y b) DENEUBOURG (1965) y McBIRNEY y AOKI (1968).

\*\*\* LACROIX (1912); BOGUEL (1967); UPTON y WADSWORTH (1970, 1972) BILLARD (1973).

cas de ambas, sino por los esquemas evolutivos referentes a las calderas de ambas islas (Cuadro 5). Quizá el efecto de denudación haya seguido pautas distintas en cada isla. En La Reunión, la serie de rocas basales se halla expuesta fundamentalmente por materiales volcánicos, lo que puede indicar simplemente que sea un estadio más juvenil en la formación del circo calderiforme; o que no exista una dirección preferente que encauce la erosión como en La Palma. De ahí que en la isla de La Reunión se hayan formado tres calderas adyacentes al Pitón des Neiges central, y en La Palma sólo una.

Por su proximidad geográfica, cabe citar necesariamente el gran circo de Las Cañadas en Tenerife, por si existiera coincidencia en los fenómenos constructores entre ambas calderas canarias. ARANA (1971) en su estudio sobre el origen de Las Cañadas hace una mención sobre la Caldera de Taburiente, asignándole un origen puramente erosivo, y en cuanto a Las Cañadas, el autor considera que se trata de una caldera de hundimiento por colapso del edificio a consecuencia de la gran cantidad de material expulsado en los episodios sálicos de la isla. Respecto a esta misma caldera, BRAVO y HERNANDEZ-PACHECO (1980) aducen una imbricación de fenómenos de hundimiento, deslizamiento y erosivos para su génesis. En la Fig. 43 se presenta un esquema de dicha caldera según los datos cartográficos de ALONSO et al. (1968).

Sin duda, el circo de Las Cañadas guarda bastante parecido con la Caldera da Chã (Fogo, Cabo Verde) (Fig. 43), que para MACHADO (1967) tiene su origen por subsidencia, representando el escarpe de la pared de la caldera una fractura circular.

En la Fig. 43 se encuentran representadas en perfil algunas de las calderas mencionadas y se ha añadido el esquema de una caldera de explosión, como es la del Krakatoa, para compararla con las de hundimiento y las típicamente erosivas. Todas ellas

están a una misma escala, excepto el esquema de La Reunión, tomado de UPTON y WADSWORTH (1970) que se presenta a mitad de escala, pero que representa, en realidad, dos calderas separadas por una dorsal central.

Simplemente por analogía en los perfiles de las calderas, cabe relacionar la caldera de Las Cañadas con la Caldera da Chá, de parecidas morfologías, mientras que la Caldera de Tauburiente es fácilmente comparable con cualquiera de las de la isla de Reunión o con la de Papeeno en Tahití, calderas que han sido explicadas por un importante agente erosivo.

Hay que hacer notar que la mayoría de las islas oceánicas típicas que presentan un basamento volcánico con intrusiones subvolcánicas, y uno o varios episodios de materiales volcánicos subaéreos, suelen modelar en su superficie importantes formas calderiformes, por el abombamiento de las formaciones de la isla y su posterior denudación. Esta tendencia calderiforme, una vez cesado el período eruptivo y haber sido arrasado por la erosión todo el edificio, se desfigura totalmente y acaba por perder todas las características. Teniendo en cuenta la feroz erosión que se da en estas estructuras morfológicas, hay que admitir que para que exista una caldera, las series volcánicas que forman parte de la misma, han de ser muy jóvenes, como máximo miocenas. Estos caracteres generales se dan en islas como La Reunión, todas y cada una de las islas del Archipiélago de la Sociedad (Tahití, Mooréa, Bora-Bora, Huahiné, Tahaa, Raíatea,..); en La Palma y, posiblemente, queden restos de ellas en El Hierro (El Golfo) y La Gomera (Arco de Vallehermoso). Si existieron en algunas de las islas orientales canarias han sido arrasadas totalmente.

## 7.2.- DATOS BIBLIOGRAFICOS REFERENTES A MORFOLOGIA Y GENESIS DE LA CALDERA DE TABURIENTE

De toda la literatura referente a la morfología y génesis de la Caldera de Taburiente, entresacamos los datos más significativos que pueden aportar ideas importantes al respecto.

Para Von BUCH (1825) la Caldera de Taburiente era un típico ejemplo de cráter de elevación que se habría ido elevando poco a poco hasta estallar como una burbuja. Tras ello, se habría agrietado, resquebrajado y colapsado.

REISS (1861) recoge las teorías existentes sobre La Caldera en aquella época y concede particular importancia respecto a su génesis a la acción erosiva, siendo el primero que aporta datos petrológicos de las distintas formaciones.

Pero es LYELL (1864) quien realiza las primeras observaciones de importancia, señalando la existencia de un núcleo antiguo y otro reciente. El primero, constituido por rocas bulbosas, lavas feldespáticas y tobas endurecidas por los diques intrusivos, y, el segundo, formado por escorias, aglomerados, lapilli y lavas basálticas que forman las paredes de La Caldera y buzan periclinalmente desde el centro de la misma.

Fue partidario de la hipótesis erosiva y concedió particular importancia a los sedimentos del cauce del Barranco de las Angustias, haciendo también algunas disquisiciones sobre una posible erosión marina en La Caldera y, particularmente observable, en el paso de La Cumbrecita, el cual no creía que fuera una fractura.

Von KNEBEL (1906) piensa que la formación basal y la de



la Pared son simultáneas, y que la diferencia que existe actualmente vendría dada por una consolidación tardía de la formación del fondo de La Caldera. Existiría un enorme tapón cilíndrico -- que elevaría el centro del domo, y posteriormente éste se destruiría por erosión. El problema de esta hipótesis es que se requerirían rocas fragmentarias y tectonizadas en la zona límite de ruptura; además, la discordancia que hay entre ambas formaciones es lo suficientemente importante como para que dichas formaciones puedan correlacionarse en el tiempo. Aunque, en general, el Complejo Basal está desconectado de las Series de la Pared, - la hipótesis de Von KNEBEL no es del todo desechable, puesto que una parte de las rocas granudas basales y de los diques son las raíces de algunos materiales de la Pared.

SAPPER (1906) también es partidario de una hipótesis erosiva a lo largo de dos líneas de fractura -una N-S, en el área de Rancones (La Cumbrecita), y otra NE-SO, en la dirección del Barranco de las Angustias-. La cuña formada por el macizo del Bejenado se habría hundido, explicando la entalladura de La Cumbrecita y la no correspondencia de las lavas del Bejenado con -- las del resto de la Pared. Es el primer autor que considera las series basálticas de Cumbre Nueva como los restos de una antigua paleocaldera mayor que la actual.

Recapitulando las ideas de GAGEL (1908a y b, 1910, 1914, 1915 y 1925), se tiene que para él, la erosión es el factor principal en la génesis de La Caldera. Toda la hondonada de La Caldera se formó por erosión del agua que llegó a profundizar hasta la grundgebirge o Complejo Basal. En dicho Complejo Basal él encuentra bostonitas cálcicas (rocas sálicas?), rocas basálticas y essexitas (para este autor este término engloba todo tipo de rocas granudas alcalinas), atravesadas por multitud de diques, metamorfozadas y cloritizadas. Observa que La Caldera no está formada por un gran centro eruptivo, sino que todo el domo Norte de

La Palma se ha construido a partir de innumerables centros de emisión. En la Pared las masas volcánicas recientes están constituidas por aglomerados, tobas, escorias y coladas subordinadas, atravesados por multitud de diques subverticales. Hacia el mar disminuyen los materiales explosivos para dar paso a las coladas. Piensa que la actual caldera es muy joven, aunque supone que las dos formaciones que constituyen La Caldera están muy separadas en el tiempo. Así, este autor cree que existen grandes similitudes entre la grundgebirge y las diabasas variscicas alemanas y se reitera en la enorme discordancia que separa la formación antigua de la superior, que él considera Oligoceno-Eoceno. Esta idea no encaja con la identidad petrológica de ambas formaciones, tal y como aduce FINCKH (com. pers. en RECK, 1928) que supone -- que las dos formaciones al estar formadas por los mismos magmas, son relativamente cercanas en el tiempo y de edad Terciaria.

Los materiales conglomeráticos existentes en la zona terminal del Gran Barranco (Barranco de las Angustias), según GAGEL, tuvieron que depositarse por una elevación del nivel del mar o un hundimiento de la isla. Posteriormente, se grabaría el cañón actual en estos materiales.

Aunque no visitó La Caldera, quizá sea RECK (1928) el autor que estableció una hipótesis de génesis de La Caldera de Taburiente más verosímil a la luz de los datos que había, exponiendo una serie de fases en la historia vulcanológica de La Palma. En su trabajo resume las ideas existentes hasta el momento, las cuales intenta visualizar de una manera gráfica para mayor claridad de las mismas (Fig. 44). Debido a su importancia y a las referencias continuas que haremos a lo largo de la exposición, --- transcribimos resumidamente las referidas fases en la historia evolutiva de La Palma:

- 1) En el Terciario Inferior o algo antes, tuvo lugar un

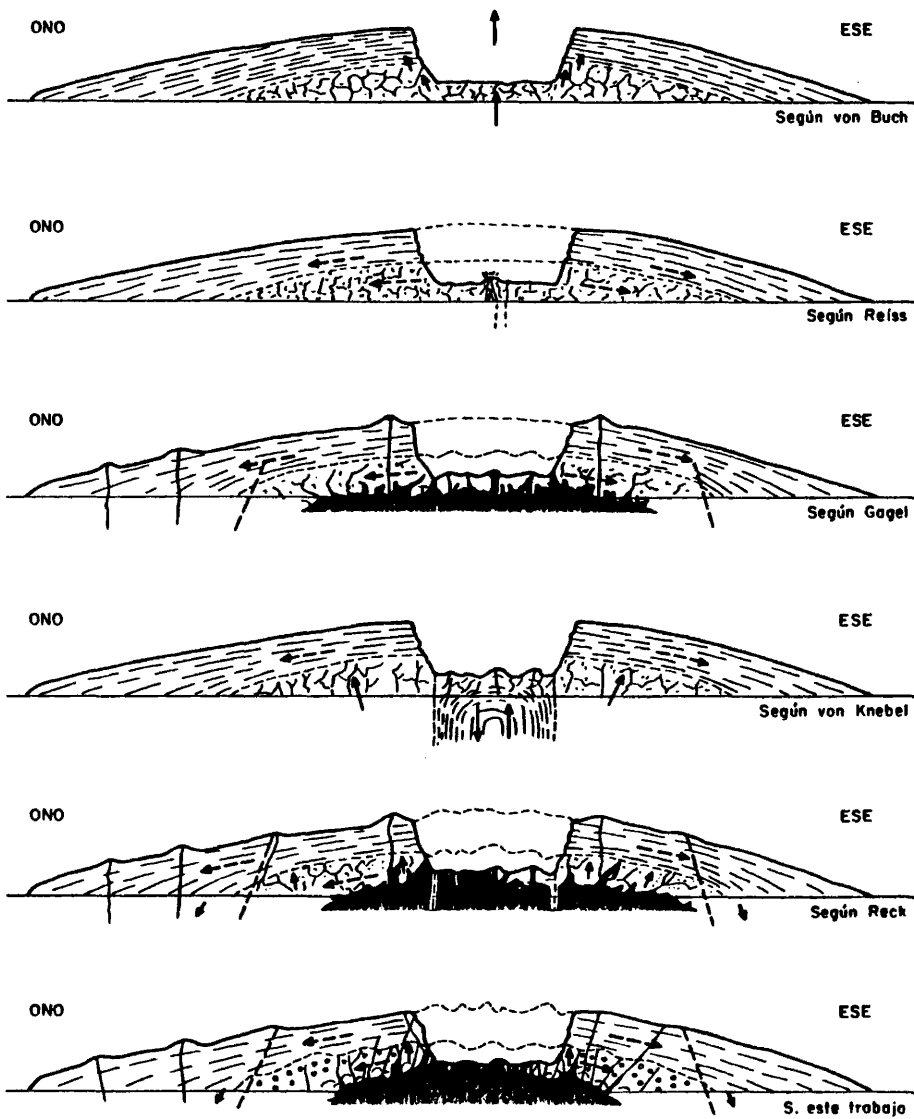


FIG. 44.- ESQUEMA RESUMEN DE LAS PRINCIPALES TEORIAS EXISTENTES SOBRE LA CALDERA DE TABURIENTE.

conjunto de erupciones a través de directrices lineales N-S con apilamientos en "tejado", del que sólo existen actualmente algunos diques y términos plutónicos essexfticos.

2) Hubo un largo período de tranquilidad con formación de una red de drenaje en dirección al S0.

3) En el Mioceno se activó el magmatismo, intruyendo un stock redondeado que brechificó el Complejo Basal, desarrollando se una fracturación cuya intensidad disminuye en dirección radial desde el centro.

4) Esta intrusión originó un abombamiento de forma convexa, con formación de importantes fracturas debido al aumento de volumen.

5) A través de estas fracturas se emitieron las lavas recientes, sin que llegase a formarse una zona central crateriforme; aunque sí, un centro con gran cantidad de materiales piroclásticos, mientras que periféricamente se distribuirían los materiales lávicos.

6) Se continuó con una etapa distensiva que no llegó a tectonizar apenas a la cobertera superior, ni siquiera a sus productos granudos profundos.

7) Se originó un defecto de masa que dio lugar a un colapso de la cobertera de cumbres en forma circular.

8) Tuvo lugar un movimiento de bloques que originaron una fracturación radial, e incluso pudieron desgajar el sector S0 -- (Bejenado), basculándolo de su posición, quizá en parte, por encontrarse entre la primitiva caldera de Cumbre Nueva y la actual caldera.

9) Comienza un nuevo período erosivo que actúa enérgicamente sobre la formación del fondo de La Caldera, y en menor medida en las lavas recientes.

10) Durante este período erosivo miocénico que dio lugar a los potentes coluviones del Barranco de las Angustias, el núcleo rígido comenzó a actuar como un horst volcánico, elevándose sobre su entorno a favor de fracturas de distensión.

11) Con esta elevación se relacionan las últimas manifestaciones volcánicas que dieron lugar a un prolongado vulcanismo epigenético en la periferia del horst.

12) Asimismo, es posible que se hayan presentado centros de emisión epigenéticos en el interior de La Caldera.

13) Finalmente, los agentes exógenos alcanzan la máxima importancia en el desarrollo del relieve actual.

Como se ha podido observar, RECK muestra una hipótesis con una base de procesos endógenos y volcanotectónicos, modificada en parte por el efecto erosivo.

BLUMENTHAL (1961) se apoya en las ideas de los autores anteriores, principalmente de GAGEL y de RECK, aunque aporta algunas consideraciones de importancia a partir de los datos de éstos. También HAUSEN (1969) hace destacadas observaciones en cuanto a la fracturación y estructura del domo.

MIDDLEMOST (1970, 1972) reconoce que el Macizo del Bejenado es distinto morfológicamente a las Series de la Pared y de carácter subsaturado y alcalino, considerando dichas series los restos del viejo volcán Taburiente. Por lo demás, no aporta muchos más datos significativos sobre La Caldera.

7.3.- DATOS MORFOLOGICOS Y ESTRUCTURALES DE LAS DISTINTAS FORMACIONES EN RELACION CON LA HISTORIA EVOLUTIVA DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

En nuestros planteamientos vamos a seguir, al igual que RECK (1928), un esquema evolutivo con dos etapas: una constructiva, con procesos endógenos y tectónicos, y otra destructiva, con agentes de tipo exógeno; aunque existen sustanciales diferencias en algunas fases con respecto a las ideas de este autor alemán.

La mayoría de las ideas que suscribimos ya están expresadas por los distintos autores, aunque cada uno las haya expresado de un modo parcial, al fijarse en determinados aspectos concretos o en los más espectaculares; de ahí que al ser RECK (1928) el que recopiló todos los datos anteriores, haya concebido una teoría bastante aceptable en su conjunto.

1) En la formación del actual Complejo Basal ha jugado un papel preponderante la etapa submarina de la isla, que se levanta desde un fondo oceánico a 4.000 metros de profundidad, construyéndose capa a capa hasta aflorar en superficie.

La isla iría adquiriendo una forma en escudo submarino, tal y como proponen UPTON y WADSWORTH (1970) para la isla de La Reunión. Las sucesivas coladas se derramarían hacia zonas inferiores y periféricas, y al mismo tiempo irían construyendo dicho guyot.

La única datación existente se ha obtenido a partir de material sedimentario entre hialoclastitas, ya citada por HERNANDEZ-PACHECO (1973), que corresponde al Mioceno Medio-Superior. Por lo tanto, este dato está en contra de las ideas de GAGEL (1908a y b) y de RECK (1928), el primero suponía estos materiales paleozoico-mesozoicos, y el segundo del Terciario Inferior o

anteriores.

Muy posiblemente, la etapa de lavas submarinas pasó en un período indeterminado a un episodio subaéreo y de carácter predominantemente explosivo. Este episodio se halla representado, en parte, por los aglomerados y brechas volcánicas del techo del Complejo Basal. No se ha detectado ninguna discordancia importante entre la formación submarina y la subaérea, lo que puede expresar un crecimiento continuo de esta formación, aunque desgraciadamente, la zona de tránsito se encuentra en las áreas inaccesibles de la base del Bejenado, y su estudio ayudaría a aclarar estos estadios evolutivos.

Como ya hemos indicado, es posible que la base de la formación de brechas y aglomerados hacia la zona de los Barrancos - de Verduras de Alfonso, de Los Cantos y del Diablo (al Norte del Complejo Basal) y del Barranco de Huanaguao (zona Sur), tenga todavía carácter submarino, aunque aún no se han detectado texturas típicamente submarinas.

Simultáneamente, junto con los episodios volcánicos tuvo lugar la intrusión de rocas plutónicas y de diques. Estas rocas intruyen claramente en la formación sálica, y en parte de la serie basáltica submarina y la serie explosiva subaérea, mientras que el tramo final de la formación subaérea se apoya discordante sobre dichas rocas granudas. Habrá que suponer un período, no muy largo, de intrusiones plutónicas que penetran hasta la base de la serie de brechas y aglomerados del final del Complejo Basal.

Probablemente, estas intrusiones de rocas plutónicas y diques llegaron a dar manifestaciones de tipo volcánico, bien lávico o piroclástico, pero que no se observan en la actualidad.

También, como ya hemos hecho notar, muchas de estas intrusiones presentan brechificaciones y fenómenos tectónicos en sus contactos. Esto puede indicar que, al menos una buena parte de ellas, pudieron haberse emplazado tectónicamente, de acuerdo con las ideas aportadas por UPTON y WADSWORTH (1970) al estudiar las intrusiones de La Reunión.

La intrusión de estas masas plutónicas y diques produjo un abombamiento en las series volcánicas ya emitidas, inclinándolas más o menos periclinalmente a partir de un hipotético centro que podría situarse entre el Barranco de Taburiente y Tenerra, zona de máxima intrusión filoniana. Por ello, las rocas más antiguas encontradas en la isla (rocas sálicas) afloran adoptando una morfología en arco a causa de las intrusiones, y todos los materiales basálticos submarinos se disponen buzando hacia el Suroeste. A este abombamiento se le sobrepone el producido por la intrusión que dio lugar a las Series de la Pared que luego analizaremos.

Las directrices tectónicas de los diques -que indican los conductos de emisión a través de los que extruyeron materiales volcánicos cuyas raíces forman el Complejo Basal- no son principalmente N-S, según el eje principal de la isla, como dice RECK (1928), sino que la dirección más importante es N 35 O, dirección que se relaciona bastante con la costa del domo Norte de la isla. A esta dirección hay que añadirle la N-S y la N 35-55 E, esta última quizá relacionada con un primitivo barranco de desagüe, como directrices secundarias.

A partir de los datos de campo y de fotografía aérea se ha representado en uno de los mapas adjuntos al texto un conjunto de fracturas que afectan al Complejo Basal y las Series de la Pared dentro de La Caldera. Como se ha supuesto que estas fracturas parecen agruparse en familias, se ha medido la dirección de



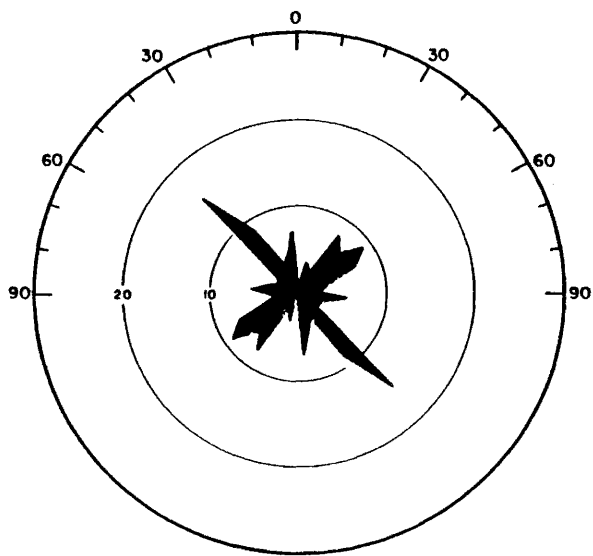


Fig. 45.- DIRECCIONES DE LAS FRACTURAS OBSERVADAS  
EN EL COMPLEJO BASAL DE LA C. DE TABURIENTE

cada una de ellas para poder aportar más información tectónica al trabajo. Y, efectivamente, los resultados obtenidos a partir de los datos de fracturas (Fig. 45), aunque estadísticamente ofrecen menor fiabilidad que los datos de los diques al ser menor la cantidad de medidas, muestran unas directrices sensiblemente análogas a las determinadas con los diques. Cabe señalar que las direcciones al Este tienen un valor secundario en la figura 35, que corresponde al total de diques computados; mientras que en la figura 45, que representa las fracturas medidas, muestran una mayor importancia, sobre todo, las direcciones N 35 E y N 55 E, directrices que están relacionadas con la que sigue el Barranco de las Angustias y la pared NO. de La Caldera, y pueden representar las fracturas más modernas del Complejo Basal dentro del domo Norte.

2) Después de este período constructivo se grabó una red de drenaje de dirección general NE-SO, como ya apuntan GAGEL -- (1908a y b), RECK (1928) y BLUMENTHAL (1961).

Las evidencias que existen actualmente de ello son las siguientes:

a) La inclinación que sigue la discordancia Complejo Basal -Series de la Pared a lo largo de toda la pared Norte parece bu--zar al SO.

b) La discordancia de la pared, muy irregular, llega a alcanzar hacia el Norte y el Este de La Caldera altitudes mayores de 1.500 metros, mientras que al Oeste los materiales del Complejo Basal no sobrepasan los 1.200 metros.

c) Los materiales aglomeráticos y lávicos de la Pared pero que se encuentran en el fondo de La Caldera (Roques Centrales) bu--zan y se dirigen hacia esta dirección (Fig. 38).

d) Fuera de los límites de La Caldera, en el Barranco de Rivero, la discordancia tiene los 1.300-1.400 metros de altitud, lo que indica una zona elevada en dicha área.

Estos datos indican un relieve máximo al Norte y al Este de la actual Caldera y otro más erosionado al Oeste y Suroeste, hacia donde se dirigen los antiguos barrancos. Así pues, habría unas zonas elevadas que se encontrarían en el área de los actuales barrancos de Verduras de Alfonso y de los Guanches y en la actual Punta de los Roques, y unas zonas deprimidas hacia el Suroeste.

3) RECK (1928) no concedió mucha importancia al gran arco que constituyen las Series de Cumbre Nueva. En cambio, SAPPER (1906) y MIDDLEMOST (1970) sí lo consideran un importante accidente volcanotectónico. Posiblemente, después del período erosivo anterior se continuó la actividad magmática formándose las series basálticas de Cumbre Nueva, que constituyen una enorme paleocaldera cuyo centro geométrico se encontraría en el área deprimida de El Paso (Fig. 46), buzando las coladas que se descuelgan por la ladera oriental de Cumbre Nueva en dirección Este.

El límite septentrional de esta paleocaldera es imposible de predecir, pues a partir del collado de La Cumbrecita, donde las coladas basálticas de dicha paleocaldera subyacen bajo las coladas de la Pared de la caldera actual, y hacia el Norte, no aparecen más los materiales basálticos de Cumbre Nueva. Es posible que se continúe bajo los basaltos de la Pared hacia la zona de Tijarafe, pues a partir del Barranco de Garome hasta El Tíme, los barrancos presentan morfológicamente un cambio importante, ya que no se hacen tan encajados como en todo el domo Norte de la isla y cambian sensiblemente de dirección, teniendo rumbos al SO, quizá como resultado de un accidente morfológico bajo ellos. No hay más datos que los expuestos, por lo que la posibilidad es bastante --



Fig. 46.- Panorámica de la Caldera de Taburiente desde Montaña Quemada. Se observa perfectamente las dos discontinuidades de la Pared: una, la salida actual de las aguas de la Caldera, el Barranco de las Angustias (a la izquierda), con notable asimetría a un lado y otro del cauce; y otra, la situada en el Barranco del Riachuelo que tiene su cabecera en el paso de la Cumbrecita (al centro). Estas discontinuidades -fracturas- desconectan el macizo del Bejenado (en segundo término) de las series de la Pared. La hondonada del primer término es la correspondiente a la antigua paleocaldera de Cumbre Nueva.

gratuita.

El límite Sur de la paleocaldera debe encontrarse enterrado por las Series Recientes de Cumbre Vieja.

Un nuevo período erosivo allanó la caldera formada y destruyó buena parte de la misma, razón por la cual es muy difícil establecer sus límites septentrionales.

4) Surge de nuevo una imponente reactivación magmática en la zona del Complejo Basal. Esta reactivación, a modo de gran domo -tomando parte de las hipótesis de Von BUCH (1825), Von KNEBEL (1906) y RECK (1928)- elevaría y abombaría aún más el Complejo Basal.

Simultáneamente con el proceso de fracturación por abombamiento, tiene lugar la intrusión de fundidos a través de las fracturas formadas, que extruirían dando lugar, en un primer período, a una importante masa de aglomerados y, posteriormente, a productos lávicos y piroclásticos que construirían el segundo tramo de La Pared. Dichas masas volcánicas tendrían un buzamiento periclinal hacia el mar, formando todo el Norte de la isla. Las dataciones radiométricas realizadas para la base y el techo de las Series de El Tíme (ABDEL-MONEM et al., 1971b) nos indican una edad de Pleistoceno, al menos para la última etapa constructiva del domo.

Aquí, hay que hacer unas consideraciones aparte acerca del papel que juega el macizo del Bejenado. Existen varios datos de este macizo que no encajan bien con respecto al resto de las Series de la Pared. Estos son los siguientes:

a) El macizo está desconectado con el resto de la Pared por dos puntos. El primero, constituido por el Barranco de las -

Angustias, y el segundo, por el collado de La Cumbrecita. Para SAPPER (1906), HAUSEN (1969) y MIDDLEMOST (1970) se trata de dos fracturas, una en la dirección del Barranco de las Angustias -- (NE-SO), y la otra de dirección submeridiana a N150. Aunque otros autores lo han reconocido implícitamente, está claro que existen estas dos importantes fracturas (Fig. 47); la que surca el Barranco de las Angustias, de dirección NE-SO., aproximadamente -- N45E, se puede seguir a lo largo de toda La Caldera, bien en direcciones de diques, bien en fracturas menores. Sin duda, debe ser la que limita las rocas basálticas submarinas y las sálicas al Este de El Carbón y que luego es afectada por otras fracturas normales a ella.

La fractura que atraviesa el paso de La Cumbrecita, según los datos de campo, tiene una dirección NO-SE, aproximadamente -- N350., y sigue el curso del barranco denominado El Riachuelo, -- que partiendo de La Cumbrecita desemboca en la llanada de El Paso (Fig. 46). Es la dirección característica de los diques y fracturas del Norte de La Palma.

b) Las coladas del macizo del Bejenado no se corresponden en dirección ni buzamiento con las del resto de La Pared. En el área de la Punta de los Roques (Rancones), las lavas de las series de la Pared buzan hacia el Este, mientras que al otro lado del collado de La Cumbrecita las coladas del Bejenado buzan hacia el Sur. Este hecho también fue observado por SAPPER (1906) y GAGEL (1908a y b).

c) Hay una manifiesta asimetría entre las dos vertientes del Barranco de las Angustias en su tramo medio-bajo (Fig. 46). El macizo del Bejenado pierde rápidamente pendiente hasta llegar a la zona del Lomo de los Caballos y Morro S. Jacinto con una altura cercana a los 600 metros, mientras que al otro lado del barranco la altura sobrepasa los 1.100 metros. Más hacia la desem-

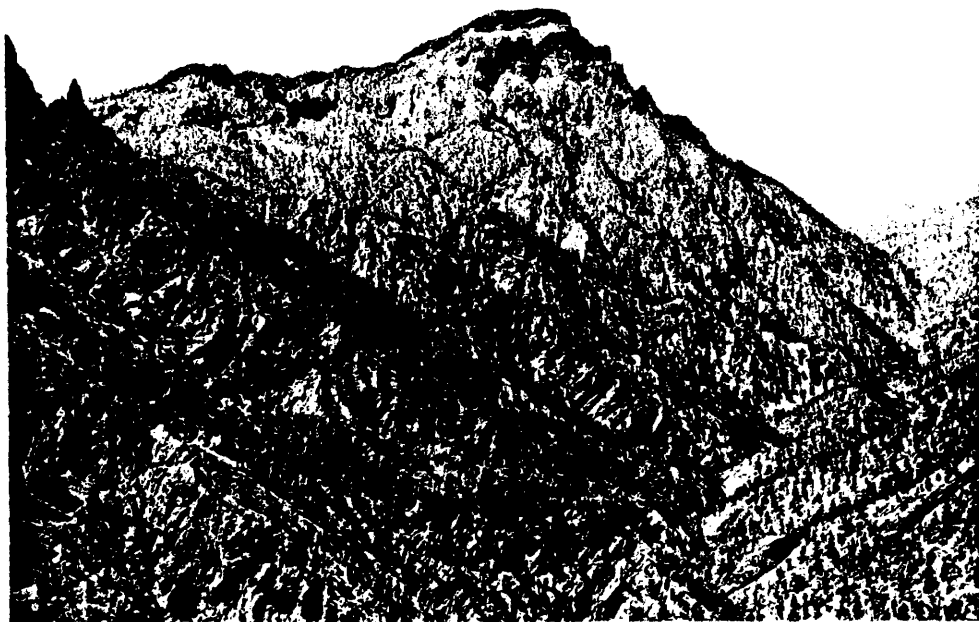


Fig. 47.- Salida de la Caldera desde Lomo Alto. Se observa la desconexión del - Bejenado con la Pared Norte, a la derecha por el Barranco de las Angustias y a la izquierda por la Cumbrecita (donde aparece el roque puntiagudo).

bocadura del barranco, el mirador de El Tíme tiene aproximadamente 600 metros, mientras que en la otra vertiente no se alcanza los 200 metros. Esta asimetría, con 400-500 metros de diferencia de niveles, también fue observada por GAGEL (1908 a y b) y anotada por RECK (1928). Al lado Norte del barranco aparecen las series basálticas de la Pared y de El Tíme, con conglomerados sedimentarios adosados a su base; en el lado Sur se tienen las últimas estribaciones del Bejenado y los sedimentos del área de Los Llanos.

d) Las coladas de la cara Sur del Bejenado tienen una inclinación muy pronunciada, llegando a presentar buzamientos de unos 40°, que indican que esas coladas de hasta algunos metros de potencia no han podido consolidarse en esas fuertes pendientes. Curiosamente, el flanco Norte del macizo también ofrece unas fuertes pendientes prácticamente inaccesibles.

e) La pared media-alta del macizo del Bejenado presenta unos caracteres petrológicos únicos, si los comparamos con el resto de las series de la Pared, pues está representada por materiales de carácter más sálico (con rocas de tipo fonolítico), culminando el macizo con una potente colada de fonolita. Este hecho fue mencionado por primera vez por HAUSEN (1969) y ha sido estudiado con alguna extensión por HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1982).

En la base de la pared del Bejenado existen algunos potentes diques de fonolitas nefelínicas y halúnicas, así como un potente dique de nefelinita, que probablemente son los conductos de salida de los materiales lávicos superiores.

Existe la posibilidad de que algunas de las apófisis plutónicas que se encuentran en el curso bajo del Barranco de Rivasceras o en el Barranco de Huanaguao (algunas son gabros alcali-



nos), sin ser atravesadas apenas por diques y que dan el aspecto de ser muy recientes, sin presentar fenómenos de propilitización, puedan constituir los equivalentes plutónicos de los materiales sálicos de la cumbre del Bejenado. Muchos de estos cuerpos plutónicos se han emplazado a favor de las fracturas que hemos comentado en el subapartado a), en las que aún existen manifestaciones póstumas de carácter volcánico.

Este hecho, que podrá corroborarse con datos químicos, es importante, pues diferenciaría entre unas masas plutónicas que corresponden al Complejo Basal y otras que corresponderían a las series basálticas, traquibasálticas y sálicas de la Pared. También GAGEL (1908 a y b) y RECK (1928) hacen mención a la existencia de rocas plutónicas que podrían ser las raíces de los materiales de la Pared, aunque no llegan a concretar más sobre el tema.

Estos cinco aspectos tratados sobre el Bejenado pueden asimilarse si sostenemos que ha existido un basculamiento de este macizo hacia el Sur, con hundimiento del mismo. Sería un bloque en forma de cuña que se movería hacia el Sur (SAPPER, 1906; RECK, 1928). Esto encaja con la idea de RECK (1928) de la existencia póstuma de un juego de bloques en forma de horst volcánico, aunque más bien este movimiento de bloques habría que situarlo al final del proceso de abombamiento a causa de la intrusión magmática en una etapa de tranquilidad y distensión.

El basculamiento del Bejenado podría coincidir con una subsidencia de la antigua paleocaldera de Cumbre Nueva, haciendo desgajar esta parte de la Pared a causa de su condición intermedia entre el domo de La Caldera de Taburiente y la depresión del área de El Paso.

En cuanto a los diferenciados fonolíticos existentes en -

la zona de cumbres del Bejenado, podrían tratarse simplemente de los diferenciados finales de la cámara magmática correspondiente al domo Norte de la isla, o bien, se podrían conectar con el mismo basculamiento del Bejenado. Sabiendo que la fracturación de este bloque debe ser importante en profundidad, este juego de -- fracturas pudo haber originado un magmatismo sálico en la última fase de asentamiento del bloque. Respecto a esto, ya hemos hecho notar que a favor de una de las fracturas (la NE-SO) existe un conjunto de apófisis "recientes" desde el Tacote Chico hasta Dos Aguas, algunas de ellas gabros alcalinos, aunque cabe también la posibilidad de que parte de ellas correspondan a eventos anteriores a la formación de la Pared.

5) Una vez formado todo el domo de la cobertera de lavas recientes, la erosión no tiene más que actuar. No existen actualmente datos a favor de la existencia de un colapso del domo, como proponía RECK (1928), quizá fijándose en algunas fracturas -- normales de desplomes de la Pared, y aunque es posible que debido a un defecto de masa se haya producido, no ha debido ser importante.

Al principio, la erosión podría actuar a favor de dos líneas de debilidad o directrices tectónicas, el Barranco de las Angustias y el Barranco de El Riachuelo, pues este último presenta aspecto de haber sido surcado por una potente corriente erosiva, aunque en la actualidad no lleve ni el más mínimo curso de agua (Fig. 46). El Barranco de las Angustias de una capacidad erosiva más importante no dejaría profundizar el Barranco de El Riachuelo capturándolo rápidamente.

Una vez que la erosión remontante de los barrancos alcanza el Complejo Basal, lo erosiona con facilidad y provoca el desmoronamiento de toda la cobertera de lavas superiores, dando lugar a frecuentes desplomes en el interior de La Caldera.

En la actualidad, la erosión es mucho más feroz en los Barrancos de Riyaceras, Huanaguao y Almendro Amargo que en el Barranco de Taburiente y sus afluentes, pues aquéllos en muchos tramos de su curso se encuentran muy encajados y dejan colgados a numerosos afluentes menores de los mismos. Esto puede ser debido a que sus cabeceras han alcanzado los aglomerados y brechas del techo del Complejo Basal, que son fácilmente erosionables y, a consecuencia de ello, así como de la gran alteración química existente en esta zona, dichos barrancos del lado Este de La Caldera han excavado más en los materiales del Complejo Basal y, por lo tanto, en las series de la Pared, agrandando por este lado el perímetro de La Caldera. Sin más que observar cualquier mapa topográfico de La Caldera, se comprueba bien la asimetría entre unos barrancos y otros, así como la diferencia entre la pared Oeste y la Este de la misma. Si bien la pared Oeste se mantiene bastante rectilínea desde la zona de El Time hasta las inmediaciones del Roque de los Muchachos, debido a una importante fractura paralela a la dirección del Barranco de las Angustias, la pared Este tiene un brusco cambio en la orientación de la pendiente a la altura de la base del Bejenado y Dos Aguas, que es precisamente lo que da una morfología circular a La Caldera. Este cambio se corresponde con una variación en la litología, apareciendo las brechas y aglomerados del techo del Complejo Basal.

Actualmente, los barrancos tributarios del Barranco de Taburiente por el Norte (Barranco de Verduras de Alfonso y de los Cantos) han llegado a alcanzar la misma formación y han excavado tanto que el Barranco de Taburiente no ha podido seguir el mismo ritmo erosivo que ellos. Esta puede ser la explicación de que exista la espectacular playa de Taburiente (Fig. 42), donde los barrancos del Norte al perder pendiente y capacidad erosiva, depositan todo el aporte de cantos que llevan, y que no puede transportar el Barranco de Taburiente, originando unos depósitos de rambla característicos de La Caldera.

Otros depósitos de rambla en el interior de La Caldera, como por ejemplo el existente junto a Dos Aguas, pueden explicar se de similar manera, aunque el represamiento efectuado artificialmente en algunos casos ha podido influir notablemente.

En la forma circular de La Caldera también juegan un importante papel los desplomes de los materiales de la Pared, por cuanto que producen grandes tajos semicirculares en los materiales basálticos de dicha Pared, que ayudan a que La Caldera vaya progresando en todos los sentidos. Así, observando en el mapa geológico adjunto, aún se visualizan las cicatrices de importantes desplomes de la Pared, como por ejemplo en Risco Liso, en la cabecera del Barranco de Verduras de Alfonso, etc. Este fenómeno contribuye a desfigurar en parte la acción erosiva longitudinal de los barrancos y ayuda a la formación de una hondonada de geometría circular.

De todo lo anteriormente expuesto se desprende que en las etapas primitivas de este período erosivo, cuando los barrancos no habían conseguido alcanzar aún la formación de brechas y aglomerados del techo del Complejo Basal, la morfología de la actual Caldera se vería reducida a un curso de agua más o menos longitudinal, de dirección NE-SO. y con pequeños afluentes a uno y otro lado del mismo, tal y como ocurre en la actualidad dentro del dominio de las lavas basálticas submarinas, en el curso medio del Barranco de las Angustias, antes de llegar a Dos Aguas.

Por la acción fuertemente erosiva de los tributarios del Barranco de las Angustias, se ha modelado hasta la actualidad un relieve calderiforme, al alcanzar aquéllos las brechas y aglomerados del techo del Complejo Basal, que al adoptar una disposición en arco más o menos semicircular por influencia de las intrusiones habidas en el complejo, provoca esta morfología de caldera. Así pues, dicha morfología es muy reciente.

6) A lo largo de la etapa erosiva las grandes cantidades de material transportado por el Barranco de las Angustias han sido depositadas en el curso bajo del mismo, dando espesores de -- hasta 500 metros en escasos kilómetros cuadrados.

GAGEL (1908 a y b) se basa en una cita de FRISTCH y -- REISS (1868) que hace referencia a corales miocenos en estos sedimentos junto a la base de la Pared, para aducir que ha tenido que existir un movimiento del nivel de base (bien hundimiento de la isla o bien un ascenso del mar) para que estos materiales con glomeráticos fueran depositados bajo el mar en el ámbito de un delta fluvial.

Habría que asegurar bien esta datación, que encajaría mejor siendo más moderna (Plioceno-Pleistoceno), pues de hecho dataciones de FERAUD et al. (1981) de una importante transgresión se fijan en 3.5 a 4.2 millones de años, y confirmar si ciertamente existe fauna asociada a estos sedimentos fundamentalmente con glomeráticos y arenosos, que en muchos casos parecen derivar de aportes fluviales o regímenes locales de tipo lagunar, más que de ambiente marino.

En otros lugares del trabajo ya hemos indicado la importancia de un estudio sedimentológico (y paleontológico, si hubiera flora o fauna) exhaustivo, para poder perfilar mejor el origen de los sedimentos de El Tíme.

Actualmente, por un descenso del nivel de base, el Barranco de las Angustias ha cortado estos materiales sedimentarios por un profundo cañón.

7) Siguiendo las ideas de RECK (1928), las últimas manifestaciones de la actividad magmática en el domo Norte de la isla han dado lugar a un vulcanismo epigenético, en parte enlazado con las fracturas profundas del gran horst volcánico, y con un --

largo intervalo intermedio de ninguna actividad eruptiva. Este vulcanismo lo forman todos los centros de emisión que se disponen alrededor del domo Norte y cercanos al mar (ver mapa adjunto).

El mismo RECK (1928) postulaba la existencia de un vulcanismo epigenético en el interior de La Caldera. Dicho vulcanismo existe y se manifiesta en algunos centros de emisión aislados, que han expulsado productos piroclásticos y coladas. En el mapa que se adjunta constan como materiales basálticos cuaternarios.

#### 7.4.- CONCLUSIONES

Resumiendo todo lo expuesto en este capítulo, se puede decir que en la formación de La Caldera de Taburiente han existido dos grandes períodos de actividad magmática separados por una etapa erosiva, que al ser intrusivos y ocasionar un juego de bloques en el ámbito del complejo, han provocado que una actividad erosiva posterior diera lugar a una morfología calderiforme a todo el conjunto. Así pues, hay que proponer para la historia evolutiva de La Caldera de Taburiente un conjunto de factores endógenos plutónicos, volcánicos y volcanotectónicos, a los que se les han sobreimpuesto importantes agentes erosivos.

En los esquemas de las Figuras 48, 49, 50, 51 y 52 se ha intentado reunir los datos expuestos en este trabajo para visualizar gráficamente las diferentes etapas en la formación de La Caldera de Taburiente.

Las distintas etapas desarrolladas en el apartado anterior se pueden resumir como siguen:

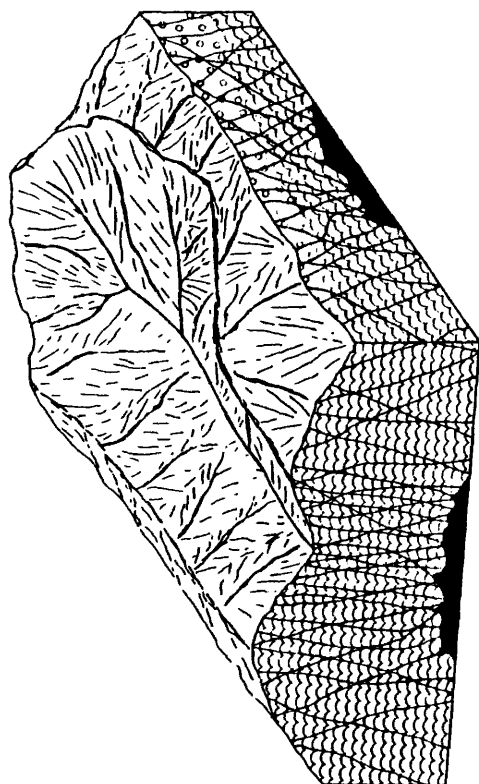


FIG. 48.- PRIMITIVA ETAPA DE CONSTRUCCION DE LA CALDERA: FORMACION Y EROSION DEL COMPLEJO BASAL. LA LEYENDA ES BASICAMENTE LA MISMA QUE LA DEL MAPA ADJUNTO AL TOMO.

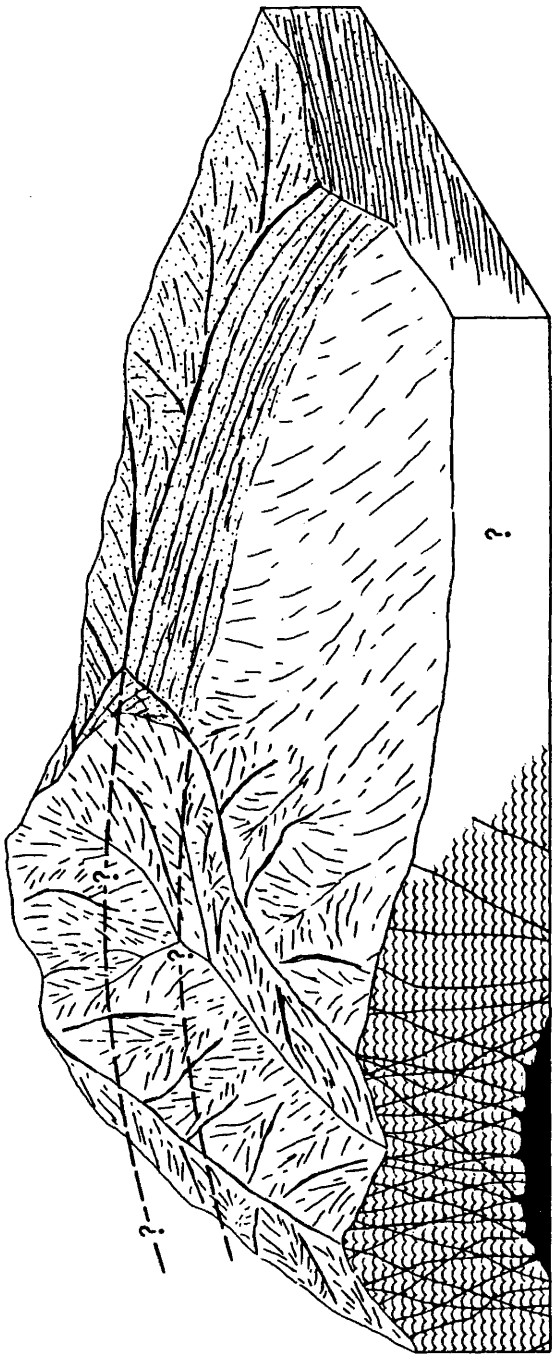


FIG. 49.- APILAMIENTO DE LAS SERIES BASALTICAS DE CUMBRE NUEVA: FORMACION Y EROSION DE UNA PRIMITIVA PALEOCALDERA.



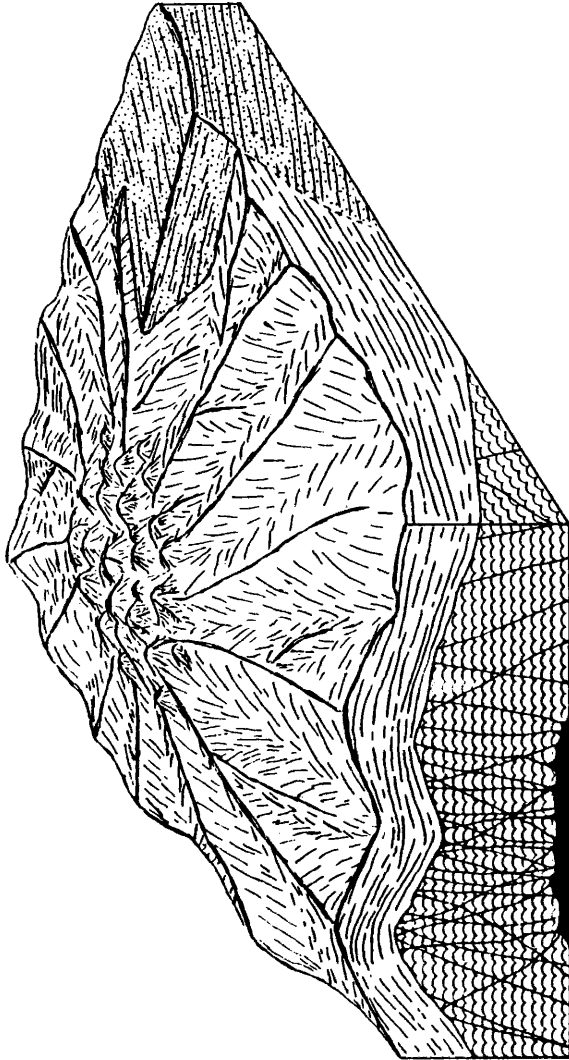


FIG. 50.- APILAMIENTO DE LAS SERIES BASALTICAS DE LA PARED: FORMACION DEL EDIFICIO NORTE DE LA ISLA.

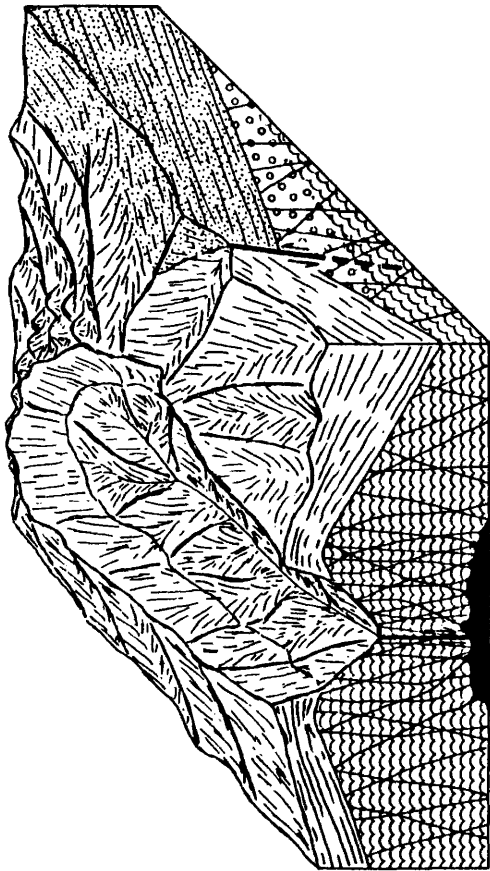


FIG. 51.- PRIMITIVA ETAPA EROSIVA DE LA ACTUAL CALDERA. FORMACION DEL BARRANCO DE LAS ANGIUSTIAS.

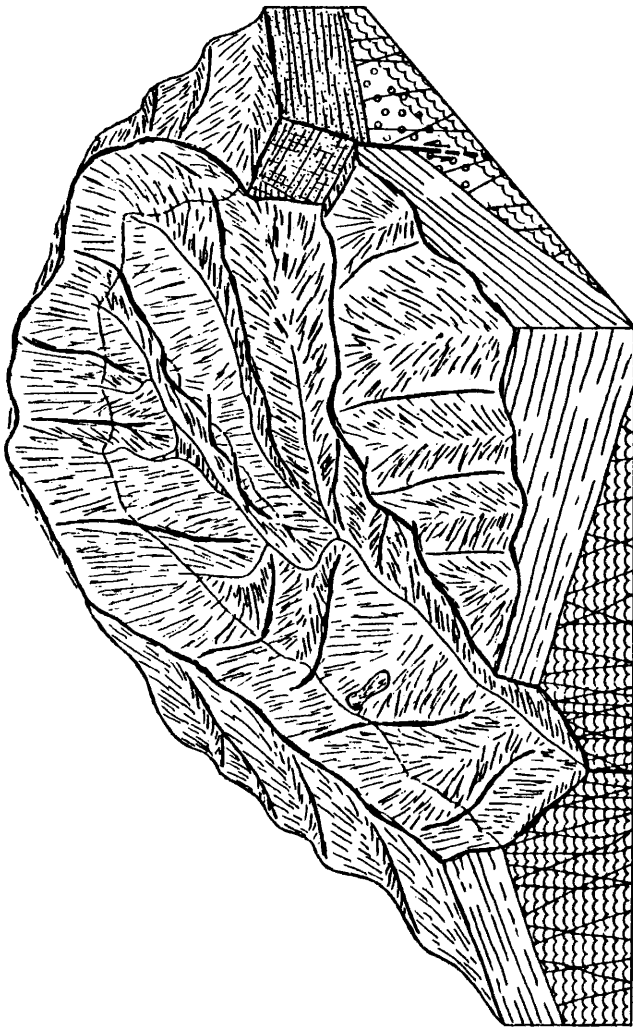


FIG. 52.- ETAPA ACTUAL CON DESARROLLO DE LA EROSION EN LA CALDERA.

1) En la formación del Complejo Basal hay un episodio -- submarino sálico y basáltico, sin solución de continuidad con una fase ya subaérea. Las intrusiones múltiples granudas y filonianas configuran una forma de domo al conjunto, cuyas directrices son básicamente NO-SE.

2) Etapa erosiva con desarrollo de una red de drenaje en dirección al SO.

3) La actividad magmática se desplaza hacia el Sur, dando lugar a la paleocaldera que forman las series basálticas de Cumbre Nueva. Un posterior período erosivo la destruye en parte.

4) Una importante actividad magmática intrusiva produce en el complejo una forma de domo, al mismo tiempo que la inyección de fundidos da lugar al apilamiento de aglomerados, coladas y piroclastos de las series basálticas de la Pared de La Caldera, constituyendo la cobertera de lavas del tercio Norte de la isla. Al final, una etapa de relajamiento provoca una distribución en bloques, a modo de horst, uno de los cuales, el Bejenado, se desconecta del resto de la Pared de La Caldera.

5) Comienza una etapa erosiva que continua en la actualidad, y que al principio pudo encauzarse a través de dos líneas - de debilidad: el Barranco de las Angustias y el Barranco de El Riachuelo. Posteriormente, la fuerte erosión remontante del Barranco de las Angustias y de sus afluentes, así como los frecuentes desplomes de la Pared, producen la actual morfología calderifiorme como un reflejo de la estructura del Complejo Basal.

6) Durante dicho período erosivo se depositan los mate-- riales conglomeráticos de El Tíme, que en la actualidad son cor-- tados por el Barranco de las Angustias.

7) Actividad volcánica póstuma; vulcanismo epigenético dentro del período de erosión generalizada del domo, no sólo en su periferia sino también en el interior de La Caldera.

8.- ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS ROCAS GRANUDAS  
DEL COMPLEJO BASAL DE LA ISLA DE LA PALMA

### 8.1.- INTRODUCCION

Existen hasta ahora muy pocos datos petrográficos del conjunto de los materiales granudos de La Caldera de Taburiente y se limitan a los trabajos de GAGEL (1908 a y b, 1912 y 1915), JEREMINE (1933) y HAUSEN (1969) que presentan algunos datos aislados de un cierto número de rocas recogidas del Complejo Basal, muchas de ellas bloques rodados. Un estudio algo más detallado corresponde a GASTESI et al. (1966).

En el estudio petrográfico que haremos a continuación hemos utilizado aproximadamente unas 500 muestras de rocas granudas, estando el 90% de ellas recogidas in situ y el 10% restante como bloques o cantos rodados por los barrancos. A esto habría que añadir un cierto número de muestras no granudas, de diques y de las demás formaciones geológicas del ámbito de La Caldera.

La relación entre los tipos petrológicos y su distribución en La Caldera no está nada clara. Los distintos tipos petrológicos se hallan repartidos por toda ella, obedeciendo a la idea de una intrusión múltiple, sin que sea posible delimitar zonas donde aflore un determinado tipo petrológico, ya que la complicación es tal que hasta en un mismo afloramiento pueden encontrarse rocas muy dispares en composición.

Esta complicación viene agravada por la inyección filoniana que desmembra y separa las distintas facies granudas de una misma apófisis intrusiva, dejando sólo esquirlas de rocas granudas desconectadas unas de otras.

Cabe destacar la existencia de algún afloramiento de gabros alcalinos, de composición petrográfica bastante homogénea, que al ser posteriores a la máxima inyección filoniana forman apófisis claramente delimitadas de algunas decenas de metros.

El conjunto de las rocas granudas de La Caldera de Taburiente, puede considerarse integrado dentro de dos tipos de series petrográficas, una de ellas, de tendencia alcalina y más subsaturada con melteigitas, teralitas y sienitas nefelínicas, - que agruparemos con la denominación de gabros alcalinos; y la otra, de tendencias menos alcalinas y menos subsaturadas, compuesta por gabros olivínicos, gabros y gabros transformados, que la denominaremos como gabros s.l. En muy contados casos y a partir de gabros y gabros olivínicos se pasa insensiblemente a términos "piroxeníticos" y "peridotíticos" por aumento del correspondiente ferromagnesiano piroxeno u olivino. No puede, por lo tanto, hablarse estrictamente de que existan verdaderas peridotitas ya, que además, las texturas y rasgos de los minerales no son los típicos de las rocas ultramáficas s.s. que aparecen en la isla como enclaves en lavas basálticas o fonolíticas. De la misma manera, tampoco hemos encontrado las anortositas, que menciona HAUSEN (1969).

En términos generales, los gabros alcalinos presentan varios tipos petrográficos característicos, con diferencias netas entre ellos, siendo posible asimilarlos a un determinado grupo petrográfico. Esto puede ser debido a que existen escasas apófisis intrusivas muy definidas que no han dado lugar a una gran variabilidad petrológica.

Al contrario que los gabros alcalinos, los gabros s.l. - presentan todo tipo de tránsitos y variedades petrológicas, hasta el punto de que muchas veces no es posible decidir, a no ser por análisis modales, si se trata, por ejemplo, de una roca wehrítica o un gabro olivínico, o de éste o un gabro.

Esta variabilidad y transitoriedad de unos tipos a otros es lógica si suponemos la existencia de multitud de apófisis y que, a su vez, cada una de ellas puede presentar zonas de acumulación de ciertos minerales, texturas, a veces, fluidales, --



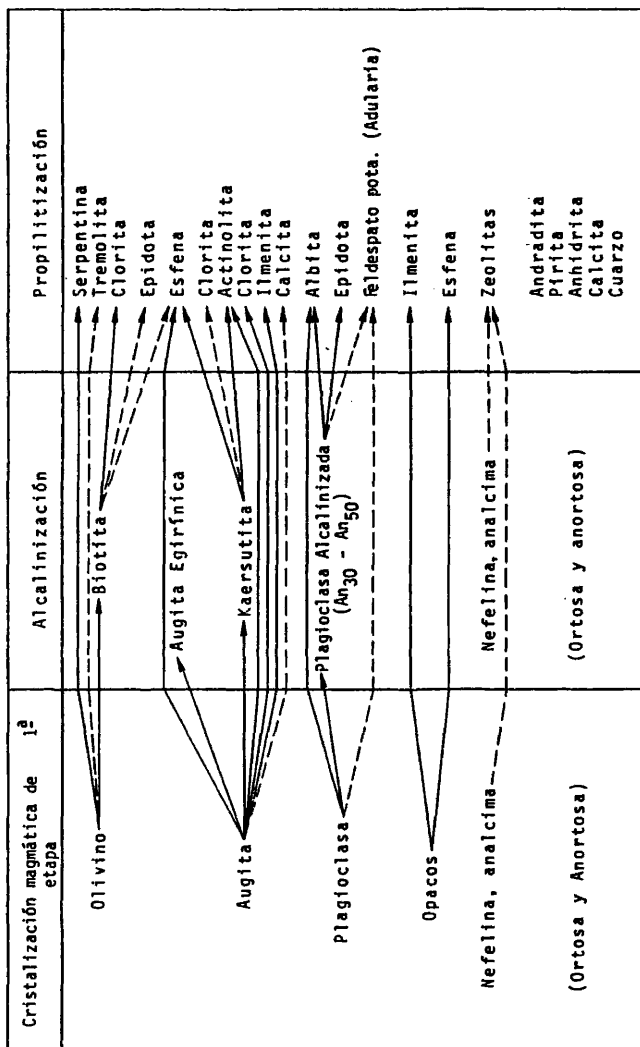
tránsitos a otros tipos rocosos, etc. Tanto las texturas típicamente plutónicas como las de tipo subvolcánico pueden aparecer como "rocas de caja" entre la malla de diques, pero si bien las rocas plutónicas pueden presentarse en esquirlas y retazos entre la red filoniana, las rocas subvolcánicas, podrían ser asimilables a diques de tamaño variable relacionados con aquellas, intrusiones de menor tamaño (apófisis, plutoncillos) o zonas de borde las mismas.

Las rocas granudas de La Caldera de Taburiente se han formado mediante la superposición de tres procesos que originan la formación de minerales, dos de ellos magmáticos (el primero, el de cristalización magmática y, el segundo, de alcalinización) y el tercero de carácter secundario de transformación por propilitización.

Así, en un primer período de cristalización se generaron los minerales primarios: plagioclasa, augita y olivino. Sobre estos minerales actuaron en mayor o menor grado fenómenos de alcalinización en posibles etapas tardías de la cristalización magmática, los cuales dieron lugar a la formación de kaersutita, biotita, plagioclasa más alcalina que la primaria, etc. Superponiéndose a estos procesos, y fundamentalmente en los gabros s.l., existen fenómenos de propilitización que enmascaran parcialmente los caracteres texturales y mineralógicos de la primitiva roca, dando lugar a minerales neoformados como epidota, albita, clorita, etc. (Cuadro 6).

En cada grupo de rocas se irán exponiendo, aparte de sus caracteres mineralógicos y texturales primarios, los fenómenos de transformación por alcalinización y/o por propilitización, profundizando en cada uno de ellos. Posteriormente, se hará un estudio detallado de ambos procesos con la aplicación de diagramas de potenciales químicos a los mismos.

CUADRO.- 6  
 ESQUEMA DE LOS DISTINTOS ESTADIOS DE CRISTALIZACION DE MINERALES EN LAS ROCAS GRANUDAS  
 DE LA CALDERA DE TABURIENTE.



Existe un gran confusionismo en lo que se refiere a la denominación y nomenclatura de las texturas en rocas plutónicas básicas, y aún más en la conceptualización de las texturas subvolcánicas de tipo ofítico y diabásico. Si bien en la primera los diferentes autores están bastante de acuerdo entre sí, definiéndola como una textura en la que los cristales de piroxeno rodean total o parcialmente los cristales de plagioclasa, que no adquiere gran desarrollo, y existiendo un término subofítico cuando el tamaño de la plagioclasa y el piroxeno es análogo y aquella está sólo parcialmente rodeada; en lo referente a la textura diabásica, aunque algunos autores la utilizan, consultando en manuales clásicos de Petrología, no hemos podido encontrar su exacta definición, excepto en algunos, como KEMP (1918) o HUANG (1968) que utilizan la terminología de textura diabásica para rocas con predominio de plagioclasa, la cual rodea a los demás minerales máficos (piroxeno, olivino, etc.) y la textura ofítica como la contraria, de acuerdo con lo expresado anteriormente.

Esta terminología es la que utilizaremos en este trabajo, adelantando que, por supuesto, existe todo un tránsito entre una textura y otra y, por lo tanto, un solapamiento entre ellas, pero desde luego, existen términos típicamente diabásicos y otros claramente ofíticos.

A continuación damos paso al estudio particularizado de cada uno de los grupos petrográficos encontrados.

## 8.2.- ESTUDIO DE LOS DIFERENTES GRUPOS PETROGRAFICOS

### 8.2.a.- GABROS OLIVINICOS

Son rocas holocristalinas con gran variedad de texturas (diabásicas, en acumulado, etc.). La mineralogía es análoga en todo este grupo y consiste en plagioclasa, augita y olivino primarios, en otros minerales de alcalinización subordinados como -

kaersutita, biotita, opacos y apatito; aparte de éstos, existe una serie de minerales neoformados propiliticos que se irán describiendo en cada caso.

En los gabros olivínicos se observa que la textura está ligada a la abundancia relativa de los tres minerales esenciales (augita, plagioclasa y olivino); así, tenemos que en los tipos más máficos, la textura viene a adquirir carácter casi "peridotítico", con plagioclasa poco desarrollada e intersticial entre los máficos y con una variación gradual en la abundancia de aquélla hasta llegar a términos ofíticos.

En los términos en que la plagioclasa empieza a ser abundante la textura tiende a ser ofítica. Por último, en los términos predominantemente plagioclásicos la textura es típicamente diabásica, ya sea con desarrollo de plagioclasas en grandes cristales de hasta 1 cm. de tamaño, como en pequeños microlitos.

Los gabros olivínicos presentan un ligero fenómeno de propilitización. Estos gabros olivínicos propilitizados no se localizan en una zona determinada, sino que están dispersos por toda La Caldera.

Estudiando en detalle las paragénesis de los minerales de propilitización tampoco se ha encontrado ninguna zonalidad metasomática. La razón de que no se encuentre dicha zonalidad es debida probablemente a que la aparición de unos u otros minerales va ligada a la composición inicial de la roca y, fundamentalmente, a las distintas edades de las intrusiones.

No obstante, sí se observa que existe una cierta relación entre los minerales de propilitización y el tipo textural de los gabros olivínicos. Así, los gabros olivínicos de textura diabásica típica apenas presentan actinolita, mientras que en los de textura ofítica la actinolita es común.

Respecto a la aparición de minerales de propilitización y la situación geográfica de las muestras, ocurre que hacia las zonas Norte y Noroeste del fondo de La Caldera apenas existen estos minerales debido, muy posiblemente, a que en estas zonas la intrusión plutónica y filoniana es menos densa.

Una idea aproximada de la abundancia relativa de cada uno de los minerales propilíticos se da en la Fig. 84.

En cuanto a la textura, hemos subdividido a los gabros olivínicos en cinco tipos:

- 1) Textura equigranular alotriomórfica y de tendencias peridotíticas (wehrlíticas).
- 2) Textura ofítica.
- 3) Textura diabásica.
- 4) Textura en acumulado de olivino y plagioclasa (troctolítica).
- 5) Textura microgranuda.

#### 8.2.a.1.- Gabros olivínicos con textura equigranular alotriomórfica de tendencias peridotíticas (wehrlíticas)

Este grupo se presenta de forma escasa y dispersa por el campo. Existe un tránsito gradual incluso a escala de afloramiento entre estas rocas de tipo "peridotítico" y los otros tipos de gabros olivínicos, hasta el punto de que en realidad no forman un grupo netamente separado de los otros.

Son rocas holocristalinas cuya textura parece más bien relacionada con la acumulación de minerales máficos en gabros olivínicos que con texturas de rocas típicamente ultramáficas (Fig. 53).



Fig. 53  
Textura en acumulado de olivino y augita. N//x6.5



Fig. 54  
Inclusiones orientadas de opacos en olivino. A la derecha una venilla rellena de epidota y anhídrita. N//x10.

Estas rocas están constituidas principalmente por augita y olivino, siendo el primero, por lo general, más abundante que el segundo (ver Cuadro 7).

El olivino presenta formas de tendencias redondeadas que alcanzan hasta un cm. y medio de tamaño, destacando de los demás minerales porque se encuentra relleno de una nube de diminutos opacos con cristales incipientes de biotita. Puede alterarse a iddingsita o serpentina.

A veces presenta líneas de exsolución de opacos orientadas según planos cristalográficos. (Fig. 54).

El olivino presenta variaciones del  $2V_x$  entre 84 y 96 - (Fo = 80-95%).

La augita, de caracteres normalmente alotriomorfos y subidiomorfos, no suele desarrollarse en tamaños mayores de 1 cm.; varía de colores amarronados a amarillo pálido, pudiendo ser la tonalidad más oscura debida a un mayor contenido en titanio del mineral. En algunos casos la augita es prácticamente incolora. - Los valores de  $2V_z$  varían desde 46 a 57 y de  $c\wedge z$  de 41 a 55, dentro de los límites normales de las augitas. Es común que se presente zonada con valores de zonación de  $16^\circ$  de diferencia en el  $2V_z$ , correspondiendo generalmente el borde, de tonos más oscuros, a valores menores del ángulo de ejes ópticos. Estamos, pues, en el límite entre las augitas normales y las titanadas, siendo las de  $2V_z$  menor, más titanadas, y las de mayor, normales.

Es común el que la augita se encuentre parcheada o bordeada por cristales incipientes de kaersutita en intercrecimiento simplectítico con opacos, y, a su vez, tanto los cristales de kaersutita como los de augita, pueden estar transformados a actinolita.

La plagioclasa primaria existente presenta términos del 60 al 80% de anortita, unas veces estos valores se dan en individuos sin zonalidad y otras veces existen cristales con un zonado desde términos de mayor contenido en anortita (75-80%) a términos algo menos cálcicos (60-70%). La plagioclasa se presenta en placas relativamente grandes, anubarrada y con escaso maclado en los individuos.

A veces, cuando la kaersutita es abundante, se presenta un tipo de plagioclasa relacionado con ella (Fig. 55), cuyos valores de anortita oscilan también entre el 80 y 60%; aunque con cristales menos desarrollados y con maclado algo más marcado.

Aparte de los minerales descritos que se consideran primarios, observamos como minerales de alcalinización en estas rocas: kaersutita, biotita y plagioclasa más ácida. Esta última presenta valores de anortita del 30 al 50% y suele formar los bordes de las plagioclasas primarias que presentan un zonado muy acentuado hacia los extremos del cristal. También, a veces, existen cristales individuales de este mismo contenido anortítico.

La kaersutita puede aparecer de forma incipiente o ser abundante dependiendo del grado de alcalinización de la roca. Es de destacar que aparece incipiente en rocas caja que se encuentran como retazos entre la malla de diques, mientras que es de mayor abundancia cuando se da en diques granudos o en cuerpos plutónicos individualizados, apareciendo aquí en grandes cristales que coexisten con augita y plagioclasa y con olivino ya menos abundante.

La biotita es relativamente escasa y siempre se encuentra junto a olivino y opacos.

En cuanto a los minerales formados por el proceso metamórfico de propilitización, que en este grupo de rocas está muy -





Fig. 55

Kaersutita asociada a plagioclasa  $\approx An_{40}$  con cristallillos incipientes de epidota. N// x 10.



Fig. 56

Borde del olivino con cristales aciculares de tremolita y borde de la augita con cristales de actinolita. N// x 10.

poco desarrollado, se tiene que, aunque escasos, predomina la actinolita sobre la epidota, siendo muy probable que sea debido a la relativa escasez de plagioclasa de estas rocas.

La epidota se forma por transformación de la plagioclasa y se halla reducida a pequeños cristales sobre ésta. La actinolita puede encontrarse tanto a partir de augita como de kaersutita, y en ambos casos puede ser que aparezca un término de transformación intermedia, incoloro, de aspecto fibroso, que podría ser un término más tremolítico dentro de la serie de la actinolita. En algunas muestras existe una transformación del olivino a un anfíbol incoloro de  $2V_z = 82$  y  $c\wedge Z = 17$ , de formas aciculares y fibrosas. Dicha transformación se realiza en los bordes del cristal y puede penetrar hacia el interior en forma de largas agujas (Fig. 56). Sólo por estos caracteres, dado que no lo hemos observado más que en contadas ocasiones y que existen algunos anfíboles que presentan estas características, consideramos que es difícil decidirse por alguno de ellos, aunque apuntamos que debe tratarse de un anfíbol de tipo tremolítico.

También podemos encontrar calcita tanto sustituyendo a plagioclasa como en pequeñas venillas que atraviesan estos gabros. Anhidrita aparece con muy escasa frecuencia y se presenta en pequeñas venillas asociada a calcita y epidota, aunque, a veces, puede ser que aparezca algún cristalillo en medio de agregados anubarrados, como producto de la transformación de la plagioclasa.

#### 8.2.a.2.- Gabros olivínicos con textura ofítica

Existe un tránsito gradual entre este tipo ofítico y los grupos peridotítico de un lado y el diabásico por el otro.

El tipo ofítico presenta minerales máficos bastante desarrollados con tamaños de hasta casi 2 cms., al mismo tiempo que son relativamente más abundantes que las plagioclasas, las cuales ocupan los huecos dejados por los primeros, ya sea con sus -

formas típicas alistonadas o en placas cuadrangulares.

Al igual que el grupo "wehrlítico" anterior, presenta augita, olivino y plagioclasa como componentes esenciales primarios.

La augita tiene caracteres análogos a la del grupo "wehrlítico" y suele estar desarrollada, aunque, a veces, el tamaño se reduzca en los tipos asociados a diques. Presenta valores ópticos usuales entre la augita titanada y normal, con diferentes cambios de tonalidad en el color, sobre todo, en los bordes del cristal que se hacen más oscuros al ser más titanados, lo que se traduce en una variación del ángulo de ejes ópticos. Es normal que aparezca transformada a kaersutita, aunque, en algunos casos, también exista una transformación a clorita.

En algunas ocasiones se observa que la augita presenta fenómenos en sus bordes algo distintos a los de anfibolitización, encontrándose una textura que recuerda a la gráfica, coexistiendo pequeños cristales de augita, biotita, opacos, kaersutita y plagioclasa alcalinizada. Es posible que se trate de un tránsito intermedio en el proceso de formación de kaersutita, pues los pequeños cristales de augita están igualmente orientados que el cristal-padre, aunque también pudiera tratarse de una resorción de la kaersutita, pues, a veces, se ha observado un antiguo contorno de kaersutita ya transformado a este intercrecimiento que morfológicamente recuerda a la textura gráfica. (Fig. 57).

El olivino se encuentra en cristales aislados con un borde de alteración plagado de opacos que, a su vez, están rodeados de biotita y/o de kaersutita. La plagioclasa, que origina fenómenos de corrosión del olivino, parece haber impregnado todo aprovechando los bordes minerales.

En ocasiones quedan numerosos granitos de olivino -que no guardan relación cristalográfica con el cristal mayor- incluidos en la plagioclasa o en kaersutita o biotita (Fig. 58).

En algunas de estas rocas parece que después de la cris-

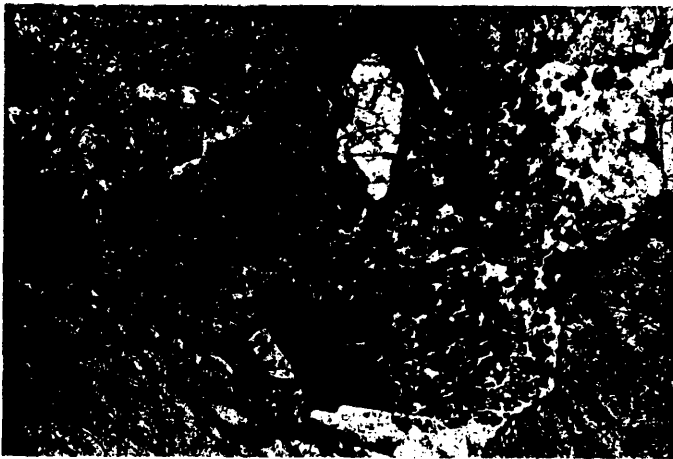


Fig. 57  
Posible resorción de la Kaersutita transformándose a augita, plagioclasa y opacos. N // x 12,5.

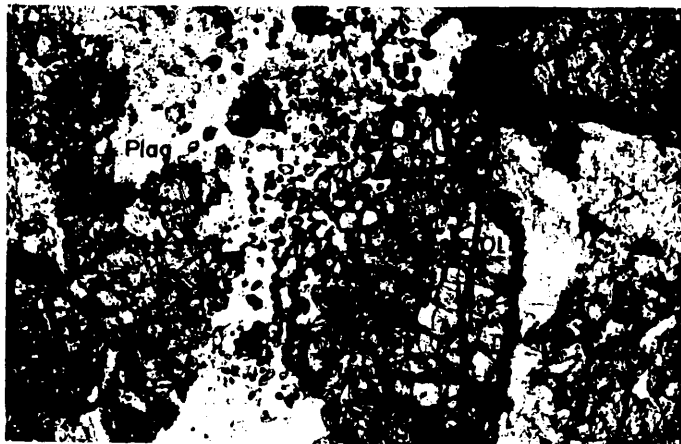


Fig. 58  
Disgregación del olivino a pequeños cristales en presencia de plagioclasa. N // x 10.

talización del olivino hubo un aporte magmático que desmembraría, separaría y englobaría los cristales de olivino primeramente formados. En ocasiones es simplemente un englobamiento poiquilítico, pero, otras veces, se produce una corrosión en los bordes. Es posible que la biotita y la kaersutita se formen, al menos en parte, a expensas del olivino.

La plagioclasa suele tener valores comunes del 65 al 75% de anortita y bordes, generalmente, alcalinizados. La zona primaria de la plagioclasa suele tomar (con rícoles paralelos) colores marrones por ligera alteración, mientras que la zona alcalinizada suele ser blanca. Estas últimas zonas -los bordes- dan valores del 30 al 50% de anortita. Existe toda una transición de -zonados desde el 70-75% de anortita hasta bordes alcalinizados -del 30% de anortita y, posteriormente, en algunos bordes, un paso brusco a plagioclasa albitica no maclada.

Aparte de la alcalinización de la plagioclasa, se observa que abunda bastante la kaersutita y, otras veces, la biotita como minerales también de alcalinización (Fig. 59). Cuando la biotita abunda la kaersutita es también abundante, lo cual indica la relación de uno y otro proceso. En resumen, puede decirse que las rocas de este grupo están algo alcalinizadas.

En los fenómenos de propilitización la abundancia de los minerales característicos de ella es variable. Así, tenemos que en unas rocas abunda epidota y en otras actinolita, coexistiendo algunas veces ambas. Puede decirse que en este grupo la relación entre la abundancia de actinolita y epidota está equilibrada, en contraste con lo que ocurría en el grupo "peridotítico" antes estudiado, en que había mayor proporción de actinolita con respecto a epidota, y con lo que veremos con el grupo diabásico -siempre dentro de los gabros olivínicos- en que predomina epidota sobre actinolita. Con ello podemos decir que dicha relación epidota/actinolita depende de la composición primaria de la roca: a mayor contenido en plagioclasa más epidota; a mayor contenido en minerales máficos (augita y kaersutita) más actinolita.



Fig. 59

Olivino casi totalmente transformado a opacos y -  
con bordes a biotita cloritizada y augita trans--  
formada a kaersutita. N // x 10.



Fig. 60

Olivino transformado a opacos con bordes de bio  
tita. N // x 12,5.

Aparte de estos dos minerales de transformación propilítica señalados, tenemos que casi siempre está presente calcita, ya sea sustituyendo a plagioclasa o como venillas microscópicas.

Es bastante común que el borde de muchas plagioclasas no presente maclas, contenga muchas inclusiones (algunas de epidota) y se delimite por bordes suturados y alabeados. Se trata de bordes de albita, producto frecuente de la transformación de la plagioclasa.

Hay que destacar también la aparición, aunque infrecuente, de un granate cálcico del tipo andradita, que se haya siempre ligado a calcita y se caracteriza porque forma pequeños anillos que rodean a dichos cristales de calcita o de epidota.

Aisladamente, aparece clorita en bordes de biotita.

En una de las rocas de este grupo se da una serie de fenómenos de transformación que origina una venilla, cuya mineralogía no puede reconocerse, al pasar a través de diversos minerales. Se tiene que al traspasar olivino y augita se neoforma en la venilla un agregado micáceo gris azulado y opacos; al pasar a través de kaersutita se forma actinolita; al hacerlo por plagioclasa se forma un agregado plumoso y/o epidota; y, por último, al cortar a un opaco da lugar a la cristalización de esfena.

Este fenómeno de transformación que causa una venilla sobre los minerales existentes en la roca es importante porque aclara perfectamente el paso de un mineral a otro sin más que observar microscópicamente este hecho. En el apartado de estudio de las transformaciones metasomáticas por propilitización ampliaremos la descripción de estos fenómenos.

### 8.2.a.3.- Gabros olivínicos de textura diabásica

Se trata del grupo más numeroso dentro de los gabros olivínicos y se caracteriza por la existencia de pequeños listoncillos de plagioclasa que rodean a los minerales máficos, los cuales suelen estar más desarrollados. La abundancia relativa entre máficos y plagioclasa es ligeramente variable, aunque, en general, ambos están en igual proporción. Cuando la plagioclasa es más abundante, los minerales máficos disminuyen en su tamaño.

Dentro de este grupo de gabros olivínicos de textura diabásica existe una variedad con plagioclasa más desarrollada.

Como en los demás grupos, los minerales primarios son augita, olivino y plagioclasa.

La augita se presenta en cristales desarrollados de  $2V_z$  desde  $46$  a  $56^\circ$  y ángulo de extinción  $c\wedge z$  entre  $43$  y  $52^\circ$ . Suele ser algo pleocróica y zonada con valores del ángulo de ejes ópticos menores hacia el borde, de tonos más oscuros (titanados). Es muy común que la augita se transforme a kaersutita, ya sea en los bordes del cristal o en parches en el interior del mismo. Raramente la transformación es a actinolita. En alguna muestra se ha observado que la augita sirve de núcleo para la cristalización de biotita.

A veces los cristales de augita no están muy desarrollados, indicando un tránsito a texturas de tipo subvolcánico.

El olivino también se presenta como cristales desarrollados, alotriomorfos, con  $2V_x$  de  $80$  a  $98^\circ$  ( $Fo_{70}$  a  $Fo_{95}$ ). Normalmente se encuentra con un borde de minerales opacos o plagado de diminutos cristales de opaco por todo él (Fig. 60), aunque, a veces, se puede presentar sin estas inclusiones. También es muy común el que aparezca transformado a biotita y opacos en sus bordes



o alterado a serpentina y clorita.

La plagioclasa primaria adquiere valores del 60 al 78% de anortita, estando a veces zonada.

Dentro de este grupo petrográfico existen dos tipos de plagioclasas, uno, con cristales muy poco desarrollados, en listoncillos muy pequeños y, otro, con plagioclasas desarrolladas hasta medio centímetro. En ambos tipos se da aproximadamente igual proporción entre plagioclasa y minerales máficos.

Parece haber una relación entre el tamaño de las plagioclasas y su contenido en anortita, siendo las de menor tamaño de menor contenido en calcio.

Tanto la biotita como la kaersutita tienen una abundancia variable, predominando, en general, esta última sobre la mica. Aunque la mayoría de la kaersutita sustituye parcialmente a los antiguos cristales de augita, en algún caso se observa a aquélla en el interior de plagioclasa primaria con bordes alcalinizados, es decir, que durante el proceso de alcalinización se forman también cristales aislados de kaersutita sin ninguna relación con augita, por cristalización directa del fluido más o menos residual.

En este grupo textural los minerales de propilitización se encuentran muy poco desarrollados, existiendo solamente pequeños y escasos cristales de epidota, algunos de actinolita -en los bordes de los cristales de augita y kaersutita- y albita. Normalmente la plagioclasa, sobre todo la más desarrollada, tiene sus bordes transformados a albita y epidota. En otras ocasiones la transformación es a feldespato potásico del tipo adularia. La plagioclasa también se transforma total o parcialmente a calcita o a clorita.

8.2.a.4.- Gabros olivínicos con texturas en acumulado de olivino y plagioclasa

Se trata de gabros olivínicos con una proporción muy alta de olivino, probablemente por acumulación a partir de un gabro olivínico característico. El número de muestras en este grupo es muy escasa lo que nos viene a indicar que se trata de algún fenómeno local o puntual.

La textura es bastante granuda con grandes cristales de olivino mucho más desarrollados que los de augita, la cual no es abundante y aparece en muy escasos cristales que engloban otros pequeños de olivino o se limitan a situarse en los alrededores de éste.

El olivino se presenta en toda una serie de tamaños desde 1 cm. hasta microscópicos. Suelen estar parcialmente transformados a opacos y ser bastante idiomorfos.

Otra característica importante de este grupo, aparte de la acumulación de olivino, es que las plagioclasas, además de presentarse en listoncillos rodeando al olivino, también aparecen de formas cuadrangulares, con escaso maclado, englobando pequeños cristales de olivino, en una textura muy característica (Fig. 61).

No presentan kaersutita y apenas contienen biotita.

La plagioclasa está bastante fresca, aunque puede haber alguna transformación a epidota raramente. Aparte de epidota puede también encontrarse calcita en pequeñas venillas.

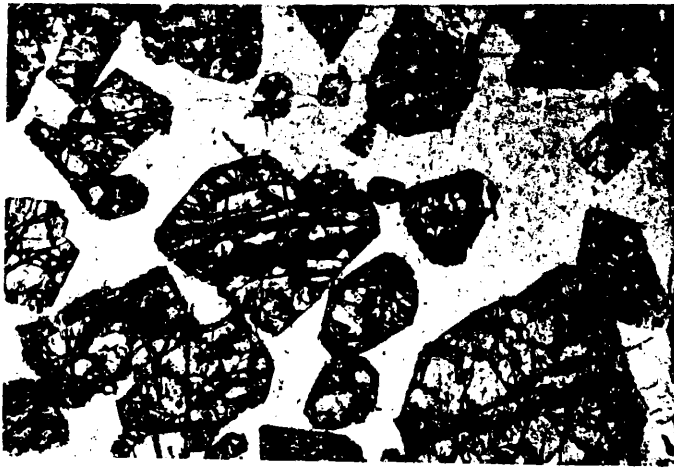


Fig. 61

Acumulación de olivino y plagioclasa (tipos troctolíticos). N // x 10.



Fig. 62

Textura diabásica de un microgabro olivínico. N - // x 10.

#### 8.2.a.5.- Gabros olivínicos de textura microgranuda

La característica fundamental de estas rocas es que los minerales no están muy desarrollados (Fig. 62) y, en general, se dan texturas de tipo porfídico, con cristales primarios (sobre todo plagioclasa y augita) de dos tamaños diferentes.

Presentan una textura porfídica bastante marcada, con - cristales aislados de augita, olivino y plagioclasa rodeados por microcristales, bien de los mismos minerales que los cristales - desarrollados o bien de otros minerales.

Este tipo textural obedece a una característica muy clara en el campo, y es que la mayoría de las rocas se encuentran - formando diques de carácter poco granudo; de ahí que la textura se la pueda asimilar a tipos subvolcánicos.

Así pues, la augita se presenta en dos tamaños, ambos al go pleocroicos y alotriomorfos. Son menos abundantes los de mayor tamaño que, a veces, pueden faltar.

En algún caso se observa que la augita se transforma a kaersutita.

El olivino no suele ser muy abundante y se presenta, generalmente, en cristales desarrollados, bastante alterados, ya - sea a iddingsita, clorita o serpentina, o transformado parcialmente a opacos.

Más raramente presenta un desarrollo menor y, entonces, forma pequeños cristales, en parte, transformados a opacos.

Según su tamaño, existen dos tipos de plagioclasa: las - de mayor desarrollo suelen ser poiquilíticas y englobar augita y kaersutita; las de menor tamaño son los típicos listoncillos de

plagioclasa.

La kaersutita puede variar desde muestras en que es relativamente escasa hasta otras en que predomina sobre los demás minerales. En este último caso parece haberse formado por crecimiento muy rápido, con cristalización poiquilítica que engloba, sobre todo, olivino y augita (Fig. 63).

El tamaño, en general, varía desde términos muy pequeños a los grandes cristales poiquilíticos.

De entre los minerales poiquilíticos sólo hemos observado albita, clorita y serpentina, que son muy escasos, no obstante, hay algunas muestras en que la única plagioclasa existente es albitica, por transformación total de la plagioclasa anterior más cálcica. En estos casos existe también abundante epidota relacionada con albita.

#### 8.2.b.- GABROS

Se trata del grupo de rocas más representado dentro de La Caldera. También presentan una gran variabilidad mineralógica y textural, existiendo todo tipo de tránsitos tanto mineralógica como texturalmente.

No sólo existe toda una serie de pasos intermedios con relación a los distintos tipos ya descritos de gabros olivínicos, sino con los gabros albitizados.

Los gabros albitizados, que estudiaremos en el apartado 8.2.d.2., parecen ser antiguos gabros pero con procesos avanzados de transformación por propilitización. Dependiendo del grado de transformación hemos considerado los gabros (cuando no hay transformación o es escasa) y los gabros albitizados (con trans-



Fig. 63  
Crecimiento poiquilítico de kaersutita englobando  
olivino y augita. N // x 10.

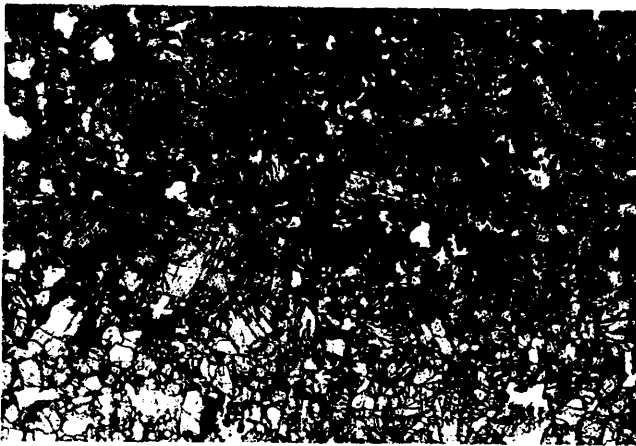


Fig. 64  
Textura en acumulado de augita. N // x 9,5.

formación por propilitización).

La plagioclasa, que puede encontrarse en forma de pequeños cristales o como fenocristales, es el único mineral que llega a presentarse en todas las rocas del grupo de los gabros. En las rocas en las que los procesos de transformación metasomática están algo avanzados, parte de la plagioclasa llega a ser de términos albiticos.

Excepto en los gabros anfibolitizados, que luego estudiaremos, el piroxeno (augita) se presenta en todas las demás rocas de este grupo petrológico, siendo en algunos casos muy abundante (gabros de tendencias piroxeníticas). En general, este mineral se presenta en formas alotriomorfas, de desarrollo menor de 1 cm. Puede haber sufrido fenómenos de anfibolitización y cloritización.

A los minerales anteriores le siguen en abundancia kaersutita y biotita. Ambos pueden aparecer juntos en una misma roca o no, existiendo mayor cantidad de tipos rocosos con kaersutita que con biotita.

La kaersutita puede ser idiomorfa, aunque, en general, es subidiomorfa y alotriomorfa, sobre todo, si procede de la anfibolitización del piroxeno.

El olivino puede presentarse en algunas de estas rocas, pero como accesorio, y muy alterado a serpentina, iddingsita y opacos.

Otros minerales accesorios que casi siempre están presentes son opacos (pirita, magnetita e ilmenita), con formas idiomorfas, en espigas de pescado, en peine, alotriomorfas, etc. y apatito, este último, a veces, exageradamente abundante. Esfena puede presentarse siempre asociada a opacos, pero sólo en los -

tipos en que más han avanzado los procesos de transformación metasomática.

Los minerales que se encuentran claramente ligados a procesos de transformación propilítica en estas rocas son: epidota, clorita, albita, actinolita, andradita, calcita, esfena, etc. El escaso feldespato potásico existente está seguramente relacionado con estos procesos. Una idea de la abundancia semicuantitativa de estos minerales se tiene en la Fig. 84.

La epidota se forma casi siempre a partir de plagioclasa, transformándose ésta a albita; clorita, a partir de biotita y/o augita; actinolita, bien por transformación de kaersutita o de augita.

Aparte de esta transformación de los minerales primarios, tanto epidota como clorita se pueden presentar como minerales relleno llenando cavidades, venillas, etc.

Ligados a filoncillos y diques se tienen también calcita, cuarzo y anhidrita.

Anhidrita y calcita se encuentran generalmente asociadas a cavidades y filoncillos, presentándose la primera en mucha menor abundancia y en zonas muy limitadas.

Este grupo de rocas presenta gran variabilidad de texturas, muchas veces enmascaradas y modificadas por los fenómenos de transformación.

Los grupos texturales encontrados son:

- 1) Gabros de textura equigranular alotriomórfica y de tendencias piroxeníticas.
- 2) Gabros de textura diabásica.



3) Gabros de textura porfídica microgranuda.

8.2.b.1.- Gabros de textura equigranular alotriomórfica y tendencias piroxeníticas

No merece la pena hacer un apartado especial para estas rocas más ricas en piroxeno, puesto que las afinidades con los gabros son claras y probablemente no se trate de cuerpos plutónicos piroxeníticos individualizados, sino, más bien, de diferenciados o acumulados dentro de los mismos gabros, aunque está claro que composicionalmente presentan un gran porcentaje de augita (ver cuadro 7).

Las rocas de tendencias piroxeníticas son granudas, de grano medio a grueso y constituidas esencialmente por augita y muy subordinadamente por plagioclasa, kaersutita, biotita, opacos y apatito.

La augita algunas veces llega a ser el 90% de la roca, pudiendo entonces llamársela piroxenita en el sentido estricto.

La augita se presenta en toda una gama de cristales desde 1 cm. de tamaño hasta microscópicos. El color varía desde tonos verdosos a marrones, no encontrándose ninguna variación en el  $2V_z$  y el  $c\wedge z$ , que toma, para el primero, valores desde 46 a 54° y, para el segundo, desde 42 a 52°.

La augita se puede presentar zonada en sus bordes, en rej de arena, etc. o maclada según 100. Este mineral es el que define la textura, al ser de mayor abundancia, existiendo un tipo textural en que la augita se dispone en un mosaico de cristales alotriomorfos (Fig. 64).

Se puede diferenciar otro tipo textural relativamente -

parecido en que la augita es más titanada y la plagioclasa es más abundante (ver cuadro 7). Puede corresponder a una acumulación de augita a partir de gabros de textura diabásica. Frecuentemente, la augita se transforma a kaersutita, ya sea en sus bordes o a modo de un parcheado interno. Alguna vez lo puede hacer a actinolita y en este caso el fenómeno parte únicamente del borde al centro del cristal de augita.

La plagioclasa primaria casi no aparece, pues la mayor parte de las veces se halla transformada a epidota y albita, o bien, sólo queda un núcleo de plagioclasa con los bordes fuertemente alcalinizados tanto a plagioclasa menos cálcica como a feldespato potásico. En algunas ocasiones se conservan sin transformar cuando están protegidas por otros minerales, sobre todo, por kaersutita y opacos.

La kaersutita es bastante abundante, formada siempre a partir de augita. A su vez, la kaersutita se transforma a actinolita, siendo este proceso relativamente frecuente en este grupo de rocas (Fig. 65).

Al contrario que la kaersutita, la biotita suele ser escasa, aunque puede existir algún ejemplo en que no lo sea. Lo más sobresaliente de ella es que se puede encontrar alterada a clorita.

Los minerales formados a partir del metasomatismo de propilitización son epidota, actinolita, clorita, albita y, en menor proporción, calcita.

Epidota y albita siempre están ligadas puesto que ambas proceden de la transformación de la plagioclasa, excepto cuando la primera se encuentra en venillas.

En algunos casos la transformación es total, no quedando

179 bis



Fig. 65

Transformación de kaersutita a actinolita con un tránsito intermedio incoloro. N // x 10.

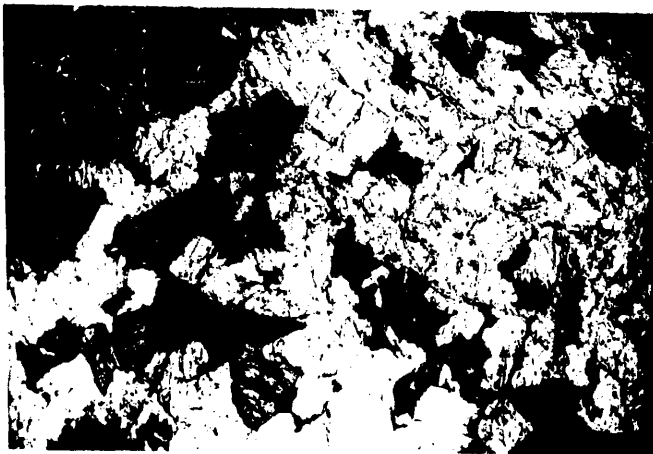


Fig. 66

Textura diabásica de un gabro. N // x 4.

ningún residuo de la plagioclasa primitiva.

La actinolita se puede dar a partir de kaersutita o de augita en sus bordes.

Clorita y calcita pueden aparecer tanto tapizando pequeñas cavidades o venillas como sustituyendo a otros minerales: clorita a biotita y calcita a plagioclasa, principalmente.

#### 8.2.b.2.- Gabros de textura diabásica

Es el grupo de rocas más numeroso de los existentes en el ámbito de La Caldera.

Aunque con la salvedad de algunas rocas en que la augita llega a ser escasa, todas las rocas contienen plagioclasa y augita en bastante proporción como minerales esenciales. El olivino queda como mineral relicto y accesorio sólo en algunas muestras.

En este tipo textural los cristales de plagioclasa se encuentran rodeando los fenocristales de los minerales máficos, que por orden de importancia son augita, kaersutita, biotita y, como accesorio muy alterado, olivino.

A pesar de usar el calificativo de textura diabásica, existe una gran variabilidad desde tipos con una textura diabásica s.s., (Fig. 66), hasta tipos donde la augita está subordinada a la kaersutita, rodeando la plagioclasa a ésta; en otros, se da un gran desarrollo de la plagioclasa; etc.

La augita puede variar desde tonalidades marrones hasta tonos incoloros o de marrón-verde muy pálido. Los ángulos de ejes ópticos varían desde 44 a 56°. Los valores más altos han correspondido a augitas de tonos más marrones, al contrario de lo

ocurrido en algunos gabros olivínicos, donde la augita de menor  $2V_z$  era la de tonos marrones, presumiblemente más titanada.

Los valores del ángulo de extinción  $c \wedge Z$  se mantienen entre  $42$  y  $53^\circ$ , siendo los valores intermedios a éstos los más comunes.

En algunas rocas los cristales de augita presentan en sus bordes fenómenos de disgregación y tendencia al alotriomorfismo, en parte debidos a los procesos transformantes que a continuación se explican.

Es normal que la augita se presente, tanto en sus bordes como en el interior del cristal, transformada a kaersutita que, como hemos expresado anteriormente, puede llegar a ser muy abundante, reduciendo a la augita a pequeños cristales en el interior de aquélla o en sus bordes, como restos de augita aún sin transformar y, a veces, con un cortejo de minerales opacos en el límite (Fig. 67).

La plagioclasa primaria, habitualmente, se presenta como cristales que han sufrido acusados procesos de metasomatismo. Hay que distinguir entre el proceso de alcalinización, que está generalizado a la gran mayoría de este grupo petrográfico, y el de propilitización, que aunque es común, no está tan generalizado.

En cuanto al proceso de alcalinización se patentiza porque la plagioclasa presenta una extinción ondulante bastante acusada, existiendo comúnmente un núcleo o una zona donde el porcentaje de anortita varía desde el 62% al 80% y una zona externa donde estos valores decrecen rápidamente. En algunas ocurre que se pasa de porcentajes del 80% en el núcleo al 60% en los bordes, mientras que en otros desde el 60% hasta el 50% o valores menores.

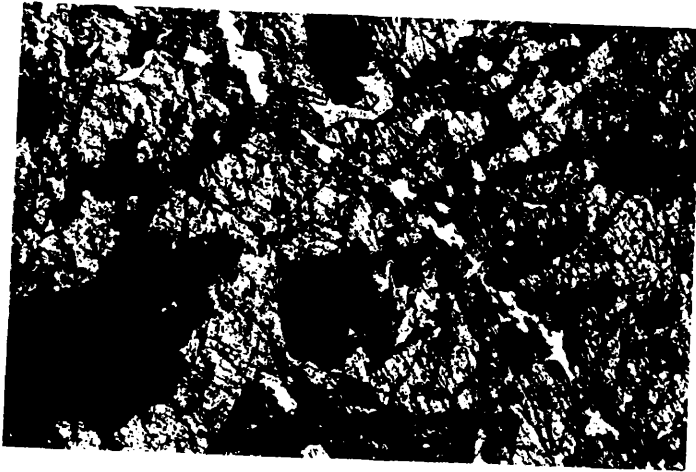


Fig. 67  
Transformación de augita a kaersutita y opacos.  
N // x 12.5



Fig. 68  
Plagioclasa con núcleo cálcico ( $\approx An_{40}$ ) y un bor  
de anubarrado compuesto por albíta y epidota. N  
X x 16.

Todo esto indica que existe toda una gama de variación - en el tanto por ciento de anortita de las plagioclasas primarias y que luego, a partir de ellas, la alcalinización puede adquirir valores muy bajos, hasta el 30% de anortita.

En muchos casos se observa que fuera de este borde alcalinizado existe otro bordeado sin maclado, de límites suturados, con multitud de pequeñas inclusiones y con epidota (Fig. 68). Este borde es albita, producto de la sobreimposición de la propilitización a la alcalinización. A veces, este borde albitico llega a alcanzar la totalidad del cristal de plagioclasa o partes importantes del mismo.

La abundancia relativa de la kaersutita es muy variable, desde unos términos en que no existe, hasta otros en que la proporción con respecto a la augita es muy alta. Está claro, como - hemos apuntado, que gran parte de la kaersutita se forma a partir de la augita, por alcalinización de ella, pero cuando existen grandes cristales, completamente idiomorfos de kaersutita, - queda claro que la kaersutita procede de cristalización directa y no tiene ninguna relación con la augita, siendo siempre posterior a ella.

Es muy común el que la kaersutita, en sus zonas de borde, presente transformación a actinolita, que adquiere una tonalidad de incolora a verde fuerte, según el avance de la transformación; aquí, el hábito que presenta la actinolita está condicionado por el que tenía la kaersutita, pues parece existir un pseudomorfismo entre ambas.

Algunas veces ocurre que bien porque haya habido una - transformación total de kaersutita a actinolita, o bien porque - la formación de ésta se verifique desde augita, se da una inexistencia de kaersutita y una rara abundancia de actinolita.

La biotita, al igual que ocurre con la kaersutita, tiene una abundancia muy variable, siendo unas veces inexistente y otras muy abundante.

En algunos ejemplares la biotita se presenta transformada a clorita, existiendo entre sus planos de exfoliación unos cristales incipientes que parecen ser de esfena. En otros casos, el proceso de transformación propilítica llega a generar cristales de epidota (Fig. 69), a partir de esta biotita transformada a clorita, aunque son casos donde el metasomatismo está muy avanzado y donde existe mucha epidota procedente de plagioclasa.

El feldespató potásico se encuentra esporádicamente y con muy poco desarrollo. Unas veces parece que sustituye a plagioclasa alcalinizada, otras a albita. Excepto en algún caso aislado, adquiere escasa importancia.

De carácter póstumo y ligados siempre a diquecillos y pequeños filones, encontramos calcita, cuarzo y analcima, esta última sin constituir cristales propios de la roca.

Estos gabros de textura diabásica presentan, en general, un importante efecto de metasomatismo por propilitización, manifestándose en la aparición, muy abundante a veces, de epidota, clorita, actinolita, albita, calcita y, menos corrientemente, andradita, esfena, anhidrita, ilmenita y pirita.

La mayor parte de la epidota se forma a partir de la plagioclasa cálcica, dejando un resto albitico, normalmente no maculado, con muchas inclusiones y con bordes irregulares, formando golfos o bordes suturados. Si el proceso es intenso, desaparece totalmente la plagioclasa primitiva, quedando un resto de epidota y albita.

Se encuentran todos los pasos intermedios entre plagio-





Fig. 69

Transformación de un antiguo cristal de mica a -  
clorita, epidota y esfena. N // x 12.5.



Fig. 70

Borde de augita transformado a clorita y peque--  
ños cristales de esfena. N // x 25.

clasa sin ningún tipo de epidotización, hasta rocas con albita y epidota, pasando por plagioclasa con un núcleo intacto y un borde epidotizado y albitizado.

Algunas veces se observa que existen venillas a escala - microscópica o macroscópica de epidota que atraviesan la roca caja, a la cual afecta en mayor o menor grado epidotizándola.

En escasas ocasiones se ha observado que se forma epidota a partir de biotita, transformada total o parcialmente a clorita, pudiendo ir el proceso acompañado de esfena o no.

La clorita puede encontrarse tanto rellenando pequeñas - cavidades junto con calcita como a partir de la transformación de augita y/o biotita (Fig. 70). En algunos casos puede ser muy abundante.

La actinolita puede formarse a partir de augita, en sus bordes, o a partir de kaersutita. Suele estar muy subordinada a la kaersutita, es decir, que es tanto más abundante cuanto más - kaersutita exista, pero algunas veces la actinolita puede ser el único anfibol existente que procede de los bordes de los cristales de augita.

El paso de kaersutita a actinolita se realiza a través - de un estadio intermedio incoloro.

Cuando en la roca existen diquecillos de calcita, ésta - se halla sustituyendo a la plagioclasa.

La andradita sólo se ha observado en pocos casos, con - cristales poco desarrollados, dispuestos en anillo rodeando a - calcita. Parece que no sustituye a ningún mineral, sino que rellena parte de pequeñas cavidades o filoncillos. Algo análogo puede expresarse de la anhidrita, pues parece que también junto

con calcita forma parte de pequeños diquecillos.

La esfena se ha podido encontrar neoformándose a partir de un mineral opaco con hábito, a veces, hexagonal, que probablemente es ilmenita.

Otras veces se observa que a partir de augita titanada - se han neoformado actinolita y cristales incipientes que parecen ser de esfena. Este hecho suele ser bastante común en rocas con augita titanada. Otra forma de aparición de esfena es a partir - de biotita, la cual se transforma a clorita y esfena, pudiendo, a veces, darse un estadio más avanzado con la aparición de epidota y esfena.

En la observación de visu de varias muestras se aprecia la existencia de pequeños cristales de pirita, que salpican toda la roca o que se encuentran aglomerados en venillas junto con - clorita.

Bajo el microscopio, aunque no se ha hecho un estudio de tallado de los opacos, las formas idiomorfas cuadrangulares pueden identificarse con pirita, mientras que las formas en peine, en espina de pescado, esqueléticas, hexagonales (Fig. 71), etc. corresponden probablemente a ilmenita.

Algunas veces los minerales opacos engloban a otros minerales, siendo el ejemplo más destacable el que engloben a epidota, la cual parece estar desestabilizándose (Fig. 72).

#### 8.2.b.3.- Gabros de textura porfídica y microgranuda

Se trata de rocas con texturas de tipo subvolcánico, de carácter intermedio entre las rocas granudas y volcánicas, que, en general, pueden asimilarse a diques algo cristalinos, o bien,

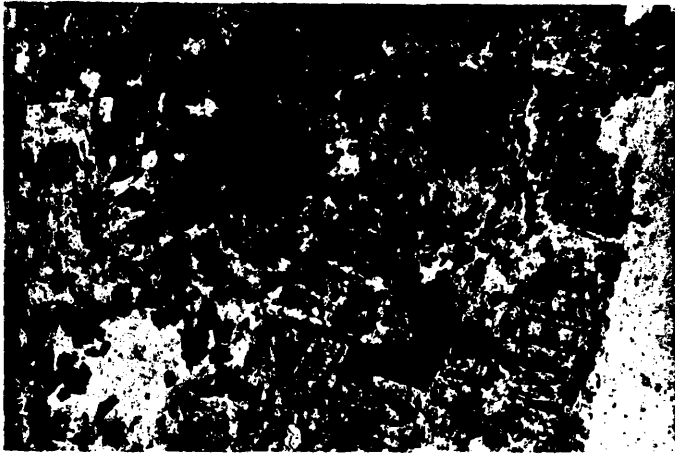


Fig. 71

Crecimiento esquelético y de formas regulares de ilmenita sobre clorita. N // x 10.



Fig. 72

Agregado de cristales de epidota con aureolas de opacos. N // x 12,5.

a zonas de borde de las apófisis existentes en La Caldera, pues dichas zonas de contacto suelen adquirir un carácter más afanítico, aunque con la misma mineralogía que las zonas internas de la apófisis más granudas.

Todas estas rocas contienen augita y plagioclasa, las cuales presentan dos tamaños, uno de mayor desarrollo que el otro, dando lugar a una textura de tipo porfídico.

La augita varía de tonos incoloro-verdosos a marrones (más titanados). Comúnmente se transforma a kaersutita, aunque ésta también puede adoptar con bastante frecuencia un desarrollo poiquilítico englobando a los demás minerales (augita, plagioclasa, apatito, opacos, etc.) (Fig. 73).

La plagioclasa presenta sus bordes alcalinizados y, a veces, albitizados.

La biotita, menos abundante que la kaersutita, puede también adquirir carácter poiquilítico.

Estos gabros presentan minerales de propilitización, tales como epidota, clorita, calcita, actinolita, esfena, andradita, etc., aunque de modo poco frecuente.

Las transformaciones que se dan son las típicas de los demás gabros: epidota se forma a partir de plagioclasa, quedando un resto albitico; clorita puede darse ya sea a partir de augita, kaersutita o biotita; la actinolita, a partir de kaersutita; esfena a partir de ilmenita; y andradita y calcita rellenas de las venillas que atraviesan a estas rocas.

Todos estos caracteres, principalmente los de tipo textural, nos confirma en la idea de la existencia de masas intrusivas o apófisis de tamaños relativamente pequeños, donde estas -

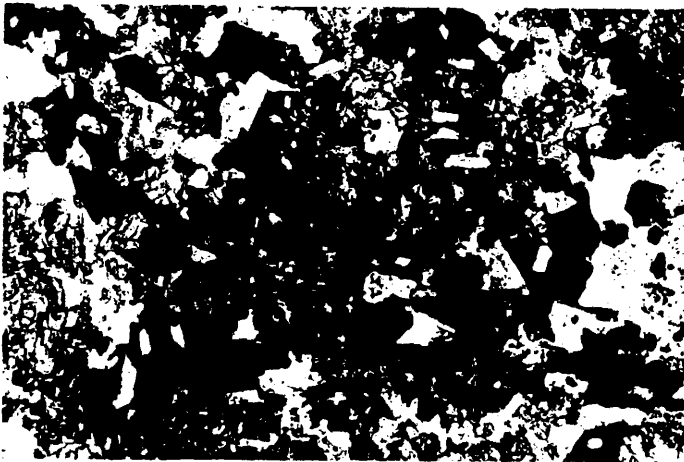


Fig. 73

Crecimiento poiquilítico de kaersutita englobando plagioclasa, augita y opacos. N // x 10.



Fig. 74

Melteigita mostrando gran variabilidad composicional y textural.

rocas que hemos denominado como gabros de textura porfídica y microporfirítica pueden asimilarse a zonas de menor cristalinidad de dichas apófisis o diques de las mismas, bien zonas de borde, o bien zonas de grano fino de las intrusiones.

#### 8.2.c.- GABROS ALCALINOS

La diferencia principal entre estos gabros y los que hasta ahora hemos venido estudiando consiste en que contienen nefelina o analcima modal.

En relación con el otro grupo de rocas, son poco abundantes, pero debido a que son probablemente las rocas más recientes sus afloramientos destacan morfológicamente en el terreno. Además, sus texturas -grandes cristales entrelazados- son muy características en la muestra de mano (Fig. 74).

En este grupo abundan principalmente los equivalentes - subsaturados y alcalinos de los gabros (teralitas, teschenitas) y los equivalentes subsaturados y alcalinos de los acumulados de carácter ultramáfico (melteigitas).

Aisladamente, por concentración accidental de minerales sílicos o en venillas, existen sienitas nefelínicas, pero suelen ser de carácter puntual.

Existe una gran variabilidad textural en este grupo, - pues, a pesar de estar relativamente poco representado en la distribución en el campo, muestran texturas muy distintas entre sí, dentro de una mineralogía análoga.

En el campo estas rocas son fácilmente reconocibles, dado el carácter idiomorfo y desarrollado de los cristales, sobre todo, de los piroxenos, que, a veces, miden hasta 2 cms.; y la

textura típicamente granuda con cristales de piroxeno, nefelina y/o plagioclasa entremezclados.

Por su mineralogía los gabros alcalinos de La Caldera de Taburiente pueden subdividirse en:

MELTEIGITAS.- con nefelina y feldespato alcalino, sin plagioclasa.

TERALITAS.- con plagioclasa y nefelina.

TESCHENITAS.- con plagioclasa y analcima.

SIENITAS NEFELINICAS.- con nefelina, feldespato alcalino y augita egírfnica, sin plagioclasa.

Además todas las variedades contienen augita, y accesoriamente kaersutita, olivino, biotita, apatito, opacos, ...

También en los gabros alcalinos (fundamentalmente en las teralitas) puede hablarse de alcalinización, ya que en estas rocas la cristalización ha tenido lugar en dos estadios, aunque sin solución de continuidad entre uno y otro, de modo que olivino, augita y plagioclasa, formados en el primer estadio, son afectados y transformados por el líquido residual más alcalino - que además da lugar a la cristalización directa de los restantes minerales (nefelina, feldespato alcalino, kaersutita, etc.)

#### 8.2.c.1.- Melteigitas

Hemos denominado melteigitas a un conjunto de rocas que tienen augita y nefelina como minerales esenciales; y feldespato alcalino (tanto potásico como sodopotásico), olivino, kaersutita, biotita, apatito y opacos como minerales accesorios. Nunca en ellas se ha encontrado plagioclasa.



Este grupo de rocas fué encontrado ya por otros autores (GASTESI et al., 1966), pues son rocas muy características y granudas. Fueron denominadas essexitas, pero este término es incorrecto al no poseer estas rocas plagioclasa, ni tan siquiera albitica.

Rocas análogas se han encontrado en pegmatitoides de las series basálticas de Lanzarote (FERNANDEZ SANTIN, 1969), donde la autora ya las denominó como gabros melteigíticos.

La textura es porfídica, en general, e hiatoseriada, siendo la abundancia relativa de augita y nefelina la que determina el carácter textural de la roca de visu (Fig. 74).

Como hemos señalado, los componentes esenciales son augita y nefelina; la primera se presenta, bien como grandes cristales de hasta 2 cms. de longitud, o bien como cristales en la matriz. Se encuentran fuertemente zonados, con un borde que unas veces puede ser titanado de colores más oscuros y con menor  $2V_z$ , y otras de tonos verdes de tipos augítico-egirínicos.

Los cristales de piroxeno de la matriz suelen ser egirínicos.

El pleocroísmo es acentuado y va desde tonos marrones hasta amarillo-asalmonados.

La augita suele estar plagada de gran cantidad de inclusiones de opacos y, menos comunmente, de olivino. Estas inclusiones no se presentan según una dirección preferente del cristal.

El  $2V_z$  varía desde 45 hasta 58°, siendo los bordes titanados de menor ángulo que el núcleo. El ángulo de extinción  $c \wedge z$  varía entre 42 y 53°.

La nefelina puede ser muy abundante en algunos casos, - mientras que en otros se encuentra totalmente alterada a una masa terrosa característica.

Normalmente se presenta en grandes placas o en cristales euhedrales (Fig. 75), aunque también puede ser de carácter intersticial.

El olivino cuando existe no tiene nunca mucho desarrollo, suele estar transformado a opacos en los bordes y, otras veces, a clorita o biotita.

Los valores de  $2V_x$  varían entre  $83$  y  $93^\circ$  ( $Fo = 80-90\%$ ). En algunos ejemplares puede no existir olivino, sobre todo en los más leucocráticos.

El feldespatos alcalino, ya sea ortosa o anortosa, es poco abundante; ambos pueden coexistir o darse separadamente, aunque lo corriente sea lo primero.

La anortosa se suele conservar mejor que la nefelina. Parece observarse que en los términos más claros es más generalizada la ortosa, mientras que en los términos con predominio de fé-micos, lo es la anortosa o coexisten ambos feldespatos alcalinos.

La biotita y la kaersutita tienen una frecuencia de aparición variable; en unos casos abunda más la biotita y en otros la kaersutita; esta última procede de la anfibolitización de la augita, mientras que la biotita se la localiza frecuentemente en los bordes de olivino, lo que indica que en realidad podemos estar en presencia de flogopita y no de biotita. Dada no sólo la relativa escasez, sino también el pequeño desarrollo de la mayoría de las biotitas, no ha sido posible determinar sus características ópticas, que por otra parte se solapan con las de las flogopitas.



Fig. 75  
Nefelina idiomorfa en el interior de un cristal  
de anortosa. N // x 25.



Fig. 76  
Textura porfídica algo seriada de un término ijo  
lítico.

Aparte de los minerales mencionados y de la exagerada abundancia de opacos y apatito, sólo queda mencionar la existencia poco importante de analcima, sobre todo en las rocas con mayor contenido en nefelina. Esta aparición se limita a escasos cristales intersticiales.

Habría que hacer una distinción entre las rocas con predominio de nefelina sobre augita (Fig. 76) y las de mayor predominio de augita sobre nefelina (Fig. 74) (que son las más corrientes). Las primeras serían términos que rayan los límites de las ijolitas (cuadro 7), pero dado que en el estudio de campo todo el grupo de rocas que hemos denominado como melteigitas forman una apófisis plutónica común, de varias decenas de metros y con variedades petrológicas íntimamente ligadas entre sí, una de las cuales serían los términos ijolíticos, no hemos creído necesaria una distinción, ya que se trata de diferenciados más o menos sálicos de la roca melteigítica típica, en la que hay predominio de la augita sobre la nefelina, y donde los demás minerales nunca llegan al 20% de la roca.

Este grupo puede considerarse muy característico dado su gran tamaño de grano (sobre todo de augita y nefelina) y, como hemos dicho, se puede asimilar a una única apófisis plutónica que aparece en el Barranco de Rivaceras, y cuyos cantos o bloques rodados pueden seguirse barranco abajo hasta la desembocadura del Barranco de Las Angustias.

La existencia de olivino y augita indica una primera etapa de cristalización de carácter no alcalino. Posteriormente, el líquido residual dió lugar a la formación de nefelina y feldespato alcalino, mientras que por otra parte alcalinizó parte de los minerales de la primera etapa, formando augita egiírnica, kaersutita, etc. Este hecho puede explicar el que encontremos minerales con carácter marcadamente alcalino junto con minerales no alcalinos.

#### 8.2.c.2.- Teralitas y teschenitas

Se trata de rocas de textura holocristalina que contienen nefelina (teralitas) y/o analcima (teschenitas) modal. Asimismo contienen plagioclasa, augita y olivino. De menor abundancia se presentan kaersutita y biotita, y como accesorios, apatito y opacos.

Generalmente predominan los minerales máficos (augita y olivino) sobre plagioclasa, adquiriendo los primeros mayor desarrollo que la segunda, llegando en algunos casos a ser verdaderas yamaskitas (ver cuadro 7), siguiendo la terminología de Mc BIRNEY y AOKI (1968).

La textura, así pues, es ofítica o subofítica, con algún ejemplar de tendencias "peridotíticas", aunque pueden existir tipos de textura diabásica cuando la abundancia de plagioclasa es mayor.

Los cristales de olivino no suelen estar muy desarrollados, y tienen una abundancia variable, aunque siempre subordinada a la augita. Aunque el olivino puede presentar coronas o inclusiones de opacos, es muy común que se presente limpio de ellos, a diferencia de los gabros s.l. En las rocas donde la kaersutita es abundante, el olivino es escaso, tiende a la inestabilidad y se encuentra alterado a serpentina y opacos. En algún caso aparece olivino coexistiendo con kaersutita, pero ésta se ha formado por anfibolitización de la augita, y no por cristalización directa; lo que parece suceder en este caso es que ha tenido lugar un rápido desarrollo de los cristales de kaersutita.

La augita se presenta en cristales de idiomorfos a subidiomorfos, de tamaños variables entre varios milímetros hasta microcópicos, existiendo, a veces, una seriación entre ambos tamaños en la misma muestra.

La augita, de tonos marrones y amarillentos, suele estar fuertemente zonada y con bordes más titanados (Fig. 77). La zonación llega a tener variaciones en el  $2V_z$  hasta de 8 y 10°.

El ángulo de ejes ópticos de las augitas varía entre 48 y 54° y el ángulo de extinción entre 41 y 51°, correspondiendo a los valores normales para las augitas.

Puede tener un borde de color verdoso en los términos más alcalinos, correspondiendo a augita egirínica, crecida a partir de los cristales de augita no alcalinos.

La anfibolitización de la augita, es muy común, ya sea en pequeños cristales en el interior del cristal o en grandes cristales de kaersutita rodeando augita. Serían términos mafraíticos (Mc BIRNEY y AOKI, 1968).

La plagioclasa presenta núcleos con un porcentaje de anortita del 60 al 70%, con bordes que van desde estos términos a tipos albiticos, y toda la gama de variación intermedia.

En general, el desarrollo de los cristales de plagioclasa es pequeño, aunque en algún caso se dan grandes listones muy desarrollados.

Aparte de los fenómenos de alcalinización y albitización, puede haber fenómenos de epidotización en las plagioclasas, pero muy aisladamente.

La abundancia de kaersutita y de biotita es variable y, por lo general, la primera es más frecuente que la segunda.

Normalmente la kaersutita se limita a pequeños cristales inmersos en los de augita, o en sus bordes, predominando pocas veces el anfíbol sobre el piroxeno (términos mafraíticos), lle-

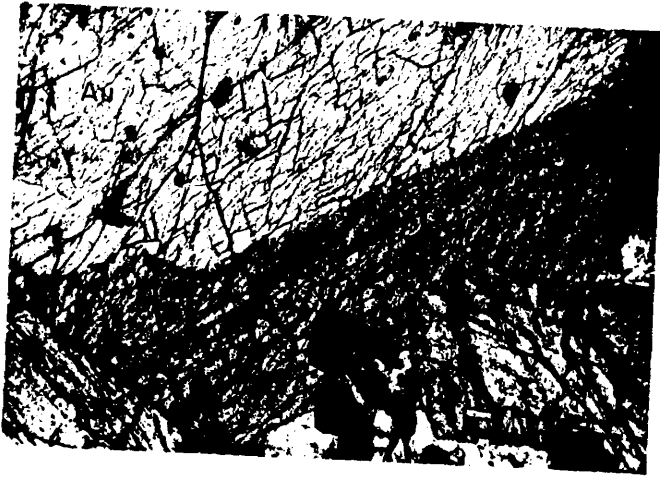


Fig. 77  
Borde titanado de un cristal de augita. N //x 10



Fig. 78  
Augita con un borde más alcalino (egirínico) --  
transformado a anfíbol. N // x 10.

gando en estos casos a adquirir aquél formas perfectamente idiomorfas.

La nefelina es generalmente escasa y se da en cristales intersticiales. Generalmente, se encuentra alterada a un agregado terroso de color rojizo o a zeolitas.

Cuando la nefelina está más desarrollada quedan restos - reconocibles del cristal entre las masas terrosas.

Las teralitas se caracterizan porque presentan nefelina, mientras que las teschenitas porque presentan analcima. Este último mineral puede aparecer con nefelina o aislado, en cristales intersticiales o de tendencia idiomorfa. Otras veces aparece en venillas microscópicas relleno de fracturas en rocas gabroides - sin nefelina. En todos los casos la analcima va asociada a calcita.

Estas rocas están muy poco propilitizadas, existiendo - más frecuentemente transformaciones de las plagioclasas a albita y/o feldespato potásico. Sólo en algunos casos aislados hemos podido encontrar otros minerales característicos de propilitización como epidota, clorita, esfena, actinolita, calcita, andradita, ...

La epidota, como casi siempre, producto de transformación de la plagioclasa, mientras que actinolita y esfena de augita. La andradita y calcita en pequeñas venulaciones con los típicos anillos del granate rodeando la calcita.

#### 8.2.c.3.- Sienitas nefelínicas

Conviene hacer resaltar que este grupo de rocas no forma un verdadero cuerpo plutónico y que en superficie aflora como se



gregaciones y vénulas diferenciadas de carácter granudo, asociadas a las rocas melteigfíticas antes estudiadas. Estas venillas - podrían proceder del mismo magma melteigfítico, aunque no se descarta la posibilidad de que exista una apófisis plutónica principal de tipo sienfítico cercana a la superficie de la cual procederían dichas venillas.

Estas rocas presentan tres componentes esenciales que son: anortosa, nefelina y augita egirínica. Como componentes accesorios encontramos biotita, kaersutita, analcima, opacos y apatito. No hemos encontrado plagioclasa.

Si el piroxeno está formando macrocristales, tiene un núcleo de augita y un borde más o menos desarrollado de augita egirínica (Fig. 78); por el contrario, si se trata de microcristales, todo él está constituido por augita egirínica. Los valores  $2V_z$  de estos últimos oscilan entre  $60^\circ$  y  $76^\circ$ , ostensiblemente - más altos que los de augita que nunca sobrepasan los  $60^\circ$ . En realidad, se trata realmente de augita con egirina (TRÖGER, 1971) y no de augita egirínica.

En algunos casos los bordes de los cristales de augita - con egirina están transformados a un anfíbol de color marrón algo verdoso que debido a su escaso desarrollo ha sido difícil medir ópticamente, pero debe tratarse de una kaersutita bastante - análoga a las de los demás grupos petrográficos (Fig. 78).

El conjunto anortosa y nefelina siempre está en mayor - proporción que la augita, siendo predominante la anortosa sobre la nefelina. La anortosa puede aparecer tanto con su típica macula de enrejado, como sin ella, en cristales alotriomorfos, con extinción ondulante, o alterada a un material sericfítico.

La nefelina suele darse con morfología hexagonal, cuadrada (Fig. 75) o rectangular, y alterada, en parte. La analcima -

ocupa posiciones intersticiales, aunque no está siempre presente.

La textura puede variar desde microcristalina -relacionada con venulaciones- a verdaderas segregaciones granudas de minerales leucocráticos de las rocas melteigfíticas.

Sin duda, poseen un carácter alcalino muy acusado en comparación con los demás tipos rocosos, siendo las rocas granudas -más alcalinas encontradas hasta ahora en el ámbito de La Caldera (ver análisis químicos números 60 al 63).

#### 8.2.d.- GABROS TRANSFORMADOS

Aunque en todos los grupos de gabros anteriormente descritos existen en mayor o menor grado procesos de alcalinización y propilitización, se reúnen en este apartado todos aquellos gabros en los que la alcalinización ha sido tan intensa que ha llegado a borrar casi totalmente la mineralogía y texturas primitivas.

La alcalinización se traduce fundamentalmente en anfibolitización. Es difícil desligar hasta qué punto esta anfibolitización ha tenido lugar por transformación de un primitivo piroxeno o representa una cristalización directa, en cuyo caso podría hablarse de gabros anfibólicos.

La propilitización se traduce principalmente en una albitización. Con lo cual, la primitiva textura y mineralogía del gabro queda prácticamente enmascarada. Aparte de albitización existe normalmente epidotización, cloritización, etc.

#### 8.2.d.1.- Gabros anfibolitizados.

Este grupo se caracteriza porque no presenta augita, o si aparece es muy escasa. Por el contrario, la kaersutita está muy desarrollada, procediendo la mayor parte de la augita; de ahí que denominemos este grupo como gabros anfibolitizados.

Así pues, el único mineral primario de este grupo es la plagioclasa que, generalmente, se encuentra reducida a un núcleo del cristal, pues está muy alcalinizada.

Los escasos cristales de augita existentes, suelen ser restos disgregados y aislados que aún no han sido transformados a kaersutita. Los que existen, en general, se encuentran alterados a clorita y a pequeños cristales de opaco, que en algún caso llegan a pasar a esfena.

La plagioclasa primaria suele estar bastante alcalinizada en sus bordes. Se tiene que el % de anortita de ellas es aproximadamente de 55 a 65. En este grupo no se han observado plagioclasas de un % más alto en anortita que éste, que son algo menos cálcicas que lo común en los gabros de textura diabásica.

Existe, generalmente, un zonado muy fuerte de centro a borde de la plagioclasa, que se traduce en una fuerte alcalinización de la misma. Los valores de anortita llegan hasta un 30%, y además, rodeando a los cristales alcalinizados, se tiene el característico borde de albita.

La kaersutita es el mineral más abundante después de la plagioclasa. Llega a adquirir formas idiomorfas bien desarrolladas que a veces son poiquilíticas (Fig. 73). Lo más frecuente es que se encuentre también inestabilizada, pasando a clorita y diminutos opacos y a algún cristal aislado de esfena, con un paso intermedio en que la kaersutita adquiere tonalidades verdosas. En

algunos casos se observa claramente que la esfena crece en los bordes de la kaersutita.

La biotita normalmente es escasa, aunque en algún caso puede llegar a ser relativamente abundante. Algunas veces está desestabilizada a un mineral opaco que, por sus formas esqueléticas, puede tratarse de ilmenita.

En este grupo de rocas la propilitización está poco marcada; pero aunque en pequeña cantidad, siempre están presentes epidota, calcita, clorita, albita, esfena, y menos comunmente andradita, actinolita y anhidrita.

La epidota está, como casi siempre, formada a partir de la plagioclasa cálcica, con paso de ésta a albita. Su existencia es variable.

Calcita y clorita se encuentran casi siempre presentes, tanto en pequeñas venillas como reemplazando a otros minerales (plagioclasa y kaersutita, respectivamente).

La existencia de esfena está ligada a ilmenita, y parece que en otros casos a kaersutita, mientras que la andradita aparece en su modo característico, en microcristales que forman pequeños anillos de calcita o epidota.

La actinolita se presenta a partir de kaersutita, aunque no es lo común, pues, como hemos dicho, ésta pasa a clorita normalmente. Por lo demás, la actinolita se reduce a los bordes de los minerales de kaersutita, hecho que se acentúa en presencia de calcita.

#### 8.2.d.2.- Gabros albitizados

Existe una serie de muestras en las que la transformación por propilitización es tan fuerte que ha borrado en buena parte las texturas y mineralogía primitivas, y a las que hemos reunido bajo la denominación de gabros albitizados.

Todos ellos parecen proceder de gabros análogos a los descritos en 8.2.b. pero de mayor antigüedad.

La principal distinción que hay con respecto a los gabros s.s. es que la plagioclasa está prácticamente albitizada, existiendo únicamente a veces algún núcleo muy aislado de plagioclasa primitiva que tiene porcentajes de anortita similar al de los gabros.

Como minerales neoformados se tienen: albita, epidota, clorita, actinolita y accesorios como andradita, esfena, ilmenita, etc.

Se han distinguido tres subgrupos dentro de los gabros albitizados:

- a) Gabros albitizados con augita (por transformación antigua de gabros de textura diabásica).
- b) Gabros albitizados con kaersutita y sin augita (por transformación de antiguos gabros anfibolitizados).
- c) Gabros albitizados con micas y sin augita ni kaersutita.

Asimismo, existen algunas rocas, o más bien, algunas acumulaciones de minerales claros completamente transformadas a albita, con restos de clorita o kaersutita muy desdibujados, que podríamos denominarlas gabros sienitizados o sienitogabros, nomenclatura ya usada por GASTESI et al. (1966). Estas rocas pre-

sentan mucha semejanza con las rocas sálicas, descritas en el apartado de estudio de campo, que no tienen nada que ver con las intrusiones plutónicas, probablemente por convergencia de fenómenos propilíticos entre rocas de carácter marcadamente sálico.

a) Gabros albitizados con augita

La augita es el único mineral primario que se ha conservado en estas rocas, puesto que la plagioclasa está totalmente albitizada.

La augita no adquiere tonalidades marrones, sino más verdosas e incoloras, limitándose en muchos casos a cristales residuales y esqueléticos, cuyos bordes están bastante transformados.

La transformación puede ser a kaersutita comúnmente, aunque otras muchas veces la augita se transforma a actinolita, pudiendo haber un estadio intermedio en que aparezca kaersutita. Algunas veces se observan pequeños cristales con forma romboidal y alta birrefringencia junto con actinolita, que puede ser esfena; lo normal es que como término intermedio aparezcan unos cristalillos semiopacos que luego dan lugar a la esfena.

Otras veces, el resultado de la transformación de la augita es clorita y no actinolita, pudiendo o no venir aquella acompañada de esfena y opacos. Esta última transformación se efectúa en los bordes de los cristales de augita principalmente (Fig. 79).

En algunas muestras se ha encontrado que la augita está parcialmente sustituida por carbonatos.



Fig. 79

Borde de un cristal de augita transformado a cloroita, esfena y opacos. N // x 10.

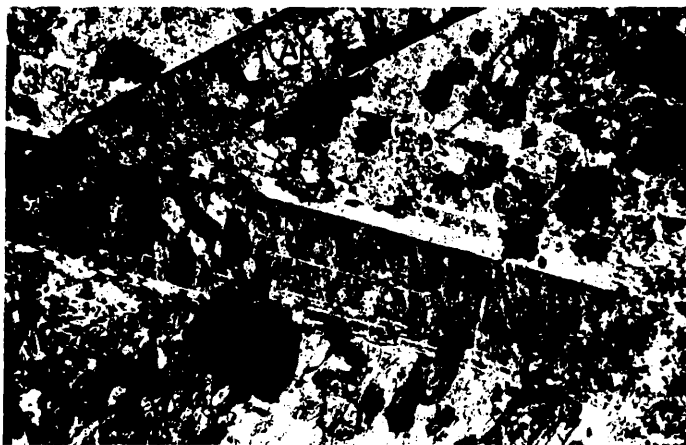


Fig. 80

Aspecto anubarrado de la albita con bastantes inclusiones de epidota y apatito. N X x 10.

Como hemos apuntado, el feldespatos es albita en su casi totalidad. Los escasos restos de plagioclasa no albitizada - son del tipo andesina, formados probablemente a su vez por al calinización de una primitiva plagioclasa cálcica ya existen te.

Es muy característico que la albita presente un maclado polisintético bastante desfigurado, aunque todavía visible en algunas de ellas. A veces, puede existir un paso desde albita a ortosa en las zonas de borde del cristal, sin maclado y teñidas por cobaltinitrito sódico.

La albita puede estar plagada de cristales de epidota - (Fig. 80), a veces muy desarrollados, y más raramente de clorita. Esto nos asegura una vez más que la plagioclasa cálcica se transforma a epidota y a albita, y que en estas rocas la transformación es total.

La kaersutita en este grupo tiene una abundancia variable; mientras que en algunos tipos es muy abundante, en otros no existe.

Generalmente, se encuentra en relación con cristales de augita, recreciendo en sus bordes; pero en algunas muestras - en que aparece en cristales perfectamente idiomorfos y muy abundantes, parece ser independiente totalmente de la augita, como lo confirma el hecho de que en estas muestras puede existir augita en pequeños cristales aislados y alterados pero no anfibolitizados.

En otros ejemplares la kaersutita es muy escasa, siendo mucho más abundante la actinolita, que si bien en algún caso parece proceder de la kaersutita, en otros muchos casos, lo hace de augita directamente. Junto a actinolita procedente de augita suele encontrarse esfena.



La biotita, en general, es escasa, encontrándose bastante transformada a clorita y epidota. Esta última se forma a través de un agregado semiopaco que poco a poco va tomando birrefringencia mayor hasta aparecer el cristal de epidota entre las laminillas de clorita ya formada.

En otras ocasiones la biotita pasa directamente a un mineral opaco que parece ser ilmenita por sus formas esqueléticas.

Aparte de las transformaciones por fenómenos de propilitización ya citadas, otra importante en este grupo es la de neoformación de esfena a partir de ilmenita.

Así, tenemos que en este grupo son muy abundantes epidota, actinolita, clorita, calcita, y, por supuesto, albita; siendo menos abundante esfena, andradita, piritita y anhidrita.

b) Gabros albitizados con kaersutita y sin augita.

Son rocas afectadas por los fenómenos de propilitización en las que la augita no aparece o lo hace muy raramente. Este grupo es el equivalente a los gabros anfibolitizados con un marcado metasomatismo de propilitización que los afecta totalmente (Fig. 81). Por eso existe un tránsito desde los gabros anfibolitizados a los gabros anfibolitizados y albitizados, sólo dependiente del mayor o menor grado de transformación metatasomática.

Tanto la augita como la plagioclasa primaria pueden aparecer en algunas rocas, pero sólo como restos de algún núcleo de un cristal que aún no ha llegado a ser transformado totalmente.

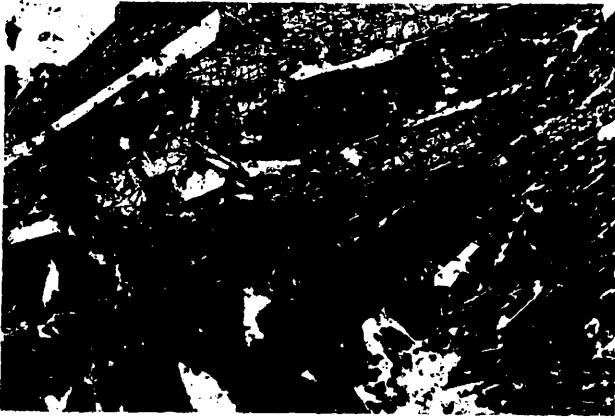


Fig. 81  
Aspecto de un gabro "anfibolitizado" y albitizado. N // x 6.5.

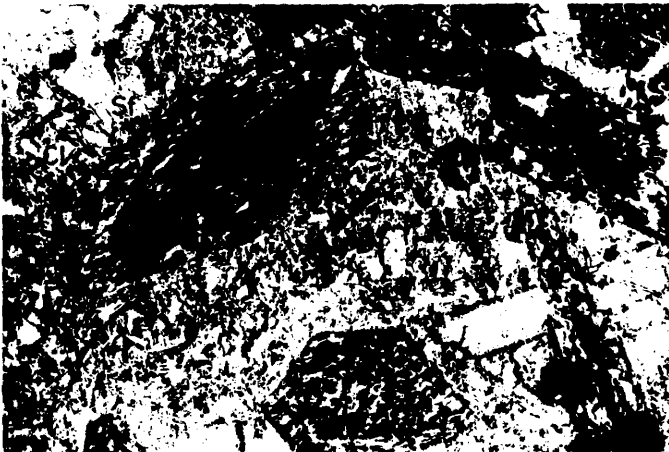


Fig. 82  
Transformación de la kaersutita a clorita y esfe  
na. N // x 10.

En algunos casos se observa que la mayoría de la kaersutita ha procedido de la augita, pues quedan restos de ésta en los cristales de aquélla. Otras veces, la augita está transformada casi totalmente a clorita y esfena, pero, como hemos señalado, la augita que queda es muy escasa.

Algo parecido ocurre con la plagioclasa que, excepto en algunos núcleos aislados (ya muy alcalinizados), aparece en forma de albita plagada de gran cantidad de cristales de epidota y, a veces, de clorita.

El paso de la plagioclasa a albita se verifica no sólo desde los bordes de los cristales, sino a través de un parcheado que poco a poco va asimilando el cristal hasta que llega a todo éste la transformación a albita (ver Fig. 87).

La albita posee, aparte de variada cantidad de epidota, muchas inclusiones minúsculas que le dan un aspecto tenuemente anubarrado. Muchas albitas poseen maclas, aunque no tan nítidas como las de las plagioclasas cálcicas típicas de los gabros. No se han apreciado diferencias en la transformación de plagioclasa a albita dependiendo del contenido en calcio de las plagioclasas, pues una plagioclasa cálcica puede pasar directamente a albita, al igual que una plagioclasa alcalinizada.

Aparte de la albita, el mineral más abundante es el anfibol, que puede aparecer como kaersutita o transformada ésta a actinolita, en mayor o menor grado. A su vez, parte de la kaersutita es probable que proceda de augita por alcalinización.

La kaersutita puede adquirir gran desarrollo o, por el contrario, limitarse a pequeños cristales.

En general, los cristales de kaersutita se encuentran al go o muy transformados por los procesos de propilitización, - existiendo variadas manifestaciones de ellos. Una primera - transformación hace cambiar la kaersutita a actinolita, como ya se ha observado en anteriores apartados. Junto con la acti nolita puede aparecer o no esfena. A veces la cantidad de - kaersutita que queda es mínima con respecto a actinolita.

La formación de actinolita tiene hábitos variados, desde tipos muy fibrosos (que suelen ser incoloros) a tipos de reem plazamiento de kaersutita, con formas típicas de anfíbol (de tonos más verdosos-férricos). Los tipos más fibrosos parecen desarrollarse preferentemente en presencia de calcita.

Otra transformación frecuente de la kaersutita es el pa- so a clorita y esfena, esta última en pequeños cristales (Fig. 82).

Por último, el paso menos frecuente de la kaersutita se verifica a un opaco (probablemente ilmenita), que luego va a dar lugar a esfena.

Se observa que sea cual sea la transformación existente, en el último escalón siempre aparece esfena como mineral re- sultante.

Es de destacar que en una misma roca pueden darse dos - procesos distintos de transformación de la kaersutita (a acti nolita y a clorita). Estos procesos son posiblemente consecuti- vos, siendo el primero la formación de actinolita.

La biotita es bastante escasa, pudiéndose alterar a clo- rita o a mineral opaco. En estas rocas es un mineral acceso- rio.

Es relativamente importante la anormal abundancia de apatito, algunas veces ligado a albita y otras a kaersutita.

De los minerales neoformados por propilitización son la epidota y la albita los más comunes, lo que da idea de la primitiva composición de la roca (con predominio de plagioclasa). Le siguen en importancia actinolita, esfena, clorita y calcita. Los dos primeros formados siempre a partir de kaersutita, pudiendo la esfena neoformarse a partir de ilmenita o de productos semiopacos con formas geométricas regulares.

Clorita y calcita se dan en cantidades variables. La primera puede encontrarse tanto a partir de kaersutita y biotita como en cavidades o zonas cloritizadas. La calcita puede reemplazar a la plagioclasa o formar parte de venillas y filoncillos.

Tanto el feldespató potásico como la andradita se presentan esporádicamente: el primero sustituyendo a albita en los bordes de ésta o en filoncillos junto a calcita, y el segundo en los típicos anillos rodeando calcita.

c) Gabros albitizados con micas y sin augita ni kaersutita

La principal característica de este grupo de rocas es que no presentan ni augita ni kaersutita como componentes máficos, apareciendo en cambio biotita y/o clorita. La proporción de feldespatos es mucho mayor que la de máficos (Fig.83).

Así pues, los minerales principales son plagioclasa y micas. La primera está generalmente albitizada y, cuando no lo está, aparece fuertemente alcalinizada, con bordes ya albitizados y con los típicos anubarramientos a causa de multitud de inclusiones, quedando el cristal de plagioclasa alcaliniza

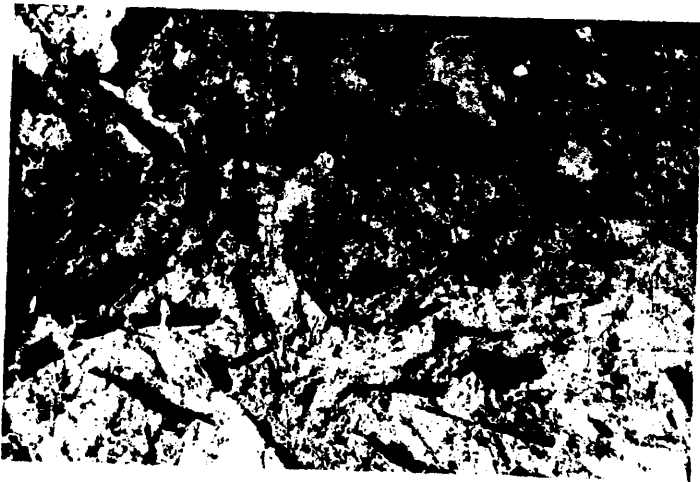


Fig. 83  
Aspecto de un gabro albitizado con biotita. N //  
x 10

da reducido a un núcleo no transformado de albita.

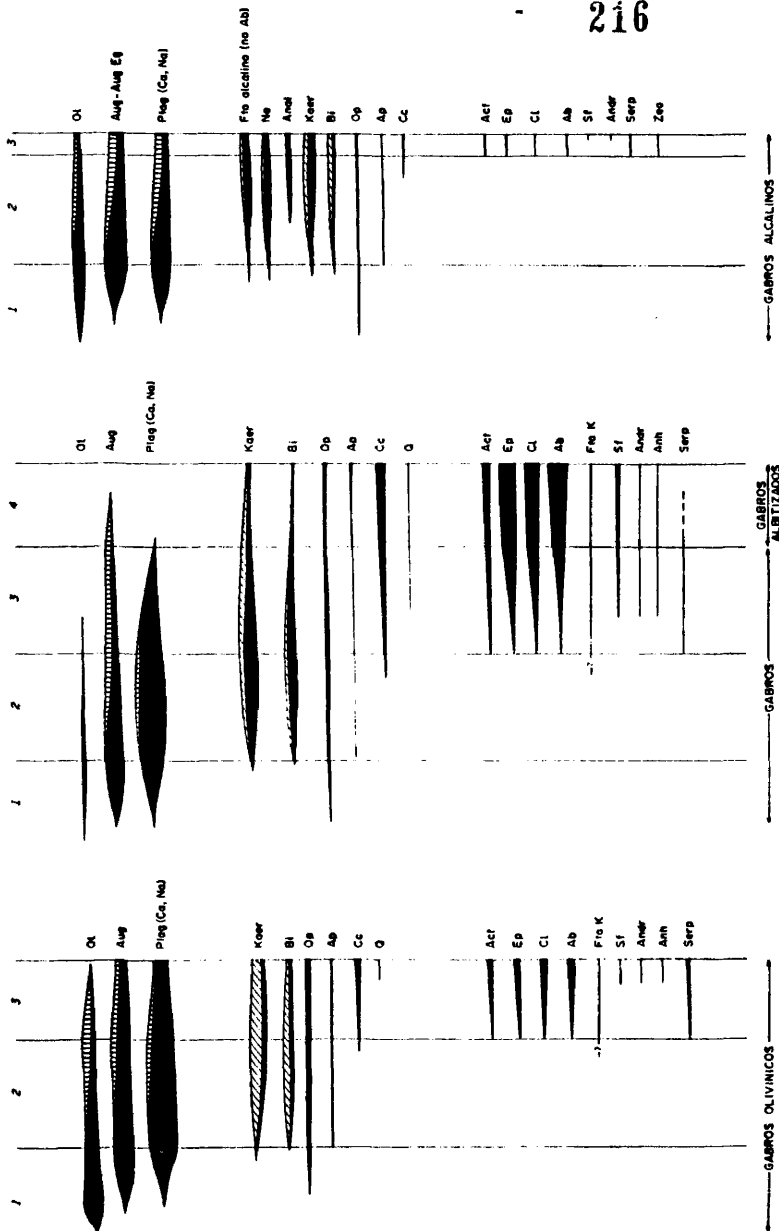
La biotita aparece comunmente, aunque en proporciones escasas y, a veces, transformada a opacos. En algunos casos, aparece clorita junto con esfena o ilmenita como pseudomorfa de kaersutita.

Otros minerales de carácter secundario son: epidota, que es relativamente escasa y aparece en pocas muestras; calcita, ligada a pequeños diques y a transformación de la plagioclasa; y esfena, que se encuentra en asociación con clorita, como pseudomorfos de kaersutita.

### 8.3.- RESUMEN PETROGRAFICO Y DE LOS FENOMENOS METASOMATICOS PARA CADA UNO DE LOS TIPOS DE ROCAS GRANUDAS

Haciendo una síntesis de los distintos apartados que hemos elaborado para el estudio petrográfico, y expresándolo de manera gráfica, se han obtenido los diagramas de la Fig. 84, en que se expone la secuencia de cristalización y estabilidad de cada uno de los minerales para los distintos procesos que han afectado y formado las diferentes rocas.

Estos diagramas se han construido para los tres grandes tipos: gabros olivínicos, gabros y gabros alcalinos; y para cada uno de ellos se tiene tres diferentes tipos de minerales: de cristalización primaria, de los estadios finales de cristalización (alcalinización) y de origen metasomático (propilitización); que son los tres fenómenos que se han ido estudiando a lo largo de este capítulo. En cada uno de estos apartados de la Fig. 84, se expresa los minerales que coexisten, y a groso modo se da una estimación cuantitativa de aparición de los mismos.



ROCAS CON ALCALINIZACION INTENSA  
 ROCAS SIN ALCALINIZACION

1 - MINERALES MAGMATICOS DE PRIMERA GENERACION  
 2 - MINERALES COEXISTENTES EN LA ALCALINIZACION  
 3 - MINERALES COEXISTENTES EN LA PROPILITIZACION  
 4 - ESTADO AVANZADO DE LA PROPILITIZACION

Fig. 84.- SECUENCIA DE CRISTALIZACION Y ESTABILIDAD DE LOS MINERALES EN LAS ROCAS GRANUDAS



CUADRO.- 7

ANÁLISIS MODALES DE ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

Nº prep. pum.	01 Aug.	Pig.	Kaer.	B1	Op	Ap	(3)	Ne	Ana.	Cc	Act	Ep	C1	Ab	Sf	And	Anh	Q	(2)
Gabros oliv. peridotitas	42667 7171	35.2	42.6	4.9	6.1	1.4	7.5	0.2	---	1.5	---	0.3	---	---	---	---	---	---	12
	14349 5963	26.4	53.9	5.3	0.5	0.4	10.6	0.1	---	1.0	1.4	0.4	---	---	---	---	---	---	14
	14234 5149	58.8	17.7	18.9	0.2	---	4.3	---	---	0.1	---	---	---	---	---	---	---	---	13
	48266 5954	21.4	52.9	12.5	0.9	3.2	7.9	0.1	---	0.5	---	0.1	---	---	---	---	---	0.5	11
	48210 6999	14.6	30.3	48.1	0.1	0.8	5.6	0.1	---	---	---	0.4	---	---	---	---	---	---	3
Gabros olivínicos	14283 4115	22.0	31.6	39.1	0.3	0.6	3.8	0.1	2.0	0.4	---	---	---	---	---	---	---	---	18
	14267 5046	23.1	50.0	15.6	---	4.0	6.8	0.1	---	0.1	---	0.1	---	---	---	---	---	0.1	6
	64355 5145	59.0	12.1	18.5	---	1.1	7.5	0.6	---	0.1	1.0	---	---	---	---	---	---	---	9
	42680 4309	18.6	42.7	14.1	14.0	0.6	9.2	0.1	---	---	0.2	0.4	---	---	---	---	---	---	---
Gabro-piroxénitas	48215 2992	0.1	78.6	---	2.5	---	0.8	---	---	---	1.3	7.0	5.4	4.3	---	---	---	---	15
	14358 4697	0.7	76.6	12.3	3.4	0.5	4.4	0.2	0.4	0.9	---	0.6	---	---	---	---	---	---	---
	42663 5241	---	52.5	16.5	9.6	2.5	15.4	0.2	---	0.1	---	3.2	---	---	---	---	---	---	---
	14295 4449	0.5	31.4	47.4	0.2	1.0	6.3	0.1	---	0.8	---	2.7	1.0	8.4	---	---	---	---	21
	48216 3672	---	14.5	21.8	0.1	---	1.5	0.4	4.6	3.9	---	8.6	2.9	41.2	0.4	---	---	---	---
Gabro Anfíb. tizados	14312 4079	---	0.1	13.8	8.9	2.9	6.6	2.5	---	0.9	---	0.7	3.0	56.4	3.3	0.8	---	---	31
	14368 3049	---	15.0	---	4.5	0.8	12.1	0.1	1.0	5.6	0.6	14.7	19.2	16.9	8.6	---	---	0.9	40
	14350 4208	---	---	---	54.8	---	3.4	1.8	---	---	4.8	15.0	0.2	12.4	7.5	---	---	---	46
Teralita	48224 2459	5.5	25.2	54.0	---	0.4	10.2	0.4	0.3	0.6	---	0.1	---	---	---	---	---	---	47
Yanaskita (Ja cupirangita)	14375 2370	14.1	61.6	6.1	1.7	3.2	10.8	0.3	0.1	1.8	0.1	---	---	---	---	---	---	---	52
Ijolita*	59547 2824	---	26.2	---	---	0.3	4.2	0.4	11.4	53.5	2.7	---	0.1	---	---	---	---	---	55
Melteigita**	59544 2880	3.0	46.5	---	1.4	0.4	15.1	0.8	5.0	27.3	0.1	---	---	0.2	---	---	---	---	56
Sienita Nefelínica ***	14336 3046	0.1	8.0	---	3.3	0.1	5.8	0.5	45.3	30.0	2.2	---	---	---	---	---	---	---	62

\* con 1.0 de Aug. Egr. \*\* Con 0.2 de Aug. Egr. \*\*\* Con 2.1 de Aug. Egr. (1) Fto. alcal. (no Ab). (2) Nº Análisis Químicos.

Además, se intenta incluir dentro del gráfico, los dos - caminos extremos que puede sufrir la roca en el estadio de alcalinización, esto es, cuando se da una alcalinización muy intensa y cuando no existe alcalinización. En el primer caso, van a ser abundantes los minerales relacionados con este proceso como kaersutita, biotita, plagioclasa menos básica, nefelina, etc..., - mientras que en el segundo caso, van a predominar los minerales primarios augita, plagioclasa más cálcica, olivino ...

Como se puede observar el proceso de propilitización está muy avanzado para los gabros, que evolucionan hasta tipos albitizados donde la propilitización tiene su máxima representación. Para los gabros olivínicos el proceso es menor y está muy poco desarrollado en los gabros alcalinos. Este hecho concuerda con la idea ya expresada de que los gabros alcalinos y parte de los gabros olivínicos pueden ser equivalentes granudos de las series volcánicas de La Pared, al ser materiales más recientes que habrían estado menos expuestos al fenómeno metasomático producido por la intrusión filoniana y por una parte de dichos cuerpos plutónicos.

Además de estos diagramas, se adjunta una tabla de composiciones modales (Cuadro 7), donde se han agrupado los minerales según su proceso de génesis. Ya a lo largo del trabajo se ha hecho mención a distintos aspectos de este cuadro.

Los análisis modales del cuadro anterior, excepto los gabros albitizados, se han proyectado en el triángulo modal para rocas máficas y ultramáficas simplificado de JACKSON (1968) y en el usado para rocas alcalinas por SARANTSINA y SHINKAREV (1967) - (Fig.85).

Aunque se ha procurado elegir las rocas menos afectadas por los procesos posteriores de alcalinización y propilitización, siempre existen minerales formados en dichos procesos. Se ha se-

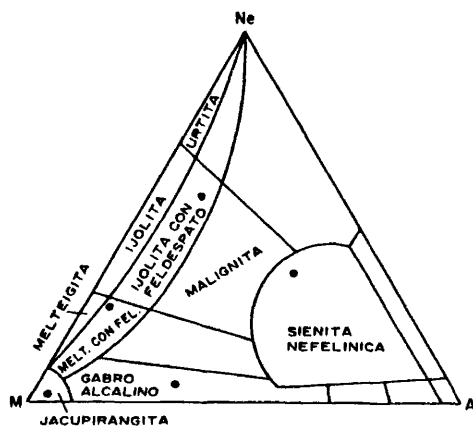
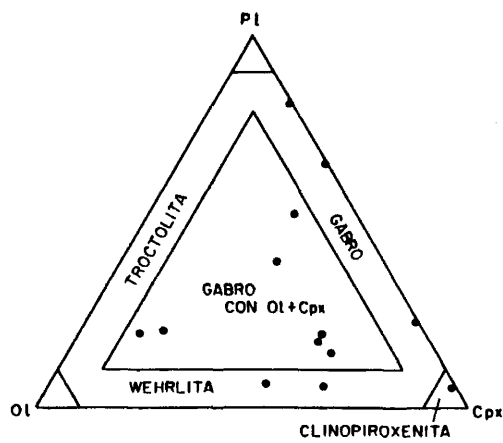


Fig. 85.- PROYECCION DE LOS ANALISIS MODALES DE ROCAS GRANUDAS EN LOS TRIANGULOS DE JACKSON (1.968) Y SARANTSINA Y SHINKAREV (1.967).

guido el criterio de sumarlos a aquellos minerales de los que proceden. Por ejemplo, la albita se ha sumado a la plagioclasa, la kaersutita a la augita, etc.

En ambas proyecciones de la Fig. 85 se observa una gran variabilidad petrográfica con rocas de tipos peridotíticos, gabroides y hasta sieníticos, todos descritos en distintos apartados.

#### 8.4.- COMPLEJOS SUBVOLCANICOS CON TIPOS DE ROCAS SIMILARES AL DE LA PALMA

Hay que hacer notar la relación existente entre las rocas granudas estudiadas y las rocas volcánicas suprayacentes que pertenecen a la misma serie petrográfica y que -al menos en parte- se han derivado de aquéllas.

Esta misma relación existe en otras provincias petrográficas de ambientes distintos al Archipiélago Canario.

Comparando la mineralogía, texturas y caracteres de yacimiento de las rocas granudas intrusivas de La Caldera de Taburiente con otras análogas, hemos de citar, aparte de las de Fuerteventura y La Gomera, las rocas granudas de algunas islas del Archipiélago de la Sociedad, en la Polinesia Francesa, especialmente, la isla de Tahití (LACROIX, 1910a y b; LACROIX, 1927 a y b; McBIRNEY y AOKI, 1968), las rocas granudas intrusivas de Cabo Verde (MACHADO y ASSUNÇÃO, 1965; ASSUNÇÃO et al., 1968) y las intrusiones de La Reunión (LACROIX, 1912; UPTON y WADSWORTH, 1970 y 1972; BILLARD, 1973). Además cabe citar algunas zonas, no oceánicas, con rocas granudas intrusivas como las rocas intrusivas de la región volcánica del Cantal (LACROIX, 1909; GOËR DE HERVE, 1972) y las intrusiones alcalinas de Monteregian (PHILPOTTS, 1974). Una síntesis a partir de la bibliografía de cada una de las re-

REGIONES VOLCANICAS CON INTRUSIONES SIMILARES A LA PALMA.

	Rocas plutónicas	Rocas volcánicas.
LA PALMA	Gabros, gabros olivínicos. Melteigilitas, teralitas y sienitas nefelínicas. Pequeños cuerpos plutónicos, apófisis, sills, etc.	Basaltos, traquibasaltos, fonolitas (Series Antiguas).
GOMERA (CENDRERO, 1971)	Gabros, peridotitas, piroxenitas. Complejo plutónico básico.	Serie traquítico-fonolítica, basaltos (Series Antiguas).
FUERTEVENTURA (FUSTER et al., 1968a y FUSTER et al., 1980)	Serie ultraalcalina (carbonatitas, gabros alcalinos, sienitas nefelínicas, piroxenitas). Serie gabroide-piroxenítica. Serie ultramáfica. Intrusiones circulares (gabros alcalinos y sienitas). Pequeños plutones independientes.	Basaltos, traquitas-fonolitas (Serie Basáltica I).
TAHITI*	Teralitas, essexitas, monzonitas, sienitas y sienitas nefelínicas. Sills, stocks.	Basaltos, basanitas, ankaramitas, traquibasaltos, fonolitas (Tahití-nui).
REUNION**	Gabros, sienitas, monzonitas, peridotitas. Diques y Sills.	Basaltos, basaltos olivínicos, oceanitas, traquibasaltos (Piton des Neiges)
CABO VERDE*** (MAIO; BRAVA, FOGO)	Sienitas nefelínicas, essexitas, teralitas, ijolitas, melteigilitas, carbonatitas. Cuerpos plutónicos.	Basanitas, nefelinitas, fonolitas.
CANTAL (LACROIX, 1909, GOUEREN de HERVE, 1972)	Gabros olivínicos, gabros essexíticos, monzonitas. Diques, pequeños cuerpos plutónicos.	Tefritas, fonolitas, Basaltos, traquandesitas, riolitas.
MONTEREGIAN (QUEBEC) (PHILPOTTS, 1974)	Carbonatitas, ijolitas, essexitas, peridotitas, gabros olivínicos, sienitas. Cuerpos plut., intrusiones múltiples, estructuras circulares.	—

\* LACROIX (1910, a y b); 1927, a y b) MCBIRNEY y AOKI (1968); \*\*LACROIX (1912), UPTON y WADSWORTH (1970-72). BILLARD (1973). \*\*\* MACHADO y ASSUNCAO (1965), ASSUNCAO et al. (1968). STILLMAN, et al. (1982).

giones volcánicas se tiene en el Cuadro 8.

Indudablemente, existen analogías entre los complejos basales de Fuerteventura y La Palma. En lo referente a los caracteres petrológicos, Fuerteventura presenta una variación mucho más amplia desde tipos muy alcalinos a rocas gabroides menos alcalinas. La Gomera presenta rocas gabroides y peridotíticas similares a las del Complejo Basal de La Palma, sobre todo, a los gabros y gabros olivínicos. En La Gomera no se han encontrado gabros alcalinos.

La provincia con más analogías petrológicas a la isla de La Palma es sin duda Tahití, isla constituida en dos partes petrológicamente bien diferenciables (Cuadro 8): 1) Tahití-nui, que presenta rocas plutónicas de carácter alcalino y rocas volcánicas asociadas de carácter basáltico y basáltico. 2) Tairapu - presenta cuerpos plutónicos algo más alcalinos y rocas volcánicas de carácter basáltico (basanitas, tahititas y fonolitas). - Los caracteres petrológicos de Tahití, como se observa, presentan muchas similitudes con los de La Palma, con dos edificios bien delimitados; el primero de carácter menos alcalino que el segundo y con unas raíces plutónicas aflorantes.

Las rocas granudas intrusivas de La Reunión, y sobre todo los tipos gabroides, se asemejan a los gabros y gabros olivínicos de La Caldera de Taburiente, aunque presentan tendencias más saturadas y en acumulado, y los afloramientos se reducen a sills y diques de unas decenas de metros.

En el estudio comparativo geoquímico de estas rocas de Tahití y La Reunión con las del complejo intrusivo subvolcánico de La Caldera de Taburiente precisaremos más estas afinidades petrológicas y geoquímicas.

9.- FENOMENOS DE ALCALINIZACION EN LAS ROCAS GRANUDAS  
SUBVOLCANICAS DEL COMPLEJO BASAL DE LA ISLA DE LA PALMA

### 9.1.- INTRODUCCION

El fenómeno de alcalinización es aquel que transforma - los minerales de primer estadio de cristalización en otra serie de minerales de carácter alcalino.

En todos los grupos de rocas estudiados siempre se pueden distinguir dos fases de cristalización. La mineralogía de la primera fase o primaria consta de plagioclasa ( $An_{60} - An_{80}$ ), augita o augita titanada, olivino (sólo en los gabros olivínicos y algunos gabros alcalinos) y una variable cantidad de minerales - opacos.

Los líquidos alcalinos residuales transforman a la roca ya formada dando lugar a la alcalinización. Otras veces, estos - líquidos son más abundantes y cristalizan directamente como minerales alcalinos. Este último tipo de cristalización es a veces - difícil de distinguir de la alcalinización, pues no sólo puede - haber cristalización directa indudable, sino también nucleación del mineral alcalino en el mineral primario con el consiguiente confusiónismo de si se trata de un mineral de cristalización directa o no.

Estrictamente no hemos llamado alcalinización a estos últimos fenómenos, aunque consideramos que tanto la alcalinización como la cristalización directa de minerales alcalinos están muy ligadas entre sí, y a la hora de estudiar las paragénesis minerales en función de los potenciales químicos del  $Na_2O$  y  $K_2O$ , los - hemos agrupado conjuntamente. De ahí que además de considerar unos minerales de alcalinización típicos (kaersutita, plagioclasa alcalinizada, augita egirínica, etc...), consideremos también - unos minerales alcalinos (nefelina, anortosa, etc.).

Fenómenos de alcalinización análogos han sido citados en Fuerteventura (GASTESI, 1969; MUÑOZ, 1969) y en La Gomera (CEN-



DRERO, 1971).

En nuestro caso tenemos que estos fenómenos de alcalinización tienen una importancia variable de unas rocas a otras. - Mientras que en algunas de ellas la existencia de cualquiera de estos minerales neoformados puede ser extraordinariamente escasa, en otras, los minerales de alcalinización pueden llegar a sustituir totalmente la mineralogía primitiva.

Así pues, no sólo existe todo un tránsito desde rocas casi sin alcalinizar a otras fuertemente alcalinizadas, sino que - estos procesos están presentes en la mayoría de tipos rocosos, tanto gabros s.l., como gabros alcalinos (principalmente teralitas).

Puesto que estos fenómenos de transformación por alcalinización parecen estar ligados a los últimos estadios de la crystalización magmática, donde los fluidos finales pueden, en parte, crystalizar resultando rocas con cristales perfectamente idiomorfos y, en parte, pueden afectar a los minerales primarios ya formados, sustituyéndolos por los típicos de la alcalinización, podemos considerarlos como un fenómeno de autometasomatismo en los últimos estadios de la crystalización.

## 9.2.- PROCESOS DE ALCALINIZACION A PARTIR DEL ESTUDIO PETROGRAFICO

A continuación hacemos una descripción de los principales fenómenos de alcalinización para luego hacer un estudio conjunto de los caracteres de dicho metasomatismo.

#### 9.2.a.- ANFIBOLITIZACION (URALITIZACION)

El mineral típico de este proceso es la kaersutita, y es el fenómeno que se ha denominado en la literatura como uralitización.

La kaersutita se encuentra muy comunmente en parches dentro de los cristales de augita, o en los bordes de ésta, junto con cristales de minerales opacos (Fig. 86).

También son comunes los cristales perfectamente idiomorfos sin ningún resto de augita, con lo que, a veces, es muy difícil decidir si ha existido transformación del piroxeno al anfíbol o no (Fig. 86). Cuando la alcalinización es rápida, la kaersutita crece rápidamente englobando poiquilíticamente a los demás minerales de desarrollo pequeño (augita, plagioclasa, etc.). Este crecimiento es el típico de rocas subvolcánicas (Fig. 63).

Los gabros anfibolitizados, en los cuales no existe augita o es relicta, sería el grupo que ha sufrido mayor grado de anfíbolitización.

Este proceso se encuentra muy relacionado con el de alcalinización de la plagioclasa y con la biotización, pues todos coexisten muy frecuentemente, aunque cualquiera de los tres minerales puede adquirir mayor o menor desarrollo.

La kaersutita también puede encontrarse asociada a nefelina y plagioclasa alcalinizada, mineralogía típica de algunos gabros alcalinos (teralitas), o a analcima y plagioclasa alcalinizada (teschenitas).

En estadios más alcalinos, la augita no se transforma a kaersutita, sino que presenta un borde de augita egiífnica; aunque puede coexistir la kaersutita con la augita egiífnica (mel-



Fig. 86

Fenómeno de anfibolitización de la augita y cristalización directa del anfíbol. N // x 10.



Fig. 87

Plagioclasa mostrando un parcheado interno de albita. N X x 10.

teigitas y sienitas nefelínicas).

#### 9.2.b.- ALCALINIZACION DE LA PLAGIOCLASA

Junto con la anfibolitización es el fenómeno más común, y se presenta en muchos gabros, gabros olivínicos y gabros alcalinos.

La plagioclasa cálcica primaria, cuyos valores de anortita varían entre el 60 y 80%, puede presentar en sus bordes valores de anortita menores, entre el 30 y el 60% aproximadamente. Así, lo general es que aparezcan núcleos de plagioclasa más cálcica y bordes, más o menos desarrollados de plagioclasa menos cálcica.

Si la alcalinización llega a alcanzar a todo el cristal, el núcleo más cálcico desaparece y sólo quedan cristales con un contenido en anortita del 30 al 50%. Esto puede explicar por qué hay en algunas rocas cristales de plagioclasa con  $An_{60-70}$ , principalmente en los núcleos, coexistiendo con otros de  $An_{30-40}$ .

A veces se observa que la alcalinización no avanza desde los bordes al núcleo del cristal, sino que se verifica desde el interior del mismo, en la forma de un parcheado que realiza el avance del proceso desde varios puntos del cristal de plagioclasa (Fig. 87).

El grado de transformación de la plagioclasa y el de la augita no parece tener relación, pues nos podemos encontrar con rocas que han sufrido estos dos procesos a la vez, así como con otras que sólo han sufrido uno de ellos. No obstante, cuando existe una anfibolitización apreciable, es muy común que las plagioclasas presenten un borde alcalinizado.

Frecuentemente, lo que se observa en los bordes de plagioclasa son cristales de feldespato alcalino (bien anortosa o bien ortosa). En los gabros alcalinos este hecho es bastante corriente, llegándose al extremo en los estadios más alcalinos (apófisis de melteigitas y venillas de sienitas nefelínicas) de que no exista ya plagioclasa, sino feldespato alcalino, principalmente del tipo anortosa.

Así tenemos, que mientras en los gabros s.l. la plagioclasa (An<sub>60-80</sub>) va transformándose a otra de menor contenido en calcio (An<sub>30-50</sub>), en los gabros alcalinos se puede presentar no sólo este fenómeno, sino que pueden existir plagioclasas con bordes de feldespato alcalino (anortosa u ortosa) o solamente presentarse el feldespato alcalino (más frecuentemente anortosa). - Consideramos que la aparición de albita no está ligada a estos fenómenos de alcalinización, sino que se encuentra relacionada con los procesos posteriores de metasomatismo por propilitización.

#### 9.2.c.- BIOTITIZACION

Este proceso se caracteriza por la formación de biotita, fuertemente pleocroica desde tonos pardo-rojizos a amarillentos, en los típicos cristales laminares.

En muchos casos la biotita puede ser abundante, ligada a kaersutita y plagioclasa alcalinizada. A veces, presenta también un crecimiento poiquilítico, englobando abundante cantidad de apatito.

Todos estos casos nos hacen suponer una cristalización tardía y relacionada con los fenómenos que venimos estudiando.

En los gabros olivínicos se ha podido observar algunas -

veces que alrededor de los cristales de olivino se forma una corona de reacción de minerales opacos y mica, probablemente de tipo biotítico o flogopítico.

Normalmente, la biotita, más que ser un mineral formado por alcalinización, es un mineral de cristalización directa.

### 9.3.- APLICACION DE LOS DIAGRAMAS DE POTENCIALES QUIMICOS DEL SODIO Y POTASIO A LOS PROCESOS DE ALCALINIZACION EN LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE

Considerando que existe una transformación en los estadios finales de la cristalización, con neoformación de minerales alcalinos a partir de los minerales primarios previamente formados por la acción de fluidos o diferenciados finales alcalinos, nos encontramos, sin duda, ante el fenómeno de metasomatismo o autometasomatismo que actúa en la roca total o parcialmente formada.

Siguiendo los criterios establecidos por KORZHINSKII (1965) tendríamos que en este proceso los componentes perfectamente móviles serían  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , además de  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{Cl}$  ..., que siempre son móviles si lo son los álcalis, y que también actúan en este proceso.

Como componentes virtuales o determinantes inertes tendríamos:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}$ , etc., que son los constituyentes de los minerales primarios. De ellos, y para simplificar los cálculos de cara a los diagramas que utilizaremos, escogemos  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $(\text{MgO}, \text{FeO}) - \text{Mg}$  y  $\text{Fe}$  actúan isomórficamente-, con lo que podremos recurrir al uso de diagramas ternarios. El  $\text{CaO}$ , único componente inerte no incluido en los virtuales, tiene la categoría de componente inerte excedente puesto que la roca está saturada de  $\text{CaO}$ , como lo indica la presencia de calcita.

Una vez seleccionados los componentes móviles e inertes y escogidos los minerales del proceso de alcalinización (kaersutita, biotita, plagioclasa alcalinizada) y los demás minerales alcalinos (nefelina, augita egirfínica, anortosa), hemos aplicado los métodos de KORZHINSKII (1959) para el análisis paragenético en sistemas multicomponentes a nuestro caso particular, para construir un diagrama de haces múltiples de SCHEREINEMAKERS. Las variaciones paragenéticas las consideramos en función de los potenciales químicos de los componentes móviles alcalinos,  $\mu\text{NaO}$  y  $\mu\text{K}_2\text{O}$ .

Diagramas del mismo estilo han sido construidos por otros autores (KORZHINSKII, 1965; ZHARIKOV, 1970; PAVLENKO, 1974; BORODIN y PAVLENKO, 1974; etc.). Más modernamente y aplicados a problemas metamórficos se tienen los de FLORAN y PAPIKE (1978); BROWN y BRADSHAW (1979); RICE (1980), etc., y para las Islas Canarias cabe destacar los trabajos de DORRONSORO (1979) y FERNANDEZ SANTIN (1979). El primero se realizó para procesos de hañyni zación en enclaves de rocas alcalinas (fonolitas s.l.) de Gran Canaria y el segundo para fenómenos de propilitización en las rocas sálicas del Complejo Basal de la isla de La Gomera.

Antes de pasar a analizar el diagrama resultante de las rocas en estudio, creemos interesante una breve explicación del significado de los haces de SCHEREINEMAKERS.

Un haz de SCHEREINEMAKERS viene dado en función del potencial de dos elementos perfectamente móviles (en nuestro caso,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ ) y consiste en un conjunto de rectas que convergen en un punto invariante. El número de rectas depende de las fases (minerales metasomáticos) que estemos considerando (en nuestro caso, cada haz consta de 5 minerales). Cada recta es univariante y se caracteriza por la ausencia de una de las fases minerales, pudiendo coexistir las demás (es decir, las otras cuatro). El punto invariante se caracteriza porque coexisten todas las fases mi

## CUADRO.- 9

FORMULAS DE LOS MINERALES DE ALCALINIZACION Y ALCALINOS UTILIZADAS PARA EL DIAGRAMA MULTI-HACES.

Plagioclasa (An <sub>40</sub> ) (Plag)	26 SiO <sub>2</sub> . 7 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 4 CaO. 3 Na <sub>2</sub> O
Käersutita (K)	12 SiO <sub>2</sub> . 2 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . (Ti, Fe) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 2 FeO, 6 MgO. 4 CaO. Na <sub>2</sub> O.
Biotita (Bi)	6 SiO <sub>2</sub> . Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 2 FeO. 4 MgO. K <sub>2</sub> O
Nefelina (Ne)	2 SiO <sub>2</sub> . Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . Na <sub>2</sub> O
Anortosa (Anor)	12 SiO <sub>2</sub> . 2 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . Na <sub>2</sub> O. K <sub>2</sub> O
Augita Egirínica (Aug. Eg.)	8 SiO <sub>2</sub> . 2 (Mg, Fe)O. 2 CaO. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . Na <sub>2</sub> O

MINERALES EN EXCESO.

Calcita (Cc)	CO <sub>2</sub> . CaO
--------------	-----------------------



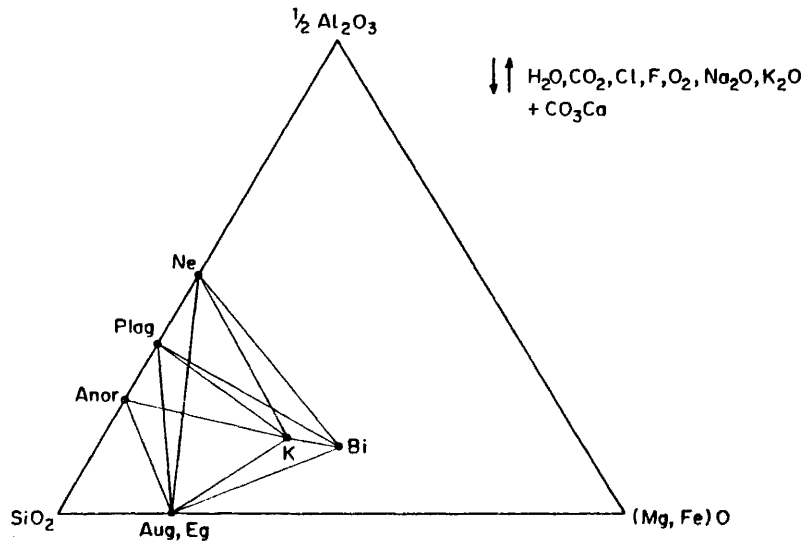


Fig. 88.- REPRESENTACION DE LOS MINERALES DEL FENOMENO DE ALCALINIZACION EN FUNCION DE LOS COMPONENTES INERTES.

nerales.

La manera de construir las rectas depende de los componentes móviles del sistema y de la fórmula de los propios minerales (KORZHINSKII, 1959). En el cuadro 9 se indica las fórmulas de los minerales utilizadas en este trabajo y en la Fig. 88 se tiene su proyección triangular según los componentes determinantes inertes, además de los componentes móviles ( $\downarrow f$ ) y los componentes en exceso (+). Dependiendo de la movilidad del  $\text{Na}_2\text{O}$  y el  $\text{K}_2\text{O}$  se puede obtener un diagrama de multi-haces que se caracteriza por un número negativo de grados de libertad.

Si consideramos un sistema de 3 componentes y 5 fases,

$$f + 1 = c + 2; \quad l = 5 - 5 = 0$$

se trata de un sistema invariante que constituye un haz de SCHREI NEIMAKERS.

Para un sistema de 3 componentes y 6 fases minerales (Fig.89)

$$l = - 1$$

sería un multisistema con un grado de libertad negativo, y el diagrama estaría constituido por 6 nudos o haces de SCHEREINEMAKERS, es decir las combinaciones de 6 elementos tomadas de 5 en 5 ( $C_6^5$ ).

Para otro caso hemos construido un diagrama para 7 fases y 3 componentes, con lo que el número de haces sería  $C_7^3 = 21$ , de esos 21 haces sólo 4 son estables y los demás serían metaestables o coincidentes con otros ya estables, (ver Fig. 100).

A la vista del diagrama de la Fig. 89 se observa que existen varias líneas de equilibrio degenerado o líneas múltiples, en las que pueden estar presentes varias fases minerales sin modificar para nada la reacción. Un ejemplo, es la línea con la reacción  $\text{K} \rightarrow \text{Bi} + \text{Anor}$ , en la que Ne, Aug. o Plag. pueden estar formando parte del sistema pero como fases indiferentes a la rea

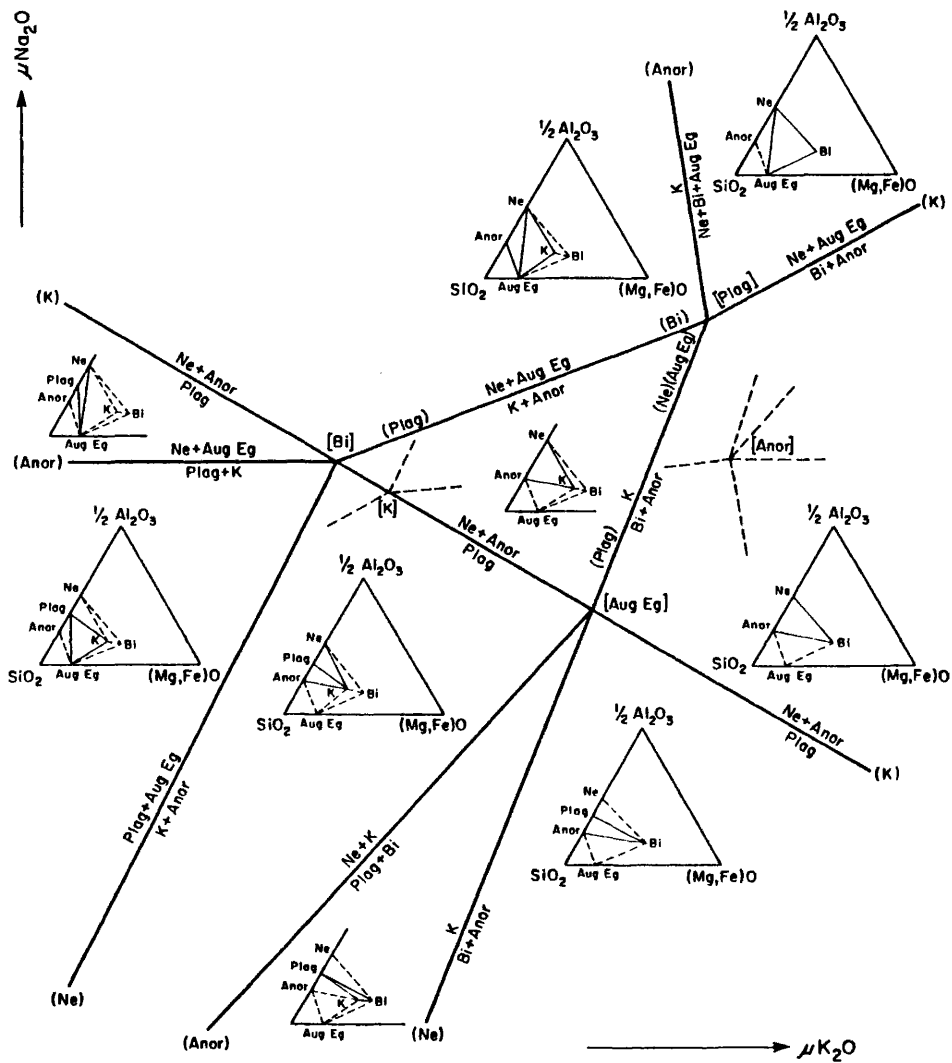


Fig. 89.- DIAGRAMA MULTIFASES PARA LAS ROCAS GRANUDAS ALCALINAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

cción.

Estas líneas múltiples nos delimitan el campo de aparición de una determinada fase mineral. En el ejemplo anterior la kaersutita sólo existirá al lado izquierdo de dicha línea, mientras que al lado derecho ya no será estable, desdoblándose en la asociación Bi + Anor.

Por consiguiente, en el diagrama tenemos 2 líneas múltiples:

- 1) Kaersutita = Biotita + Anortosa
- 2) Plagioclasa = Anortosa + Nefelina

El campo de aparición de la kaersutita se tendrá a cualquier potencial del  $\text{Na}_2\text{O}$ , pero sólo para potenciales medio-bajos de  $\text{K}_2\text{O}$ . La plagioclasa aparece restringida a medio-bajos potenciales de  $\text{Na}_2\text{O}$ , pero podrá existir indistintamente a cualquier potencial de  $\text{K}_2\text{O}$ ; para movilidades importantes de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  ya no aparece plagioclasa.

Los demás minerales pueden aparecer en cualquiera de las paragénesis. No obstante, la nefelina se da como mineral fundamental para casi todos los campos excepto a movilidades bajas de  $\text{Na}_2\text{O}$  y/o de  $\text{K}_2\text{O}$ . La anortosa aparece como mineral fundamental en todas las paragénesis excepto a potenciales bajos de potasio y - medios de sodio. La biotita tiende a formarse a potenciales altos de  $\text{K}_2\text{O}$  y es incompatible con la kaersutita excepto en un campo donde coexisten Plag + K + Bi, paragénesis típica de los gabbros alcalinizados de La Caldera. La augita egirínica es estable a altos potenciales de  $\text{Na}_2\text{O}$  pero puede existir a bajas movilidades de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ .

Comparando las paragénesis que aparecen en el diagrama de multihaces con las asociaciones minerales de alcalinización -

que existen en las rocas plutónicas de La Caldera de Taburiente, se tiene que:

- 1) La asociación  $\text{Plag} + \text{K} + \text{Bi}$ , muy común en las rocas de La Caldera, y que se da en los gabros y gabros olivínicos con fenómenos de alcalinización, sólo existe para bajos potenciales de  $\text{Na}_2\text{O}$  y medios de  $\text{K}_2\text{O}$ .
- 2)  $\text{Plag} + \text{Ne} + \text{K} \pm \text{Anor}$ , se obtiene a bajos potenciales de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . Correspondería a paragénesis de carácter teralítico y essexítico.
- 3) Tipos con  $\text{Ne} + \text{K} + \text{Anor} \pm \text{Aug. Eg.} \pm \text{Bi}$  existen a potenciales medio-altos de  $\text{Na}_2\text{O}$  y medio-bajos de  $\text{K}_2\text{O}$ , podrían corresponder a los tipos melteigíticos que aparecen en nuestras rocas.
- 4) Por último, cabe destacar la similitud entre la asociación  $\text{Ne} + \text{Aug. Eg.} \pm \text{Anor}$  y las rocas que hemos denominado sienitas nefelínicas, que se presenta para rocas con potenciales altos de  $\text{Na}_2\text{O}$  y para cualquier potencial de  $\text{K}_2\text{O}$ .

En la Fig. 90 se incluye las paragénesis encontradas en las rocas granudas de La Caldera de Taburiente y otros gabros alcalinos no encontrados en ella, aunque típicos de ambientes semejantes, cuya terminología puede encontrarse explicada en McBIRNEY y AOKI (1968) y SARANTSINA y SHINKAREV (1967).

Resumiendo, podemos concluir que el proceso de alcalinización puede considerarse como un metasomatismo en el que para bajos potenciales de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  se tendrían reflejados los fenómenos de alcalinización en los gabros y gabros olivínicos, con  $\text{Plag} + \text{K} + \text{Bi}$ ; para potenciales ligeramente mayores, principalmente de  $\text{Na}_2\text{O}$ , aparecerán las teralitas y essexitas ( $\text{Plag} + \text{K} + \text{Ne} \pm \text{Anor}$ ); para una movilidad mayor del  $\text{Na}_2\text{O}$  y variable del  $\text{K}_2\text{O}$  las paragénesis corresponderían a las melteigitas ( $\text{Ne} + \text{K} + \text{Anor}$

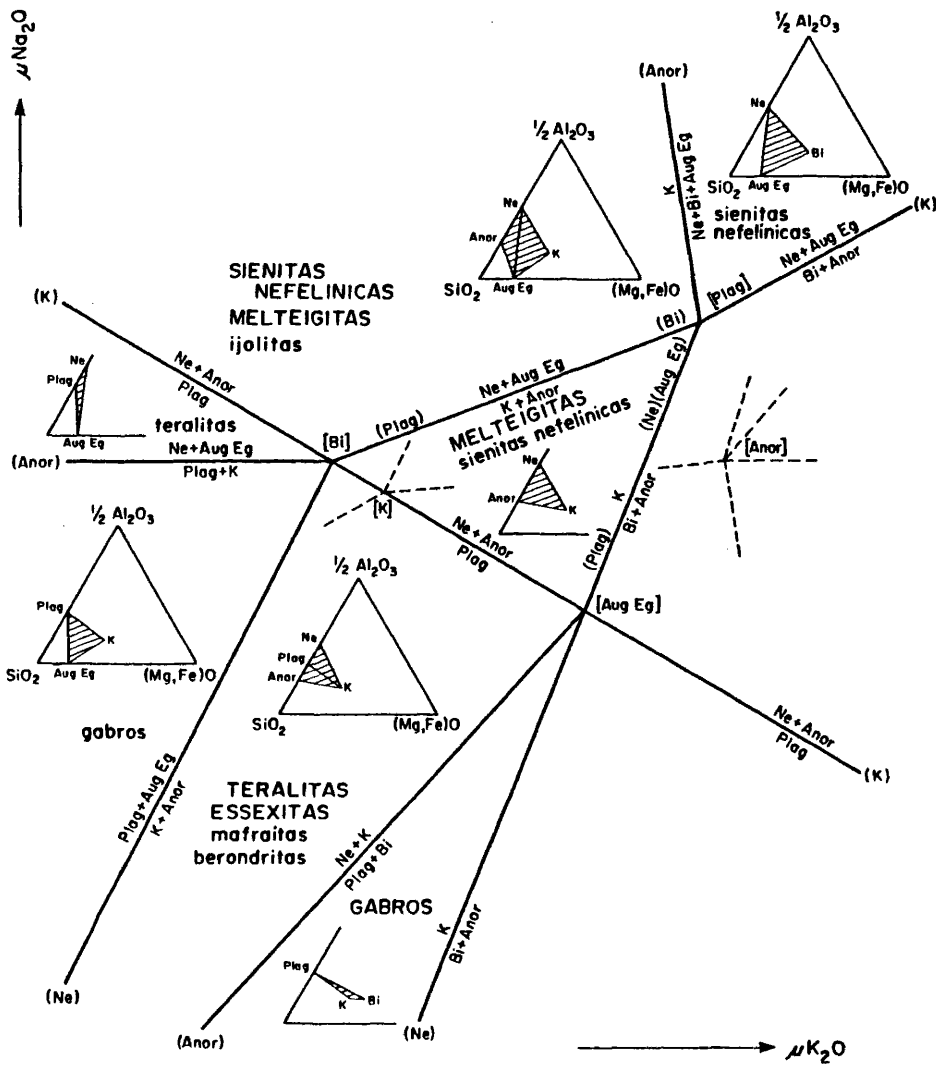


Fig. 90.- PARAGENESIS ALCALINAS MAS COMUNES EN LA CALDERA (MAYUSCULAS) JUNTO CON OTRAS TIPCAS DE AMBIENTES SEMEJANTES (MINUSCULAS).

± Aug. Eg.), finalmente, para los mayores potenciales de  $\text{Na}_2\text{O}$  y relativamente altos de  $\text{K}_2\text{O}$  se tendrían paragénesis análogas a las sienitas nefelínicas (Ne + Aug. Eg. ± Anor).

Así, se tiene que el fenómeno de alcalinización que ha tenido lugar en las rocas de La Caldera ha discurrido desde potenciales bajos en  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  en los fundidos alcalinos finales, hasta elevados potenciales de  $\text{Na}_2\text{O}$  y relativamente altos de  $\text{K}_2\text{O}$ , siguiendo un tránsito más o menos continuo (Fig. 90), aunque en el estudio petrográfico ya se ha indicado que las asociaciones existentes en La Caldera son, en su mayoría, rocas que han sufrido una alcalinización baja, con movilidades bajas de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , pudiendo considerarse que las rocas sin plagioclasa (melteigitas y sienitas) pertenecen a un estadio más alcalino, que como se verá está asociado a la formación de La Pared.

10.- FENOMENOS DE PROPILITIZACION EN LAS ROCAS GRANUDAS SUBVOLCA-  
NICAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.



#### 10.1.- INTRODUCCION

Superponiéndose a los procesos de alcalinización citados, aparecen en las rocas subvolcánicas de La Caldera de Taburiente unos fenómenos de reemplazamiento metasomático, asimilables a una propilitización postmagmática en condiciones hipoabisales en el sentido de KORZHINSKII (1965), que serían causados por soluciones postmagmáticas conectadas a las múltiples intrusiones, tanto de diques como de cuerpos plutónicos más jóvenes y que darían lugar a la formación de minerales como albita, clorita, epidota, actinolita, etc.

Estos fenómenos metasomáticos no sólo se tienen en las rocas plutónico-subvolcánicas, sino que han sido caracterizados en las formaciones submarinas del Complejo Basal de La Palma -- (HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, 1974), en las que incluyen las rocas basálticas y sálicas, y en el Complejo Basal de la isla de La Gomera (FERNANDEZ SANTIN, 1979), donde se establece una similitud entre los materiales sálicos y sus transformaciones metasomáticas de las citadas islas de La Gomera y La Palma.

Conviene hacer notar que las propilitas presentan asociaciones minerales muy similares a las facies de los esquistos verdes o a las de las espilitas. Su estudio detallado en las rocas de La Palma revelará que los rasgos metamórficos que ofrecen las rocas granudas del Complejo Basal de La Palma no deben asimilarse a estos procesos, sino que su enfoque encuadra mejor dentro de un proceso de reemplazamiento metasomático por propilitización, más coherente con los datos que se relacionarán posteriormente.

Así como el fenómeno de alcalinización no se puede desligar de la cristalización de la roca, de modo que es contemporáneo o muy ligeramente posterior, el fenómeno de propilitización está muy separado en el tiempo a la cristalización, y el origen de los fluidos no tiene nada que ver con los propios gabros.

Dentro de las rocas granudas de La Caldera de Taburiente es el grupo de los gabros s.l. el que se encuentra en mayor grado afectado por procesos de propilitización. Estas rocas formaron un primitivo cortejo de rocas granudas, con su complejo de diques, que intruyeron en rocas que no existen en la actualidad en el ámbito central de La Caldera. Posteriormente, bien por sucesivas intrusiones filoníanas, por las intrusiones de apófisis de gabros alcalinos (mucho menos afectados por la propilitización), o bien por ambas causas a la vez, las rocas gabroides fueron afectadas por fenómenos de metasomatismo por propilitización.

Es de destacar que las rocas más afectadas por estos procesos son los gabros s.s., los cuales se han ido transformando a gabros albitizados (por estar toda la plagioclasa transformada a albita) y otras rocas producto de la transformación casi total de los minerales primarios.

Los gabros olivínicos y los términos ultramáficos presentan transformaciones menos acusadas, existiendo minerales característicos de propilitización pero en bastante menor grado que en los gabros s.s.

Puede esto interpretarse como que estos términos máficos y ultramáficos pueden haber intruido en etapas posteriores a los gabros s.s., aunque no se puede llegar a establecer una diferenciación clara, ya que particularizando existen términos de análogo grado de transformación y un solapamiento en cuanto al grado de transformación se refiere de estos dos grupos.

Los gabros alcalinos apenas presentan fenómenos de transformación, no apareciendo los minerales típicos de los fenómenos de propilitización sino muy esporádicamente. Esto claramente nos lleva a suponer que los últimos episodios intrusivos estuvieron constituidos por dichos gabros alcalinos, con su cortejo de diques acompañantes (ver Cuadro 3).

Hay que destacar respecto a este fenómeno de propilitización que los minerales neoformados pueden generarse, bien sustituyendo a los previamente formados y de naturaleza magmática, o bien cristalizando en cavidades o venillas que suelen ser los agentes por los que circulan los fluidos que van a modificar la mineralogía primitiva. Estas maneras de cristalización son un punto a favor de que se trata de un proceso de transformación metasomático, ya que en estos mecanismos cinéticos originados por infiltración de fluidos es característico el que las paragénesis que rellenan las discontinuidades (pequeñas fracturas, grietas, diaclasas, vacuolas, etc.) sean análogas a las de los minerales de neoformación (KORZHINSKII, 1965).

#### 10.2.- PROCESOS DE PROPILITIZACION A PARTIR DEL ESTUDIO PETROGRAFICO

Petrográficamente, se han podido distinguir las transformaciones siguientes:

##### 1) Albitización.

Se trata de un fenómeno muy frecuente en las rocas granudas de La Caldera por el que las plagioclasas se hallan transformadas, parcial o totalmente, a albita. Este hecho es extremo en los gabros albitizados, donde ya es difícil encontrar núcleos de plagioclasa primitiva y se presenta solamente plagioclasa albitica.

En los demás tipos rocosos la transformación a albita es variable, desde muestras que apenas la presentan, hasta términos en que predomina. Lo más frecuente es el término intermedio, apariencia plagioclasa cálcica con bordes más o menos transformados a dicho mineral.

La albitización se hace patente porque las maclas de plagioclasa, nítidas en las zonas sin albitizar, se difuminan hacia los bordes hasta perderse, presentando los cristales en esta zona gran cantidad de inclusiones y los bordes externos del cristal muy lobulados, como síntoma de recristalización. En otros casos la zonación desde plagioclasa cálcica primaria hasta albita se verifica a través de plagioclasa de menor contenido en calcio (alcalinizada), habiendo un núcleo de composición cercana a  $An_{70}$ , una zona intermedia que oscila entre  $An_{30}$  y  $An_{50}$  y un borde de composición albitica.

Cuando forma cristales aislados sin relación aparente con plagioclasa previa, la albita presenta características distintas a las típicas labradoritas de estas rocas, con multitud de inclusiones anubarradas, planos de macla poco nítidos, y, por supuesto, un contenido en An entre 0 y 10, con términos muy puros cercanos a  $An_0$ . Estos cristales de albita sólo se forman en aquellos casos en que la albitización es total, como en los gabros albitizados (Fig. 80).

En las rocas en que los procesos de albitización están avanzados, la epidota se encuentra asociada a la albita, ambas como subproductos de la desintegración de la plagioclasa.

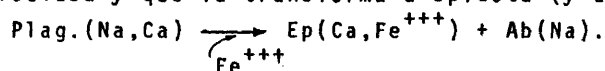
## II) Epidotización.

También es un fenómeno muy común y se reparte por casi todo el ámbito de La Caldera, aunque se observa que las rocas con mayor grado de epidotización son mucho más frecuentes en la zona central de la misma, asociadas a los sectores de máxima in-

trusión plutónica y filoniana, y ligadas a la segregación de pequeñas venillas de epidota.

El término de epidota encontrado se ha caracterizado por métodos ópticos y presenta un 60% de epidota, frente a un 40% de clinozoisita. En las rocas submarinas del Complejo Basal de La Palma HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1974) encontraron por métodos químicos que dicho mineral se acercaba más a clinozoisita (68%) que a epidota (31%). De cualquier manera, el contenido en clinozoisita de la epidota debe ser del rango del 50% -- aproximadamente y es el que se ha utilizado de cara a las operaciones a realizar para estudiar las transformaciones metasomáticas en los diagramas paragénesis-composición en función de los potenciales químicos.

La epidotización es un fenómeno que afecta a la primitiva plagioclasa y que la transforma a epidota (y albíta)(Fig. 68):



Esto mismo ha sido observado por algunos autores (CENDRERO, 1971; HUMPHRIS y THOMPSON, 1978; etc.) que han estudiado rocas análogas a las nuestras.

Otro proceso que se ha observado, sobre todo en los gabbros albitizados, es la transformación de biotita a epidota. En general, se trata de un fenómeno poco frecuente, pudiendo haber un paso intermedio con formación de clorita (Fig. 91). En esta transformación la biotita va perdiendo su color rojizo característico para pasar a un tono verdoso (cloritá), al mismo tiempo que sus planos de exfoliación se van separando. Es precisamente entre estos planos donde empieza a neoformarse epidota, que a pesar de su escaso desarrollo es distinguible por su alta birrefringencia.



Fig. 91  
Transformación de kaersutita a clorita y epidota  
+ esfena. N // x 12,5.

epidotizados	poco epidotizados	no epidotizados	
▲	△	△	Gabros olivínicos
●	◉	○	Gabros

⊕ ⊖ Rocas granudas

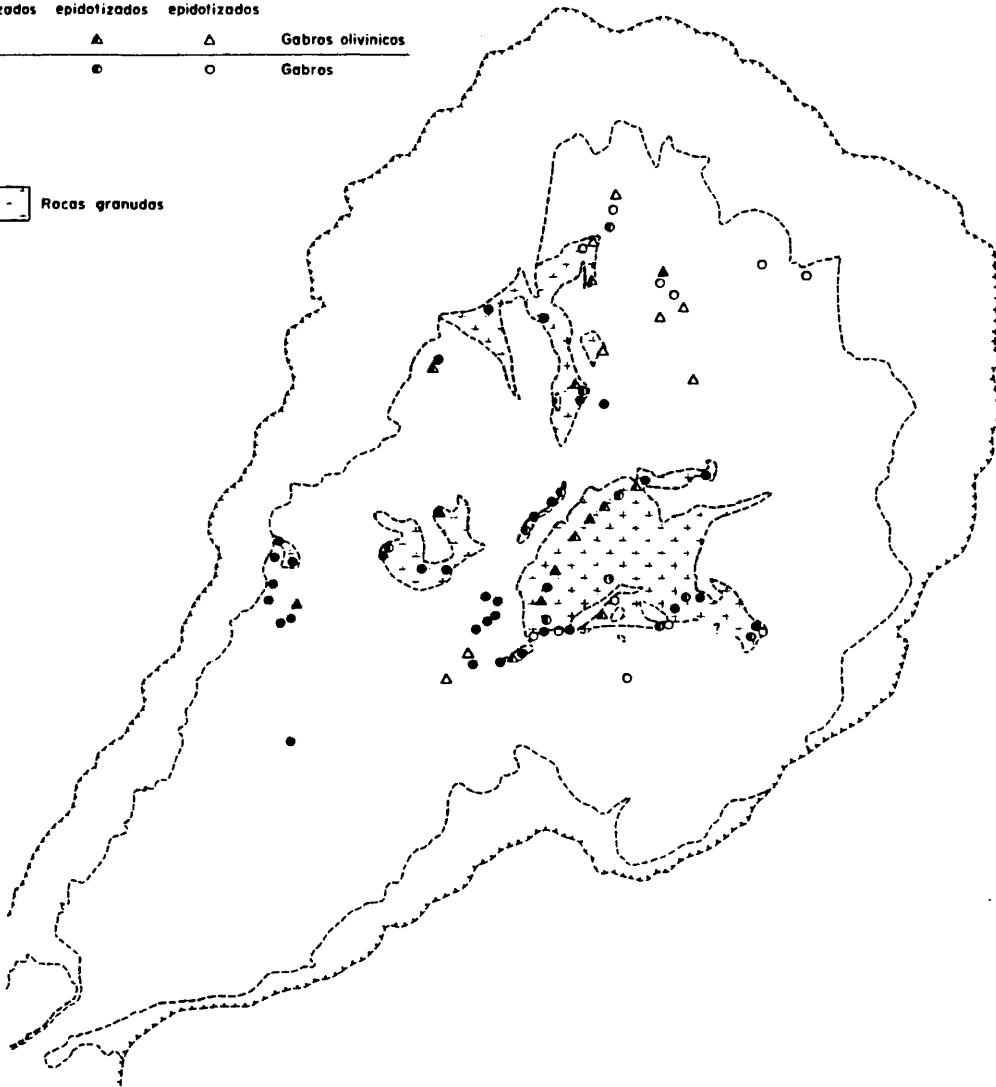
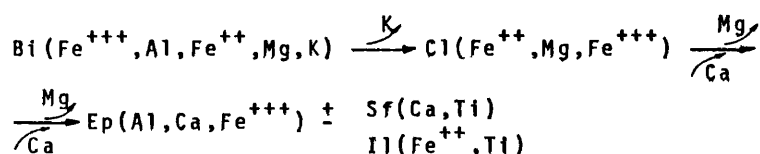


Fig. 92.- Rocas granudas que presentan (o no) epidota.



En algunos casos también aparecen esfena y/o ilmenita.

Con respecto a la distribución del fenómeno de epidotización en La Caldera, hemos elaborado un esquema en que se reflejan las rocas plutónicas que presentan epidota y las que no la tienen (Fig. 92). En él se aprecia que en la zona central de la misma la epidotización es importante, mientras que en zonas periféricas de La Caldera la epidotización es menor o inexistente. Es precisamente en esta zona central donde abundan venillas y segregaciones de epidota, que producen una rápida transformación en la roca caja. En esta distribución existe una zona central de máxima aparición de epidota, que no se corresponde con el centro geográfico (ni de las formaciones geológicas) de La Caldera, sino que se encuentra desplazada un tanto hacia el Oeste. Este hecho concuerda con lo expuesto en apartados anteriores, en que se observó que la estructura del fondo de La Caldera no es simétrica, sino que se encuentra algo desplazada hacia el Oeste, coincidiendo con la máxima intrusión de diques y, posiblemente también, de rocas subvolcánicas.

También esta distribución se puede explicar considerando que las rocas granudas de las zonas periféricas (sobre todo del N. y NE.) se encuentran en un horizonte más elevado que la zona central más profunda, y consiguientemente, más afectada por los fenómenos de propilitización.

### III) Cloritización.

Es muy importante la aparición de clorita rellenando cavidades o venillas, aunque también puede encontrarse frecuentemente formándose a partir de otros minerales, si bien a partir -

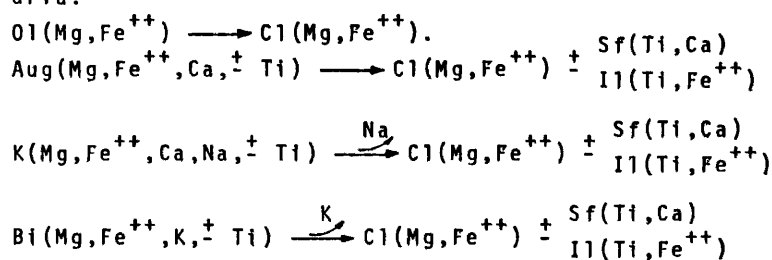


de ninguno de ellos lo hace de forma destacada. Se puede formar a partir de cualquiera de los minerales ferromagnesianos, tanto de los primarios (olivino, augita), como de los formados por alcalinización posterior (kaersutita, biotita).

La clorita puede estar sustituyendo los bordes de augita y/o de kaersutita (Figs. 79 y 91). También es común que la biotita se halle transformada a clorita, sobre todo si la propilitización está muy avanzada, como ocurre en los gabros albitizados.

A veces a través de las grietas de fracturación de los cristales de olivino se desarrolla clorita, aunque es más común encontrar a aquel mineral transformado parcialmente a serpentina.

Como resumen de estos fenómenos de cloritización se tendrían:



Sin considerar Al y Fe<sup>+++</sup> en el cristal de clorita.

#### IV) Formación de actinolita

Se trata de un tipo de transformación relativamente frecuente en las rocas plutónicas, pero que no suele dar lugar a cristales desarrollados, excepto en algunos casos, formándose muchos cristales en los bordes de los otros minerales, principalmente kaersutita y augita (Fig. 93). En ambos casos se puede obtener esfena junto con actinolita, debido muy probablemente al contenido en TiO<sub>2</sub> del cristal primitivo augítico o kaersutítico.

250

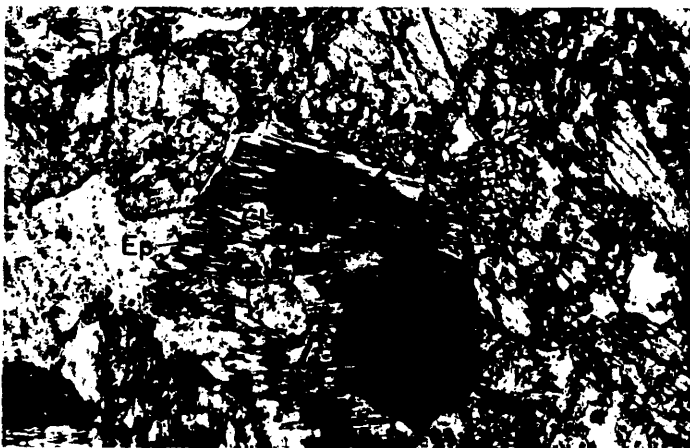
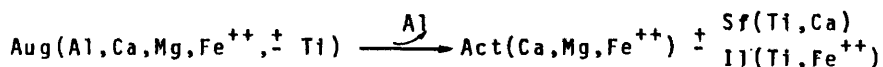
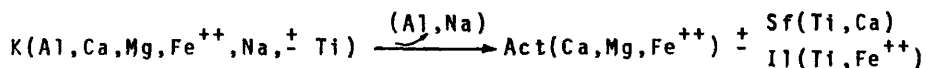


Fig. 93

Transformación de biotita a clorita y epidota --  
(con esfena o ilmenita) y de kaersutita a actino  
lita. N // x 16.

O en su defecto puede aparecer un mineral opaco que en muchas ocasiones se encuentra asociado con esfena, que puede ser ilmenita.

Así, la transformación a actinolita se puede dar de dos maneras:



El proceso más largo vendría dado por el paso de augita a kaersutita (por alcalinización) y de ésta a actinolita; no obstante ser el más largo, es el más frecuente.

El tránsito de kaersutita a actinolita de color verde vivo típico se verifica a través de una decoloración de la kaersutita, para luego tomar el color verde característico (Fig. 65).

Pueden darse tanto todas las variaciones posibles a estos pasos, como que no se encuentre la transición de anfibol decolorado, o que no se encuentre actinolita verde, sino incolora, etc. Este término incoloro corresponderá probablemente a un término más magnésico dentro de la serie tremolita (grammatita) - actinolita.

Por otro lado, no existe duda acerca de unas transformaciones que en algunas ocasiones hemos observado de olivino a tremolita en forma de cristales aciculares y con alta birrefringencia. Es posible que esta transformación se corresponda paralelamente con la de actinolita desde augita y/o kaersutita.

Existen muchos casos en que la augita se encuentra par--

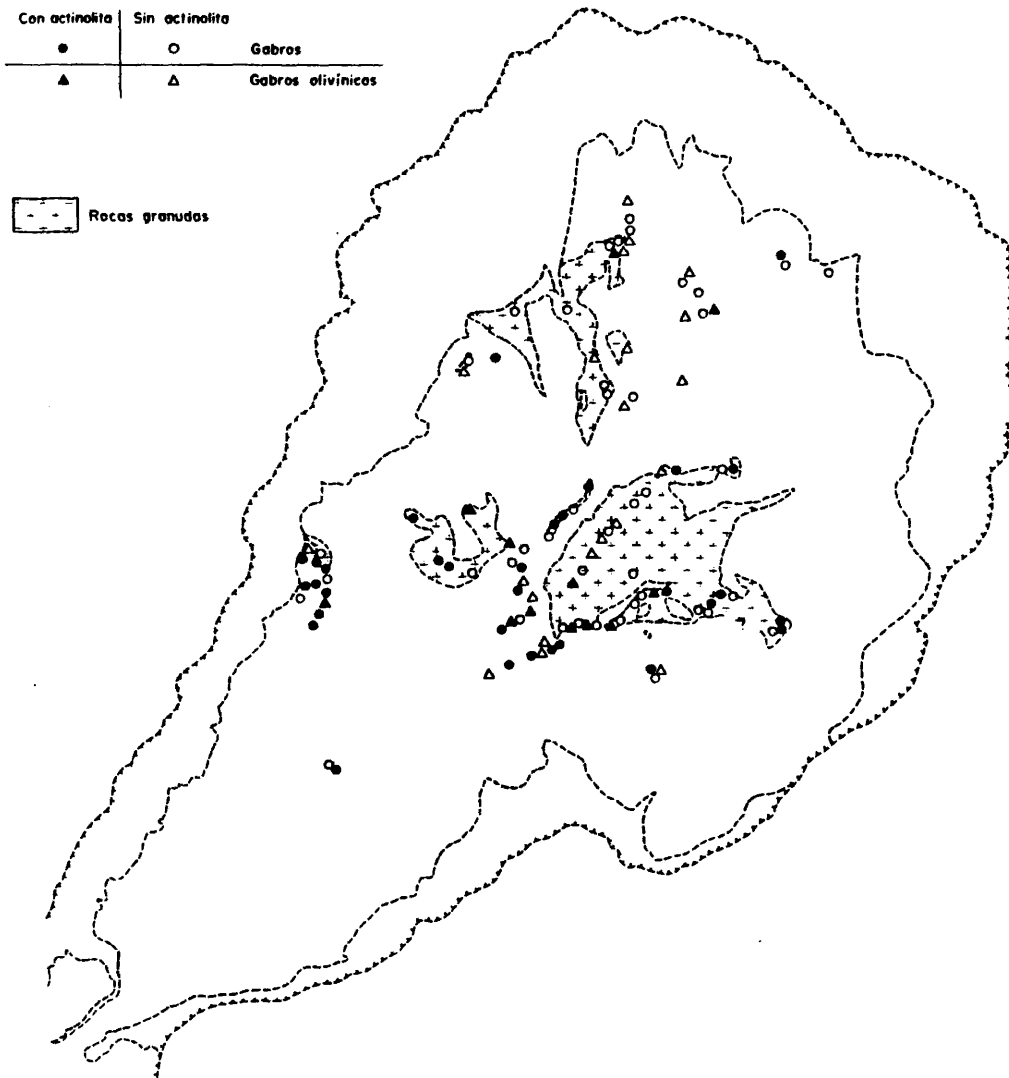


Fig 94.- Rocas granudas que presentan (o no) actinolita.

cialmente transformada a actinolita y suelen ser casos en que la roca está muy propilitizada. El paso de augita a actinolita conlleva bastantes inclusiones de minerales opacos y/o de esfena, - que nos indica el importante contenido en titanio de dicha augita.

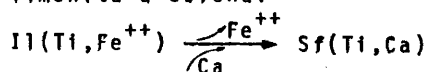
Al igual que con la epidota se ha elaborado un esquema de aparición del mineral que ahora tratamos para observar su distribución en La Caldera. Y se observa que análogamente a la epidota, la actinolita no aparece o lo hace muy débilmente en la parte N. de La Caldera (Fig. 94), mientras que sí lo hace hacia el centro y el oeste de la misma, coincidiendo con lo anteriormente expuesto para la epidota, es decir, máxima intrusión y/o profundidad relacionada con los fenómenos de propilitización en la zona Barranco de Taburiente - Tenerra.

#### V) Formación de esfena e ilmenita.

La esfena puede formarse a partir de augita o kaersutita, ya sea directamente o a través de un tránsito intermedio con ilmenita. Como otros productos de la transformación pueden aparecer clorita o actinolita. En otros casos la esfena se neoforma a partir de ilmenita, sin ningún otro mineral previo (Fig. 95).

Estas neoformaciones tienen lugar principalmente en los gabros albitizados o en los que han sufrido ya un importante proceso de propilitización. En cambio no se observa en teralitas ni melteigitas.

Las neoformaciones son, pues, las mismas que se han presentado para la formación de actinolita y clorita, además del paso de ilmenita a esfena:



La principal característica que presenta la ilmenita es



Fig. 95  
Crecimiento de esfena idiomorfa a partir de ilmenita. N // x 12,5.

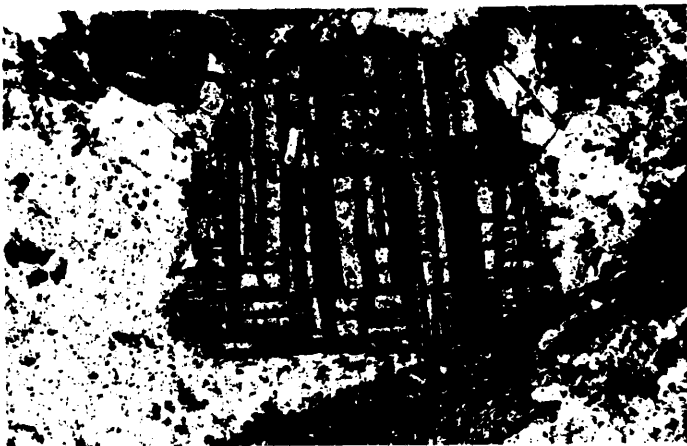


Fig. 96  
Ilmenita con formas esqueléticas en enrejado sobre clorita. N // x 10.

Esfena	Andradita	
●	○	Gabros
▲	△	Gabros olivínicos

 Rocas granudas

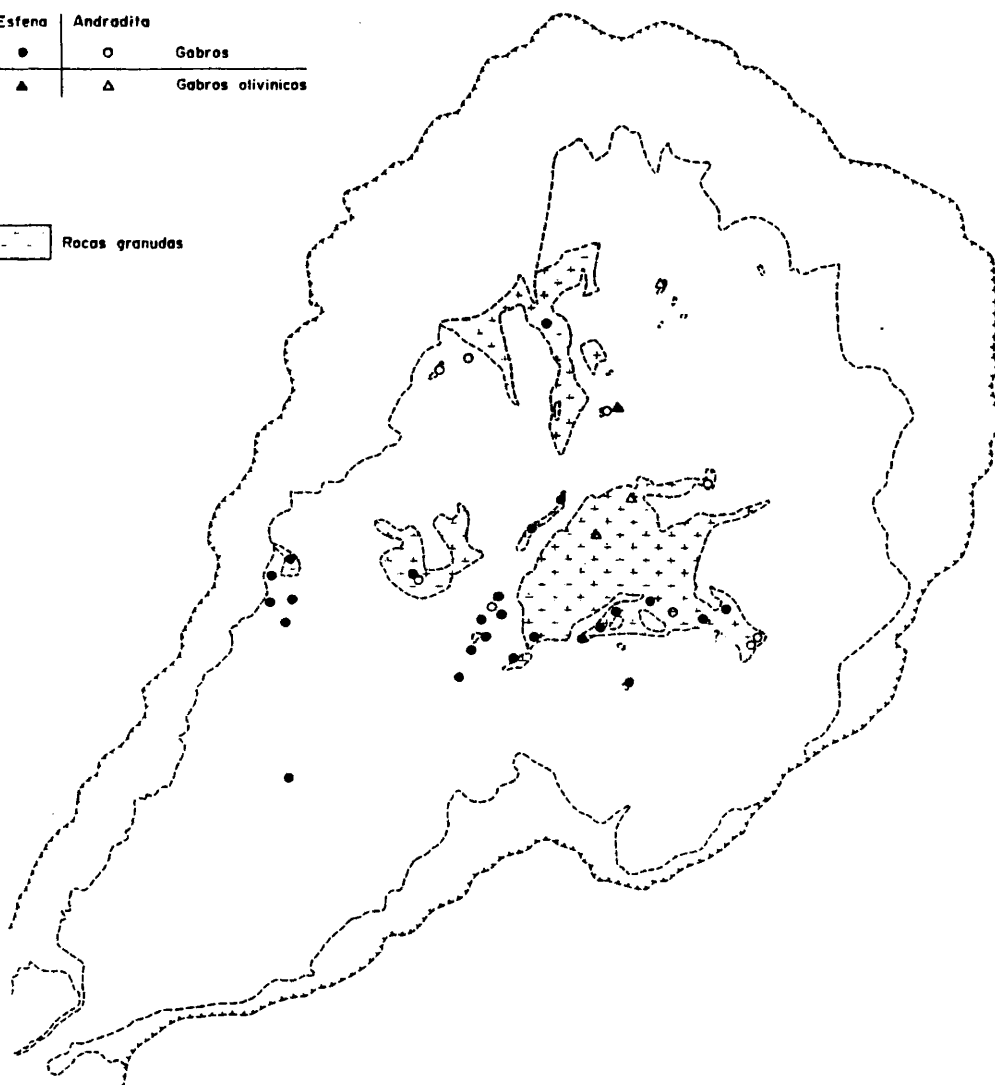


Fig.97.- Rocas granudas que presentan esfena o andradita.

que adquiere formas geométricas hexagonales o diversas formas curiosas, en peine, espinas de pescado, etc., típicas de ella y muy espectaculares y desarrolladas (Figs. 71 y 96).

También en la distribución de esfena en La Caldera se observa que hacia la zona central de la misma aparece en mayor abundancia, mientras que hacia la perifera (Norte y Este) se da de manera más escasa (Fig. 97).

#### VI) Formación de andradita.

En puntos dispersos a todo lo largo de La Caldera (Fig. 97) aparecen minúsculos cristales de granate (probablemente andradita, en analogía con el tipo encontrado por HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, 1974) diseminados por la roca.

Suelen darse en rocas bastante metasomatizadas y aparecen rellenando venillas y cavidades junto con calcita. Es muy característico el que rodee a los cristales de calcita, dando lugar a formas anulares compuestas por los cristallitos de granate (Fig. 98). No se ha observado que la andradita aparezca sustituyendo a otro mineral, sino sólo rellenando cavidades.

#### VII) Carbonatación.

Es un proceso por el cual la calcita sustituye a otros minerales. Muchas veces se observa que sobre todo los feldespatos presentan zonas anubarradas que, en algunos casos, llegan a desarrollarse formando cristales de calcita. A veces, sólo aparece calcita, quedando los feldespatos completamente carbonatados. Es muy característico el que este hecho vaya ligado a diquecillos y venillas de calcita, que es el carbonato que generalmente aparece, aunque en algunas zonas han aparecido carbonatos que probablemente tengan un componente férrico.

Muchas veces observamos que es a favor de estas venillas



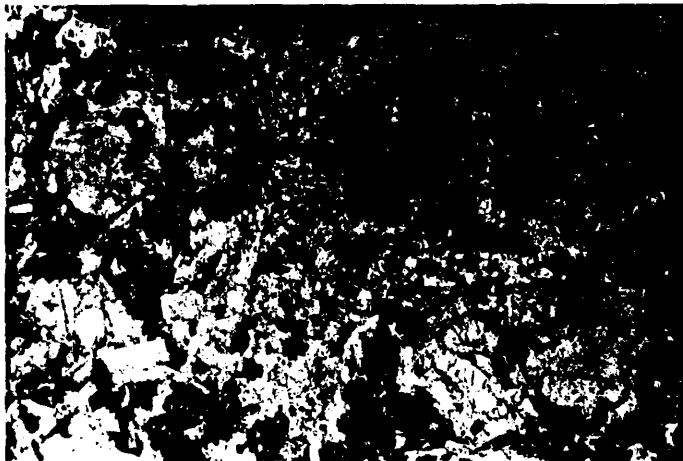


Fig. 98  
Formas anulares de andradita rodeando calcita. -  
N // x 10.

de calcita por donde tienen lugar los fenómenos de propilitización, con la aparición de otros minerales secundarios como clorita, esfena, actinolita, ... tapizando las paredes de la ventilla y creciendo junto a la roca gabroide primaria, lo cual parece coincidir con la idea de la difusión de fluidos que se van infiltrando en la roca y transformándola.

Cabría hacer una distinción entre la calcita de estos procesos y otra calcita asociada a ventillas y cristales de analcima, que enlazaría ya con procesos de alcalinización.

#### VIII) Zeolitización.

Muy aisladamente, en algunas teralitas hemos observado la presencia de zeolitas. Suelen sustituir a nefelina y analcima y dado lo aislado de su aparición no puede decirse sino que hay una ligera zeolitización en las rocas más modernas, ligada a niveles de transformación menos avanzada o a etapas iniciales (KORZHINSKII, 1965).

En algunas ocasiones la aparición de zeolitas está asociada con calcita, de la que pueden tomar parte del calcio para formarse, pues posiblemente se trata de zeolitas cálcicas del tipo thomsonita y esolecita. De acuerdo con los datos experimentales en zeolitas, se tiene que las existentes en La Caldera de Taburiente -thomsonita y esolecita- indican un límite de estabilidad hasta los 200-250°C (SOBOLEV, 1972).

Además de todas las transformaciones citadas, existen otras como la piritización, muy generalizada en toda La Caldera. La aparición de pirita indica uno de los rasgos típicos de la propilitización con importante movilidad del S y del Fe. En algunas zonas muy piritizadas, los fenómenos de alteración superficial hacen que este sulfuro se oxide pasando a  $SO_4H_2$ . Esta oxida

ción conlleva a la formación de anhidrita en algunas zonas de fracturas y grietas, así como a un ataque químico muy agresivo a todo el complejo subvolcánico, bastante generalizado en muchas zonas de La Caldera.

Existe un débil proceso de formación de feldespato potásico del tipo adularia, que a diferencia de la ortosa que aparece en las rocas más alcalinas, se puede presentar afectando a plagioclasa o albita, en rocas más o menos propilitizadas y, a veces, puede darse asociado a vénulas y segregaciones de carácter muy tardío.

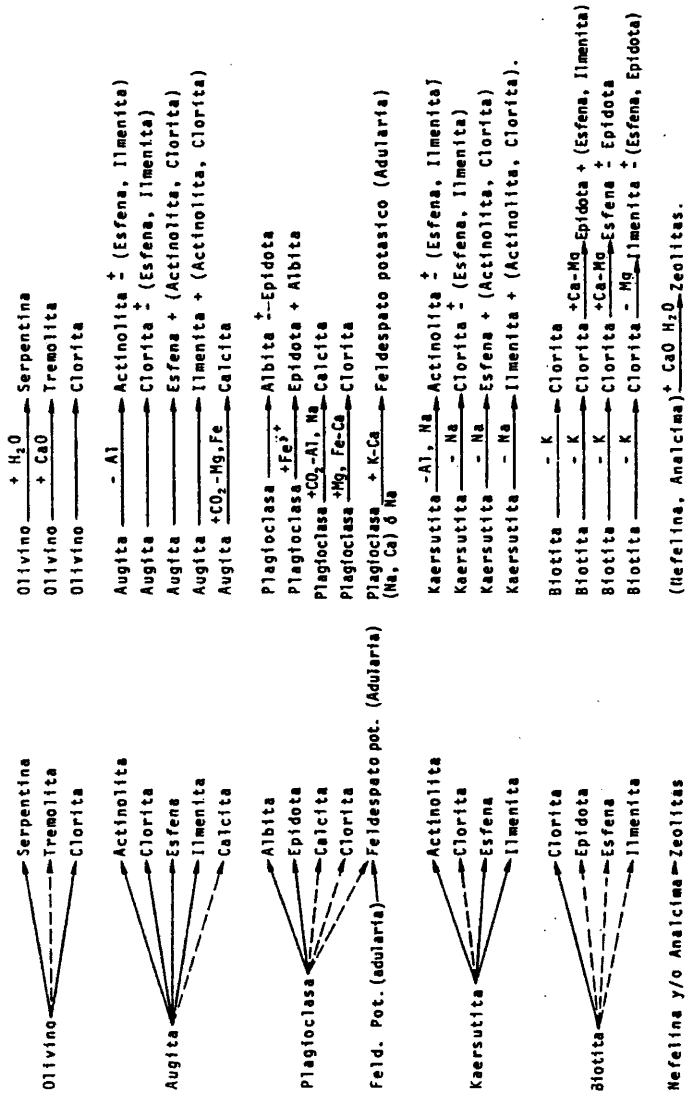
Por último, habría que resaltar la presencia de cuarzo, siempre en pequeños filoncillos, asociado con calcita, y de apatito que si bien en algunos casos es indudable su origen magmático, en otros es más dudoso, pues su desarrollo en agujas centimétricas, su extraordinaria abundancia y el que se presente en rocas muy metasomatizadas, hace que pueda asimilarse con reservas a este proceso.

En algunas regiones de la URSS y asociado a "facies de zeolitas" existe un horizonte profundo de propilitización, una de cuyas asociaciones características es:

Cc + Cl + Pirita + Anhidrita + (Ab, Q, Sf, Ap)  
(SOBOLEV, 1972) que si la comparamos con nuestras rocas puede corresponder a las facies más superficiales o a las menos afectadas dentro del ámbito de La Caldera de Taburiente.

Haciendo un resumen de todas las transformaciones observadas, se puede obtener un esquema del tipo que se presenta en el Cuadro 10.

TRANSFORMACIONES. POR PROPILITIZACION EN LOS MINERALES DE LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.



10.3.- APLICACION DE LOS DIAGRAMAS DE POTENCIALES QUIMICOS DEL SODIO Y CALCIO A LOS PROCESOS DE PROPILITIZACION EN LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

Paralelamente al método de trabajo seguido para la alcalinización, hemos aplicado los estudios de KORZHINSKII (1959) para sistemas multicomponentes al fenómeno de propilitización en las rocas granudas de La Caldera.

Una gran parte de los minerales de propilitización contienen calcio en su estructura (epidota, esfena, actinolita,...), lo que indica un enriquecimiento o aporte de Ca a las rocas, o bien, una reordenación a partir de rocas primarias ricas en minerales cálcicos, como son plagioclasa y augita.

Por otro lado, la gran abundancia de albita puede indicar que ha existido un importante aporte de sodio que no existía en la roca primitiva, pues el único mineral con algo de sodio, aparte de los feldespatoides, era la plagioclasa, que no es suficiente para formar tal cantidad de albita como la que existe en las rocas metasomatizadas.

Es de destacar que el único mineral que presenta potasio (otro de los elementos más móviles) es el feldespato potásico, pero su aparición y abundancia es tan irregular que no merece la pena considerarlo a efectos de mineral metasomático importante.

Tanto por el estudio de campo, que nos muestra el extraordinario enjambre de diques con los consiguientes movimientos de fluidos, como por el estudio microscópico que nos revela las transformaciones texturales y mineralógicas, estas rocas han sufrido aporte de iones y reorganización de los mismos.

El problema aparece al tratar de cuantificar estos fenó-

menos. Hemos intentado plasmar mediante potenciales de componentes móviles (para nuestro caso es justificado utilizar Ca y Na, sin más que observar los minerales neoformados) en un diagrama de SCHREINEMAKERS de haces múltiples la tendencia que presentan dichas rocas granudas, paralelamente a lo realizado para el proceso de alcalinización.

Hemos escogido los minerales más comunes de este proceso de propilitización (Ab, Ep, Cl, Act, Il, Sf, Se), prescindiendo de los que hemos considerado como componentes en exceso, accesorios o indiferentes (Cc, Pir, Anh, And) (Cuadro 11 y Fig. 99). Los componentes determinantes inertes son los mismos que utilizamos para el fenómeno de alcalinización, es decir,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$ . Los haces resultantes obtenidos están expuestos en la Fig. 100.

Antes de pasar a explicar los resultados de esta figura, hemos de hacer algunas consideraciones previas:

- 1) Es muy difícil llegar a visualizar dentro de una paragénesis de estos minerales metasomáticos, cuáles son realmente los estables y cuáles no lo son. Así tenemos que en muchas rocas aparece la mayoría de ellos (cuatro y hasta seis minerales). En algunos casos, algún mineral aparece rellenando cavidades o venillas, pero en otros muchos se están realmente neoformando a partir de los magmáticos y no es fácil distinguir entre los principales de la paragénesis y los secundarios o accesorios.
- 2) La antigüedad de la intrusión plutónica tiene mucha importancia, además de su posición relativa dentro de La Caldera. Las apófisis o intrusiones más antiguas forzosamente habrán estado más expuestas a las intrusiones posteriores y a la densa - malja de diques y fluidos magmáticos. Por lo tanto, siempre - estarán más propilitizadas que las más modernas, que, como sa

## CUADRO.- 11

FORMULAS DE LOS MINERALES DE PROPILITIZACION UTILIZADAS EN LOS  
DIAGRAMAS PARAGENETICOS.

Albita (Ab)	$6 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Na}_2\text{O}$ .
Epidota (Ep)	$18 \text{ SiO}_2 \cdot 7 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \cdot 12 \text{ CaO}$ .
Clorita (Cl)	$6 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{ FeO} \cdot 6 \text{ MgO}$ .
Actinolita (Ac)	$8 \text{ SiO}_2 \cdot 5 (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 2 \text{ CaO}$ .
Esfena (Sf)	$\text{SiO}_2 \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{CaO}$ .
Ilmenita (Il)	$\text{TiO}_2 \cdot \text{FeO}$
Serpentina (Se)	$4 \text{ SiO}_2 \cdot 6 \text{ MgO} \cdot 4 \text{ H}_2\text{O}$ .

Minerales en exceso

Calcita (Cc)	$\text{CO}_2 \cdot \text{CaO}$ .
Pirita (Pi)	$\text{S}_2\text{Fe}$
Anhidrita (Anh)	$\text{SO}_3 \cdot \text{CaO}$ .
Andradita (And)	$3 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{ CaO}$

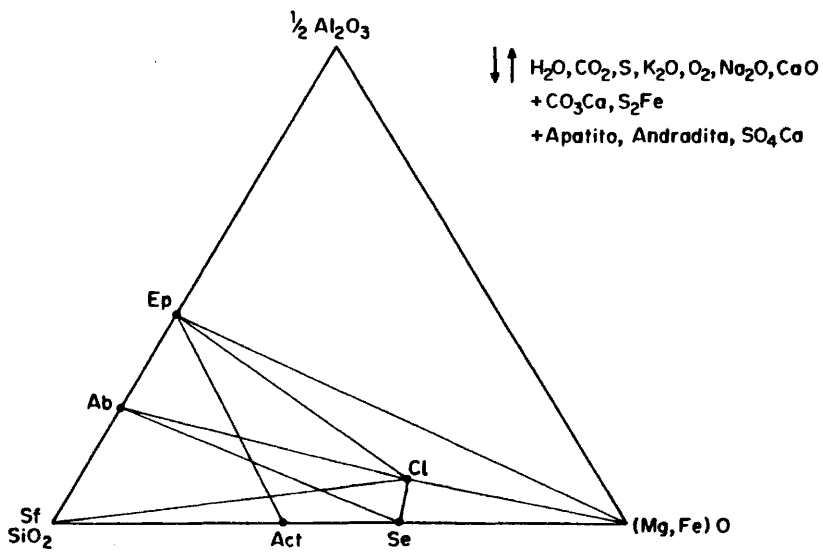


Fig. 99.- REPRESENTACION DE LOS MINERALES DEL FENOMENO DE PROPILITIZACION EN FUNCION DE LOS COMPONENTES INERTES.



bemos, son los gabros olivínicos y gabros alcalinos, en parte asociados a las series de la Pared,

Este hecho conlleva a que no pueda hablarse de una zonalidad o una zona de mayor propilitización y otra de menor, por lo menos, para el área central de La Caldera donde la densidad de intrusiones es mayor.

Para el caso de zonas periféricas de La Caldera, al existir menos intrusiones, ser relativamente intrusiones más recientes o ser un horizonte de propilitización más superficial, el proceso de metasomatismo se encontraría mucho menos avanzado, de ahí la inexistencia o menor desarrollo de epidota, actinolita, o esfena, que hemos comentado en los apartados respectivos.

- 3) No es posible establecer pautas de variación del metasomatismo con respecto a las movilidades de los elementos Na y Ca - por lo anteriormente expuesto, aunque sí se puede indicar las paragénesis más comunes, o incluso, a qué estadio de movilidad puede corresponder la aparición de un determinado mineral. Se puede indicar la paragénesis de una determinada roca, pero pueden existir facies paragenéticas muy distintas en rocas cercanas. Por lo tanto, es muy difícil llegar a establecer zonalidades, frentes de metasomatismo, tendencias de variación de la movilidad del Na o Ca con respecto a un área determinada de La Caldera, etc.
- 4) A grandes rasgos se puede delimitar la paragénesis estable en las rocas, aunque no exista una zonalidad metasomática clara. El conjunto de todas las observaciones se puede resumir en tres casos, según la intensidad del fenómeno de propilitización:
  - a) Asociación albíta-clorita con posible aparición de serpentina en paragénesis ligadas a baja removilización (sobre todo de Ca) y bajo aporte iónico en las rocas. Se da en las rocas menos transformadas.

- b) Asociación albíta-epidota ( $\pm$  clorita) con poca abundancia de actinolita, esfena e ilmenita. Es una asociación muy típica y abundante.
- c) Asociación albíta-epidota ( $\pm$  clorita) con gran abundancia de esfena-ilmenita ( $\pm$  actinolita). Esta asociación mineral es indicativa de que estamos en rocas que han sufrido un metasomatismo avanzado.

Teniendo esto en cuenta, pasamos al estudio de la Fig. - 100 en que se observa también la existencia de líneas múltiples, que recordemos que son líneas que limitan el campo de aparición de un determinado mineral. Dichas líneas son:

- 1) Ab  $\longrightarrow$  Ep + Sf
- 2) Act  $\longrightarrow$  Sf + Il
- 3) Cl  $\longrightarrow$  Ab + Il
- 4) Se  $\longrightarrow$  Act + Il

Así pues, se tiene que la albíta solamente puede darse para potenciales importantes de  $\text{Na}_2\text{O}$ , a la izquierda de la línea múltiple que atraviesa el diagrama diagonalmente. Puesto que la albíta aparece en la inmensa mayoría de las asociaciones junto a epidota y clorita, se puede deducir que dichas paragénesis aparecen a bajos y medios potenciales de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{CaO}$ , limitadas por las dos líneas múltiples que determinan la aparición de Cl y de Ab.

La posible existencia en nuestras rocas de Act y/o Se indicaría estadios de movilidad de  $\text{CaO}$  más bajos, mientras que la aparición de Sf + Il nos hablaría de potenciales de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{CaO}$  más altos, siempre dentro del campo de aparición de los tres minerales principales Ab + Cl + Ep.

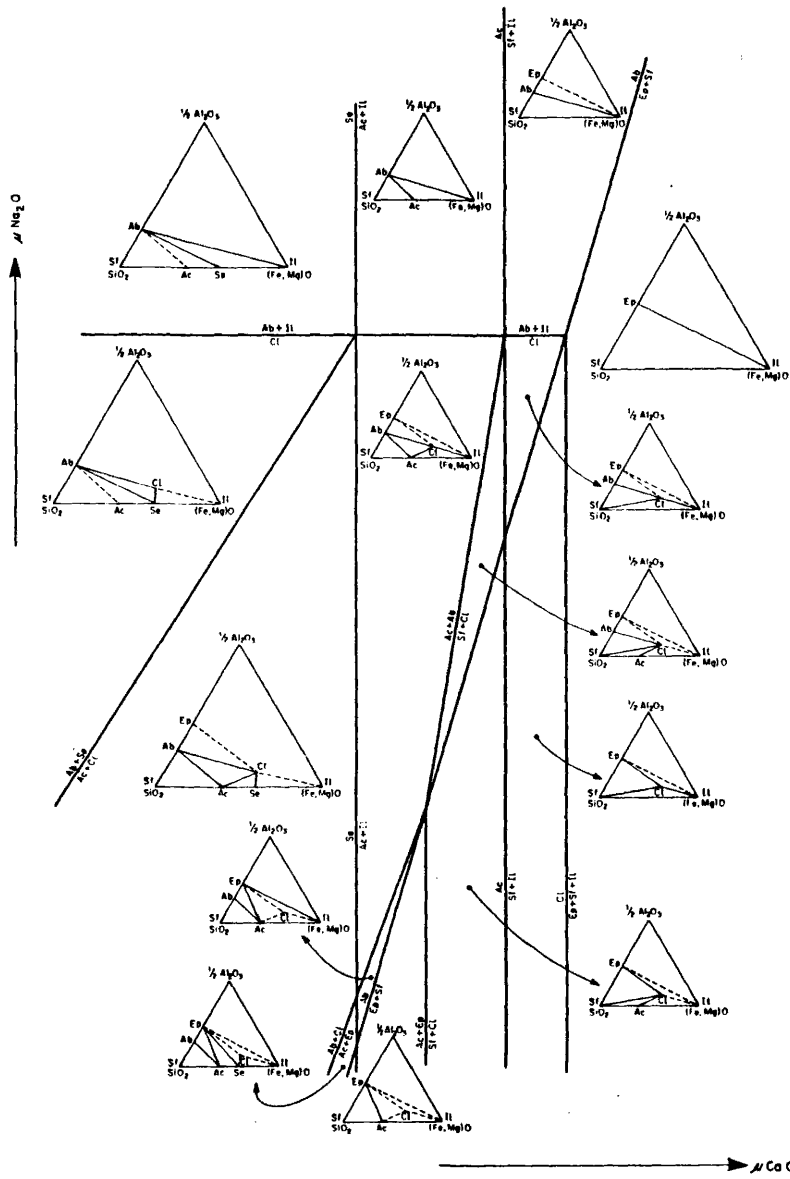


Fig. 100.- DIAGRAMA MULTIFACES PARA LOS FENOMENOS DE PROPILITIZACION EN ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE

Entre la existencia de serpentina y el par esfena e ilmenita aparecen distintas paragénesis con actinolita.

Es decir, las asociaciones con Ab + Cl + Se indicarían bajas movilidades de Ca y algo más altas de Na (en coherencia con SOBOLEV, 1972, pag. 256). Las paragénesis Ab + Cl + Ep o Ab + Cl + Act serían de movilidades importantes de Na<sub>2</sub>O y medias de CaO, y según dicho autor características de las espilitas. Finalmente, las asociaciones en que aparecen Sf e Il (junto con Ab) serían los estadios de máximo metasomatismo para las rocas granudas de La Caldera y que sólo alcanzarían potenciales medio-altos de Na<sub>2</sub>O y CaO.

En las zonas periféricas del fondo de La Caldera se tiene Ab + Cl + Se + Il que caracteriza los estadios muy bajos de movilidad del CaO y medios y altos de movilidad del Na<sub>2</sub>O.

Se ha intentado relacionar las paragénesis teóricas encontradas en los diagramas de potenciales químicos del Na<sub>2</sub>O y CaO con las rocas que han sufrido el proceso metasomático y de las cuales se poseen datos químicos de roca total. Hay que hacer notar primero que en estos diagramas de potenciales químicos sólo se han tenido en cuenta los minerales metasomáticos y no los primarios, siguiendo el mismo criterio que todos los autores en el tema. Así, mientras que en el microscopio observamos unas reacciones donde los minerales primarios se transforman a otros secundarios, y más raramente, visualizamos reacciones entre minerales típicos de propilitización entre Sf, las reacciones que se presentan en el diagrama son sólo del tipo de estas últimas, es decir, entre los distintos minerales secundarios. Este hecho puede presentar contradicción entre cada una de las paragénesis del diagrama y las existentes en la realidad, puesto que, por ejemplo, Ab + Cl + Ep sería una asociación muy frecuente pero que no tendría mucha relación entre sí, pues mientras Ab y Ep están

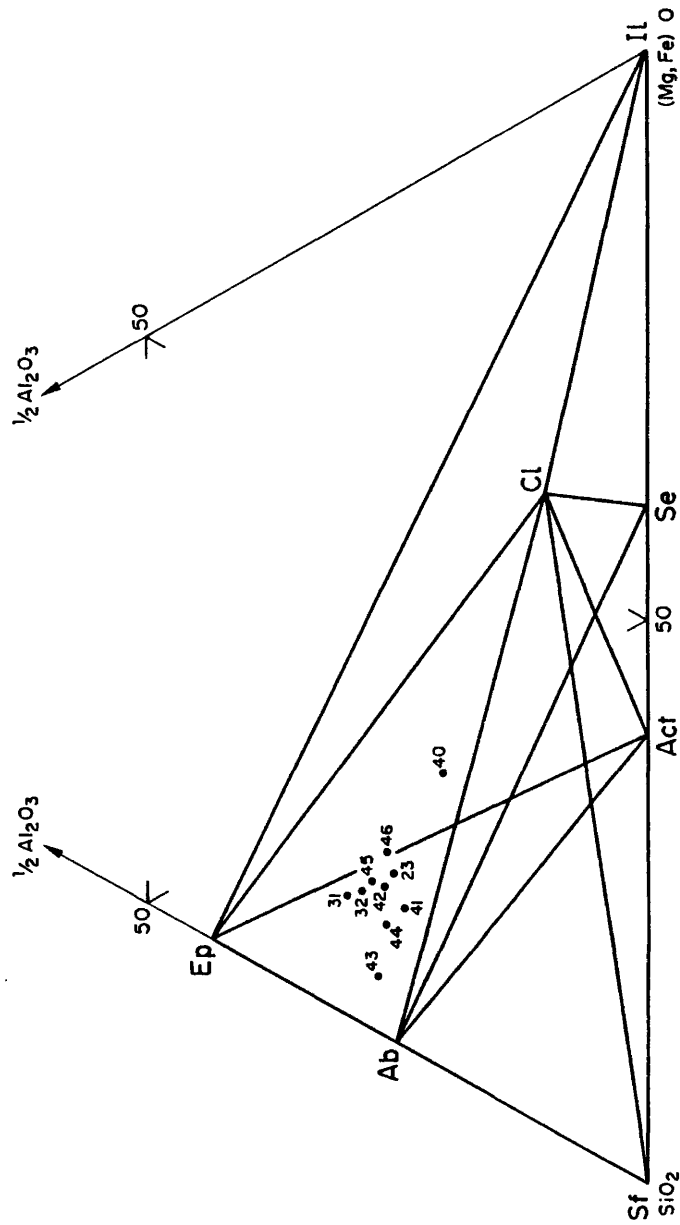


Fig. 101.- PROYECCION DE LAS ROCAS PROPILITIZADAS EN EL TRIANGULO  
SiO<sub>2</sub> - 1/2 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - (Mg, Fe) O.

relacionadas al proceder de plagioclasa, Cl provendría de los feromagnesianos y no estaría asociada a los minerales anteriores.

Por lo pronto, en la Fig. 101 se observa que todas las rocas se proyectan en un campo situado en el cruce entre las asociaciones Ab, Cl, Ep y Ab, Ep, Act, y algunas muy próximas a la albita. Esto coincide con que todas las rocas presentan Ab como mineral estable y que caracterice todas las paragénesis. Al mismo tiempo dichas rocas presentan unas asociaciones estables coincidentes con algunos de los campos existentes en el diagrama.

En la Fig. 102 se han representado las paragénesis coincidentes con las que se aprecian en las rocas analizadas, observándose que casi todas ellas se sitúan en el campo de estabilidad de albita y clorita junto con epidota. Los potenciales de --Na<sub>2</sub>O y CaO coinciden con los que ya hemos señalado, es decir, movilidades bajas y medias de CaO y medias y altas de Na<sub>2</sub>O.

A grandes rasgos se nota un progresivo aumento en las -movilidades desde paragénesis con (Ab, Cl, Ep) + Act principalmente, a paragénesis sin Act y con (Ab, Cl, Ep) + (Sf, Il), que son las correspondientes a mayores movilidades de CaO.

Así pues, a paragénesis de muy bajas movilidades no aparece actinolita, a paragénesis medias, ya aparece actinolita y a alta movilidad (sobre todo de Ca) se neoforma esfena y epidota -principalmente.

También parece existir una relación entre la composición primaria de la roca y la paragénesis en que se encuentra; así, -las rocas procedentes de los gabros anfibolitizados se encuentran en asociaciones de movilidades más altas (sobre todo de CaO) que las rocas propilitizadas procedentes de gabros normales, pues --los gabros anfibolitizados suelen presentar abundante cantidad -

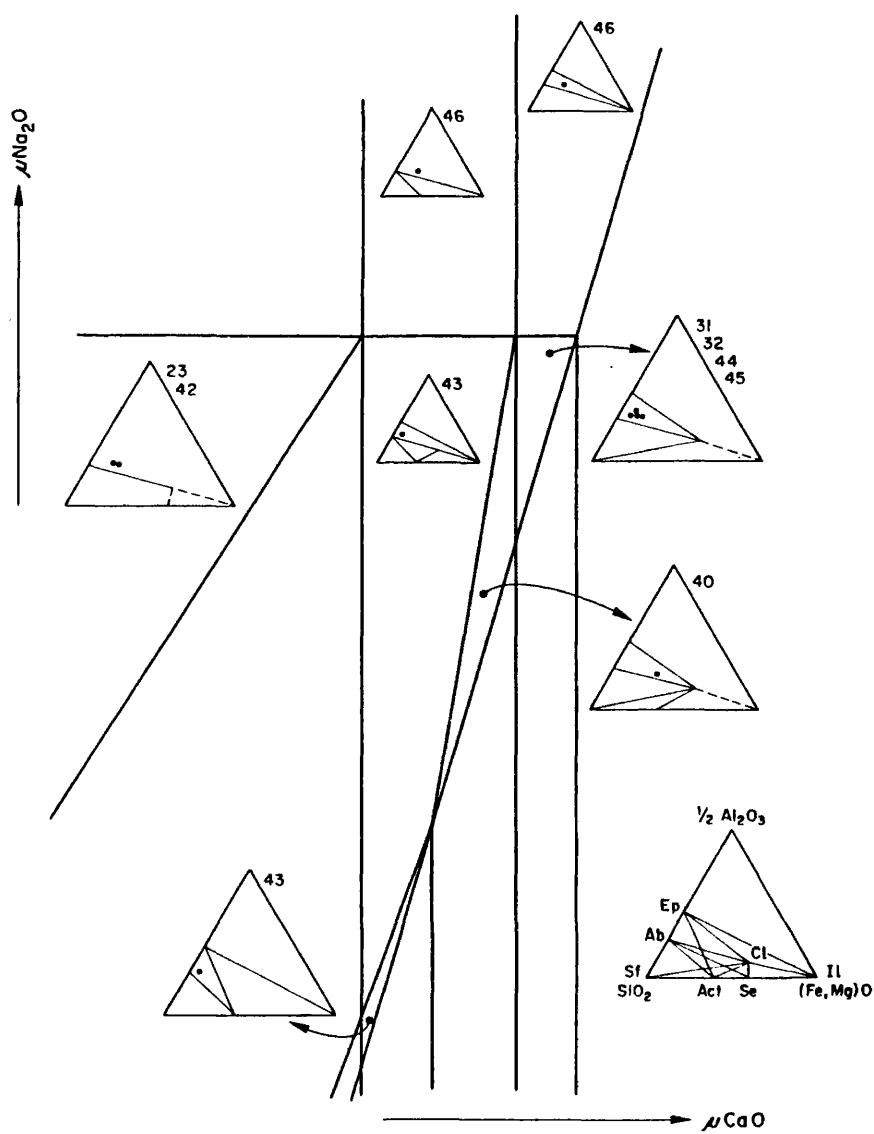


Fig. 102.- PARAGENESIS DE PROPILITIZACION ENCONTRADAS EN LAS ROCAS ANALIZADAS.

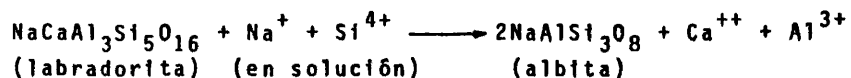
de esfena e ilmenita, mientras que los gabros normales presentan, más bien, actinolita. De esta manera se muestra que el factor -- composicional es fundamental a la hora de la neoformación de los minerales, suponiendo que ambos tipos rocosos han sido afectados de la misma manera por el fenómeno metasomático.

Las rocas con movilidades más bajas de Na y Ca (análisis números 23 y 42) se sitúan en áreas periféricas del fondo de La Caldera, donde la intrusión de diques es menos profusa.

#### 10.4.- SIGNIFICADO DE LOS PROCESOS DE PROPILITIZACIÓN EN LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

De acuerdo con los procesos de transformación presentados es indudable que ha tenido que existir una removilización - y/o aporte de cationes en la roca primitiva, principalmente de sodio y calcio, y en menor proporción de potasio.

Muchos autores al abordar el problema de las espilitas, aducen un metasomatismo sódico para explicar la reacción de transformación de labradorita a albita:



(de TURNER y VERHOOGEN, 1963, según datos experimentales de otros autores). Esta reacción sin duda puede ser válida para las rocas en estudio, y siguiendo con las ideas de TURNER y VERHOOGEN (1963), SOBOLEV (1972) entre otros, y con los datos petrográficos de las rocas de La Caldera tanto el  $\text{Ca}^{++}$  como el  $\text{Al}^{3+}$  pueden contribuir a formar clorita, epidota o calcita, mientras que por otro lado a partir del piroxeno se obtienen clorita, actinolita y otros minerales.

Según, SOBOLEV (1972) son los diferentes comportamientos



de Na y Ca (y principalmente este último) los que explican la aparición de las distintas asociaciones metasomáticas, no sólo para las rocas espiliticas sino para un amplio espectro de rocas con estos fenómenos (rocas "verdes", epidotitas, rocas con zeolitas, etc). Esta idea coincide plenamente con los datos petrológicos y geoquímicos obtenidos en las rocas del Complejo Basal de La Palma. Así pues, la movilidad de unos iones, especialmente Na y Ca (otros autores también incluyen potasio), es un hecho reconocido por gran cantidad de autores.

Dentro de los procesos metasomáticos de baja temperatura hay variadas clasificaciones, de las que cabe entresacar la de KORZHINSKII (1965) y SOBOLEV (1972). La primera incidiendo más en procesos postmagmáticos, mientras que la segunda se completa además con procesos relacionados con agua marina cautiva y sales (tipos metamorfogénicos).

Los procesos relacionados con un metamorfismo o metasomatismo de fondo oceánico sólo han podido tener importancia, y relativamente escasa, en las rocas submarinas del Complejo Basal, puesto que es difícil concebir que este tipo de metamorfismo afecte a diques, materiales plutónicos y materiales volcánicos subaéreos que se encuentran afectados por metasomatismo y que no han tenido ninguna relación con agua marina.

El interpretar la aparición de los minerales secundarios como pertenecientes a la facies de los esquistos verdes o simplemente por un metamorfismo regional suave no tiene base, tal y como argumentó CENDRERO (1971) para la isla de La Gomera e indirectamente para La Palma y Fuerteventura, simplemente aduciendo una presión de carga insuficiente para poder hablar de metamorfismo regional.

La hipótesis que aporta dicho autor de considerar que ha

existido un metamorfismo térmico de facies de corneanas albitico-epidóticas en las rocas granudas es válida en el sentido de que ha habido un gradiente térmico importante que ha favorecido las reacciones que se han ido describiendo. Las condiciones de presión y temperatura que presenta CENDRERO (1971) se basan en el supuesto de que el calentamiento de la roca encajante por la intrusión tiene lugar por conducción y no considera la transferencia y pérdida de calor por los constituyentes volátiles (JAEGER en WINKLER, 1978).

Como este autor argumenta, si las rocas granudas son intrusivas producirían un metamorfismo térmico que alcanzaría la facies de las corneanas con cordierita y feldespato potásico, hecho que no se observa ni en La Gomera ni en La Palma. De todas formas, la temperatura fijada por este autor de aproximadamente 400-500°C es válida para el proceso de propilitización (KORZHINSKII, 1965).

Puesto que son los procesos postmagmáticos los que han jugado un papel preponderante en las rocas del Complejo Basal de La Palma, nos centraremos en ellos, y siguiendo las ideas de KORZHINSKII (1965) entendemos por propilitización una transformación a rocas verdes de series volcánicas fundamentalmente terciarias, genéticamente conectada a su ciclo evolutivo, que se pone de manifiesto cuando dichas series han sufrido un cierto grado de erosión. A la emisión de productos volcánicos tobáceos y lávicos se sigue una determinada fracturación y deformación de la secuencia volcánica durante la cual intruye una serie de cuerpos magmáticos, fundamentalmente básicos, en forma de apófisis, filones, pequeños plutones, etc., tras los cuales actúa todo un conjunto de soluciones postmagmáticas ascendentes que ejercen una propilitización tanto de las rocas de la secuencia volcánica como de los pequeños cuerpos intrusivos posteriores.

En el domo Norte de la isla de La Palma se da la particularidad de que la actividad volcánica ha tenido lugar en dos grandes ciclos, separados por un importante intervalo en el tiempo. Dichos episodios siguen, a grandes rasgos, una evolución análoga a la postulada por KORZHINSKII para que puedan darse las condiciones de unas rocas afectadas por un metasomatismo de propilitización, máxime cuando estos dos ciclos evolutivos han tenido lugar imbricándose en un espacio reducido al domo Norte de la isla, como vimos en anteriores apartados. De aquí se sigue que las rocas tanto plutónicas como volcánicas del primer ciclo -que además de presentar una actividad filoniana y plutónica intensa es intruida por un ciclo más moderno-, se vean afectadas en mayor grado por el metasomatismo, dependiendo de su proximidad al foco magmático central, como encontraron HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1974), mientras que las del segundo ciclo apenas presentan rasgos característicos de propilitas debido a que se trata de una actividad magmática menor y bastante moderna.

La acción de las soluciones postmagmáticas estaría conectada con el mecanismo de intrusión de los innumerables diques y venillas que forman parte del Complejo Intrusivo Subvolcánico de La Caldera.

Dentro del proceso de propilitización, las condiciones de transformación de las rocas del Complejo Basal de La Palma se enmarcarían dentro de las hipoabisales, de facies de mayor temperatura, con la aparición de albíta, clorita, epidota, actinolita, esfena, etc. (KORZHINSKII, 1965), aunque con tránsitos a facies de menor temperatura con la asociación sin actinolita. Puede considerarse un estadio análogo al encontrado para las rocas sálicas de la isla de La Gomera (FERNANDEZ SANTIN, 1979) con profundidades que pueden estimarse para la isla de La Palma del orden de los 1'5 a 2 Kms., con desarrollo de temperaturas medio-altas (400-500°C) (KORZHINSKII, 1965), profundidad que equivale a la -

potencia del actual edificio volcánico de la Pared de La Caldera ( $\approx 1.000$  metros) más una parte de la formación del Complejo Basal,

Un horizonte más superficial lo constituiría una facies de zeolitas, que se inicia en la formación submarina periférica superior y en algunos gabros alcalinos tardíos, muy poco representada en La Caldera, y que indica profundidades y temperaturas menores, éstas últimas del orden de los  $200^{\circ}\text{C}$  o menores (SOBOLEV, 1972).

No hemos llegado a detectar una zonalidad clara en el metasomatismo que afecta a las rocas granudas, debido a que se trata de intrusiones múltiples desigualmente repartidas y algo separadas en el tiempo.

Resumiendo, aunque la mineralogía de neoformación de las rocas granudas del fondo de La Caldera podría encajarse dentro de un metamorfismo del tipo de los esquistos verdes, o de fondo oceánico, parece más adecuado considerar que estos cambios mineralógicos se deben a un metasomatismo por propilitización, por la acción de un conjunto de soluciones postmagmáticas de las etapas finales del magmatismo, en condiciones hipoabisales y para potenciales medios de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{CaO}$ , o para menores potenciales de  $\text{CaO}$  en las zonas periféricas del fondo de La Caldera. Estos procesos, además, son característicos en los estadios finales de la formación de edificios volcánico-subvolcánicos, cuando ya la actividad magmática intensa cesa y se puede hablar ya de etapas póstumas.

11.- ESTUDIO MINERALOGICO DE LAS ROCAS GRANUDAS SUBVOLCANICAS DE  
LA CALDERA DE TABURIENTE.

### 11.1.- INTRODUCCION.

Existe una gran variedad mineralógica en las rocas subvolcánicas de La Caldera de Taburiente debido a los procesos que se han superpuesto a los primeros estadios de la cristalización magmática.

Ya en un capítulo anterior dividimos los minerales en tres grupos:

- 1) Minerales magmáticos de una primera etapa:  
Olivino, augita, plagioclasa (Ca, Na) y opacos (magnetita, hematites, etc.).
- 2) Minerales magmáticos de etapas finales:  
Plagioclasa alcalinizada, kaersutita, biotita, nefelina, augita egirínica, anortosa, ortosa, apatito, analcima y calcita.
- 3) Minerales secundarios de propilitización:  
Albita, clorita, epidota, actinolita, serpentina, esfena, ilmenita, andradita, pirita, calcita, cuarzo, anhidrita, zeolitas.

Esta complejidad mineralógica hace que el estudio petrográfico de las muestras se complique y que en muchos casos sea difícil dilucidar a qué etapa puede corresponder algún determinado mineral, aunque a grandes rasgos hayamos asignado uno de los tres procesos de génesis a cada uno de ellos.

Se ha intentado determinar ópticamente los que presentan unas características composicionales que se corresponden con u--

nos parámetros ópticos, puesto que el análisis por métodos químicos es muy difícil dado el tamaño de los cristales y la extremadamente difícil separación de los mismos. Quizá sea la augita el mineral más fácilmente separable, pero que plantea menos problemas determinativos, máxime cuando ya ha sido analizada en trabajos anteriores (GASTESI et al., 1966). En cuanto a otros cristales desarrollados, aparecen con carácter potquilitico, plagados de pequeñas inclusiones y se requerirían otros métodos para su determinación composicional.

Así pues, sería imprescindible el análisis de todos estos minerales mediante métodos más adecuados, como Microsonda Electrónica, para precisar los caracteres composicionales de los mismos; de hecho, hemos iniciado trabajos en este sentido. A falta de ellos, damos a continuación los datos de los minerales que hemos podido determinar ópticamente.

#### 11.2.- OLIVINO.

Este mineral es abundante en los gabros olivínicos, y de menor abundancia en teralitas y melteigitas. En los demás tipos petrográficos es accesorio o inexistente.

La forma de los cristales es comunmente alotrópica, rara vez subidomorfa o idiomorfa. El tamaño varía desde microscópico hasta de 1 o 2 cms.

En el campo al alterarse toma colores rojizos o amarillentos, con lo cual puede destacar con facilidad. En sección delgada es incoloro y, a veces, presenta bordes alterados a serpentina o a un agregado micáceo clorítico.

Es muy característico que los cristales de olivino presen

ten exsoluciones de minerales opacos, a veces orientadas según planos cristalográficos. Este hecho es muy frecuente, e incluso llega a transformar a opaco a la mayor parte del cristal de olivino. Dicho fenómeno no lo presentan -o con muy poco desarrollo- los olivinos de los gabros alcalinos, así como algunas rocas aisladas de los gabros s.l.

Para averiguar el contenido en forsterita del olivino se ha medido el ángulo de ejes ópticos de este mineral, y a pesar de existir una dispersión ( $2V_x$  entre 80 y 96), los valores más comunes y medios fueron de 86 a 88.

Angulo de ejes ópticos  $2V_x$ :  
(medias)

Diques-brecha dunfíticos.....	89'5 (GASTESI et al., 1966)
G. Ol. tend. peridotíticas..	88
Gabros olivínicos.....	87
Meltegitas.....	87
Teralitas.....	86

Estos resultados indican que el olivino es una crisolita del 75 al 80% de forsterita (TROGER, 1971), y además, que parece existir una relación entre el ángulo de ejes ópticos del olivino y la basicidad de la roca; pues a mayor basicidad, el  $2V_x$  es más elevado.

### 11.3.- CLINOPIROXENOS.

Existen dos tipos de clinopiroxenos; augita y augita con egirina.



### 11.3.a.- AUGITA.

Tanto en los gabros s.l. como en los gabros alcalinos el principal piroxeno que encontramos es augita por sus caracteres ópticos.

Los cristales suelen ser alotríomorfos, con tendencias - subidiomorfas; sólo en las rocas de tendencias piroxeníticas presentan formas totalmente alotríomorfas con textura equigranular; en las melteigitas las formas son casi idiomorfas y muy desarrolladas, coexistiendo junto a microcristales más pequeños.

El tamaño varía entre fenocristales de 2 a 3 cms. y cristales de tamaño microscópico. El color es amarillo, a veces, amarillo-marrón. El pleocroísmo es apreciable a tonos rosados, so-bre todo en los tipos más titanados.

Se han efectuado medidas del ángulo de ejes ópticos y de extinción de las augitas para los distintos tipos de rocas y los resultados los resumimos en el Cuadro 12.

Observando las medidas de todas estas rocas, podemos deducir que, a grandes rasgos, el ángulo de extinción varía en sentido inverso respecto del ángulo de ejes ópticos, aunque este he-cho no se aprecie claramente en las medias computadas.

La augita se presenta comunmente maclada según el plano 100. También se pueden evidenciar zonados, en los que generalmente la zona exterior presenta menor  $2V_2$  (de 1 a 15°) que la zona interna, aumentando lógicamente el ángulo de extinción desde el interior al exterior.

Si observamos el gráfico elaborado por varios autores en

MEDIDAS OPTICAS EN LOS CLINOPIROXENOS DE LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

GRUPO PETROGRAFICO	2V <sub>z</sub> (max, min)	C A Z (max, min)	OTROS DATOS	
GABROS OLIVINICOS	51.5 (58, 46) 28 valores	46.5 (55, 41) 25 valores	Formas alotriomorfas-subidiomorfas. Formas idiomorfas y subidiomorfas en Gabros alcalinos. Tamaño variable (< 2-3 cms. hasta microscópico).	AUGITA - AUGITA TITANADA
GABROS	50 (56, 44) 44 valores	48 (53, 41) 43 valores	Color amarillo marrón (X<Y>Z). Maclado poco frecuente segun 100	
GABROS ALCALINOS	50.5 (56, 43) 25 valores	46.5 (53, 41) 24 valores	Zonado con variaciones de 2V <sub>z</sub> entre 1º y 15º. Zona externa con 2V <sub>z</sub> menor (titánadas).	
SIENITAS NEFELINI CAS.	68 (76, 58) 12 valores	48 (57, 42) 10 valores	Formas alotriomorfas-subidiomorfas. Tamaño microscópico. Color verde-amarillo (X<Y=Z) Sin maclado. Zonado inapreciable. Crece en los bordes de augita o como cristales individuales. C A A <sub>1</sub> = 14. Sólo se presentan en gabros alcalinos.	AUGITA CON EGIRINA (10% Na <sup>+</sup> , Fe <sup>++</sup> )

DEER et al. (1963, pag. 125) (sistema  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 - (\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ), podemos explicar este zonado por una disminución de Ca en el magma, que es lógica, puesto que ya hemos indicado que augita y plagioclasa cristalizan al mismo tiempo.

GASTESI et al. (1966) encuentran para las rocas granudas - augitas con valores ópticos semejantes, y con pequeñas diferencias que pueden ser achacables al error del método óptico. Estos autores analizaron químicamente tres clinopiroxenos de distintas rocas granudas, resultando proyectados en el límite de los campos de la augita y salita.

Tanto GASTESI (1969) en el estudio de las rocas básicas y ultrabásicas del Complejo Basal de Fuerteventura, como MUÑOZ -- (1969) en la formación alcalina de la misma isla, hallan para -- los clinopiroxenos valores análogos a los de La Palma, aunque -- los valores más frecuentes sean algo inferiores en el caso de la primera autora.

La augita puede presentarse transformada a kaersutita tanto en su interior como en sus bordes. Este fenómeno puede considerarse de carácter magmático final y no de tipo secundario, como lo atestigua el hecho de que aparezca en rocas que no han sufrido ningún proceso de metasomatismo de propilitización. A veces los bordes de augita se hallan transformados a actinolita y/o clorita de carácter propilitico.

#### 11.3.b.- AUGITA CON EGIRINA.

Este clinopiroxeno solamente se encuentra en gabros alcalinos, y se trata de augita con egirina ( $\approx 10\%$  de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Fe}^{+++}$ ) - (TROGER, 1971).

Es perfectamente diferenciable de la augita de la inmensa

mayoría de las rocas de La Caldera por los caracteres ópticos - que presentamos en el Cuadro 12, siendo definitivos el ángulo de ejes ópticos y el color verde, a veces muy acentuado,

Por sus características este piroxeno es análogo al estudiado en esta misma isla de La Palma en los materiales sálicos del Sur de la isla por HERNANDEZ-PACHECO y NUEZ (en prensa).

#### 11.4.- PLAGIOCLASAS.

Las plagioclasas se presentan en la mayoría de las rocas de La Caldera, exceptuándose en melteigitas y sienitas nefelínicas. En muchos gabros las plagioclasas primitivas están totalmente transformadas a albita.

En general, el tamaño puede ser de dos tipos: a) grandes listones de plagioclasa de hasta 2 cms. de longitud, b) microlitos de plagioclasa. El hábito suele ser alargado.

Para conocer el % de anortita de las plagioclasas se ha recurrido al método de RITTMANN (RITTMANN, 1929; CHUDOBA, 1933; - EMMONS, 1959; RITTMANN y EL HINNAWI, 1961), corroborándose algunas de las medidas por los diagramas de VAN DER KAADEN (1951), - SLEMMONS (1962), BURRI et al. (1967) y TROGER (1971).

Las medidas por el método de RITTMANN han podido efectuarse debido a que los planos de macla 010 y 001 de la plagioclasa son fácilmente visibles.

Las leyes de macla encontradas de mayor a menor frecuencia han sido: karlsbad (39%), albita-karlsbad (23%), albita (21%), - albita-ala (14%), y mucho menos comunes se encontraron leyes de aclina (2%) y bayeno derecha (1%). Los resultados del % de anor-

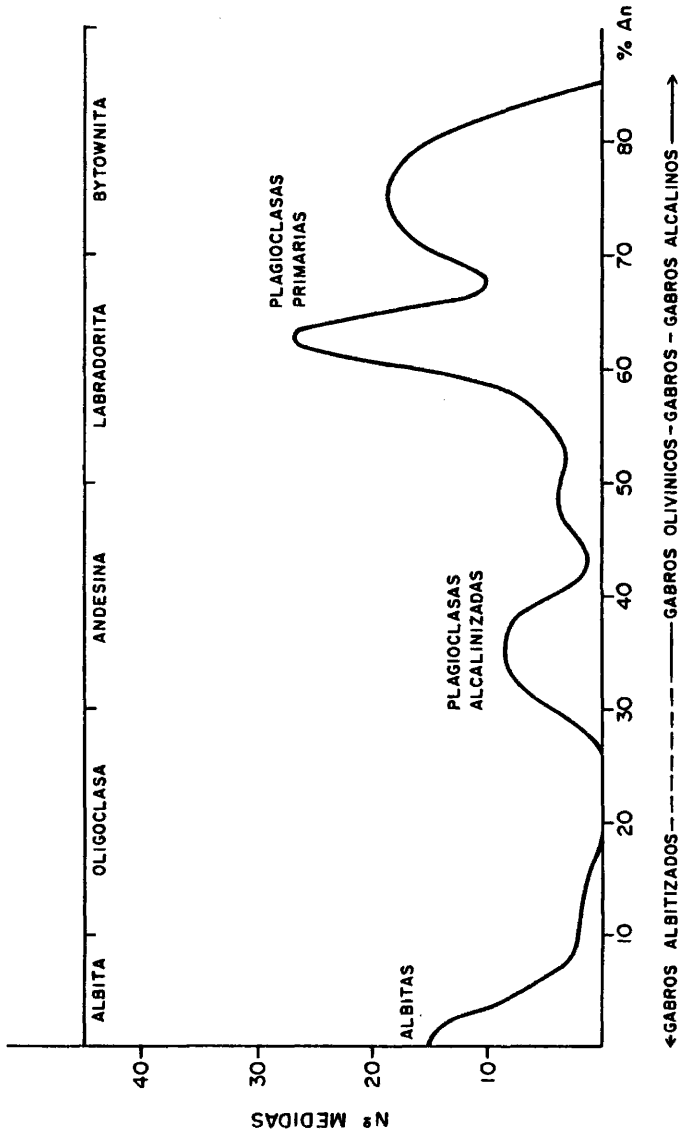


DIAGRAMA FRECUENCIA-COMPOSICION DE LAS PLAGIOCLASAS DE LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE

Fig. 103

tita obtenidos se presentan en la Fig. 103, donde se tiene que existen dos tipos de plagioclasas primarias, unas con un 75% de anortita aproximadamente (bitownita), y otras con un 63% (labradorita). No se ha llegado a apreciar que unas pertenezcan a un determinado tipo de roca y otras a otro, sino que ambas pueden darse en cualquiera de las rocas que contienen plagioclasa.

Pueden presentar zonados, siempre con el borde más alcalino que el centro. Dicha zonación alcanza en el borde valores del 30 al 40% de anortita o algo mayores. A veces la zonación pasa rápidamente en el borde del cristal a una zona no maclada y anubarrada de plagioclasa albitica.

Como se observa en la Fig. 103, aparece otro grupo de plagioclasas albiticas que se han medido, bien en el borde de las plagioclasas primarias, o bien, como cristales con claros síntomas de transformación. Es característico de ellos el que presenten pequeñas inclusiones que le dan un aspecto anubarrado, el que no presenten extinción ondulante, y que el plano de macla no esté tan nítidamente definido, como en el caso de las plagioclasas más básicas. Generalmente, tienen inclusiones de epidota y clorita y sus bordes, muy suturados, se hallan transformados, a veces, a feldespato potásico. Es muy característico que presente valores próximos a la albita pura, como ya expusieron HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1974) para las formaciones volcánicas submarinas de La Caldera de Taburiente.

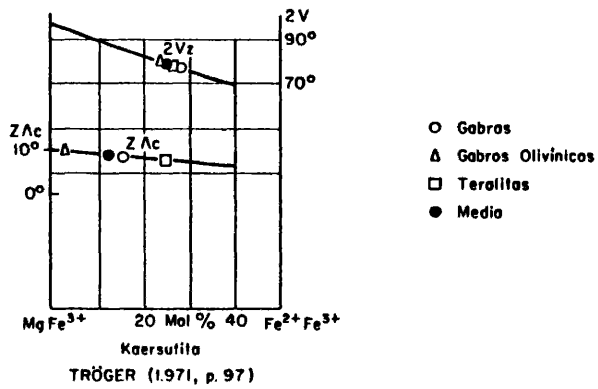
#### 11.5.- KAERSUTITA.

En los tipos petrográficos en estudio existe un anfibol de color amarillo- marrón, que por sus propiedades ópticas puede corresponder a una kaersutita con 10 - 30% de  $Fe^{2+}Fe^{3+} / Mg^{2+}Fe^{3+}$  (TROGER, 1971) (Cuadro 13 y Fig. 104).

CUADRO.- 13

MEDIDAS OPTICAS EFECTUADAS EN KAERSUITITAS DE LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

GRUPO PETROLOGICO	2V <sub>Z</sub> (máx, mín)	C Δ Z (máx, mín)	OTROS DATOS	10-30% Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> / Mg Fe <sup>3+</sup>
GABROS OLLIVINICOS	78.5 (88,72) 25 valores	9.5 (14, 5) 21 valores	Formas subidiomorfos, idiomorfos y alotropio morfos. Tamaños desde 2-3 cms. a microscópicos. Color amarillo = X < Y = Z = marrón rojizo.	
GABROS	76 (88, 58) 32 valores	8.5 (15, 3) 28 valores		
TERALITAS	77 (80, 70) 10 valores	8 (11, 5) 10 valores		
Media Total	77	8.5		



MEDIDAS OPTICAS EFECTUADAS EN KAERSUTITAS DE LAS  
ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE

Fig. 104



Este tipo de anfíbol se da en la mayoría de las rocas, ya sea como accesorio o como mineral esencial, aunque hay algunos tipos de rocas en que predomina, precisamente en los que hemos clasificado como gabros anfíbolíticos.

En melteigitas y sienitas nefelínicas, cuando existe, es un mineral accesorio de muy difícil medida por su escaso desarrollo.

En general, los cristales de kaersutita son subidiomorfos, con bordes lobulados. A veces son alotriomorfos, sobre todo si proceden de la anfíbolitización del piroxeno, y menos corrientemente se presentan idiomorfos. El tamaño varía desde microscópico hasta de 2 ó 3 cms. Los tamaños mayores son de formas alargadas, con desarrollo muy característico.

En algunas ocasiones la kaersutita está parcial o totalmente transformada a opacos, formando un amasijo disgregado de ellos (opacita, según TROGER, 1971). En otras ocasiones, la kaersutita se encuentra transformada en sus bordes a un anfíbol de color verde actinolítico.

#### 11.6.- BIOTITA Y CLORITA.

Pueden encontrarse en la mayoría de las rocas de La Caldera, aunque su abundancia relativa suele ser accesorio. Su hábito es típicamente tabular y el pleocroísmo para la biotita varía desde tonos amarillentos a rojos.

Los datos para la biotita coinciden con los de GASTESI et al. (1966) que encuentran un  $2V_x \approx 22$ . Aunque este dato no es determinativo para la biotita, pues en algunos casos es posible -- que se trate de una flogopita dado su pleocroísmo elevado hasta

colores amarillo-pálido y su formación en muchísimos casos a partir de oliyino.

En las rocas con claros síntomas de transformación metasomática la biotita suele estar totalmente transformada a clorita. Existen varios términos de cloritas, desde tipos incoloros a verdes, siendo su birrefringencia muy variable. La clorita se presenta siempre como mineral secundario, rellenando cavidades, o como transformación de otros minerales, principalmente biotita, kaersutita o augita.

#### 11.7.- NEFELINA Y ANALCIMA.

Estos feldespatoides sólo se presentan en los gabros alcalinos y pueden aparecer indistintamente juntos en una misma roca o no, siendo de mayor abundancia la nefelina. En melteigitas y sienitas nefelínicas la nefelina es muy abundante, tiende a rellenar los intersticios dejados por los demás minerales primarios siendo de los últimos minerales en cristalizar. Las formas pueden ser subidiomorfas y alotriomorfas, rara vez idiomorfas.

Es muy común que la nefelina se encuentre alterada a un producto de color pardo muy característico, hasta el punto de que a veces se reconoce la existencia de nefelina por este material anubarrado, no quedando apenas restos del primitivo cristal.

La analcima se encuentra ligada a venillas o pequeñas grietas en la roca, aunque otras veces se presenta en cristales tendentes al idiomorfismo e intersticiales. Va generalmente asociada a calcita.

#### 11.8.- FELDESPATOS ALCALINOS.

De entre ellos el más abundante es la albíta, que procede de la propilitización y suele estar rodeando los núcleos de plagioclasas más cálcicas (ver apartado 11.4).

El feldespato potásico y la anortosa son bastante menos abundantes, apareciendo en los gabros alcalinos fundamentalmente, bien como cristales aislados, o bien rodeando cristales de plagioclasa. La anortosa y ortosa son abundantes en las sienitas nefelínicas y melteigitas, mientras que el feldespato potásico tipo adularia está asociado a procesos secundarios en gabros s.l.

#### 11.9.- EPIDOTA.

La epidota es uno de los minerales de carácter propilitico que aparece más frecuentemente. Su aparición está claramente relacionada con la cantidad de plagioclasa primaria habida en la roca; así, en las rocas de tendencias peridotíticas, la epidota es más escasa que en los gabros, donde la plagioclasa, y por consiguiente la epidota, es muy abundante. Las formas son alotrópicas y raramente subidómorfas.

El color normal varía desde incoloro a incoloro-verdoso y verde.

Las medias de las medidas de  $2V_x$  y  $c \wedge X$  dan como resultado:

$$2V_x = 77 \quad ; \quad c \wedge X = -3 \quad ;$$

lo que corresponde a una epidota con el 40 Mol.% de clinzoisita ( $\text{HCa}_2\text{AlAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{13}$ ) / epidota ( $\text{HCa}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{13}$ ) (TROGER, 1971).

Mediante técnicas químicas HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ

SANTIN (1974) analizaron una epidota correspondiente a las rocas submarinas del Complejo Basal palmero, dando los resultados de - 68'6% de clinozoisita, 31% de epidota y 0'4% de piemontita, con un contenido más alto en clinozoisita que el obtenido por métodos ópticos en las rocas granudas.

Aparte de proceder de la transformación de plagioclasa, - la epidota puede formarse (aunque en menor cantidad) a expensas de biotita.

#### 11.10.- ACTINOLITA - TREMOLITA.

La actinolita es mucho menos abundante que el anfíbol marrón (kaersutita) y puede adquirir tonos verdes, verde-amarillos o ser incolora. Suele aparecer en los bordes de kaersutita y de augita.

El hábito, aunque variable y determinado muchas veces por el del cristal del que se neoforma, suele ser acicular y fibroso.

A pesar del escaso desarrollo de este mineral, se ha podido medir en alguno de ellos el ángulo de ejes ópticos y el ángulo de extinción, con los resultados de  $2V_x = 72'5$  y  $c \wedge Z = 20$ . Además  $X < Y < Z$ , X= incoloro-verdoso; Y= verde-amarillo, verde y Z= verde, amarillo-verde.

El mineral que presenta este  $2V_x$  tiene las características de varios anfíboles, aunque por su pleocroísmo y asociación mineralógica creemos que se trata de actinolita.

En muchas ocasiones la augita o la kaersutita pueden encontrarse transformadas a actinolita y esfena (o filenita).

Es de señalar que este mineral ya fue encontrado en las rocas submarinas del Complejo Basal de La Palma (HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, 1974) y en los diques-brecha dunfíticos de dicho Complejo (HERNANDEZ-PACHECO, 1975), aunque su aparición era muy accesoria.

En algunas rocas con olivino hemos encontrado que este mineral se transforma a un anfíbol incoloro, de hábito acicular, que penetra en finas agujas a través de los cristales de olivino. El ángulo de ejes ópticos es aproximadamente  $2V_x = 82$  y el de extinción  $c \wedge Z = 17$ .

Es difícil decidir de qué tipo de anfíbol puede tratarse, pero debido a la asociación mineralógica con olivino, debe tratarse de un anfíbol magnésico del tipo de la grammatita (tremolita).

Así, se tiene que cuando el anfíbol adquiere pleocroísmo en tonos verdes y un ángulo de ejes ópticos más bajo, debe tratarse de actinolita más férrica, siendo el producto característico de la transformación de augita y kaersutita, mientras que si el anfíbol no presenta coloración y procede del olivino, correspondería a tipos cercanos a tremolita.

#### 11.11.- GRANATE ANDRADITICO.

Este sólo se ha encontrado en gabros que ya han sufrido fenómenos de transformación por propilitización de cierta intensidad y principalmente en gabros albitizados.

El desarrollo de este mineral es escaso, presentándose como cristales muy pequeños que tienden a adquirir formas anulares. Se encuentra siempre asociado a calcita y epidota.

En las rocas volcánicas submarinas del Complejo Basal de La Palma también ha sido encontrado este mineral (HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, 1974), que mediante análisis químico se le identificó como andradita de quimismo bastante puro (94% de andradita). Tanto por las similitudes en su forma de aparición como por el tipo de roca en que yace, creemos que el granate estudiado podemos también atribuirlo al término andradita.

#### 11.12.- ESFENA.

Su aparición es más común en gabros y gabros albitizados. En algunas rocas la cantidad de esfena pasa de ser accesoria para presentarse como mineral esencial.

Este mineral se neoforma a partir de varios minerales:

- a) De augita, con aparición también de actinolita o clorita.
- b) De kaersutita, con aparición también de actinolita.
- c) De ilmenita.

#### 11.13.- ANHIDRITA.

En escasas preparaciones y de forma dispersa por La Caldera, aparece un mineral incoloro, sólo visible al microscopio, - con débil pleocroísmo de relieve y con índice de refracción entre 1'54 y 1'60. Su birrefringencia es alta, y el eje principal de elongación corresponde casi siempre con el eje  $\gamma$ .

Se ha podido medir el  $2V_z$  en algunos cristales, dando como media  $2V_z = 42$ . Su extinción es recta. Aparece asociado a calcita, y yace en zonas de venillas y pequeñas cavidades.

Por todas estas características se ha identificado al mi-

neral en cuestión como anhidrita,

Su origen puede ligarse tanto a la oxidación de sulfuros (pirita), como a la gran cantidad de Ca existente en plagioclasas y carbonatos. En algunos casos parece que la anhidrita está transformada a yeso.

Aunque aparece dispersa por toda La Caldera, la anhidrita parece ser más frecuente hacia la zona del Barranco del Almendro Amargo y de Rivaceras.

#### 11.14.- ZEOLITAS.

Las rocas granudas en que aparecen zeolitas son muy escasas y se limitan a los gabros alcalinos. En ellos se han encontrado dos tipos de zeolitas:

- 1) Thomsonita de composición cercana a  $\text{Na}_5\text{Ca}_7\text{Al}_{19}\text{Si}_{21}\text{O}_{80} \cdot 24\text{H}_2\text{O}$ . Hábito fibroso-radial. Incolora.  $2V_z = 63^\circ$  (entre 60 y 68). El eje mayor de elongación  $c = Y$ . Aparece asociada a nefelina y plagioclasa y posiblemente sea uno de sus productos de alteración.
- 2) Escolecita. También de hábito fibroso. El  $2V_x = 45^\circ$  (entre 44-49) y  $cAX = 5$  (a veces pseudorrómbica). El mineral que puede corresponder a estas características es la escolecita (TROGER, 1971), aunque con reservas debido a la escasez de medidas. Al igual que la thomsonita, aparece asociada a nefelina y plagioclasa y tendiendo a rellenar pequeñas cavidades.

Ambos tipos de zeolitas, con bajo contenido en agua, son característicos de la "facies de las zeolitas" y por los datos -

experimentales dejan de ser estables a temperaturas del orden de 200-250°C (SOBOLEY, 1972).

#### 11.15.- OTROS MINERALES.

Los minerales de este apartado son todos accesorios, bien sean de carácter magmático o ligados a los procesos de propilitización.

##### Apatito.

Está presente en la gran mayoría de las rocas de La Caldera. Es de destacar que en tipos con fenómenos de transformación secundaria avanzados, el apatito adquiere gran desarrollo y abundancia, existiendo algunas rocas con agujas de apatito de hasta 3 cms. de longitud.

##### Opacos.

De entre los minerales opacos cabe destacar la existencia de pirita, observable en algunas rocas a simple vista y en formas bastante idiomorfas. Otros tipos de opacos adquieren formas geométricas triangulares y pseudo hexagonales, con formas esqueléticas, en espigas de pescado, etc. siendo tanto estos últimos como los de formas geométricas característicos de la ilmenita. Otro opaco existente es la magnetita.

##### Calcita y cuarzo.

Estos minerales aparecen en pequeños diques y filoncillos en todo el área de La Caldera, siendo mucho más abundante calcita que cuarzo. La calcita es muy común en cualquier tipo de roca, llegando incluso a formar filoncillos de varios centímetros de espesor. Ambos están ligados a procesos claramente secundarios. También hemos encontrado carbonatos sustituyendo a plagioclasa cálcica y a augita en procesos de fuerte carbonatación. Un análisis



-297-

sis realizado en una calcita de las rocas submarinas por HERNAN  
DEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1974) dio una calcita pura con  
el 100% de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .

12.- ESTUDIO GEOQUIMICO DE LAS ROCAS GRANUDAS  
DE LA CALDERA DE TABURIENTE

### 12.1.- ANÁLISIS QUÍMICOS DE LAS ROCAS EN ESTUDIO Y SU ELABORACION

Se han realizado 63 análisis de rocas granudas subvolcánicas de La Palma para este trabajo. De estos análisis 19 corresponden a gabros olivínicos, 20 a gabros, 7 a gabros albitizados y 17 a gabros alcalinos, melteigitas y sienitas nefelínicas, representando la mayoría de los tipos descritos en el capítulo 8. En los cuadros 14, 15, 16, 17, 18 y 19 se tabulan todos estos análisis, incluyendo la norma CIPW de todos ellos.

Como puede observarse son rocas subsaturadas (sólo una de ellas presenta cuarzo normativo, pero se trata de una roca propiamente litizada) con olivino normativo. Además, en los gabros s.l. (análisis 1 al 46) hay aproximadamente un 50% de rocas con nefelina y el otro 50% sin ella y con hiperstena normativa; los gabros alcalinos presentan todos nefelina modal (y, lógicamente, normativa). Hay que destacar la aparición de leucita normativa en las melteigitas, que indica el alto grado de subsaturación y de alcalinidad de dichas rocas.

La gran mayoría de los autores acepta que las características petrológicas y geoquímicas de las rocas de las Islas Canarias encajan bien dentro de las series alcalinas y que se presenta un amplio espectro desde basaltos/basanitas (gabros/gabros alcalinos) a traquitas/fonolitas (sienitas/sienitas nefelínicas) (FUSTER et al., 1968 a, b, c y d; IBARROLA, 1970; RIDLEY, 1970; MIDDLEMOST, 1972; BRANDLE, 1973; HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA, 1973; FUSTER, 1975; CUBAS, 1978; SCHMINCKE, 1981; etc.), si bien algunos de ellos consideran que existen tendencias toleíticas. En el trabajo de BRANDLE y FERNANDEZ SANTIN (1979) ha sido suficientemente demostrada la no existencia de series toleíticas en el Archipiélago.

Aunque se ha representado la totalidad de los análisis en diversos diagramas usados rutinariamente en el proceso de cálculo geoquímico, ninguno de ellos ha sido tan útil como el método

CUADRO.- 14  
ANALISIS QUIMICOS Y NORMAS CIPW DE GABROS OLIVINICOS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	47.30	45.00	45.46	46.15	44.30	42.69	42.92	42.91	38.99	42.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.33	12.00	12.98	13.51	13.77	7.43	9.82	7.97	4.65	8.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.10	4.32	3.89	3.83	3.98	5.80	3.70	2.88	3.99	5.89
FeO	6.53	7.27	5.38	6.56	7.93	7.00	7.42	9.59	10.15	6.74
MgO	13.68	12.59	12.88	13.09	12.57	18.67	17.33	18.88	33.30	16.10
CaO	12.43	12.14	13.84	10.73	10.31	12.14	11.58	12.71	3.39	11.01
Na <sub>2</sub> O	1.71	1.67	1.51	2.03	1.76	0.86	1.64	1.06	0.48	1.84
K <sub>2</sub> O	0.72	0.57	0.48	0.51	0.71	0.42	0.73	0.42	0.22	1.61
MnO	0.13	0.17	0.12	0.15	0.17	0.16	0.18	0.17	0.19	0.20
TiO <sub>2</sub>	1.88	2.38	1.74	1.35	2.38	1.85	2.15	1.77	0.86	2.99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.37	0.17	0.27	0.39	0.16	0.43	0.23	0.15	0.33
H <sub>2</sub> O	1.26	1.78	1.34	1.53	1.82	2.37	1.31	1.33	3.18	1.06
TOTAL	100.45	100.26	99.79	99.71	100.09	99.57	99.21	99.92	99.55	99.23
Or	4.26	3.37	2.84	3.01	4.20	2.48	4.31	2.48	1.30	9.51
Ab	14.47	14.13	11.69	17.18	14.89	7.28	6.09	1.44	4.06	4.62
An	18.39	23.56	27.22	26.25	27.58	15.17	17.28	15.75	9.88	10.92
Ne	-	-	0.59	-	-	-	4.22	4.08	-	5.93
Di	32.28	27.17	31.79	20.03	16.74	34.66	29.57	36.54	4.71	32.60
Hy	6.70	3.63	-	5.40	5.29	0.50	-	-	3.78	-
Ol	12.70	14.98	14.98	17.57	18.38	24.79	25.99	30.23	64.86	19.61
Mt	5.94	6.26	5.64	5.55	5.77	8.41	5.36	4.18	5.79	8.54
Il	3.57	4.52	3.30	2.56	4.52	3.51	4.08	3.36	1.63	5.68
Ap	0.88	0.86	0.39	0.63	0.90	0.37	1.00	0.53	0.35	0.76
MG	73.0	69.5	74.6	72.6	68.8	75.5	76.5	75.8	83.0	73.0
TT-Ind.	18.7	17.5	15.1	20.2	19.1	9.8	14.6	8.0	5.4	20.0

CUADRO.- 14 (Cont.)  
 ANALISIS QUIMICOS Y NORMAS CIPW DE GABROS OLIVINICOS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	44.25	41.40	40.80	44.53	46.15	43.75	36.67	45.45	43.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.60	5.91	6.68	5.57	7.03	12.02	6.09	11.08	10.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.70	5.98	3.93	4.53	3.69	4.94	7.80	2.61	2.15
FeO	5.90	8.34	10.29	6.10	4.81	7.11	8.98	9.66	10.06
MgO	17.44	18.46	25.59	23.96	19.90	13.56	29.53	13.10	16.73
CaO	13.61	14.34	5.70	11.30	13.27	11.13	3.50	10.93	11.22
Na <sub>2</sub> O	0.70	0.48	0.51	0.41	0.41	1.60	0.20	1.86	1.46
K <sub>2</sub> O	0.57	0.26	0.10	0.18	0.09	0.48	-	0.78	0.55
MnO	0.17	0.12	0.19	0.15	0.12	0.17	0.23	0.16	0.14
TiO <sub>2</sub>	1.35	2.73	1.14	1.77	1.66	2.33	0.24	2.14	2.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.13	0.23	0.07	0.13	0.27	0.10	0.47	0.22
H <sub>2</sub> O	1.56	1.78	5.22	1.82	3.19	2.75	6.31	2.02	1.01
CO <sub>2</sub>	1.25	-	-	-	-	-	-	-	0.33
TOTAL	100.23	99.93	100.38	100.39	100.45	100.21	100.04	100.26	99.78
Or	3.37	1.54	0.59	1.06	0.53	2.84	-	4.61	3.25
Ab	5.92	0.29	4.32	3.47	3.47	13.54	1.69	15.74	8.13
An	15.91	13.20	15.64	12.83	17.08	24.20	15.72	19.58	20.34
Ne	-	2.04	-	-	-	-	-	-	2.29
Di	33.71	45.03	8.85	33.58	37.55	23.14	0.78	25.38	25.47
Hy	11.19	-	16.78	10.57	16.79	4.60	14.09	1.37	-
Ol	14.60	21.89	40.59	26.97	13.03	16.84	49.06	22.62	30.72
Mt	8.26	8.67	5.70	6.57	5.35	7.16	11.31	3.78	3.12
Il	2.56	5.18	2.17	3.36	3.15	4.43	0.46	4.06	4.20
Ap	0.30	0.30	0.53	0.16	0.30	0.63	0.23	1.09	0.51
Cc	2.84	-	-	-	-	-	-	-	0.75
MG	76.2	73.1	78.9	82.6	83.2	70.3	78.9	68.8	73.8
TT-ind.	9.3	3.9	4.9	4.5	4.0	16.4	1.7	20.3	13.7

CUADRO.- 15  
ANALISIS QUIMICOS Y NORMAS CIPM DE GABROS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO <sub>2</sub>	41.60	41.10	42.12	47.30	42.44	47.70	43.86	42.69	39.88	44.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.17	15.79	16.03	17.28	11.93	16.08	16.55	15.39	13.86	16.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.88	5.42	5.92	5.23	8.84	4.26	4.73	6.96	7.40	6.72
FeO	6.26	6.03	6.63	5.29	9.61	3.68	5.38	7.02	8.41	5.51
MgO	11.07	8.04	7.08	4.80	8.66	8.67	7.73	6.89	8.17	5.47
CaO	16.09	15.36	11.26	7.02	9.51	12.73	13.17	10.53	11.12	8.19
Na <sub>2</sub> O	1.48	1.47	2.89	4.73	2.10	2.73	2.67	2.98	2.67	4.00
K <sub>2</sub> O	0.50	0.26	1.38	2.05	0.61	0.31	0.92	0.73	0.89	1.39
MnO	0.16	0.14	0.16	0.25	0.19	0.11	0.13	0.13	0.23	0.32
TiO <sub>2</sub>	3.88	4.12	3.75	2.73	4.81	1.82	2.93	4.33	4.79	3.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.16	0.64	0.82	0.40	0.35	0.28	0.33	0.62	1.00
H <sub>2</sub> O	0.79	1.61	1.46	2.40	1.04	2.12	0.87	1.22	1.49	1.72
CO <sub>2</sub>	-	-	-	0.36	-	-	0.55	-	-	0.74
TOTAL	100.03	99.50	99.32	100.26	100.14	100.56	99.77	99.20	99.53	99.24
Or	2.95	1.54	8.16	12.12	3.60	1.83	5.44	4.31	5.26	8.21
Ab	1.33	6.64	13.13	33.70	17.77	23.10	13.85	21.49	12.48	32.80
An	22.36	35.72	26.69	19.87	21.33	30.71	30.46	26.46	23.21	22.04
Ne	6.06	3.14	6.14	3.43	-	-	4.73	2.02	5.48	0.57
Di	43.97	30.71	19.62	5.77	18.33	23.53	23.20	18.42	21.93	5.77
Hy	-	-	-	-	13.97	3.48	-	-	-	-
Ol	5.03	4.09	6.95	7.50	1.23	5.34	6.90	6.20	8.42	7.67
He	0.36	-	-	-	-	-	-	-	-	1.59
Mt	9.45	7.86	8.58	7.58	12.82	6.18	6.86	10.09	10.73	7.44
Il	7.37	7.82	7.12	5.18	9.14	3.46	5.56	8.22	9.10	7.45
Ap	0.35	0.37	1.48	1.90	0.93	0.81	0.65	0.76	1.44	2.32
Cc	-	-	-	0.82	-	-	1.25	-	-	1.68
MG	64.3	59.8	54.5	49.3	49.9	70.0	61.9	51.2	52.3	48.9
TT.-Ind.	10.3	11.3	27.4	49.2	21.4	24.9	24.0	27.8	23.2	41.6

CUADRO.- 15 (Cont.)  
ANALISIS QUIMICOS Y NORMAS CIPM DE GABROS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO <sub>2</sub>	42.90	46.90	46.65	40.41	42.15	42.90	48.06	43.36	43.15	41.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.83	20.23	19.04	14.68	13.80	14.18	14.56	14.18	13.16	11.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.31	5.48	4.03	6.25	7.13	6.25	3.08	7.81	7.09	8.33
FeO	6.29	4.35	4.63	6.19	6.80	6.64	8.07	6.53	6.55	7.46
MgO	5.51	3.24	3.49	8.26	7.18	7.08	8.07	8.36	9.25	10.92
CaO	11.06	7.80	8.79	10.67	12.45	10.67	10.67	11.08	11.77	12.18
Na <sub>2</sub> O	3.68	4.71	4.47	3.54	2.99	3.59	3.07	2.73	2.83	1.84
K <sub>2</sub> O	1.33	1.25	1.56	0.38	0.75	0.64	0.59	0.48	0.75	0.67
MnO	0.18	0.24	0.15	0.19	0.26	0.23	0.13	0.21	0.21	0.20
TiO <sub>2</sub>	3.88	2.43	2.53	5.45	3.96	4.29	2.60	4.43	3.82	4.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.59	0.79	0.76	0.85	0.48	1.75	0.35	0.51	0.71	0.48
H <sub>2</sub> O	1.49	1.64	2.08	2.44	1.33	1.73	1.24	0.43	0.71	0.81
CO <sub>2</sub>	0.89	0.88	1.34	-	0.41	-	-	-	-	0.94
TOTAL	99.94	99.94	99.52	99.31	99.69	99.95	100.49	100.11	100.01	99.96
Or	7.86	7.39	9.22	2.25	4.43	3.78	3.49	2.84	4.43	3.96
Ab	19.32	39.86	35.79	17.67	16.30	27.16	25.98	23.06	17.80	15.57
An	25.48	27.98	27.28	23.04	22.02	20.69	24.21	25.02	20.99	20.62
Ne	6.40	-	1.10	6.66	4.88	1.75	0.02	0.02	3.33	-
Di	15.65	-	2.28	18.95	26.58	16.25	21.30	20.72	25.54	23.91
Hy	-	0.72	-	-	-	3.71	-	-	-	3.79
Ol	5.29	5.15	6.31	8.26	4.25	7.34	10.35	7.86	8.02	8.63
He	-	0.13	-	2.96	-	-	-	1.88	-	0.01
Mt	7.70	7.76	5.84	4.77	10.34	9.06	4.47	8.89	10.29	12.06
Il	7.37	4.62	4.81	10.35	7.52	8.15	4.94	8.41	7.26	8.28
Ap	1.37	1.83	1.76	1.97	1.11	4.05	0.81	1.18	1.64	1.11
C	-	0.87	-	-	-	-	-	-	-	-
Cc	2.02	2.00	3.05	-	0.93	-	-	-	-	2.14
Mg	50.2	41.4	46.1	58.6	52.3	53.9	60.1	55.5	59.1	59.6
Tl.-Ind.	33.6	47.2	46.1	26.6	25.6	32.7	29.5	25.9	25.6	19.5

CUADRO.- 16

ANALISIS QUIMICOS Y NORMAS CIPW DE GABROS ALBITIZADOS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

	40	41	42	43	44	45	46
SiO <sub>2</sub>	39.53	49.89	45.77	54.52	54.77	45.29	42.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.64	16.06	16.94	18.33	18.99	18.24	16.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.55	4.65	4.64	3.91	3.01	5.03	5.43
FeO	6.55	4.12	5.06	1.01	2.75	4.14	3.66
MgO	9.23	4.22	4.02	2.25	4.16	4.79	6.10
CaO	12.56	7.78	8.91	8.83	4.94	8.23	14.23
Na <sub>2</sub> O	2.26	4.92	4.15	6.16	6.20	3.92	2.91
K <sub>2</sub> O	0.72	1.99	2.15	0.09	2.12	1.55	0.32
MnO	0.18	0.14	0.23	0.10	0.07	0.16	0.12
TiO <sub>2</sub>	4.03	2.21	2.72	2.43	2.02	2.95	3.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.77	1.13	0.71	0.52	0.82	1.41
H <sub>2</sub> O	3.20	1.71	2.37	0.63	0.92	2.64	1.45
CO <sub>2</sub>	2.50	1.22	1.59	0.61	-	1.45	0.94
TOTAL	100.32	99.68	99.68	99.58	100.47	99.21	99.27
Q	-	-	-	2.59	-	-	-
Or	4.26	11.76	12.71	0.53	12.53	9.16	1.89
Ab	19.12	41.63	33.21	52.13	33.71	33.17	22.32
An	22.22	15.86	21.25	22.10	17.73	26.30	30.52
Ne	-	-	1.04	-	1.49	-	1.25
Di	17.03	7.83	4.35	7.04	2.64	-	19.40
Hy	0.02	1.13	-	2.34	-	5.43	-
Ol	10.77	4.27	6.64	-	6.40	4.55	4.34
He	-	-	-	3.91	0.78	1.36	3.98
Mt	9.50	6.74	6.73	-	3.24	5.32	2.10
Il	7.65	4.20	5.17	2.35	3.84	5.60	6.61
Tn	-	-	-	2.93	-	-	-
Ap	0.86	1.78	2.62	1.64	1.20	1.90	3.27
C	-	-	-	-	-	0.48	-
Cc	5.69	2.77	3.62	1.39	-	3.30	2.14
MG	60.0	50.1	46.8	50.1	60.6	52.8	59.1
TT-Ind.	23.4	53.4	46.9	55.2	63.7	42.3	25.5



CUADRO.- 17

## ANALISIS QUIMICOS Y NORMAS CIPW DE GABROS ALCALINOS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

	47	48	49	50	51	52	53
SiO <sub>2</sub>	44.33	41.57	42.64	41.45	43.70	42.25	45.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.59	10.56	16.68	14.67	11.53	7.90	13.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.51	5.54	6.03	6.43	4.88	4.83	3.93
FeO	7.50	6.92	5.21	6.70	6.01	9.98	5.53
MgO	7.41	12.58	5.44	8.93	9.74	14.61	8.12
CaO	10.30	15.24	10.39	12.98	15.53	14.72	12.98
Na <sub>2</sub> O	3.66	1.57	4.31	2.23	2.26	0.94	2.26
K <sub>2</sub> O	0.94	0.57	2.27	0.63	0.47	0.58	0.91
MnO	0.17	0.19	0.19	0.16	0.15	0.13	0.16
TiO <sub>2</sub>	4.77	4.23	3.43	4.51	3.26	3.54	2.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.41	0.91	0.22	0.25	0.18	0.46
H <sub>2</sub> O	0.75	0.68	1.96	0.78	2.89	0.61	4.06
CO <sub>2</sub>	-	0.06	-	-	-	-	-
TOTAL	100.34	100.12	99.96	99.69	100.67	100.27	99.66
Or	5.56	3.37	13.42	3.72	2.78	3.43	5.38
Ab	20.38	2.10	8.42	10.09	7.08	0.80	18.10
An	23.34	20.08	19.46	28.16	19.93	15.62	24.14
Ne	5.74	6.06	15.19	4.76	6.53	3.38	0.56
Di	19.79	41.04	22.28	27.09	43.55	44.76	29.50
Ol	8.24	9.64	2.25	6.78	4.08	17.04	7.04
He	-	-	0.88	0.19	-	-	-
Mt	6.54	8.03	7.47	9.04	7.08	7.00	5.70
Il	9.06	8.03	6.51	8.57	6.19	6.72	4.12
Ap	0.95	0.95	2.11	0.51	0.58	0.42	1.07
Cc	-	0.14	-	-	-	-	-
MG	56.5	68.1	50.8	59.1	65.4	67.3	35.2
TT-Ind.	31.7	11.5	37.0	18.6	16.4	8.1	24.0

CUADRO.- 18

ANALISIS QUIMICOS Y NORMAS CIPW DE MELTEIGITAS DE LA CALDERA -  
DE TABURIENTE.

	54	55	56	57	58
SiO <sub>2</sub>	41.23	43.00	39.30	42.05	39.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.63	20.11	12.10	14.80	9.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.10	4.16	7.12	6.16	8.00
FeO	5.14	2.52	7.24	4.12	5.87
MgO	7.96	5.23	8.01	7.36	12.18
CaO	16.12	11.06	15.10	14.19	14.96
Na <sub>2</sub> O	2.52	6.26	2.76	4.09	1.37
K <sub>2</sub> O	1.32	2.90	1.19	2.01	1.02
MnO	0.18	0.12	0.23	0.20	0.16
TiO <sub>2</sub>	3.20	1.82	4.35	2.93	4.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.07	0.80	0.83	0.47	0.51
H <sub>2</sub> O	1.86	1.78	1.32	1.20	1.72
CO <sub>2</sub>	-	-	-	0.07	1.27
TOTAL	100.33	99.76	99.55	99.65	99.85
Or	4.74	7.01	2.00	0.47	6.03
Ab	-	-	-	-	4.05
An	21.98	18.21	17.11	16.09	15.51
Lc	2.40	7.94	3.95	8.95	-
Ne	11.55	28.70	12.65	18.75	4.09
Di	39.71	24.47	40.92	39.53	36.86
Ol	0.99	1.18	1.09	-	9.28
He	0.67	1.93	-	2.41	3.03
Mt	7.88	3.24	10.32	5.44	7.21
Il	6.08	3.46	8.26	5.56	8.01
Ap	2.48	1.85	1.92	1.09	1.18
Cc	-	-	-	0.16	2.89
MG	60.2	62.8	54.3	60.6	65.3
TT-Ind.	18.7	43.6	18.6	28.2	14.2

CUADRO.- 19

ANALISIS QUIMICOS Y NORMAS CIPW DE SIENITAS NEFELINICAS DE LA -  
CALDERA DE TABURIENTE.

	59	60	61	62	63
SiO <sub>2</sub>	52.93	51.35	53.54	47.46	47.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.91	21.18	21.21	19.83	19.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.23	3.23	3.17	5.09	4.85
FeO	1.83	2.91	1.72	3.29	3.18
MgO	2.03	1.56	1.81	2.35	2.53
CaO	4.23	3.52	2.11	5.67	5.27
Na <sub>2</sub> O	6.25	7.30	7.59	5.43	5.56
K <sub>2</sub> O	3.79	5.82	4.03	3.82	3.68
MnO	0.18	0.16	0.11	0.20	0.19
TiO <sub>2</sub>	1.62	0.83	0.88	1.28	1.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.30	0.40	0.78	0.94
H <sub>2</sub> O	2.40	1.77	3.34	3.12	3.19
CO <sub>2</sub>	-	-	-	1.59	1.62
TOTAL	99.73	99.93	100.00	99.91	99.56
Or	22.40	34.39	23.82	22.58	21.75
Ab	37.23	16.42	40.71	32.59	36.45
An	15.08	7.84	7.85	12.97	9.79
Ne	8.48	24.57	12.74	7.24	5.74
Di	2.92	6.18	-	-	-
Ol	2.59	1.81	3.16	4.17	4.51
He	3.00	-	0.88	-	-
Mt	1.79	4.68	3.35	7.38	7.03
Il	3.08	1.58	1.67	2.43	2.37
Ap	0.76	0.70	0.93	1.81	2.18
C	-	-	1.48	2.01	2.87
Cc	-	-	-	3.62	3.68
MG	42.1	35.2	44.5	37.6	40.4
TT-Ind.	68.1	75.4	77.3	62.4	63.9

Denominación y localización de las muestras analizadas.

- 1.- 48262. Gabro olivínico. Bco. del Almendro Amargo.
- 2.- 64368. Gabro olivínico. Bco. de Verduras de Alfonso.
- 3.- 48210. Gabro olivínico. Bco. de los Cantos.
- 4.- 14268. Gabro olivínico. Bco. del Almendro Amargo.
- 5.- 42661. Gabro olivínico. Dos Aguas.
- 6.- 14267. Gabro olivínico. Bco. del Almendro Amargo.
- 7.- 14266. Gabro olivínico. Bco. del Almendro Amargo.
- 8.- 42658. Gabro olivínico. Dos Aguas.
- 9.- 64355. Gabro olivínico de tendencias troctolíticas. Base de Risco Liso.
- 10.- 42683. Gabro olivínico. Bco. de Rivaceras.
- 11.- 48266. Gabro olivínico de tendencias peridotíticas. Bco. del Almendro Amargo.
- 12.- 42667. Gabro olivínico de tendencias peridotíticas. Dos ---- Aguas.
- 13.- 14234. Gabro olivínico de tendencias peridotíticas. Dique. - Bco. de Las Angustias.
- 14.- 14349. Gabro olivínico de tendencias peridotíticas. Bco. de Rivaceras.
- 15.- 48215. Gabro con tendencias piroxeníticas. Bco. del Ciempiés.
- 16.- 14351. Gabro olivínico. Bco. de Los Cantos. Analista: A. Her nandez-Pacheco. Incl. 0.05 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y 0.05 NiO
- 17.- 14300. Dique-brecha dunfítico. Bco. Morro Tagaste. Analista: A. Hernandez-Pacheco. Incl. 0.24 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y 0.15 NiO.
- 18.- 14283. Gabro olivínico. Dique. Morro Negro. Analista: A. Her nández-Pacheco.
- 19.- 14250. Gabro olivínico. Bco. de Verduras de Alfonso. Analis- ta: A. Hernández-Pacheco.
- 20.- 48260. Gabro. Bco. del Almendro Amargo.
- 21.- 14295. Gabro. Bco. de Agua Cernida.

- 22.- 48217. Gabro. Base Morro de la Fortaleza.
- 23.- 64361. Gabro. Bco. de Verduras de Alfonso.
- 24.- 14343. Gabro. Bco. de Rivaceras.
- 25.- 48213. Gabro. Bco. del Ciempiés.
- 26.- 14313. Gabro. Tacote Grande.
- 27.- 42671. Gabro. Dos Aguas.
- 28.- 59535. Gabro. Bco. de Rivaceras.
- 29.- 14258. Gabro. Bco. de Verduras de Alfonso.
- 30.- 14337. Gabro. Bco. del Limonero.
- 31.- 14312. Gabro. Tacote Grande.
- 32.- 14259. Gabro. Bco. de Taburiente.
- 33.- 42664. Gabro. Dos Aguas.
- 34.- 14246. Gabro. Bco. de Los Cantos.
- 35.- 42602. Gabro. Bco. del Ciempiés.
- 36.- 48228. Gabro. Base Morro de La Fortaleza.
- 37.- 42546. Gabro. Dos Aguas.
- 38.- 42685. Gabro. Bco. de Rivaceras.
- 39.- 42673. Gabro. Dos Aguas.
- 40.- 14368. Gabro albitizado. Bco. de Taburiente.
- 41.- 14271. Gabro albitizado. Bco. del Almendro Amargo.
- 42.- 14254. Gabro albitizado. Base Morro de La Fortaleza.
- 43.- 42603. Gabro albitizado. Bco. del Ciempiés.
- 44.- 37793. Gabro albitizado. Bco. de Rivaceras.
- 45.- 14326. Gabro albitizado. Bco. de Huanaguao.
- 46.- 14350. Gabro albitizado. Bco. de Las Traves.
- 47.- 48224. Teralita. Bco. de Verduras de Alfonso.
- 48.- 14359. Teralita. Bco. del Salto del Agua.
- 49.- 42688. Teralita. Bco. de Rivaceras.
- 50.- 59537. Teralita. Bco. de Huanaguao.
- 51.- 48231. Teschenita. Bco. de Verduras de Alfonso.
- 52.- 14375. Yamaskita. Bco. de Rivaceras. Analista: A. Hernán---  
dez-Pacheco.
- 53.- 14340. Essexita. Bco. de Altaguna.

- 54.- 14345. Melteigita. Bco. de Rivaceras. Analista: A. Hernández-Pacheco.
- 55.- 59547. Melteigita. Bco. de Rivaceras.
- 56.- 59544. Melteigita. Bco. de Rivaceras.
- 57.- 67311. Melteigita. Bco. de Rivaceras.
- 58.- 67316. Melteigita. Bco. de Rivaceras.
- 59.- 37833. Sienita nefelínica. Dos Aguas.
- 60.- 64384. Sienita nefelínica. Bco. de Rivaceras.
- 61.- 42688. Sienita nefelínica. Bco. de Rivaceras.
- 62.- 14336. Sienita nefelínica. Bco. de Rivaceras.
- 63.- 67313. Sienita nefelínica. Bco. de Rivaceras.

Todos los análisis, excepto los que están especificados, han sido realizados por J. de la Nuez.

de representación de Zavaritzkii. Este método de representación de Zavaritzkii (ZAVARITZKII, 1954) es uno de los sistemas de representación más completo porque expresa al mismo tiempo la variación de los óxidos más importantes de la roca y la evolución de la serie magmática en que se inserta dicha roca. Ha sido utilizado por varios autores: ZAVARITZKII y SOBOLEV (1964), GERASIMOVSKI et al. (1966), FERNANDEZ SANTIN (1969), HERNANDEZ-PACHECO (1969), GORSHKOV (1970), ANGUITA (1972), HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA (1973), CUBAS (1978), HERNANDEZ-PACHECO y NUEZ (en prensa), etc.; tanto para caracterizar el quimismo y la mineralogía de un grupo de rocas plutónicas o volcánicas, como para visualizar la pauta evolutiva de la serie.

Posteriormente, se calcula el grado de fusión parcial de diversas rocas de las diferentes unidades volcanoestratigráficas de La Palma, a partir de elementos incompatibles de la manera - que luego explicaremos.

#### 12.2.- REPRESENTACION EN EL DIAGRAMA DE ZAVARITZKII DE LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE

En la Fig. 105 se ha representado el conjunto de análisis de rocas granudas de La Caldera de Taburiente en el diagrama de vectores de Zavaritzkii.

En ella se observan dos series, una de ellas de baja alcalinidad y subsaturación, que abarca lo que en los grupos petrográficos hemos denominado gabros s.l. y teralitas, y la segunda de mayor alcalinidad y subsaturación, que incluye la parte restante de gabros alcalinos (melteigitas), quedando las sienitas nefelínicas en una posición intermedia y de difícil asignación, puesto que parecen ser una continuación de la evolución de los gabros s.l. de la primera serie, aunque no queda muy claro.

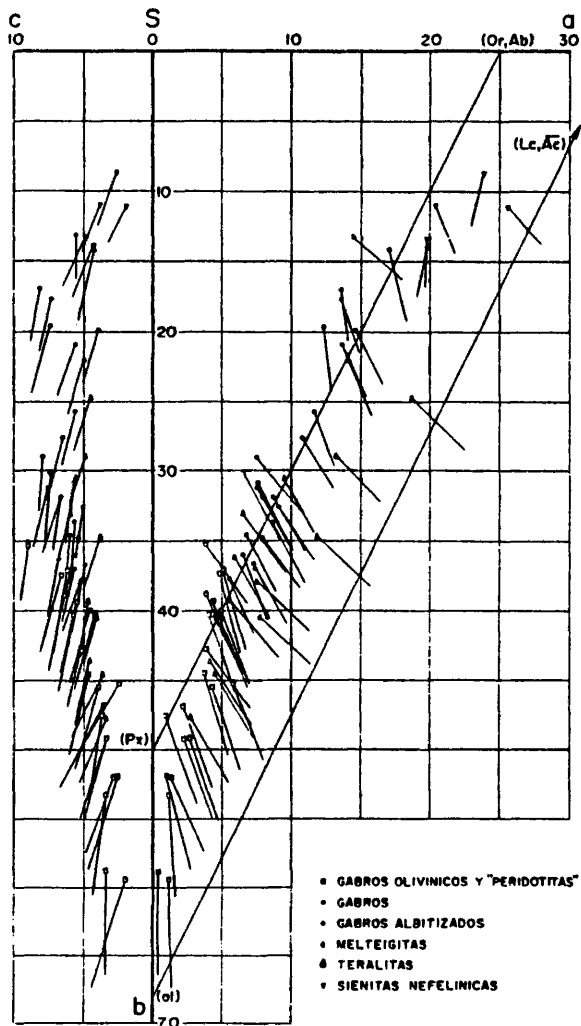


Fig. 105.- REPRESENTACION EN EL DIAGRAMA DE ZAVARITZKII DE ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.



La primera serie sigue una pauta de evolución de las series de baja alcalinidad típicas dentro del Archipiélago Canario. Parte de los términos podemos considerarlos acumulados, bien de olivino o bien de clinopiroxeno, por proyectarse los vectores - muy cerca del punto de representación de estos minerales, que evolucionan a términos más alcalinos, llegando la mayoría de los vectores a situarse dentro del campo de saturación o campo Cuarzo - Albita, Ortosa - Piroxeno. Así pues, tenemos que los términos con la característica  $b > 40$  son los claramente subsaturados y con abundante cantidad de minerales ferromagnesianos y coinciden a grandes rasgos con los tipos rocosos correspondientes a los gabros olivínicos y acumulados.

Para un parámetro  $20 < b < 40$  aparecen los gabros s.s. y comienzan a proyectarse dentro del campo saturado (Q, Ab - Or, Px), aunque los tipos con algo de nefelina normativa siempre  $< 6\%$  se proyectan fuera del mismo. De todas formas la tendencia evolutiva general indica algo de saturación aunque tengan algo de olivino o nefelina normativos.

El hecho de que los gabros albitizados sean los términos finales de esta serie de gabros nos indica que dichos gabros albitizados pertenecen a la misma serie de los gabros, sólo que sobre ellos se ha sobreimpuesto un fenómeno de transformación secundaria que ya se ha comentado en otros apartados.

Las teralitas no se diferencian en nada de los gabros o de los gabros olivínicos, pues aunque presentan nefelina modal, la nefelina normativa es baja ( $< 10\%$ ), por lo cual se asemejan a los gabros s.l. En definitiva se proyectan dentro de la misma serie de baja alcalinidad que los gabros s.l. No ocurre así con las melteigitas, que si bien en los términos más básicos se asemejan a los gabros olivínicos, en los términos menos básicos difieren claramente de la tendencia de la primera serie. Así tenemos que los únicos representantes genuinos de la serie de mayor

alcalinidad son estas rocas, muy subsaturadas y alcalinas, que se separan perfectamente de la primera serie..

Las sienitas nefelínicas no muestran una tendencia clara, pues parecen estar a caballo entre las dos series. Aunque son términos alcalinos y subsaturados, parecen ser la continuación de la pauta evolutiva de la serie de baja alcalinidad y no de la de alta alcalinidad, a pesar de que exista una relación de campo clara entre la apófisis de melteigitas y las venas y diquecillos de sienitas nefelínicas, y a pesar de ser también las rocas más alcalinas representadas en el diagrama. No hay que descartar que algunas de ellas puedan pertenecer al grupo de alta alcalinidad por su proyección en el diagrama.

En cuanto a la relación Mg/Ca en los minerales ferromagnesianos, parece existir también una diferencia ostensible entre la serie menos alcalina y la de mayor alcalinidad, pues mientras que los vectores de la primera se encuentran menos inclinados con respecto al eje Sb (lo que indica predominio del Mg frente al Ca), los vectores de la segunda tienen una inclinación mayor con respecto a dicho eje, lo que indica mayor contenido en Ca en los minerales ferromagnesianos que en Mg. En cualquier caso se trata de una tendencia general, que desde luego no es aplicable a los gabros albitizados y a las rocas ricas en aluminio (vectores del campo aSb inclinados hacia la izquierda), por no reflejar directamente los procesos magmáticos.

Si estudiamos los vectores que se proyectan en el campo cSb, pueden obtenerse dos características de la serie. La primera, que el contenido en anortita de estas rocas no es muy alto, pues  $c < 10$  y la tendencia de la serie es la normal para las series alcalinas canarias, es decir, se evoluciona desde un bajo contenido en calcio a un contenido mayor, para luego en los términos más diferenciados volver a contenidos en Ca menores. En toda la serie no hay términos sobresaturados en álcalis, ni siquie

ra en la serie de mayor alcalinidad, pues ninguno de los vectores de la izquierda sobrepasa el eje Sb.

La segunda peculiaridad de los vectores en el campo cálcico del diagrama es que la relación Na/K es muy constante en la mayoría de estas rocas granudas, como lo atestigua el que la inclinación de dichos vectores se conserve análoga en toda la serie, si exceptuamos los acumulados máficos y los términos más diferenciados.

Las relaciones de campo indican que la serie más alcalina y subsaturada es más moderna que la de baja alcalinidad y subsaturación, pues considerando los gabros alcalinos en general, o la apófisis de melteigitas en particular, observamos que son las rocas menos afectadas por los fenómenos secundarios y las menos atravesadas por diques, junto con algunas masas plutónicas de gabros olivínicos de la zona de los barrancos que tributan al Riva ceras. Precisamente, algunos gabros olivínicos tienen tendencia a una mayor alcalinidad que la serie que le corresponde.

En síntesis, podemos indicar que existen dos series de quimismo distinto y que la serie de mayor alcalinidad es más moderna que la menos alcalina.

Hasta ahora no existen datos analíticos de otras rocas - del Complejo Basal, ya sea de diques o de la serie submarina, excepto los presentados por HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1974), los cuales muestran una evolución idéntica a las rocas granudas de la serie menos alcalina, a excepción de las rocas sálicas, que se separan de la línea evolutiva. Esta divergencia - puede ser debida bien a que estas rocas primitivamente presentaban un quimismo más asimilable a traquitas y/o sienitas que a - las sienitas nefelínicas de las rocas subvolcánicas, o bien a - que debido a procesos metasomáticos se ha borrado su quimismo - primitivo y se han apartado de la serie evolutiva general, o tam

bién por ambas razones a la vez.

### 12.3.- REPRESENTACION EN EL DIAGRAMA a,(-Q) DE LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE

Con la característica numérica "a" de Zavaritzkii, proporcional a la alcalinidad, y el parámetro Q, proporcional al contenido en sílice, que en este caso es -Q por tratarse de rocas subsaturadas, se ha construido el diagrama binario a,(-Q) (GERASIMOVSKI et al., 1966; CUBAS, 1978; HERNANDEZ-PACHECO y NUEZ (en prensa)) representado en la Fig. 106.

En este diagrama las rocas granudas de La Caldera de Taburiente de un mismo afloramiento o de afloramientos cercanos entre sí se alinean según rectas de pendientes negativas, que van desde mayor alcalinidad y subsaturación hasta menor, o viceversa.

Esta alineación en rectas indica que los distintos tipos rocosos representan sucesivos estadios dentro de un mismo proceso magmático con fenómenos de cristalización fraccionada u otro sencillo para cada una de las apófisis o pequeños plutones representados.

Atendiendo a la pendiente de dichas rectas, podemos dividir las claramente en dos tipos: el primero formado por el grupo de los gabros s.l., cuyas líneas indican una tendencia rápida a baja subsaturación con variación muy pequeña de la alcalinidad; mientras que el segundo formado por melteigitas y sienitas nefelínicas, cuyas pendientes indican que en su evolución hay una variación análoga entre la alcalinidad y la subsaturación, además de ser más subsaturados que el tipo primero.

Serían necesarios más análisis para poder precisar más la pendiente exacta de ambos grupos y poder relacionar dichas

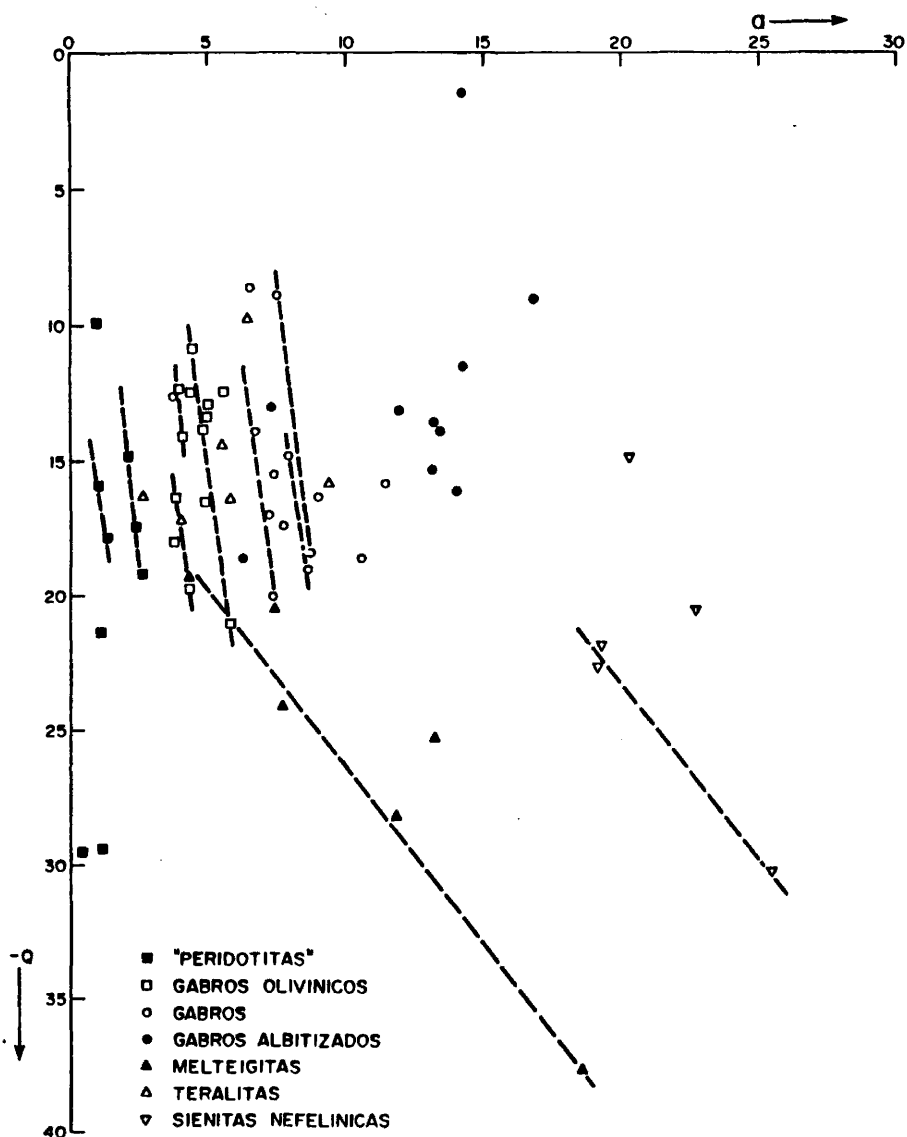


Fig. 106.- REPRESENTACION EN EL DIAGRAMA  $\alpha$ , -Q DE ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE.

series con otras, bien volcánicas o bien plutónicas, de la isla o de otras islas afines.

En el diagrama de la Fig. 106 también se puede apreciar que para análogo grado de subsaturación, dentro del grupo de los gabros s.l. hay un aumento en la alcalinidad, desde rocas de tendencias peridotíticas hasta gabros, lo cual nos indica que si bien dichas rocas se han originado a partir de fundidos distintos, su evolución ha seguido en todos los casos unas pautas similares. Otro punto destacable es que los gabros albitizados al haberse enmascarado las tendencias primitivas por variaciones importantes en el quimismo de las rocas, no muestran ningún tipo de pauta evolutiva, pero se observa que dichos gabros se relacionan con los demás gabros s.l. y no con las rocas más alcalinas, confirmando lo dicho en el diagrama de Zavaritzkii, es decir, que derivan de los gabros s.l.

#### 12.4.- COMPARACION ENTRE EL QUIMISMO DE LAS ROCAS GRANUDAS DE LA DE LA CALDERA DE TABURIENTE Y EL DE LAS ROCAS PLUTONICAS DE LOS COMPLEJOS BASALES DE FUERTEVENTURA Y LA GOMERA

En la Fig. 107 se representa en un diagrama de Zavaritzkii los análisis de las rocas plutónicas de los complejos basales de Fuerteventura y La Gomera hasta ahora publicados (FUSTER et al., 1968; BARRERA et al., 1981; BRAVO, 1964 y CENDRERO, 1971) y se observa que en Fuerteventura también existen dos series de rocas, una menos alcalina que la otra.

Las rocas de Fuerteventura y La Gomera de la serie menos alcalina son comparativamente de menor alcalinidad y subsaturación que las rocas de la misma serie de La Palma. Es decir, que dentro de la misma serie del Complejo Basal, La Palma es algo más alcalina que las otras, como ya señalaron HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA (1973). Los términos diferenciados de dicha serie me-

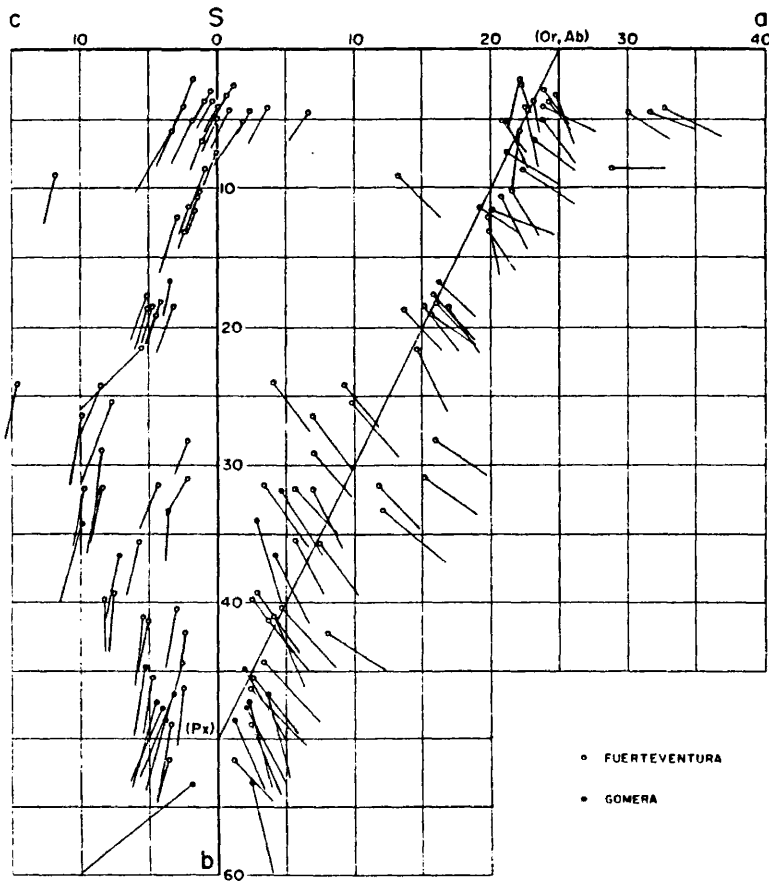


Fig. 107.- REPRESENTACION EN UN DIAGRAMA DE ZAVARITZKII DE ROCAS PLUTONICAS DE LOS COMPLEJOS BASALES DE FUERTEVENTURA Y LA GOMERA.

nos alcalina en Fuerteventura se encuentran en el límite del campo de la saturación, mientras que las sienitas de La Palma, aunque se poseen pocos análisis, son también algo más alcalinas y subsaturadas que las de Fuerteventura. En La Gomera hasta ahora no existen análisis de rocas granudas sálicas y por los trabajos efectuados en el Complejo Basal gomero (BRAVO, 1964; CENDRERO, 1967, 1969 y 1971) no parece que existan estas rocas en plutones o apófisis de cierta envergadura, sino en venillas y diquecillos.

La serie más alcalina y subsaturada en Fuerteventura viene representada casi en su totalidad por los análisis de términos ijolíticos y sieníticos publicados por BARRERA et al. (1981) y asociados a carbonatitas. Los términos ijolíticos coinciden químicamente con los melteijítico-ijolíticos de La Palma, mientras que los sieníticos son algo más alcalinos y subsaturados que los de dicha isla.

En la Fig. 108, se representa mediante líneas curvas la tendencia evolutiva general de las rocas granudas de cada uno de los complejos basales canarios, partiendo de los orígenes de los vectores de Zavaritzkii. Unos diagramas análogos para cada uno de los ciclos volcánicos de todas las Islas Canarias fué efectuado por FUSTER (1975). En la figura se visualiza claramente la diferencia entre las dos series, e incluso dentro de la serie de baja alcalinidad se observa que los términos de La Palma son algo más alcalinos que los de Fuerteventura y La Gomera. De esta última se tienen realmente pocos datos, pero puede considerarse que la tendencia general es análoga a la de Fuerteventura o incluso algo menos alcalina. En dicha Fig. 108 también se ha proyectado dos rocas gabroides del centro de Gran Canaria hacia la zona de Las Lagunetas (análisis no publicados), y curiosamente una de ellas sigue la pauta de una de las series de La Palma, mientras que la segunda se proyecta cerca de la tendencia de dicha isla. Por la escasez de los datos no cabe aventurarse a esta



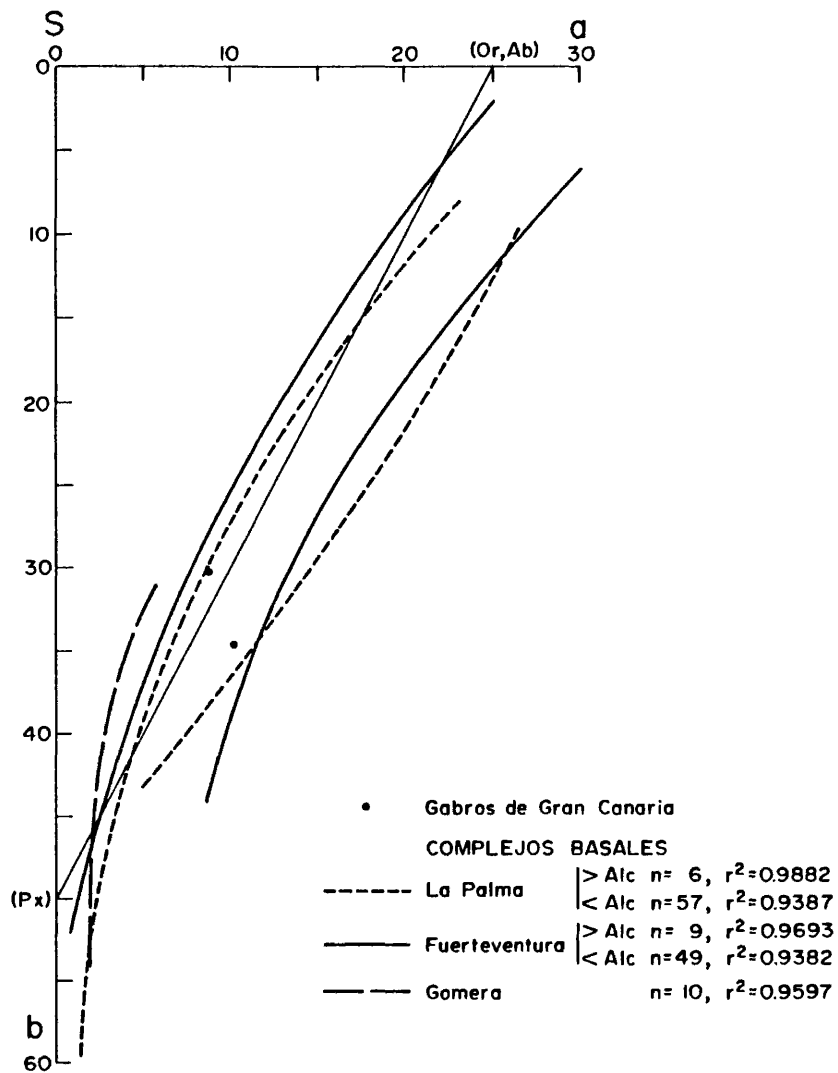


Fig. 108.- COMPARACION DE LAS CURVAS OBTENIDAS EN ROCAS DE LOS COMPLEJOS BASALES CANARIOS EN UN DIAGRAMA DE ZAVARITZKII.

blecer similitudes geoquímicas de estas rocas de Gran Canaria, - que además tienen problemas en cuanto a su posición volcanoestratigráfica con las de La Palma o de las demás islas.

El hecho de que exista un menor grado de alcalinidad en la tendencia de evolución de la serie menos alcalina de Fuerteventura y La Gomera, viene compensado en parte por una cantidad en Ca mayor en estas rocas, lo que se observa en el plano - cSb de la Fig. 107, donde se representan éstas en el diagrama de Zavaritzkii.

Es también de destacar que las únicas rocas granudas de los Complejos Basales canarios sobresaturadas en álcalis se encuentran en Fuerteventura, y son principalmente sienitas nefelíticas de la serie alcalina y algunas de las sienitas de la serie menos alcalina. También hay que resaltar que la serie más alcalina de Fuerteventura presenta un parámetro c muy reducido, comparado al de la misma serie de rocas de La Palma.

#### 12.5.- EVOLUCION GEOQUIMICA DE LOS TRES CICLOS MAGMATICOS DE LA ISLA DE LA PALMA

En la Fig. 109 se han representado en un diagrama de vectores de Zavaritzkii los datos de los análisis existentes en la isla de La Palma correspondientes al Complejo Basal, Series Antiguas y Series Recientes.

Para obtener una mayor claridad en el diagrama sólo se - han representado los orígenes de los vectores de Zavaritzkii.

Los análisis de las series postcomplejo basal ascienden a 233, han sido realizados en el Departamento de Petrología de - la Universidad Complutense de Madrid y la mayoría de ellos aún permanecen inéditos.

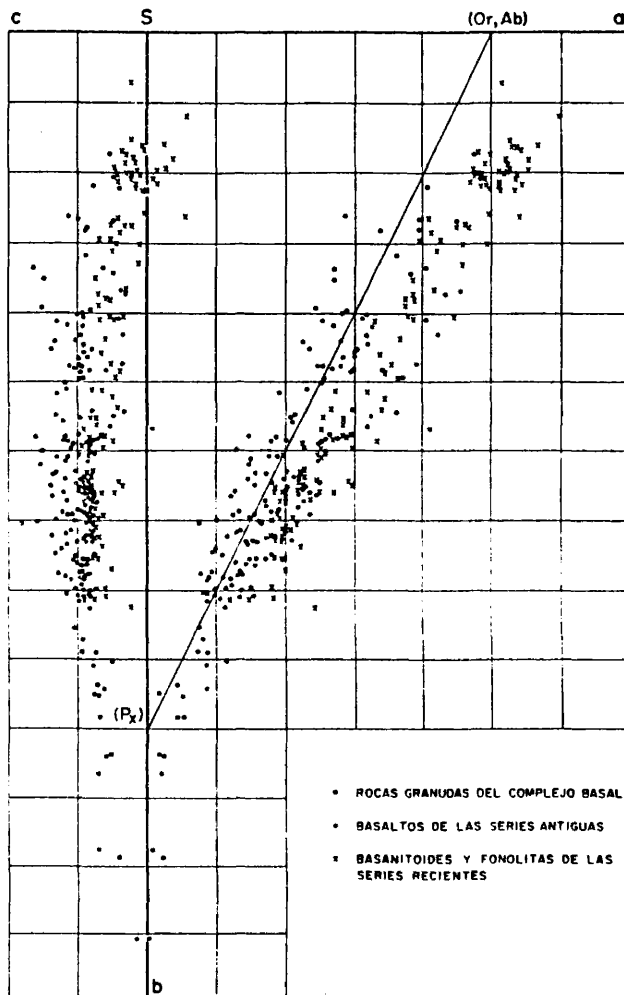


Fig. 109.- REPRESENTACION EN UN DIAGRAMA DE ZAVARITZKII DE LOS ANALISIS DE ROCAS DE LOS TRES CICLOS MAGMATICOS DE LA PALMA.

Dentro de las Series Antiguas se representan datos de - las Series de Cumbre Nueva y de las Series de la Pared (incluyendo el Macizo del Bejenado), mientras que como Series Recientes - incluimos los basanitoides, tefritas y fonolitas de Cumbre Vieja (Cuadro 1).

En dicha figura se observa que, en su conjunto, cada ciclo volcánico es más alcalino y subsaturado que el inmediatamente anterior. Así, considerando las rocas granudas del Complejo Basal globalmente, éstas son menos alcalinas y subsaturadas que las rocas de las Series Antiguas y, a su vez, éstas últimas son de menor alcalinidad y subsaturación que las Series Recientes. Esta idea ya fué avanzada por HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA (1973) que observaron que en todas las islas cada nuevo ciclo magmático era en su conjunto más alcalino que su inmediatamente predecesor. Para El Hierro esta hipótesis fué corroborada por PELLICER (1979) y puede confirmarse ahora para La Palma, gracias a un mayor número de análisis computados.

También se observa en la Fig. 109 que en cada nuevo ciclo se evoluciona hacia términos más sálicos, existiendo sobre todo en las Series Recientes (Cumbre Vieja) un importante episodio de rocas intermedias y sálicas (HERNANDEZ-PACHECO y NUEZ, en prensa), que para las Series Antiguas apenas existe.

En la misma figura anterior se llega a vislumbrar dentro de las Series Antiguas dos tendencias (de baja y mayor alcalinidad), análogas a las encontradas en las rocas del Complejo Basal. Abstrayendo cada una de dichas tendencias y considerándolas separadamente, hemos construido las curvas de la Fig. 110, donde se representa, además de las dos tendencias de las Series Antiguas, las respectivas del Complejo Basal y la pauta única de las Series Recientes. Hay que destacar que parte de las rocas de las Series Antiguas pertenecientes a las series basálticas de Cumbre Nueva no se ha considerado al dibujar esta última figura,

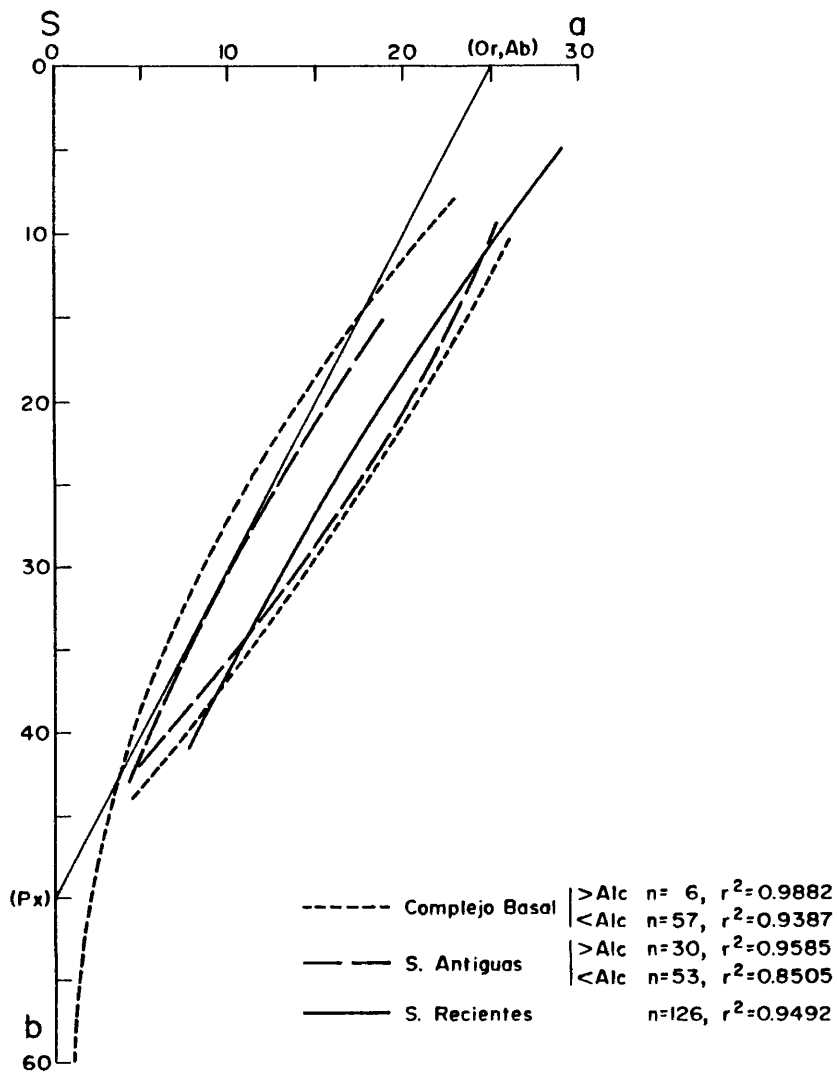


Fig. 110.- COMPARACION DE LAS CURVAS OBTENIDAS EN UN DIAGRAMA DE ZAVARITZKII DE ROCAS DE LOS TRES CICLOS DE LA PALMA.

pues esta serie tiene una tendencia que se encuentra a caballo - entre las dos pautas representadas en el diagrama, quizá por su posición geográfica intermedia, y para mayor simplificación las hemos desechado de la figura, puesto que a continuación trataremos de las relaciones entre las rocas del Complejo Basal y de las Series Antiguas (Series de La Pared solamente).

Así pues, en las Series de la Pared se distinguen dos series: una menos alcalina y de menor subsaturación, de tendencia análoga a la correspondiente del Complejo Basal aunque algo más alcalina; y otra, más alcalina y subsaturada, que corresponde a una parte de las rocas del Macizo del Bejenado y que se solapa con algunos gabros alcalinos del Complejo Basal.

Ya en otros párrafos se ha hecho referencia a las afinidades entre las rocas granudas más alcalinas y el tramo final de la serie del Bejenado. Los datos químicos indican que son rocas que han sufrido una evolución magmática parecida (Fig. 110) y que, por lo tanto, parecen coincidir con los datos cartográficos, volcanoestratigráficos y petrológicos, en el sentido de que una parte de los gabros alcalinos del interior de La Caldera debe ser las raíces subvolcánicas de una parte del Macizo del Bejenado. Ambos materiales son tipos pertenecientes a la serie basanitaide-tefrita-fonolita. Además, en concordancia con esto, los únicos materiales del domo Norte que pertenecen a dicha serie basanitaica, aparte del Macizo del Bejenado, son unas coladas de tipo tefrítico con abundante haüyna, situadas en la zona de cumbreras entre la Punta de los Roques y el Pico de la Sabina, cuyas raíces o chimeneas estarían situadas hacia el SE del Complejo Basal, donde aparecen varias apófisis de gabros alcalinos (Bcos. de Rivaceras, del Salto del Agua, etc.).

Todos estos materiales de la serie más alcalina deben ser los productos finales de los magmas constructores de la Pared.

Por otro lado, cabe también asegurar que dada la similitud geoquímica entre las Series de la Pared menos alcalinas y los gabros s.l., una parte de dichos gabros, principalmente algunas apófisis de gabros olivínicos, poco atravesadas por diques, sean asimismo facies profundas de las series basálticas subaéreas de la Pared. Los tipos petrológicos de estas rocas menos alcalinas pertenecen a la serie basalto alcalino-traquibasalto.

Las series basálticas de Cumbre Vieja sólo presentan rocas de los tipos más alcalinos y subsaturados, no existiendo términos de la otra serie. Sus tipos petrológicos corresponden todos a la serie basanitaide-tefrita-fonolita máfica-fonolita (VALLS, 1980; HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, 1982; HERNANDEZ-PACHECO y NUEZ, en prensa). Junto con el Macizo del Bejenado, las series de Cumbre Vieja son las que muestran mayor cantidad de rocas de carácter intermedio y sálico.

#### 12.6.- COMPARACION ENTRE LAS SERIES MAGMATICAS DE LA PALMA Y LAS DE TAHITI Y DE LA REUNION

Ya MIDDLEMOST (1972) y, más recientemente, HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1982) encuentran similitudes petrológicas y geoquímicas entre La Palma y otras islas volcánicas oceánicas tanto del ámbito Pacífico como Indico, y de ellas especialmente Tahití. Estas analogías y las que hemos presentado en el Cuadro 5 nos obligan a hacer una comparación geoquímica entre los distintos ciclos magmáticos entre La Palma y Tahití, y posteriormente con La Reunión.

En la Fig. 111 se han proyectado en el diagrama de Zavaritzkií los análisis hasta ahora existentes de Tahití y de las demás islas del Archipiélago de la Sociedad en la Polinesia Francesa (LACROIX, 1927; McBIRNEY y AOKI, 1968).

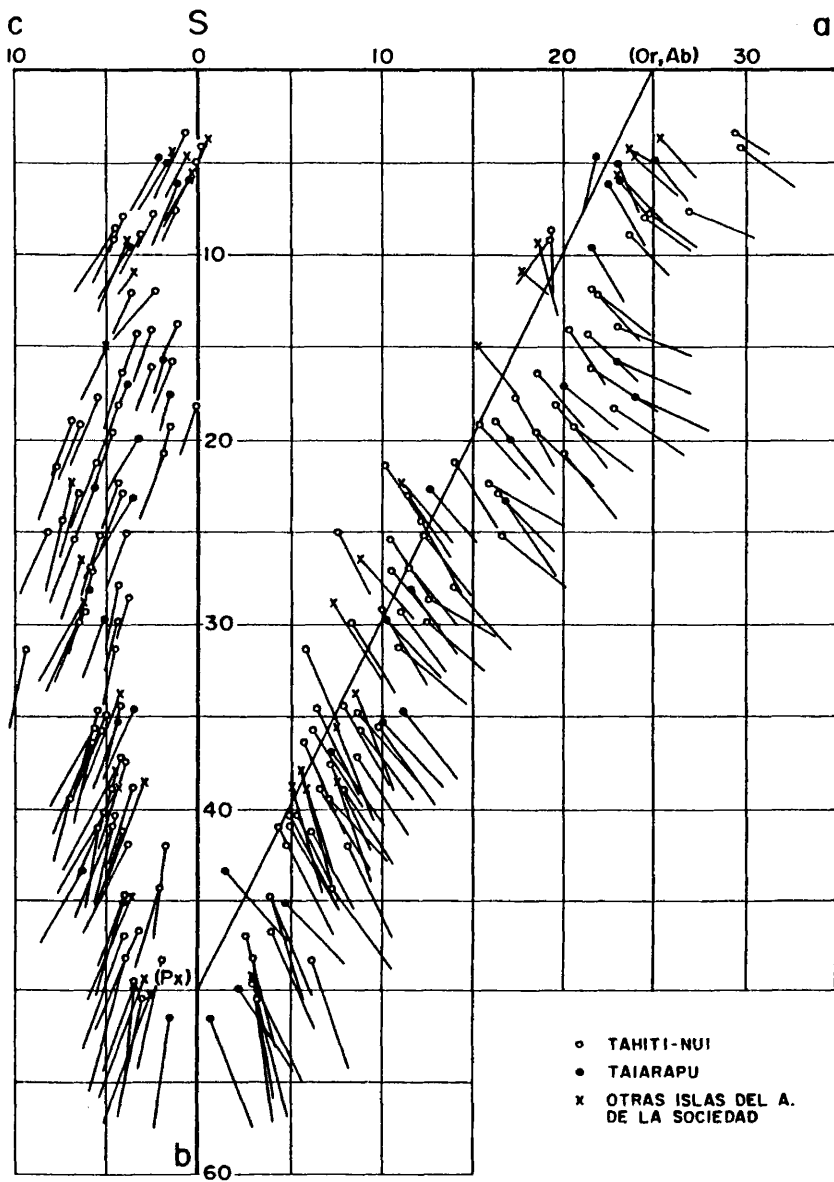


Fig. 111.- PROYECCION EN EL DIAGRAMA DE ZAVARITZKII DE ANALISIS DE ROCAS DEL ARCHIPIELAGO DE LA SOCIEDAD.



En el diagrama se observa bien las dos series postuladas por McBIRNEY y AOKI (1968), una más alcalina y con desigual contenido en sílice que la otra.

La mayoría de las rocas plutónicas pertenecen a la serie más alcalina y deficitaria en sílice (al contrario de como ocurre en La Palma), con toda una serie desde rocas básicas en acumulado hasta rocas sálicas del tipo de sienitas nefelínicas. Existen muy pocos ejemplares de rocas plutónicas de baja alcalinidad y poco subsaturadas en sílice.

En las series volcánicas posteriores a la formación plutónica de Tahití se dan los dos tipos, tanto el menos alcalino y subsaturado como el más alcalino y subsaturado, existiendo incluso términos muy subsaturados (tahititas). Aunando las series volcánicas postcomplejo basal de La Palma, las similitudes con las rocas de Tahití son manifiestas, pues se dan también las dos series, existen términos sálicos subsaturados análogos a las tahititas (HERNANDEZ-PACHECO y NUEZ, en prensa), abundan las basanitas y otros tipos petrográficos muy parecidos.

Hay que destacar como único dato disconforme el que aparezcan en Tahití rocas sálicas de tipo traquítico de la serie menos alcalina, que son muy raras en La Palma.

Comparando la alcalinidad y grado de saturación de las rocas de Tahití-nui (episodio eruptivo más antiguo) y de Tairapu (episodio más moderno) se tiene que si bien en Tahití-nui aparecen las dos series (de baja y alta alcalinidad), en Tairapu parece que abundan tipos litológicos de mayor alcalinidad. Podríamos afirmar que a lo largo del tiempo las series plutónico-volcánicas de Tahití se hacen más alcalinas y subsaturadas, análogamente a lo expuesto para la pauta evolutiva de La Palma.

También es de resaltar la mayor abundancia de rocas sálicas

cas (traquitas, fonolitas y tahititas) en la península de Taiara pu que en Tahití-nui (LACROIX, 1927), lo cual puede ser comparable a la existencia de un importante episodio fonolítico en Cumbre Vieja (domo sur de La Palma) (HERNANDEZ-PACHECO y NUEZ, en prensa).

Los datos químicos que se poseen sobre las demás islas - del Archipiélago de la Sociedad (Mooréa, Bora-Bora, Tahaa, Raiatea, Huahiné) (LACROIX, 1927) siguen una tendencia clara y análoga a las rocas menos alcalinas y subsaturadas de Tahití y La Palma.

Los análisis de rocas volcánicas y de sills intrusivos - de la isla de La Reunión (recopilados en BILLARD, 1973) se han representado en un diagrama de Zavaritzkii análogo a los que vemos considerando (Fig. 112), observándose sustanciales diferencias con las otras islas oceánicas que hasta ahora hemos estudiado.

Las características principales son:

- a) En general, son rocas de baja subsaturación, incluso algunas son saturadas.
- b) Excepto en algunos casos de rocas diferenciadas, la alcalinidad no es muy elevada.
- c) Según UPTON y WADSWORTH (1972) y BILLARD (1973) los tipos diferenciados pertenecen a la serie alcalina (basalto alcalino-traquita), mientras que los tipos no diferenciados se insertan en una serie de tránsito entre rocas toleíticas y alcalinas (toleitas olivínicas). Químicamente, la separación es difícil de observar, aunque existen variaciones entre tipos muy saturados y tipos subsaturados.

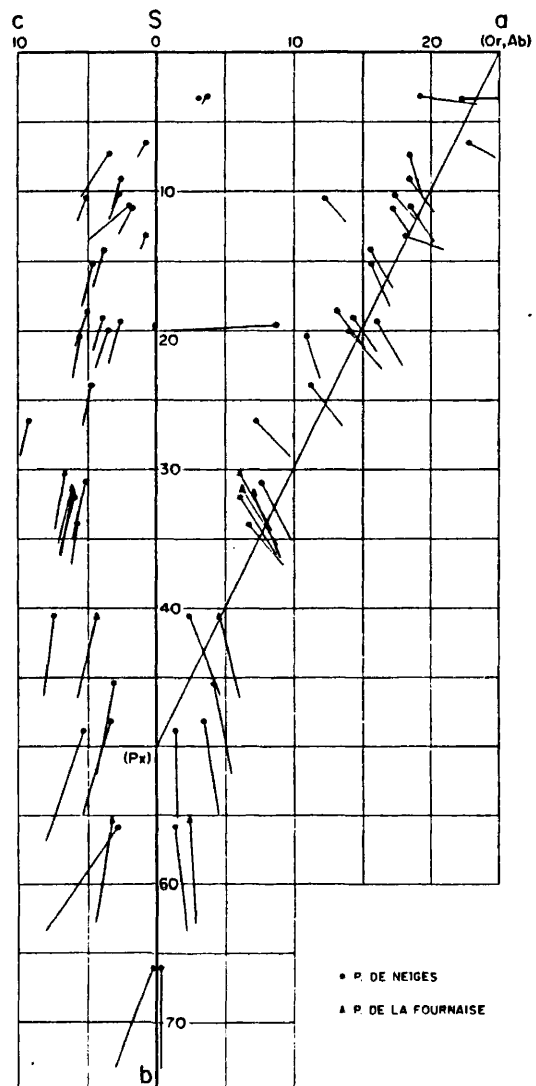


Fig. 112.- REPRESENTACION EN UN DIAGRAMA DE ZAVARITZKII DE ROCAS DE LA REUNION.

d) Las rocas de tipo subvolcánico, químicamente, no difieren de los tipos volcánicos, y aunque sería necesario obtener más análisis, parece ser que abundan los tipos en acumulado.

e) La diferencia principal entre el Macizo del Pitón des Neiges y el de la Fournaise es que este último no presenta rocas diferenciadas, sino simplemente basaltos y oceanitas.

Las rocas tienen en el diagrama una tendencia de tipo alcalino (de baja alcalinidad), con términos algo saturados. Hay algunos tipos litológicos con afinidades toleíticas, que suelen ser los diferenciados, pero la tendencia evolutiva es parecida a la serie menos alcalina de Tahití o La Palma, excepto para los términos diferenciados, que en La Reunión son traquíticos y no fonolíticos.

Hemos situado en un diagrama de vectores de Zavaritzkii las pautas evolutivas de cada una de las series plutónicas y volcánicas de las islas oceánicas que hemos considerado (Tahití y La Reunión) junto con las de La Palma (Fig. 113). Además se ha representado la tendencia que siguen las demás islas del Archipiélago de la Sociedad.

Para la tendencia evolutiva menos alcalina cabe resaltar una serie de características:

- Los términos básicos de todas las pautas son bastante similares entre sí.
- En los términos intermedios se observa tendencias variables. La tendencia menos alcalina corresponde a La Reunión; la intermedia, perteneciente a las islas del Archipiélago de la Sociedad (excepto Tahití) es una serie de -

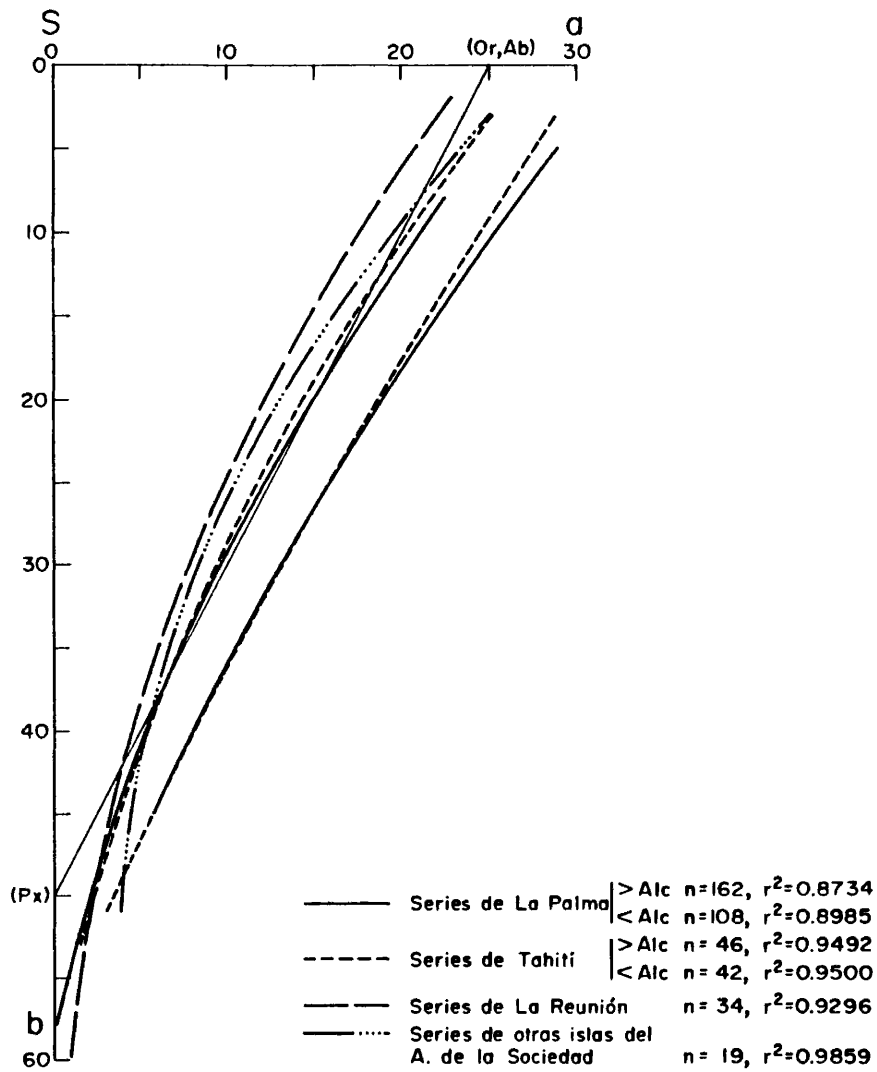


Fig. 113.- COMPARACION DE LAS CURVAS OBTENIDAS EN UN DIAGRAMA DE ZAVARITZKII DE ROCAS DE VARIAS ISLAS OCEANICAS.

baja alcalinidad que en las rocas intermedias coincide con la serie de rocas granudas de Fuerteventura (Fig. - 108). Hay que destacar la similitud y el importante solapamiento entre las curvas pertenecientes a Tahití y La Palma.

- Los términos sálicos de La Palma son los más alcalinos y subsaturados, mientras que los de La Reunión son los de alcalinidad menor.

En la tendencia más alcalina hay que hacer notar dos particularidades:

- Ni la isla de La Reunión ni las islas del Archipiélago de la Sociedad -sin Tahití- presentan rocas de caracteres más alcalinos, que petrográficamente coincidirían con la serie basanita-tefrita-fonolita o sus equivalentes plutónicos.
- La similitud en las pautas de Tahití y La Palma es manifiesta, y sólo en los términos más sálicos se diferencian algo los de La Palma, que son más subsaturados y alcalinos.

Haciendo una síntesis de las semejanzas y diferencias entre La Palma y otras islas de ámbitos oceánicos parecidos, y en particular con La Reunión y Tahití, tenemos que si bien la isla de La Reunión no presenta una serie alcalina típica, o por lo menos la alcalinidad y subsaturación es más baja que la serie menos alcalina de La Palma, las relaciones estructurales y petrológicas de Tahití, ya señaladas en el Cuadro 5, junto con las tendencias geoquímicas trazadas en la Fig. 113, apuntan a que dicha isla, sin ninguna exageración, es casi idéntica a la isla de La Palma y se enmarcan ambas en el mismo ambiente geotectónico intraplaca, a pesar de la gran distancia geográfica existente entre

ellas.

#### 12.7.- GENESIS DE LOS MAGMAS ALCALINOS DE LA ISLA DE LA PALMA

En este apartado se intenta, basándonos en los análisis de elementos mayores existentes en La Palma que ascienden a más de 300, establecer el origen de los magmas según los modelos que actualmente son más aceptados. Previamente, hacemos una breve - síntesis de las aportaciones más importantes que tengan alguna - relación con la isla de La Palma.

ANGUITA y HERNAN (1975) asocian el vulcanismo canario a una fractura propagante, desechando el modelo del hot spot para la génesis de las islas. Asimismo, HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA (1973) relacionan la existencia de las dos series alcalinas canarias con fracturas de distinta dirección y profundidad. En La - Palma se tendría que las fracturas de direcciones al Oeste -frac-  
turas tipo atlantis (PITMAN y TALWANI, 1972)-, y principalmente las N35-40 O, serían las relacionadas con los tipos magmáticos - más alcalinos y subsaturados, mientras que las direcciones al Es-  
te -fracturas tipo atlas-, N 35-55-85 E, se corresponderían con los magmas menos alcalinos y menos subsaturados.

Considerando que el vulcanismo canario está asociado a - distintas fracturas, la idea se contrapone con la de McBIRNEY y GASS (1967) que proponen un aumento en la alcalinidad de los magmas en función de la mayor distancia a la dorsal oceánica, hipótesis ya descartada por BORLEY (1974). De todas formas, en Canarias no existe una distribución de la alcalinidad relacionada con la distancia a la dorsal, sino más bien unas islas centrales más alcalinas y otras marginales de menor alcalinidad (FUSTER, 1975).

Según FITTON y DUNLOP (1982), que estudian una cadena de

volcanes alcalinos recientes en el Golfo de Guinea (Cameroon line), alineación que corta ámbitos de corteza oceánica y áreas de corteza continental con una zona de tránsito, el magma originario de esta alineación volcánica es el mismo para toda ella, y las diferencias geoquímicas encontradas -desde magmas fuertemente alcalinos en las zonas oceánicas hasta magmas de carácter -transicional en las zonas continentales- pueden explicarse por contaminación progresiva de corteza continental a medida que se va avanzando hacia el continente.

En Canarias, por los trabajos de FUSTER (1975) y HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN (1982) y por los resultados geoquímicos obtenidos en el presente trabajo, la distribución de ambas series alcalinas no se relaciona con la distancia al margen continental africano, sino está condicionada al modelo estructural propio del Archipiélago característico de un vulcanismo intraplaca.

Unos rasgos parecidos presenta el Archipiélago de la Sociedad, y particularmente Tahití, donde aparecen también dos series alcalinas y donde no puede hablarse de que exista alguna relación con un margen continental, sino de un vulcanismo de isla oceánica en el interior de una placa.

En cuanto a la isla de La Reunión hay que hacer notar - que el carácter transicional que argumentan UPTON y WADSWORTH - (1972) y BILLARD (1973) viene dado por su posición intraplaca y su cercanía a la dorsal centro-índica.

McBIRNEY y AOKI (1968) aducen una diferencia en la profundidad de formación del magma para la variación en la composición de las dos series encontradas en Tahití, siendo los más subsaturados y alcalinos de mayor profundidad que los menos subsaturados y alcalinos. Encuentran que la serie más alcalina es compatible con el fraccionamiento de un fundido de composición eclogi



tica (granate-piroxeno-rutilo) a presiones mayores de 20 Kbar, - mientras que la serie menos alcalina provendría de otra fase fundida (con plagioclasa, piroxeno, opacos y espinela magnésica) a presiones de 10-12 Kbar.

Para las Canarias occidentales MIDDLEMOST (1972) propone la existencia de un magma análogo al expresado por McBIRNEY y AOKI, con un fundido del 5 al 15% de fusión parcial y con una presión de 20 a 25 Kbar, equivalente a 80 Kms. de profundidad. Según GREEN (1971) estas condiciones se aproximan a la composición de una basanita con el 25% de olivino normativo.

El considerar las distintas series alcalinas en relación con diversas fracturas de diferente profundidad está de acuerdo con los trabajos de YODER y TILLEY (1962) que postulaban que al aumentar la presión en los líquidos que provienen por fusión parcial del manto, éstos se hacen progresivamente más alcalinos y subsaturados en sílice.

Respecto al grado de fusión parcial, STRONG (1972) indica que la interpretación más lógica para comprender la existencia en una misma provincia de las tendencias basalto alcalino o nefelinita es la variación en el grado de fusión parcial. Este autor aboga un mayor grado de fusión parcial para la serie basalto alcalino que para la serie nefelinita.

Esta hipótesis ha sido recogida por SCHMINCKE (1976,1981) al aducir un mayor grado de fusión parcial del manto para las series basálticas antiguas ("shield-building" magmas), principalmente de Gran Canaria, que para los magmas alcalinos, que parecen restringidos a un bajo grado de fusión parcial. De ahí la gran diferencia en volumen de material emitido entre las Series Antiguas, menos alcalinas, y las Series Recientes, más alcalinas, que también ha sido observada en El Hierro (PELLICER, 1979 y 1980).

Siguiendo el método de SUN y HANSON (1975), FREY et al. (1978) y ANCOCHEA (1982) para el cálculo del grado de fusión parcial, se ha obtenido dicho parámetro para los análisis cuyo número de magnesio ( $MG = 100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+}$ , para  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} = 0.15$ ) se encuentra en un rango entre 65 y 73, los cuales representarían magmas primarios según los autores anteriores.

No existe un criterio común para el intervalo del número de magnesio a escoger. SUN y HANSON (1975) eligen para los basaltoides de Ross Island valores entre 65 y 73, mientras que FREY et al. (1978) recalculan los valores de sus rocas en estudio añadiéndoles un determinado porcentaje de olivino para obtener intervalos de número de magnesio entre 68 y 72, que son los que utilizan.

En cuanto a la relación  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  tampoco existe acuerdo. En este trabajo se ha utilizado dicha relación igual a 0.15 que es la más aceptada modernamente (ANCOCHEA, 1982).

El intervalo utilizado en nuestro caso para MG (65-73) obedece a que para La Palma parece existir un decrecimiento en el número de magnesio desde las series menos alcalinas a las más alcalinas, es decir, que para las series menos alcalinas los números de magnesio oscilan entre 68 y 73, para las series intermedias los números de magnesio rondan alrededor de 67 (65-70) y para las series más alcalinas dichos números se concentran alrededor de 66 (65-68). Si los números de cada una de las series dejan de estar en el rango expresado, pasan ya a valores muy altos o muy bajos, lo que obviamente indica que dichos magmas no son primarios.

De todas formas, utilizando el criterio de FREY et al. (1978) de un número de magnesio entre 68-72, los porcentajes de fusión parcial varían en menos del 1%, lo cual no parece representativo teniendo en cuenta que los resultados que se expresa-

rán a continuación son simplemente aproximativos y se requiere un estudio detallado, sobre todo, de elementos menores y de elementos traza. Además, todos los autores anteriores están de acuerdo en que además del número de magnesio es necesario conocer el contenido en Ni para poder asegurar el que se trate de un magma primario o no.

De los 300 análisis de cada uno de los tres ciclos volcánicos de La Palma, los que tienen un número de magnesio entre los valores de 65 y 73 se han utilizado para calcular el % de fusión parcial a partir de elementos mayores incompatibles  $P_2O_5$  y  $K_2O$ , partiendo como base del modelo pirolítico de GREEN y RINGWOOD (1967) y RINGWOOD (1969).

En el cuadro 20 se tabula los análisis de las Series Antiguas y Recientes con un número de magnesio óptimo, así como un dique perteneciente al Complejo Basal.

En la Fig. 114 se presenta el grado de fusión parcial de dichas rocas, que podrían corresponder a magmas primarios, y se observa una tajante separación entre las pertenecientes al Complejo Basal de las correspondientes a las Series Antiguas y éstas de las Series Recientes, utilizando el  $P_2O_5$  como elemento incompatible; mientras que los valores dan un grado de fusión parcial medio algo más elevado y existe mayor dispersión en ellos, usando el  $K_2O$ .

FREY et al (1978) ya interpretaron que el comportamiento geoquímico del  $K_2O$  podía ser muy complejo y no corresponder a un elemento totalmente incompatible debido a su solubilidad en fases fluidas y su sensibilidad a los fenómenos de alteración; por ello, el grado de fusión parcial a partir del  $P_2O_5$  puede considerarse más fiable y homogéneo para nuestro caso.

Así, tenemos que para los materiales del Complejo Basal

ANALISIS DE ROCAS DE LA PALMA CUYO MG = 65-73 UTILIZADAS PARA EL CALCULO DEL GRADO DE

FUSION PARCIAL

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	44.45	42.75	45.60	44.00	43.84	44.63	44.70	43.64	44.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.08	10.96	11.23	12.49	11.98	12.10	12.87	11.74	13.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.65	6.15	6.42	2.37	6.37	5.21	3.25	4.01	2.70
FeO	7.29	7.59	5.83	10.19	6.07	7.76	8.37	8.35	9.63
MnO	0.15	0.17	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20
MgO	11.69	12.29	10.78	12.70	12.81	12.81	11.26	13.16	11.92
CaO	14.30	12.05	13.31	10.65	9.93	9.79	10.42	10.21	8.96
Na <sub>2</sub> O	1.60	2.20	1.80	1.64	2.65	2.69	2.92	3.03	3.28
K <sub>2</sub> O	0.80	0.84	0.69	0.70	0.73	0.97	1.26	0.95	1.32
TiO <sub>2</sub>	2.86	3.81	2.91	2.65	2.86	2.79	3.20	2.91	3.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.52	0.47	0.48	0.54	0.53	0.56	0.53	0.58
H <sub>2</sub> O <sub>t</sub>	0.60	0.80	0.79	1.91	1.06	0.20	0.64	0.73	0.53
TOTAL	99.81	100.13	100.01	99.97	99.53	99.67	99.64	99.45	99.86
100 Mg	67.3	65.4	65.3	67.6	68.7	67.5	66.8	69.0	66.6
Mg + Σ Fe									

- 1.- 14279. Dique basáltico del Complejo Basal. Bco de La Hendidura. Anal: A. Hernández-Pacheco.
- 2.- 38416. Basalto. Cumbre Nueva. Anal: M. Vallejo.
- 3.- 43647. Basalto de la Serie de La Pared. Bco. de La Madera. Anal: M.J. Pellicer.
- 4.- 43005. Basalto de la base de las Series de La Pared. Bco. Gallegos. Anal: M.J. Pellicer.
- 5.- 42492. Basalto de las Series de La Pared. Bejenado. Anal: A. Hernández-Pacheco y M.J. Pellicer.
- 6.- 42505. Basalto de las Series de La Pared. Bejenado. Anal: A. Hernández-Pacheco y M.J. Pellicer.
- 7.- 43682. Basalto de las Series de La Pared. Bejenado. Anal: A. Hernández-Pacheco y M.J. Pellicer.
- 8.- 43684. Basalto de las Series de La Pared. Bejenado. Anal: A. Hernández-Pacheco y M.J. Pellicer.
- 9.- 37900. Basalto de las Series de El Time. Anal: E. Ibarrola.

CS  
MS

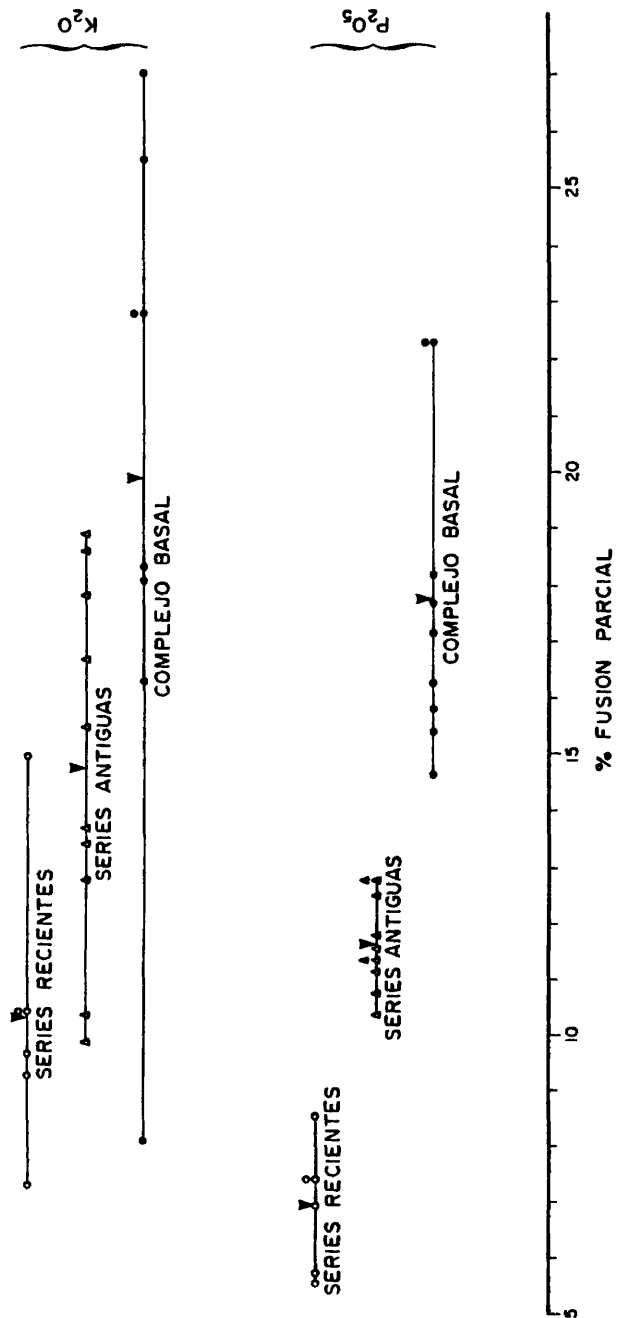
CUADRO.- 20 (Cont.)

ANALISIS DE ROCAS DE LA PALMA CUYO MG = 65-73 UTILIZADOS PARA EL  
CALCULO DEL GRADO DE FUSION PARCIAL.

	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	42.70	43.90	42.40	40.20	42.50	42.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.26	12.22	13.13	11.59	11.84	12.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.81	3.73	4.37	5.87	5.84	3.26
FeO	8.40	8.11	7.98	7.34	7.93	8.90
MnO	0.19	0.21	0.18	0.20	0.19	0.19
MgO	11.20	12.62	10.99	11.61	13.03	12.91
CaO	10.80	9.63	10.76	11.33	10.20	11.04
Na <sub>2</sub> O	3.50	4.10	3.77	4.80	3.02	3.72
K <sub>2</sub> O	1.40	1.25	1.35	1.78	0.87	1.25
TiO <sub>2</sub>	3.69	3.14	3.63	3.82	3.33	3.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.86	0.81	1.05	1.08	0.81	0.70
H <sub>2</sub> O <sub>t</sub>	0.19	0.30	0.24	0.13	0.17	0.29
TOTAL	99.68	100.02	99.85	99.75	99.73	100.19
100 Mg						
Mg + Σ Fe	65.7	69.0	65.1	65.0	66.6	68.8

- 10.- 44303. Basalto de las Series de Cumbre Vieja. Belmaco. Analista: J. de la Puente.
- 11.- 44328. Basalto de las Series de Cumbre Vieja. Las Barranque-  
ras. Analista: J. de la Puente.
- 12.- 44342. Basalto de las Series de Cumbre Vieja. El Cabrito. -  
Analista: J. de la Puente.
- 13.- 44080. Basalto de las Series de Cumbre Vieja. NO. de Monta-  
ña Lajiones. Analista: J. de la Puente.
- 14.- 44402. Basalto de las Series de Cumbre Vieja. E. de Las Ca-  
letas. Analista: J. de la Puente.
- 15.- 38443. Basalto de las Series de Cumbre Vieja. N. de Montaña  
Enrique. Analista: J. de la Puente.

$$65 < MG < 73 \quad \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}} \approx 0,15$$



242

Fig. 114.- GRADO DE FUSION PARCIAL DE LOS TRES CICLOS MAGMATICOS DE LA PALMA

(rocas granudas y diques) la media resultante del grado de fusión parcial es de aproximadamente 17,5%; para las Series Antiguas es de un 11,5; y para las Series Recientes es del 7%. Estos resultados coinciden bastante bien con los encontrados por FREY et al. (1978) en rocas volcánicas del SE de Australia.

El último caso corresponde a un % de fusión parcial que da lugar a una basanita, el segundo daría lugar a un basalto olivínico alcalino, y el primero (intermedio entre un basalto olivínico alcalino y una toleita olivínica) corresponde a un grado de fusión parcial que da lugar a un basalto olivínico.

Hay que destacar que el análisis número 57 (cuadro 18) - perteneciente a una melteigita del fondo de la Caldera de Taburiente presenta un valor del grado de fusión parcial del 11,7%, cercano a la media de los basaltos de las Series Antiguas. Ello es un dato más a favor de que algunas apófisis de gabros alcalinos, y posiblemente de gabros olivínicos, aún estando situados en el Complejo Basal, representan las facies profundas de algunos episodios de las Series Antiguas.

En el Cuadro 21 hemos tabulado tres análisis correspondientes a cada uno de los ciclos volcánicos de La Palma, junto con el residuo que dejarían estos fundidos, partiendo del pirolito de GREEN y RINGWOOD (1967). Estos análisis se acercan a la media encontrada para cada uno de los ciclos y corresponderían a basaltos "primarios" con un grado de fusión parcial análogo a la media de cada serie.

En los tres casos la norma correspondiente al residuo se ha calculado de dos maneras: para 30 Kb, según SMITH (1981); y mediante ajuste de reacciones. En todos los casos se trata de una lherzolita granatífera, con algunas variaciones en los cuatro minerales esenciales (olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y granate).

ANALISIS Y NORMAS DE LOS FUNDIDOS CON GRADO DE FUSION PARCIAL MEDIO Y RESIDUOS PARA CADENA DE UNA DE LAS SERIES VOLCANICAS DE LA PALMA.

	Complejo Basal		S. Antiguas		S. Recientes	
	14279 (B.O.)	Residuo	38416 (B.O.A.)	Residuo	44303 (Basanitoides)	Residuo
SiO <sub>2</sub>	44.45	44.93	42.75	45.15	42.70	45.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.08	1.92	10.96	2.55	13.26	2.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.65	0.21	6.15	0.28	3.81	0.37
FeO	7.29	8.18	7.59	8.10	8.40	8.31
MnO	0.15	0.14	0.17	0.13	0.19	0.14
MgO	11.69	42.58	12.29	40.45	11.20	39.23
CaO	14.30	0.69	12.05	1.90	10.80	2.49
Na <sub>2</sub> O	1.60	0.34	2.20	0.36	3.50	0.35
K <sub>2</sub> O	0.80	-	0.84	0.04	1.40	0.04
TiO <sub>2</sub>	2.86	0.25	3.81	0.31	3.69	0.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	-	0.52	-	0.86	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.51	-	0.48	-	0.46
NiO	-	0.20	-	0.20	-	0.20
MG	67.3		65.4		65.7	
% Fus.	17.5		11.5		7.0	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		(1) (2)		(1) (2)		(1) (2)
Or	4.7	Ru (II) 0.2	5.0	Ru (II) 0.2	8.3	Ru (II) 0.3
Ab	8.5	Cr, Mt 0.7	8.5	Cr, Mt 0.7	7.5	Cr, Mt 0.8
An	20.7	Granate 5.3	17.6	Granate 7.6	16.3	Granate 8.6
Ne	2.7	Clpx 4.7	3.8	Clpx 9.4	12.0	Clpx 11.4
Dl	38.0	Opx 20.5	30.5	Opx 18.2	25.1	Opx 17.0
O1	11.6	O1 68.7	13.6	O1 64.0	16.1	O1 61.9
Mt	6.7		8.9		5.5	
Il	5.4		7.2		7.0	
Ap	0.8		1.2		2.0	

(1) Norma por ajuste de reacciones.

(2) Norma para 30 Kb.



Hay que observar que en contradicción con que exista un residuo de lherzolita granatífera se encuentran los trabajos - acerca de enclaves de rocas ultramáficas en las rocas basálticas de Canarias (SAGREDO, 1969; MUÑOZ, 1973 y MUÑOZ et al., 1974), - que sólo citan tipos lherzoliticos con algo de plagioclasa o espinela, y no con granate. En La Palma, a pesar de la gran cantidad de enclaves existentes en todas las formaciones de la isla, tampoco han aparecido tipos litológicos con granate.

Ambas normas calculadas presentan escasas variaciones en tre sí, con las mayores diferencias en el granate y el olivino, que se deben a que en la norma hallada según SMITH (1981) el olivino resultante tiene una composición cercana a Fogo, análoga a la encontrada por GREEN (1973) experimentalmente; mientras que para el cálculo de la norma por ajuste de reacciones el granate tiene un 70% de piropro y un 30% de almandino, y el olivino resultante es más rico en forsterita.

El residuo dejado por un fundido del 17'5% de fusión parcial que origina un basalto olivínico (análisis 14279) es una lherzolita con granate ( $\approx$  68% de olivino,  $\approx$  21% de ortopiroxeno,  $\approx$  4'5% de clinopiroxeno y  $\approx$  6% de granate).

Hay que tener en cuenta que la mayor cantidad de granate en detrimento de los piroxenos puede ser debida a que no se ha considerado que el  $Al_2O_3$  entra a formar parte del ortopiroxeno, como se obtiene experimentalmente (GREEN, 1973), sino solamente que el  $Al_2O_3$  entra en granate y clinopiroxeno. De ahí que existan algunas diferencias con los datos obtenidos por otros autores.

A partir de la formación del fundido de composición basalto olivínico alcalino (muestra 38416) con un 11'5% de fusión parcial, queda un residuo cuya composición normativa es de  $\approx$  63% de olivino,  $\approx$  18% de OPx,  $\approx$  9% de ClPx y  $\approx$  8% de granate. Estos

resultados coinciden bastante bien con el análisis de basalto olivínico alcalino tabulado por FREY et al. (1978) modelo B, cuyas condiciones de formación las establecieron estos autores para 25 Kb y 1.200°C, para un 11% de fusión parcial. Asimismo, se asemeja a los resultados obtenidos por PELLICER (1980) para basaltos de El Hierro.

Finalmente, la media de las basanitas de Cumbre Vieja - con un grado de fusión parcial del orden del 7% dejaría un residuo ( $\approx$  60% de olivino,  $\approx$  17% de OPx,  $\approx$  11% de ClPx y 9-10% de granate) semejante al encontrado por GREEN (1973) y FREY et al. (1978) en ambientes oceánicos, así como similar al hallado por ANCOCHEA (1982) para los basanitoides del vulcanismo terciario de la región central española. Las condiciones experimentales encontradas por el primer autor indican 30 Kb, 1250°C y 6-8% de fusión parcial.

Sintetizando las aportaciones presentadas y considerando que sería necesario corroborar los resultados con un estudio exhaustivo de elementos menores, tenemos que en La Palma existen tres series volcánicas bien diferenciadas, cada una de ellas con diferente grado de fusión parcial. La menos alcalina correspondiente al Complejo Basal (tipo basaltos olivínicos) presenta un mayor grado de fusión parcial ( $\approx$  17%) y posiblemente requiere una menor profundidad en su formación (GREEN, 1971); la alcalinidad intermedia que corresponde a las Series Antiguas (tipo basaltos olivínicos alcalinos) presenta un grado de fusión parcial del orden del 11%, indicando profundidades mayores en su formación que la serie anterior, y condiciones de 25 Kb y 1200°C (FREY et al., 1978); y la serie de alcalinidad mayor de tipos que pertenecen a las Series Recientes (tipos basaníticos) con grado de fusión parcial del 7% y condiciones que podrían corresponder a 30 Kb y 1250°C (GREEN, 1973) podría ser más profunda que las anteriores.

13.- CONCLUSIONES GENERALES

### UNIDADES Y FORMACIONES EN LA CALDERA DE TABURIENTE

A raíz de la cartografía presentada por primera vez, a escala 1:10.000 de todo el recinto de La Caldera de Taburiente que delimita un conjunto de formaciones en el interior de la misma, se distinguen en La Caldera dos grandes unidades, compuestas por varias formaciones: El Complejo Basal y las Series Postcomplejo Basal.

#### a) COMPLEJO BASAL

- La base visible (aflorante) del Complejo Basal de La Palma está constituida por un conjunto de materiales volcánicos - submarinos, con un primitivo periodo sálico y, posteriormente, un amplio periodo básico, de edad Mioceno Medio-Superior y donde se aprecian bien las texturas y estructuras - submarinas (lavas almohadilladas, hialoclastitas, brechas de almohadones, etc.)
- Hacia el centro de La Caldera se sucede un episodio explosivo con rocas brechoidales y aglomeráticas, que en su base - posiblemente sea submarino, pero que pasa insensiblemente a subaéreo y constituye el techo actual del Complejo Basal, - estando delimitado por la marcada discordancia erosiva sobre la que se asientan las series de la Pared.
- Sobre parte de las rocas anteriores intruye el complejo intrusivo subvolcánico, con varias fases de inyección filoniana y de rocas plutónicas, las cuales constituyeron, respectivamente, los conductos y las raíces de afloramientos volcánicos no existentes en la actualidad.

Si bien la inyección filoniana comenzó desde las primitivas etapas de la formación del Complejo Basal, las rocas plutónicas se emplazaron en varios estadios, después o durante -

los últimos episodios submarinos constituidos por las brechas de la base de la formación fragmentaria del techo del Complejo. Dichas rocas granudas son principalmente gabros y gabros olivínicos.

- La dirección principal de la inyección filoniana es N350. y, subordinada a ésta, N50. Ambas son características de La Palma, no sólo del Complejo Basal, sino de las series volcánicas posteriores; estas direcciones también aparecen, aunque de forma secundaria, en los Complejos Basales de Fuerteventura y Gomera.

Asimismo, se observa que existen direcciones al Este en la inyección de diques (N15E, N35E, N55E, N75E), muy secundarias, pero que se corresponden con las directrices principales de Fuerteventura y Gomera.

#### b) SERIES POSTCOMPLEJO BASAL

- Después de un importante período erosivo, patentizado por una marcada discordancia, se fueron apilando las series basálticas de Cumbre Nueva, primero, y las series basálticas de la Pared, después; estas últimas presentan también unas facies profundas constituidas por diques y rocas granudas, aunque menos desarrolladas que las del Complejo Basal propiamente dicho. Dichas facies están representadas por gabros olivínicos y gabros alcalinos. Lógicamente, son las rocas menos atravesadas por diques y menos afectadas por transformaciones de propilitización.
- Quedan algunos restos de series postcomplejo basal en el fondo de La Caldera que los hemos agrupado en: aglomerados basálticos y sedimentos asociados (Roques Centrales), otras lavas y aglomerados no característicos, ambos pertene-

cientes a las series de la Pared; y materiales basálticos - cuaternarios.

Además de estos materiales volcánicos, hay que destacar los materiales sedimentarios, pudiendo diferenciarse en ellos - dos tipos: los sedimentos estratificados en El Time, importante formación ubicada en la desembocadura del Barranco de las Angustias; y los materiales sedimentarios de desplomes de la Pared, de piedemonte, de barrancos, etc., recientes.

#### MORFOLOGIA, ESTRUCTURA E HISTORIA EVOLUTIVA DE LA CALDERA DE TABURIENTE

La morfología de La Caldera de Taburiente en sus distintos estadios de formación viene condicionada por diversos factores volcano-tectónicos y de emplazamiento de los materiales plutónicos y volcánicos, sobre los que han actuado importantes agentes erosivos. Un resumen de las diferentes etapas en la historia evolutiva de La Caldera se presenta en el apartado 6.4.

Las similitudes entre las formaciones y la morfología de La Caldera de Taburiente y de las respectivas calderas de Tahití y La Reunión son puestas de manifiesto a lo largo de este trabajo, sobre todo, en lo referente a las intrusiones plutónicas, series volcánicas y las formas calderiformes.

#### PETROGRAFIA DE LAS ROCAS GRANUDAS Y FENOMENOS DE TRANSFORMACION POSTERIORES

- Petrográficamente, se han podido distinguir tres grandes grupos de intrusiones: gabros, gabros olivínicos y gabros alcalinos. En este estudio se pone de manifiesto la gran variabilidad mineralógica y textural de las intrusiones granudas.

Se ha dispuesto un apartado especial para rocas transformadas (gabros transformados) en las que la mineralogía y texturas han sido casi totalmente enmascaradas por los fenómenos de transformación posteriores a la primera etapa de cristalización del magma.

- A la cristalización magmática de estas rocas gabroides se les ha sobreimpuesto dos fenómenos que han transformado parcialmente la roca ya formada. Uno de ellos, ligado a estadios finales de la cristalización, da lugar a minerales de alcalinización (kaersutita, plagioclasa alcalinizada, biotita, etc.). El otro, relacionado con manifestaciones póstumas de la actividad eruptiva, da lugar a minerales de propilitización (albita, clorita, epidota, actinolita, etc.).

- Las paragénesis encontradas en el proceso de alcalinización se han podido explicar a partir de la construcción de un diagrama de haces múltiples de SCHREINEMAKERS en función de los potenciales químicos de los componentes móviles  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . Se ha obtenido que las paragénesis reales responden a diferentes movilidades de dichos elementos móviles.

- Un resultado análogo al proceso de alcalinización se ha obtenido para el de propilitización, con paragénesis correspondientes a movilidades medias de  $\text{Na}_2\text{O}$  y medio-bajas de  $\text{CaO}$ .

Dicho proceso de propilitización responde al tipo hipobisal de mayor temperatura, con aparición de actinolita, pudiendo estimarse unas profundidades del orden de los 2 kms., unas temperaturas entre  $400-500^\circ\text{C}$  y movilidades medias del  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{CaO}$ . Además existe un horizonte subvolcánico más superficial en las zonas periféricas del fondo de La Caldera, donde no aparecen ni actinolita ni epidota.

El fenómeno de propilitización se originó por la acción

de un conjunto de soluciones postmagmáticas genéticamente conectadas a los cuerpos magmáticos intrusivos y a la red filoniana.

#### MINERALOGIA DE LAS ROCAS GRANUDAS

Debido a la superposición de los diversos fenómenos - que dan lugar a la formación de minerales, tenemos que en las rocas granudas existe una gran variabilidad mineralógica que puede subdividirse en tres apartados:

- Minerales magmáticos de una primera etapa:  
Olivino, augita, plagioclasa calco-sódica y opacos (magnetita, hematites, etc.).
- Minerales magmáticos de etapas finales:  
Plagioclasa alcalinizada, kaersutita, biotita, nefelina, augita egirínica, anortosa, ortosa, analcima, apatito y calcita.
- Minerales de propilitización:  
Albita, clorita, epidota, actinolita, esfena, ilmenita, serpentina, zeolitas, andradita, pirita, calcita, anhidrita y cuarzo.

De gran parte de ellos se han determinado las propiedades ópticas para precisar los caracteres composicionales de los mismos.

#### ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LAS ROCAS GRANUDAS DE LA CALDERA DE TABURIENTE

Además de un estudio geoquímico de las rocas granudas del Complejo Basal de La Palma, se ha realizado un análisis compara-



tivo entre dichas rocas y las equivalentes de Fuerteventura y La Gomera; asimismo, se ha tratado de estudiar y explicar la evolución geoquímica de los tres ciclos magmáticos de La Palma, y luego compararlos con ámbitos geológicos afines. Las conclusiones encontradas son las siguientes:

- En las rocas granudas de La Caldera de Taburiente existen dos series de quimismo distinto, una serie de menor alcalinidad y subsaturación, correspondiente a gabros, gabros olivínicos y gabros alcalinos, y otra de mayor alcalinidad y subsaturación con melteigitas y algunas sienitas nefelínicas.
- También existen en las rocas plutónicas del Complejo Basal de Fuerteventura dos series geoquímicamente distintas, una de menor alcalinidad y subsaturación que la equivalente de La Palma, y otra más alcalina y subsaturada. En el Complejo Basal de La Gomera sólo han aparecido términos básicos y ultrabásicos de la serie menos alcalina.
- En las Series Antiguas de La Palma (Series de Cumbre Nueva, Series de La Pared) también aparecen dos series de distinta alcalinidad y subsaturación. La tendencia más alcalina de las Series de La Pared se relaciona con la correspondiente de las rocas granudas del fondo de La Caldera. Las Series Recientes (Series de Cumbre Vieja) sólo presentan rocas de los tipos más alcalinos y subsaturados.

Para La Palma cada nuevo ciclo magmático está representado en su conjunto por rocas más alcalinas y mayor cantidad de rocas sálicas que el ciclo anterior.

- Comparando el vulcanismo de La Palma con el de otros ám-

bitos oceánicos parecidos, tenemos que los materiales de la isla de La Reunión son de alcalinidad y subsaturación más baja que los de la serie menos alcalina de La Palma, mientras que en Tahití -además de las afinidades petrológicas y estructurales- las pautas geoquímicas coinciden casi exactamente con las dos series alcalinas de La Palma.

- Cada uno de los tres ciclos magmáticos existentes en La Palma (Complejo Basal, Series Antiguas y Series Recientes) presenta un diferente grado de fusión parcial. Las rocas del Complejo Basal, menos alcalinas, presentan un mayor grado de fusión parcial ( $\approx 17\%$ ) y posiblemente requieren una menor profundidad en su formación. Los materiales de las Series Antiguas tienen un grado de fusión parcial del orden del 11%, indicando profundidades mayores en su formación que la serie anterior.

La serie de alcalinidad mayor corresponde a los tipos litológicos de las Series Recientes con un grado de fusión parcial del 7% y condiciones de formación más profundas que las anteriores.

En los tres casos el residuo calculado estaría compuesto por una lherzolita granatífera.

355

14.- BIBLIOGRAFIA.

ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N.D. y GAST, P.W.

1968. Volcanic stratigraphy and magnetic polarity of the Canary Islands and Madeira. Simposium Internacional de Volcanología, Canarias. (Abstract).

ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N.D. y GAST, P.W.

- 1971a. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera. Am. Jour. of Sci. 271: 490-521.

ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N.D. y GAST, P.W.

- 1971b. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro. Lamont-Doherty Geological Contribution 1803. Am. Jour. Sci. 272: 805-825.

ADLER, R.; FENCHEL, W.; PILGER, A.

1962. Statistische methoden in der tektonik I. Clausthal - Zellerfeld.

ALIA, M.

1960. La tectónica del Sahara Español. Report. International Geol. Congr. Copenhagen XXI Session, 18: 193-202.

ALONSO, U.; ARANA, V.; BRANDLE, J.L.; BRAVO, T.; CENDRERO, A.; COELLO, J.; FUSTER, J.M.; HERNANDEZ-PACHECO, A.; MARTIN, M. y NAVARRO, J.M.

1968. Mapa geológico de Tenerife 1:100.000. I.G.M.E. e Inst. Lucas Mallada C.S.I.C. Madrid.

ANCOCHEA, E.

1982. Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central. Tesis doctoral. Facultad Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid. 440 pp.

ANGUITA, F.

1972. La evolución magmática en el ciclo Roque Nublo (Gran Canaria). Estudios Geol. 28: 377-428.

ANGUITA, F. y APARICIO, A.

1973. Aglomerados tipo Roque Nublo en la isla de La Palma. Estudios Geol. 29: 335-442.

ANGUITA, F. y HERNAN, F.

1975. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. Earth and Planet. Sci. Lett. - 27: 11-19.

ARAÑA, V.

1971. Litología y estructura del edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias). Estudios Geol. 27: 95-136.

ASSUNCAO, C.T.; MACHADO, F. y SERRALHEIRO, A.

1968. New investigations on the geology and volcanism of the Cape Verde Islands. XXIII International Geological - Congress 2: 9-16.

BALK, R.

1937. Structural behavior of igneous rocks. Geological Society of America, Memoir 5. 177 pp.

BARKER-WEBB, P. y BERTHELOT, S.

1839. Histoire naturelle de Iles Canaries. Vol. 2, Geologie, Béthune Ed. Paris.

- BARRERA, J.L.; FERNANDEZ SANTIN, S.; FUSTER, J.M. e IBARROLA, E.  
1981. Ijolitas- sienitas- carbonatitas de los macizos del -  
Norte del Complejo Plutónico Basal de Fuerteventura -  
(Islas Canarias). Bol. Geol. y Min. 92: 309-321.
- BARRERA, J.L.; FUSTER, J.M.; MUÑOZ, M.; SAGREDO, J. y YEBENES, A.  
Mapa geológico de España 1:25.000. Betancuria (en pre-  
sa).
- BATTEY, M.H.  
1974. Spilites as weakly metamorphosed tholeiites. En: Spili-  
tes and spilitic rocks. Amstutz Ed. International Uni-  
on of Geological Sciences. Series A, Number 4.
- BHATTACHARJI, S. y NEHRU, C.E.  
1972. Igneous differentiation models for the origin of Mount  
Johnson, a zoned Monteregeian intrusion, Quebec, Canadá.  
24th Intern. Geol. Congress. Section 14 Mineralogy. -  
Montreal. 3-17 pp.
- BHATTACHARJI, S y SMITH, C.H.  
1964. Flowage differentiation. Science 145: 150-153.
- BILLARD, G.  
1973. Carte géologique et notice explicative de La Réunion -  
1:50.000 (quatre feuilles). B.R.G.M. Paris.
- BLUMENTHAL, M.  
1961. Rasgos principales de la geología de las Islas Cana- -  
rias con datos sobre Madeira. Bol. del Inst. Geol. y -  
Min. de España 72: 1-130.

BORLEY, G.D.

1974. Oceanic Islands. En: The Alkaline Rocks. Sørensen Ed. Wiley, London. 311-330 pp.

BORODIN, L.S. y PAVLENKO, A.S.

1974. The role of metasomatic processes in the formation of alkaline rocks. En: The Alkaline Rocks, Sørensen Ed. Wiley, London. 515-534.

BOURCART, J. y JEREMINE, E.

1938. Fuerteventura. Bull. Volcan. 2: 51-109.

BRANDLE, J.L.

1973. Evolución geoquímica de los materiales volcánicos silícicos y alcalinos de la isla de Tenerife. Estudios Geol. 29: 5-51.

BRANDLE, J.L. y FERNANDEZ SANTIN, S.

1979. On the non-existence of a tholeiitic series in the Canary Islands. Chemical Geology 26: 91-103.

BRAVO, T.

1964. Estudio geológico y petrológico de la isla de La Gomera. Estudios Geol. 20: 1-56.

BRAVO, T. y HERNANDEZ-PACHECO, A.

1980. Islas Canarias. Tenerife. Excursión 121 A+C. Drtor. - J.M. Fúster. Bol. Geol. y Min. 91: 131-142.

BROWN, E.H. y BRADSHAW, J.Y.

1979. Phase relations of pyroxene and amphibole in greenstone, blueschist and eclogite of the Franciscan Complex, California. Contrib. Mineral. Petrol. 71: 67-83.

BUCH, L. von

1825. Physikalische beschreibung der Canarischen Inseln. Berlin. 201 pp.

BURRI, C.; PARKER, R.L. y WENK, E.

1967. Die optische orientierung der plagioklase. Birkhäuser Verlag Basel und Stuttgart.

CENDRERO, A.

1967. Nota previa sobre la geología del complejo basal de la isla de La Gomera (Canarias). Estudios Geol. 23: 71-79.

CENDRERO, A.

1969. The volcano-plutonic complex of La Gomera (Canary Islands). Symp. Inter. Volcanology, Oxford. (Abstract).

CENDRERO, A.

1971. Estudio geológico y petrológico del complejo basal de la isla de La Gomera (Canarias). Estudios Geol. 27: 3-73.

CHUDOBA, K.

1933. The determination of the feldspars in thin section. - Murby, London.

CUBAS, C.R.

1978. Estudio de los domos sálicos de la isla de La Gomera (Islas Canarias). II. Geoquímica. Estudios Geol. 34: 107-128.



DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J.

1963. An introduction to the rock forming mineral. Longman. 528 pp.

DENEUFBOURG, G.

1965. Carte géologique a l'échelle du 1:40.000 et notice explicative. Tahiti. B.R.G.M. Paris.

DILLON, W.P. y SOUGY, J.M.A.

1974. Geology of west Africa and Canary and Cape Verde islands. En: The Ocean Basins and Margins. Vol. 2. The North Atlantic. Nairn and Stehli Ed. 315-367.

DORRONSORO, C.

1979. Fenómenos de halynización de enclaves en tahititas de Gran Canaria. Estudios Geol. 35: 259-277.

EMMONS, R.C.

1959. The Universal Stage. Geol. Soc. of Ame. Memoir 8. 205 pp.

FERAUD, G.

1981. Datation de reseaux de dykes et de roches volcaniques sous-marines par les methodes K-Ar et Ar<sub>40</sub>/Ar<sub>39</sub>. Utilization des dykes comme marqueurs de paleocontraintes. Tesis Doctoral. Lab. Geol. Geochimie. Fac. Sci. Tech. Universite de Nice.

FERAUD, G.; SCHMINCKE, H.U.; LIETZ, J.; GASTAUD, J.; PRITCHARD, G.; BLEIL, U.

1981. New K-Ar ages, chemical analyses and magnetic data of rocks from the islands of Santa Maria (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira Archipelago) and Gran Canaria (Canary Islands). Bull. Volcanol. 44: 359-375.

FERNANDEZ SANTIN, S.

1969. Pegmatitoides en la serie basáltica fisural de las islas de Lanzarote y Fuerteventura. Estudios Geol. 25: 53-100.

FERNANDEZ SANTIN, S.

1979. Procesos de propilitización en rocas sálicas del Complejo Basal de la isla de La Gomera (Canarias). Com. III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Tomo III. Madrid. 1633-1654.

FITTON, J.G. y DUNLOP, H.M.

1982. A geochemical comparison between continental and oceanic within-plate basaltic volcanism using data from the Cameroon line, West Africa. IAVCEI- IAGC Scientific Assembly. Generation of Major Basalt Types. Reykjavik. (Abstract):

FLORAN, R.J. y PAPIKE, J.J.

1978. Mineralogy and petrology of the Gunflint Iron Formation, Minnesota-Ontario: Correlation of compositional and assemblage variations at low to moderate grade. - Jour. of Petrol. 19: 215-288.

FREY, F.A.; GREEN, D.H. y ROY, S.D.

1978. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south-eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Jour. of Petrol. 19: 463-513.

FRITSCH, K. y REISS, W.

1868. Geologische beschreibung del Insel Tenerife. Wurster and Co., Winterthur. 496 pp.

FUSTER, J.M.

1975. Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución espacial y temporal del vulcanismo oceánico. Estudios Geol. 31: 439-463.

FUSTER, J.M. y AGUILAR, M.J.

1965. Nota previa sobre la geología del macizo de Betancu--  
ria, Fuerteventura (Islas Canarias). Estudios Geol. -  
21: 181-197.

FUSTER, J.M.; CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E. y LOPEZ -  
RUIZ.

- 1968a. Geología y volcanología de las Islas Canarias: Fuerte-  
ventura. Inst. Lucas Mallada C.S.I.C. Madrid. 239 pp.

FUSTER, J.M.; ARANA, V.; BRANDLE, J.L.; NAVARRO, M.; ALONSO, U.  
y APARICIO, A.

- 1968b. Geología y volcanología de las Islas Canarias: Teneri-  
fe. Inst. Lucas Mallada C.S.I.C. Madrid. 218 pp.

FUSTER, J.M.; HERNANDEZ-PACHECO, A.; MUÑOZ, M.; RODRIGUEZ BADIO  
LA, E. y GARCIA CACHO, L.

- 1968c. Geología y volcanología de las Islas Canarias: Gran -  
Canaria. Inst. Lucas Mallada C.S.I.C. Madrid. 243 pp.

FUSTER, J.M.; FERNANDEZ SANTIN, S. y SAGREDO, J.

- 1968d. Geología y volcanología de las Islas Canarias: Lanza-  
rote. Inst. Lucas Mallada C.S.I.C. Madrid. 177 pp.

FUSTER, J.M.; MUÑOZ, M.; SAGREDO, J. y YEBENES, A.

1980. Islas Canarias. Fuerteventura. Excursión 121 A+C. --  
Drctor. J.M. Fúster. Bol. Geol. y Miner. 91: 103-130.

GAGEL, C.

- 1908a. Die Grundgebirge von La Palma. Zeitschr. D. Deutschen  
Geologischen Gesellschaft 60: 25-31.

- GAGEL, C.  
1908b. Die Caldera von La Palma. Zeitschr. D. Ges. für Erdk.  
Berlín. 168-186 y 222-250.
- GAGEL, C.  
1910. Die Mittelatlantischen Vulkaninseln. Handbuch der Re-  
gionalen Geologie 7: 1-31.
- GAGEL, C.  
1914. Vulkanische Erscheinungen der nord-west afrikanischen  
Inseln. Geologische Charakterbilder 20. Verlag Gebrü-
- der Borntraeger, Berlín.
- GAGEL, C.  
1915. Tiefengesteine von der Canarischen Inseln. Central-  
blatt für Min. Geol. u Paleont. 12: 373-384.
- GAGEL, C.  
1925. Begleitworte zu der Karte von La Gomera mit einen An-  
hang über die Calderafrage. Zeitschr. D. Deutschen -  
Geol. Ges. A. Abhandlungen 77: 551-575.
- GASTESI, P.  
1969. El Complejo plutónico básico y ultrabásico de Betancu-  
ria, Fuerteventura (Islas Canarias). Estudios Geol. -  
25: 1-52.
- GASTESI, P.; HERNANDEZ-PACHECO, A. y MUÑOZ, M.  
1966. Las rocas holocristalinas de la Caldera de Taburiente,  
Isla de La Palma (Canarias). Estudios Geol. 22: 113-  
134.

GERASIMOYSKY, Y.K.; VOLKOV, V.P.; KOGARKO, L.N.; POLIAKOV, A.I.;  
SAPRIKINA, T.V. y BALASHOV, Y.A.

1966. The geochemistry of the Lovozero alkaline massif, Part one. Geology and Petrology. Tr. Australian National - University Press, Canberra. 224 pp.

GOER DE HERVE, A.

1972. La planeze de Saint-Flour (Massif volcanique du Cantal - France). Vol. I.- Structure et stratigraphie. - Annales Scientifiques de L'Université de Clermont 47. 243 pp.

GOGUEL, J.

1967. Carte géologique du département de La Réunion 1:100.000 en relieve. Coordinación y datos geológicos de Bussiere, P. a partir de los trabajos de Maillard, L.; Veilain, C.; Lacroix, A.; Bussiere, P.; Ducrot, M.; Defos du Rau, J. y Poul, X. Service de la Carte Géologique de la France.

GORSHKOV, G.S.

1970. Volcanism and the Upper Mantle. Plenum Press. New York, London. 385 pp.

GREEN, D.H.

1971. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 268: 707-725.

GREEN, D.H.

1973. Conditions of melting of basanite magma from garnet - peridotite. Earth and Planet. Sci. Let. 17: 456-465.

GREEN, D.H. y RINGWOOD, A.E.

1967. The genesis of basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrology. 15: 103-190.

HAUSEN, H.

1958. On the geology of Fuerteventura (Canary Islands). Soc. Scient. Fennica. Com. Phys. Math. 22: 1-211.

HAUSEN, H.

1969. Some contributions to the geology of La Palma (Canary Islands). Soc. Scient. Fennica. Com. Phys. Math. 35: 1-140.

HERNANDEZ-PACHECO, A.

1969. The tahitites of Gran Canaria and haüynitization of their inclusions. Bull. Volcanol. 33: 701-728.

HERNANDEZ-PACHECO, A.

1971. Nota previa sobre el Complejo Basal de la isla de La Palma (Canarias). Estudios Geol. 27: 255-265.

HERNANDEZ-PACHECO, A.

1973. Sobre el significado de las rocas granudas gabroides de los Complejos Basales de las islas de Fuerteventura, La Palma y La Gomera (Archipiélago Canario). Estudios Geol. 29: 549-557.

HERNANDEZ-PACHECO, A.

1975. Los diques-brecha duníticos de fluidización de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias). Estudios Geol. 31: 465-478.

HERNANDEZ-PACHECO, A.

1979. Lineaciones estructurales y vulcanismo en el Archipié-  
lago Canario. Com. III Asamblea Nacional de Geodesia  
y Geofísica. Tomo III. 1565-1589.

HERNANDEZ-PACHECO, A. y FERNANDEZ SANTIN, S.

1974. Las formaciones volcánicas submarinas de la Caldera -  
de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transforma-  
ciones metasomáticas. Rep. from Proceedings of the -  
Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems  
(Santiago, Chile). 98-111.

HERNANDEZ-PACHECO, A. y FERNANDEZ SANTIN, S.

1982. Petrological - geochemical features of the vulcanism  
of the islands of La Palma and El Hierro, Canaries. -  
(Abstract). IAVCEI-IAGC Scientific Assembly. Genera-  
tion of Major Basalt Types. Reykjavík.

HERNANDEZ-PACHECO, A. e IBARROLA, E.

1973. Geochemical variation trends between the different -  
Canary Islands in relation to their geological posi-  
tion. Lithos 6: 389-402.

HERNANDEZ-PACHECO, A. e IBARROLA, E.

- 1973b. Sobre la supuesta existencia de unas rocas graníticas  
en la isla de La Palma (Canarias). Estudios Geol. 29:  
107-109.

HERNANDEZ-PACHECO, A. y NUEZ, J. de la.

- Las extrusiones sálicas del Sur de la isla de La Pal-  
ma. Estudios Geol. (en prensa).

HERNANDEZ-PACHECO, A. y VALLS, M.C.

1982. The historic eruptions of La Palma Island (Canaries). Arquipélago. Rev. Univ. dos Azores. Serie C. Nat. 3: 83-94. Proceedings of the Int. Symposium on the Activity of Oceanic Volcanoes. 1980. S. Miguel, Azores.

HUANG, W.T.

1968. Petrología (1ª ed. en español). Uteha. México. 546 pp.

HUMPHRIS, S. y THOMPSON, G.

1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochim. et Cosmochim. Acta 42: 107-125.

IBARROLA, E.

1970. Variabilidad de los magmas basálticos en las Canarias Orientales y Centrales. Estudios Geol. 26: 337-400.

IRVINE, T.N.

- 1967, The Duke Island ultramafic complex, Southeastern Alaska. En: Ultramafic and related rocks. Wyllie Ed. 84-97 pp.

JACKSON, E.D.

1968. The character of the Lower Crust and Upper Mantle beneath the Hawaiian Islands. Int. Geological Congress, Sect. 1 (Upper Mantle (Geological Processes)), Prague. 135-151 pp.

JEREMINE, E.

1933. Contribution a l'étude pétrographique des trois îles de l'archipel Canarien: Ténérife, La Palma, Gran Canaria. Extrait du Bull. de la Soc. Française de Minéralogie 56: 189-261.



JOURDE, G.

1972. Le complexe intrusif gabbro - syénitique de La Manama. Comptes Rendus de la Semaine Géologique 1971. Comité National Malgache de Géologie. Tananarive. 41-46.

KEMP, J.F.

1918. A handbook of rocks (for use without the microscope). New York. D. Van Nostrand Company. 272 pp.

KNEBEL, V. von.

1906. Studien zur Oberflächengestaltung der Insel Palma und Ferro. Globus.

KORZHINSKII, D.S.

1959. Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. (Trans. from russian). Consultants - Bureau, Inc. New York. 142 pp.

KORZHINSKII, D.S.

1965. Abriss der metasomatischen prozesse. Akademie Verlag. Berlin. 195 pp.

LACROIX, A.

1909. Sur l'existence de roches grenues intrusives pliocènes dans le massif volcanique du Cantal. Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences 149: 541.

LACROIX, A.

- 1910a. Les roches alcalines de Tahiti. Extrait du Bull. de la Soc. Géol. de France 10: 91-124.

LACROIX, A.

- 1910b. Conséquences générales a tirer de l'étude de la constitution pétrographique de Tahiti. Extrait des Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences 151: 121.

LACROIX, A.

1912. Les roches grenues, intrusives dans les breches basaltiques de La Réunion: leur importance pour l'interprétation de l'origine des enclaves homoeogenes des roches volcaniques. Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences 154: 630.

LACROIX, A.

- 1927a. La constitution lithologique des îles volcániques de la polynésie Australe. Extrait des Mémoires de l'Académie des Sciences, tome 59. 80 pp.

LACROIX, A.

- 1927b. La constitution lithologique des volcans du Pacifique central austral. Bull. Volcan. 13: 218-231.

LOPEZ RUIZ, J.

1969. Le complexe filonien de Fuerteventura (Iles Canaries). Bull. Volcan. 33: 1166-1185.

LYELL, C.

1864. Elements de Géologie. Vol. 2. Garnier Freres, Paris. 604 pp.

MACHADO, F.

1967. Mechanism of Fogo Volcano, Cape Verde Islands. Trabalhos realizados pelo Laboratório de Estudos Petroológicos e Paleontológicos do Ultramar. Lisboa. 2: 53-56.

MACHADO, F. y ASSUNCAO, C.T.

1965. Carta geológica de Cabo Verde. Notícia explicatiya da folha da ilha do Fogo. Estudos petrográficos. García de Orta 13: 597-604.

MCBIRNEY, A.R. y GASS, I.G.

1967. Relations of oceanic volcanic rocks to Mid-Ocean Rises and heat flow. Earth Planet. Sci. Lett. 2: 265-276.

MCBIRNEY, A.R. y AOKI, K.

1968. Petrology of the island of Tahiti. En: Studies in Volcanology. Coats et al. Ed. The Geological Society of America, Inc. Memoir 116. 523-556.

MIDDLEMOST, E.A.K.

1970. San Miguel de La Palma - A volcanic island in section. Bull. Volcan. 34: 216-239.

MIDDLEMOST, E.A.K.

1972. Evolution of La Palma, Canary Archipelago. Contr. Min. and Petrol. 36: 33-48.

MUÑOZ, M.

1969. Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias). Estudios Geol. 25: 257-310.

MUÑOZ, M.

1973. Inclusiones máficas y ultramáficas en las formaciones volcánicas de la isla de Gran Canaria. Estudios Geol. 29: 113-129.

- MUÑOZ, M.; SAGREDO, J. y AFONSO, A.  
1974. Mafic and ultramafic inclusions in the eruption of -  
Teneguía volcano (La Palma, Canary Islands). Estudios  
Geol. vol. Teneguía, 65-74.
- NINKOVICH, D. y HAYS, J.D.  
1972. Mediterranean island arcs and origin of High Potash -  
Volcanoes. Earth and Planet. Sci. Lett. 16: 331-345.
- PAVLENKO, A.S.  
1974. The Mongol-Tuva province of alkaline rocks. En: The -  
Alkaline Rocks. Sørensen Ed. J. Wiley & Sons. 271- -  
293.
- PELLICER, M.J.  
1979. Estudio geoquímico del vulcanismo de la isla de Hie--  
rro. Archipiélago Canario. Estudios Geol. 35: 15-29.
- PELLICER, M.J.  
1980. Comportamiento de elementos menores y modelo de fu- -  
sión parcial para las lavas de Hierro (A. Canario). -  
Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.) 78: 175-189.
- PHILPOTTS, A.R.  
1974. The Montereian province. En: The Alkaline Rocks. -  
Sørensen Ed. John Wiley & Sons. 293-310.
- PITMAN, W.C. y TALWANI, M.  
1972. Sea-floor spreading in the North Atlantic. Geol. Soc.  
of Am. Bull. 83: 619-646.

SCHMINCKE, H.U.

1976. The geology of the Canary Islands. En: Biogeography - and ecology in the Canary Islands. Kunkel Ed. 67-184.

SCHMINCKE, H.U.

1981. Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. En: Evolution of the Passive Margin off NW-Africa. -- Rad et al. Eds. Springer Verlag, Heidelberg. 37 pp.

SHAPIRO, L. y BRANNOCK, W.

1956. Rapid analysis of silicate rocks (I). U.S. Geol. Survey Bull. 1036-C.

SILVA, L.C.; SERRALHEIRO, A.; MACEDO, J.R.; ALVES, C.A.M. y FARRIA, A.F.P.

1979. L'île de Santiago, Cap Vert, dans le cadre pétrologique de l'archipel et d'autres îles de l'Atlantique. - Bol. do Museu e Lab. Mineral. e Geol. da Faculdade de Ciências 16: 81-100.

SLEMMONS, D.B.

1962. Determination of volcanic and plutonic plagioclases - using a three -or four- axis universal stage. Geol. Soc. of America, Special Paper 69.

SMITH, J.R.

1981. Mantle: a program to calculate a 30 Kbar norm assemblage. Computers and Geosciences 7: 27-34.

SOBOLEV, V.S. (Ed.)

1972. The facies of regional metamorphism at moderate pressures. Dobretsov, N.L.; Khlestov, V.V. & Sobolev, V.S. Traducido por A. Brown, 1973. Canberra. 293 pp.

- STILLMAN, C.J.; FUSTER, J.M.; BENNELL-BAKER, M.J.; MUÑOZ, M.; -  
SMEWING, J.D. y SAGREDO, J.  
1975. Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an  
oceanic intrusive complex with rift-system affinities.  
Nature 257: 469-471.
- STILLMAN, C.J.; FURNES, H.; LEBAS, M.J.; ROBERTSON, A.H.F. y --  
ZIELONKA, J.  
1982. The geological history of Maio, Cape Verde Islands. -  
J. Geol. Soc. London 139: 347-361.
- STILLMAN, C.J. y ROBERTSON, A.H.F.  
1977. The dyke swarm of the Fuerteventura, Basal Complex, -  
Canary Islands. Abstr. News]. Geol. Soc. London 6: 8.
- STRONG, F.  
1972. Petrology of the island of Moheli, Western Indian O--  
cean. Geol. Soc. Am. Bull. 83: 389-406.
- SUN, S.S. y HANSON, G.N.  
1975. Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon  
the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts  
and nephelinites. Contrib. Mineral. and Petrol. 52: --  
77-106.
- TAYLOR, H.P.  
1967. The zoned ultramafic complexes of Southeastern Alaska.  
En: Ultramafic and related rocks. Wyllie Ed. 97-121 pp.
- TROGER, W.E.  
1971. Optische bestimmung der gesteinsbildenden minerale. -  
Teil 1 4. Aufl. Stuttgart. E. Schweizerbart'sche Ver-  
lagsbuchhandlung. 188 pp.

- TURNER, F.J. y VERHOOGEN, J.  
1963. Petrología ígnea y metamórfica (traducción española).  
Ed. Omega. Barcelona. 726 pp.
- UPTON, B.G.J. y WADSWORTH, W.J.  
1970. Intravolcanic intrusions of Reunion. En: Mechanism -  
of igneous intrusion. Newall y Rast Ed. Geological -  
Journal Special Issue 2. 141-156.
- UPTON, B.G.J. y WADSWORTH, W.J.  
1972. Aspects of magmatic evolution on Reunion Island. --  
Phil. Trans. Roy. Soc. London 271: 105-130.
- VALLS, M.C.  
1980. Las erupciones históricas de la isla de La Palma. Te-  
sis de Licenciatura. Univ. Complutense. Madrid.
- VAN DER KAADEN, G.  
1951. Optical studies on natural plagioclase feldspar with  
high and low temperature optics. Utrecht.
- VUAGNAT, M.  
1961. Sur la présence de laves sous-marines dans le soubas-  
sement de la Caldera de Taburiente, La Palma (Cana--  
ries). Archives des Sciences, Soc. Phys. et Hist. -  
Natur. 14: 143-148.
- WEIBEL, M.  
1961a. Die aluminium bestimmung in der chemischen, silicat  
analyse. Zeitsch für Anal. Chemie 184: 332-327.

WEIBEL, M.

- 1961b. Die schnellmethoden der gesteinsanalyse. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41: 205-294.

WILLIAMS, H.

1941. Calderas and their origin. Bull. of the Department of Geological Sciences 25: 239-346.

WINKLER, H.G.F.

1978. Petrogénesis de rocas metamórficas (1a. edición española) Blume Ed. Madrid. 346 pp.

YODER, H.S. y TILLEY, C.E.

1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Jour. of Petrol. - 3: 342-532.

ZAVARITZKII, A.N.

1954. Einführung in die petrochemie der eruptivgesteine. Akad. Verlag, Berlin. 445 pp.

ZAVARITZKII, A.N. y SOBOLEV, V.S.

1964. The physicochemical principles of igneous petrology. Israel Progr. Scient. Transl., Jerusalem. 414 pp.

ZHARIKOV, V.A.

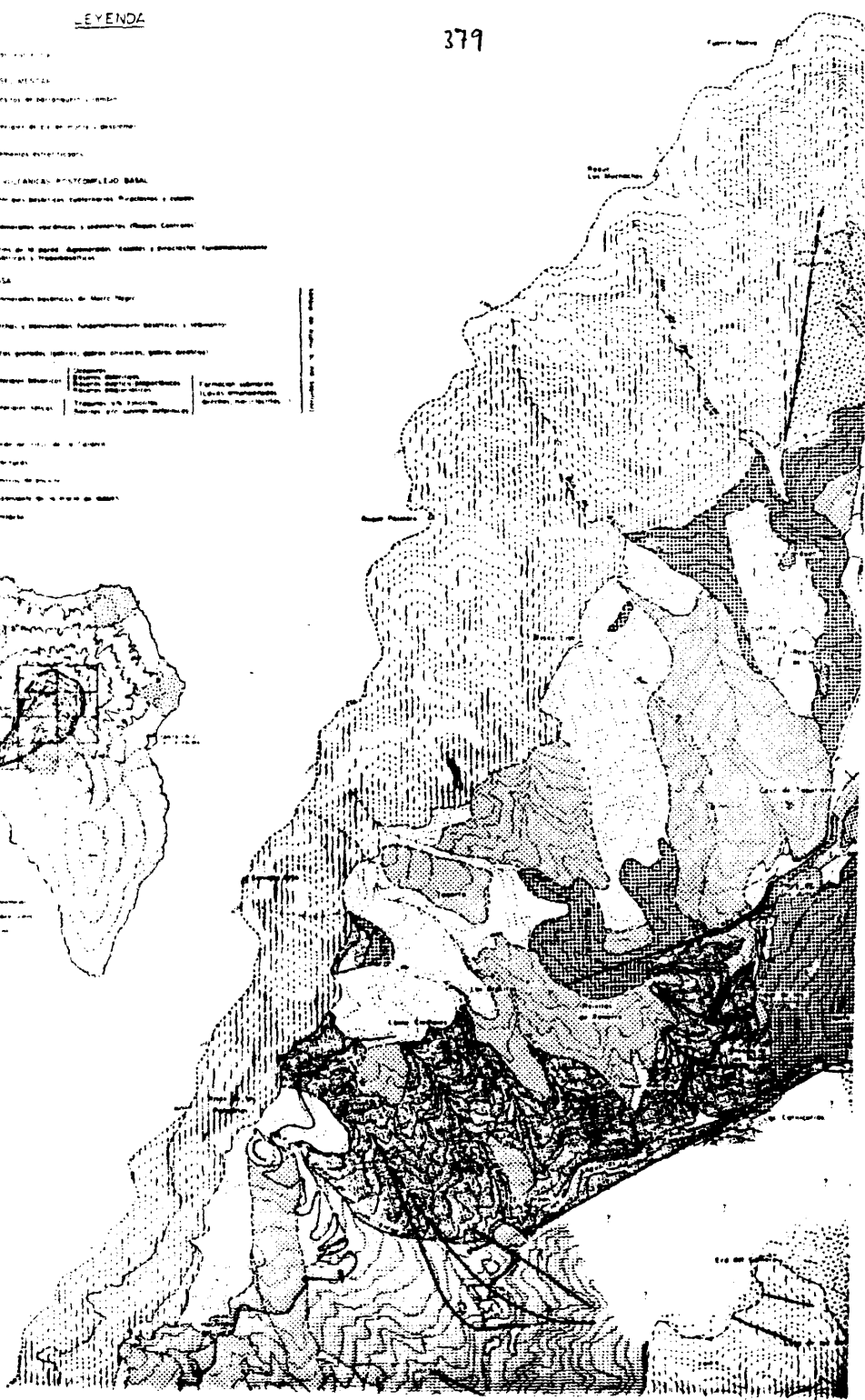
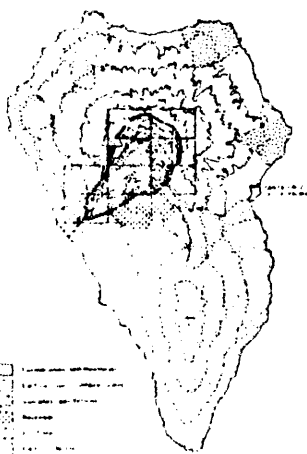
1970. Skarns. Partes I, II y III. Inter. Geol. Rev. 12: - 541-559, 619-647 y 760-775.



313 625

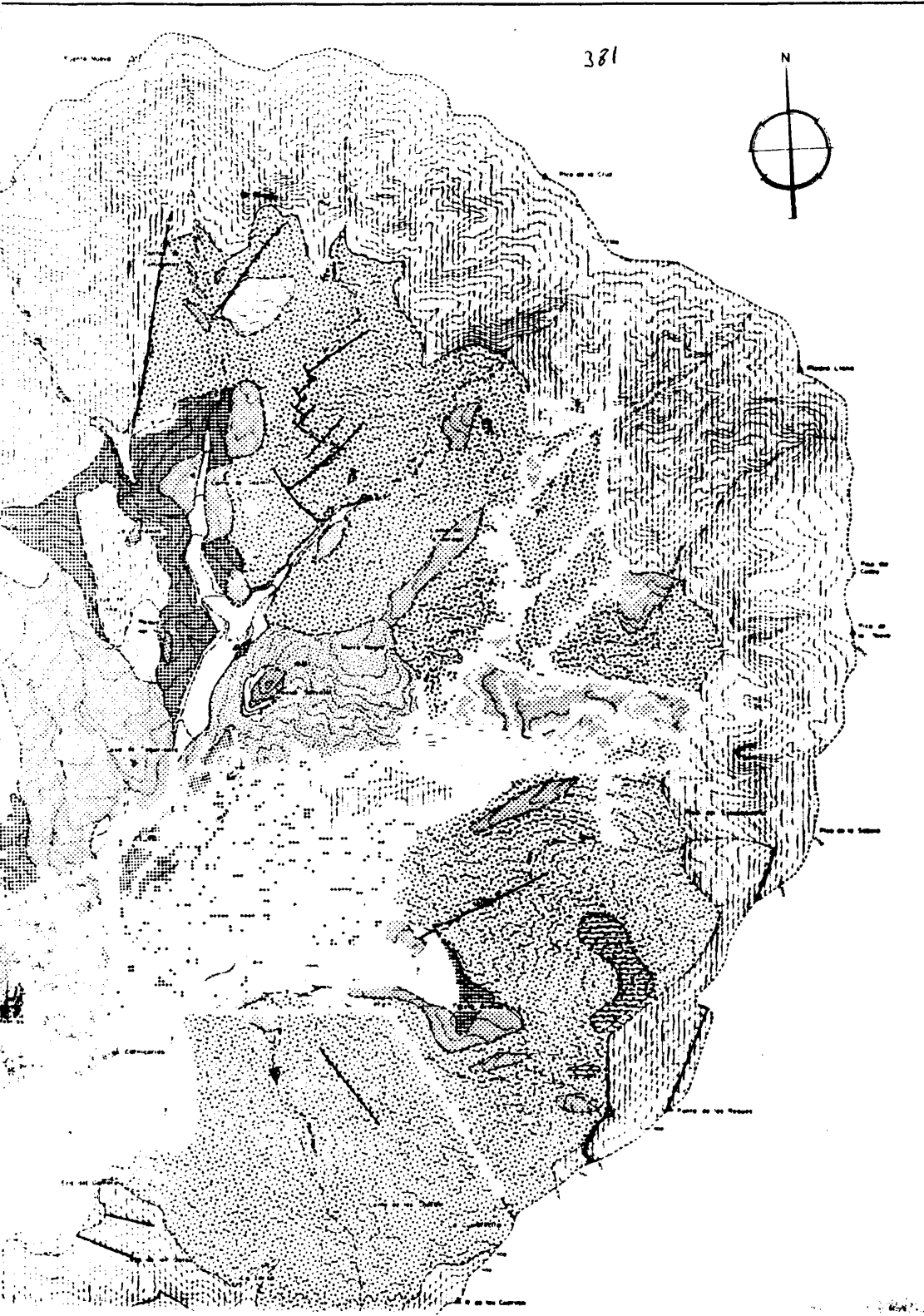
LEYENDA

- 1. Zona de estudio
- 2. Límite de la zona de estudio
- 3. Límite de la zona de estudio
- 4. Límite de la zona de estudio
- 5. Límite de la zona de estudio
- 6. Límite de la zona de estudio
- 7. Límite de la zona de estudio
- 8. Límite de la zona de estudio
- 9. Límite de la zona de estudio
- 10. Límite de la zona de estudio
- 11. Límite de la zona de estudio
- 12. Límite de la zona de estudio
- 13. Límite de la zona de estudio
- 14. Límite de la zona de estudio
- 15. Límite de la zona de estudio
- 16. Límite de la zona de estudio
- 17. Límite de la zona de estudio
- 18. Límite de la zona de estudio
- 19. Límite de la zona de estudio
- 20. Límite de la zona de estudio
- 21. Límite de la zona de estudio
- 22. Límite de la zona de estudio
- 23. Límite de la zona de estudio
- 24. Límite de la zona de estudio
- 25. Límite de la zona de estudio
- 26. Límite de la zona de estudio
- 27. Límite de la zona de estudio
- 28. Límite de la zona de estudio
- 29. Límite de la zona de estudio
- 30. Límite de la zona de estudio
- 31. Límite de la zona de estudio
- 32. Límite de la zona de estudio
- 33. Límite de la zona de estudio
- 34. Límite de la zona de estudio
- 35. Límite de la zona de estudio
- 36. Límite de la zona de estudio
- 37. Límite de la zona de estudio
- 38. Límite de la zona de estudio
- 39. Límite de la zona de estudio
- 40. Límite de la zona de estudio
- 41. Límite de la zona de estudio
- 42. Límite de la zona de estudio
- 43. Límite de la zona de estudio
- 44. Límite de la zona de estudio
- 45. Límite de la zona de estudio
- 46. Límite de la zona de estudio
- 47. Límite de la zona de estudio
- 48. Límite de la zona de estudio
- 49. Límite de la zona de estudio
- 50. Límite de la zona de estudio
- 51. Límite de la zona de estudio
- 52. Límite de la zona de estudio
- 53. Límite de la zona de estudio
- 54. Límite de la zona de estudio
- 55. Límite de la zona de estudio
- 56. Límite de la zona de estudio
- 57. Límite de la zona de estudio
- 58. Límite de la zona de estudio
- 59. Límite de la zona de estudio
- 60. Límite de la zona de estudio
- 61. Límite de la zona de estudio
- 62. Límite de la zona de estudio
- 63. Límite de la zona de estudio
- 64. Límite de la zona de estudio
- 65. Límite de la zona de estudio
- 66. Límite de la zona de estudio
- 67. Límite de la zona de estudio
- 68. Límite de la zona de estudio
- 69. Límite de la zona de estudio
- 70. Límite de la zona de estudio
- 71. Límite de la zona de estudio
- 72. Límite de la zona de estudio
- 73. Límite de la zona de estudio
- 74. Límite de la zona de estudio
- 75. Límite de la zona de estudio
- 76. Límite de la zona de estudio
- 77. Límite de la zona de estudio
- 78. Límite de la zona de estudio
- 79. Límite de la zona de estudio
- 80. Límite de la zona de estudio
- 81. Límite de la zona de estudio
- 82. Límite de la zona de estudio
- 83. Límite de la zona de estudio
- 84. Límite de la zona de estudio
- 85. Límite de la zona de estudio
- 86. Límite de la zona de estudio
- 87. Límite de la zona de estudio
- 88. Límite de la zona de estudio
- 89. Límite de la zona de estudio
- 90. Límite de la zona de estudio
- 91. Límite de la zona de estudio
- 92. Límite de la zona de estudio
- 93. Límite de la zona de estudio
- 94. Límite de la zona de estudio
- 95. Límite de la zona de estudio
- 96. Límite de la zona de estudio
- 97. Límite de la zona de estudio
- 98. Límite de la zona de estudio
- 99. Límite de la zona de estudio
- 100. Límite de la zona de estudio



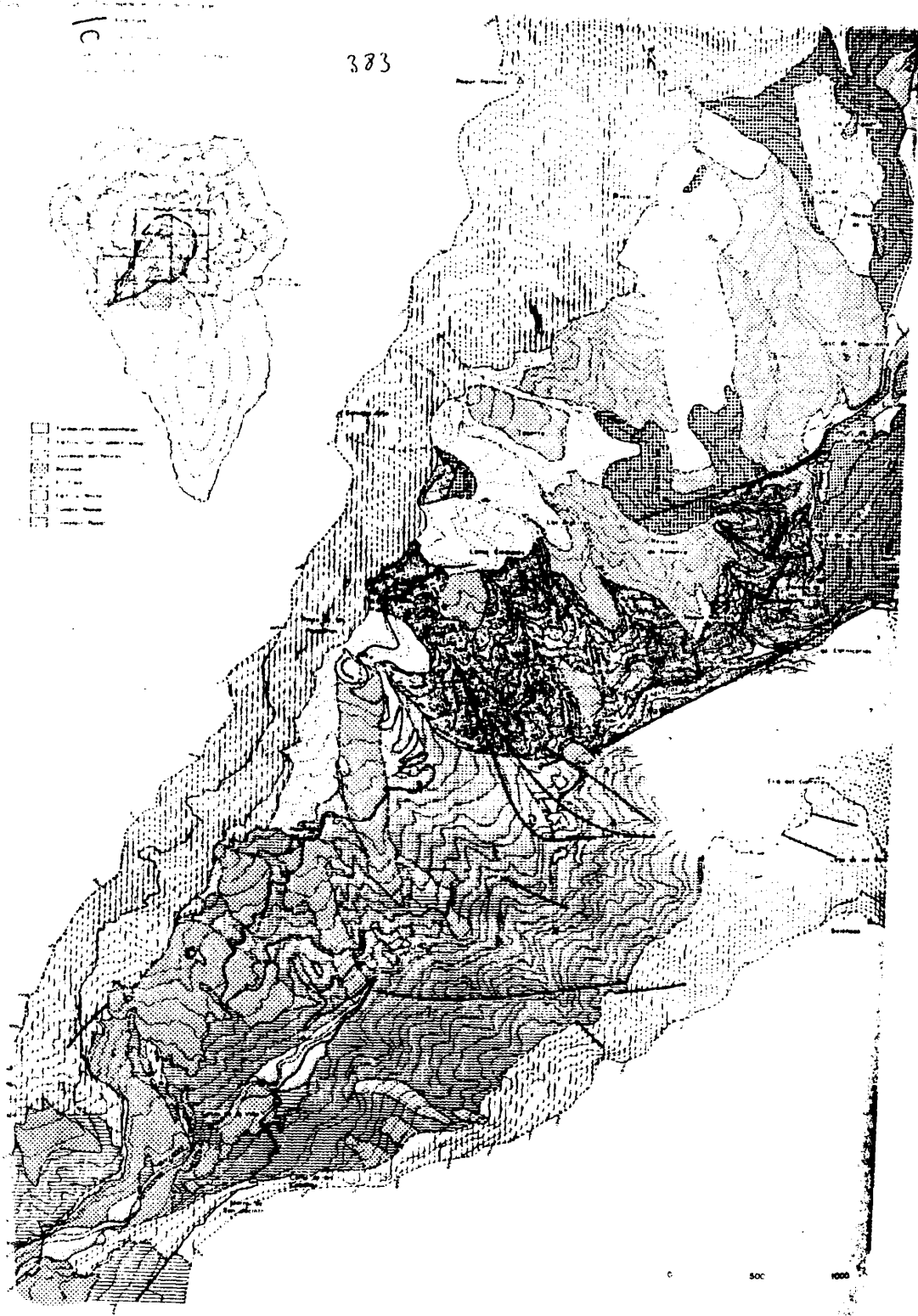
380

381

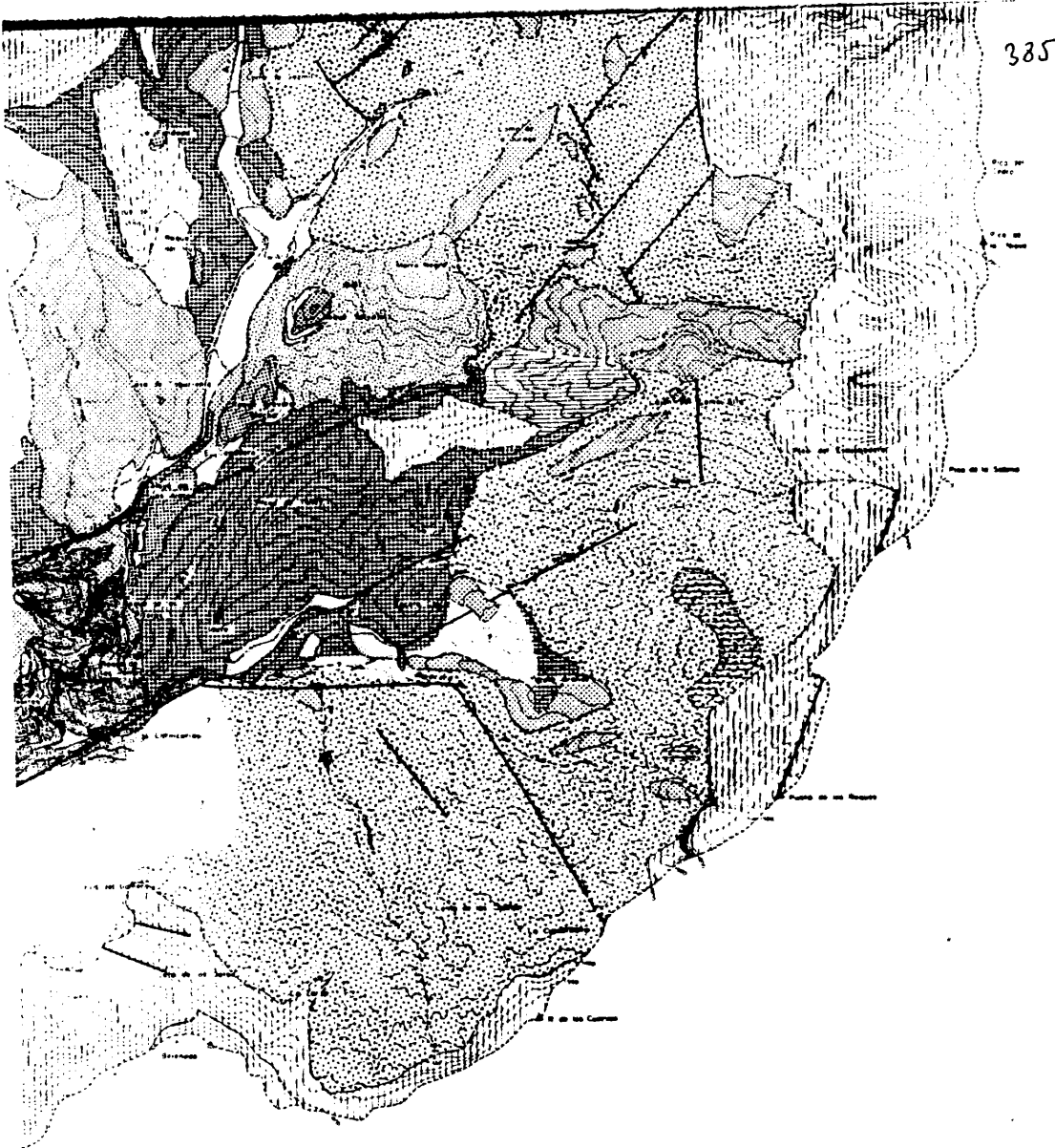


382

383

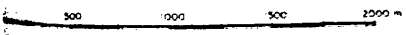


384



CALDERA DE TABURIENTE  
ISLA DE LA PALMA

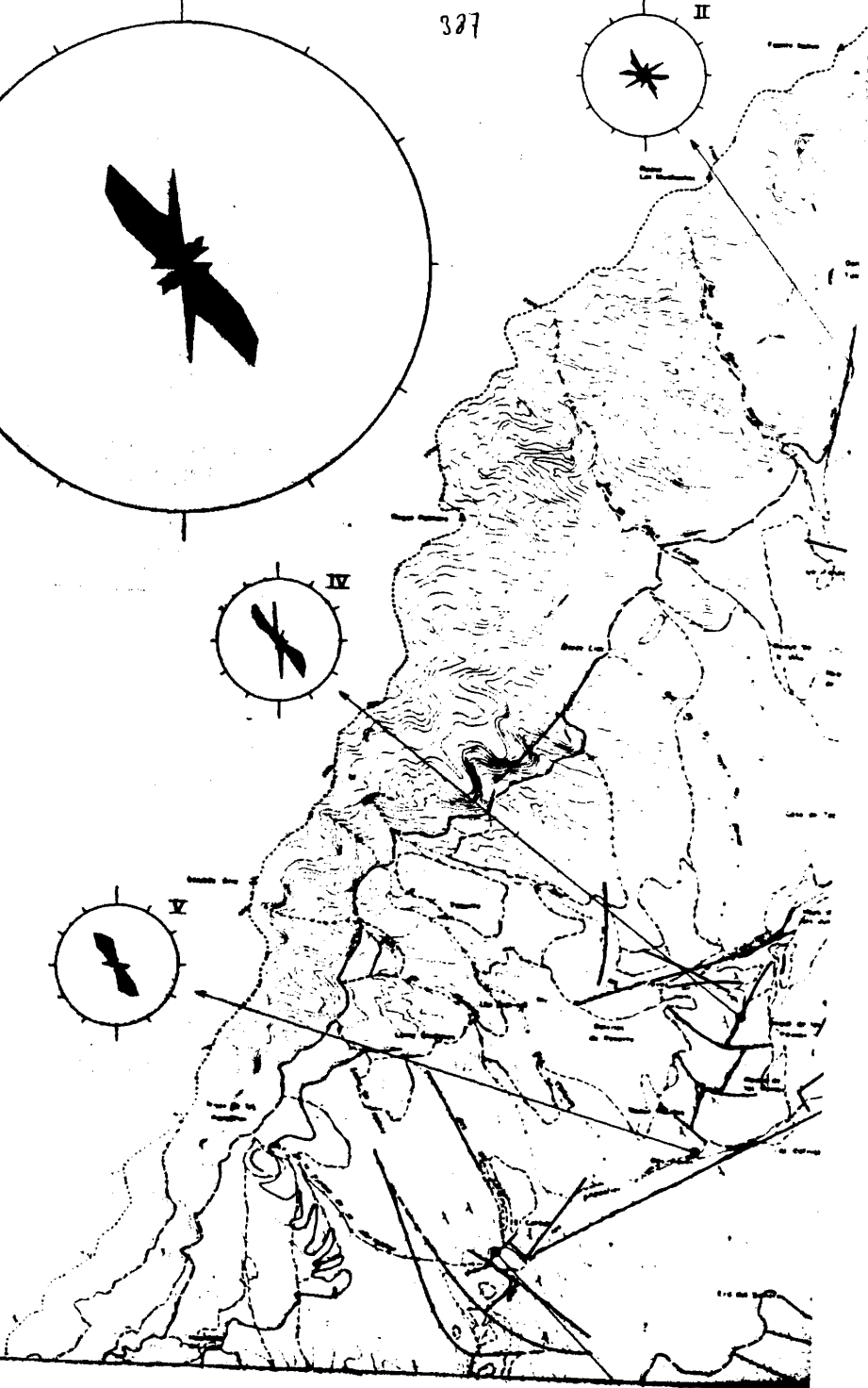
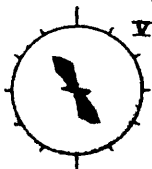
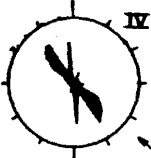
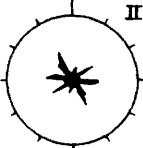
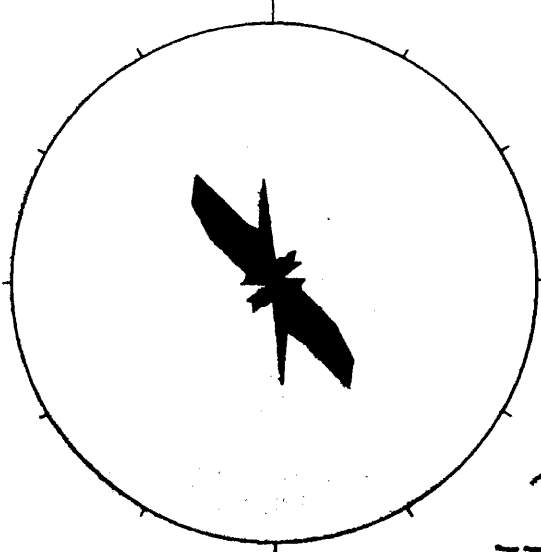
por  
J. de la Haza  
incluyendo datos de T. Bravo y A. Hernández-Pacheco



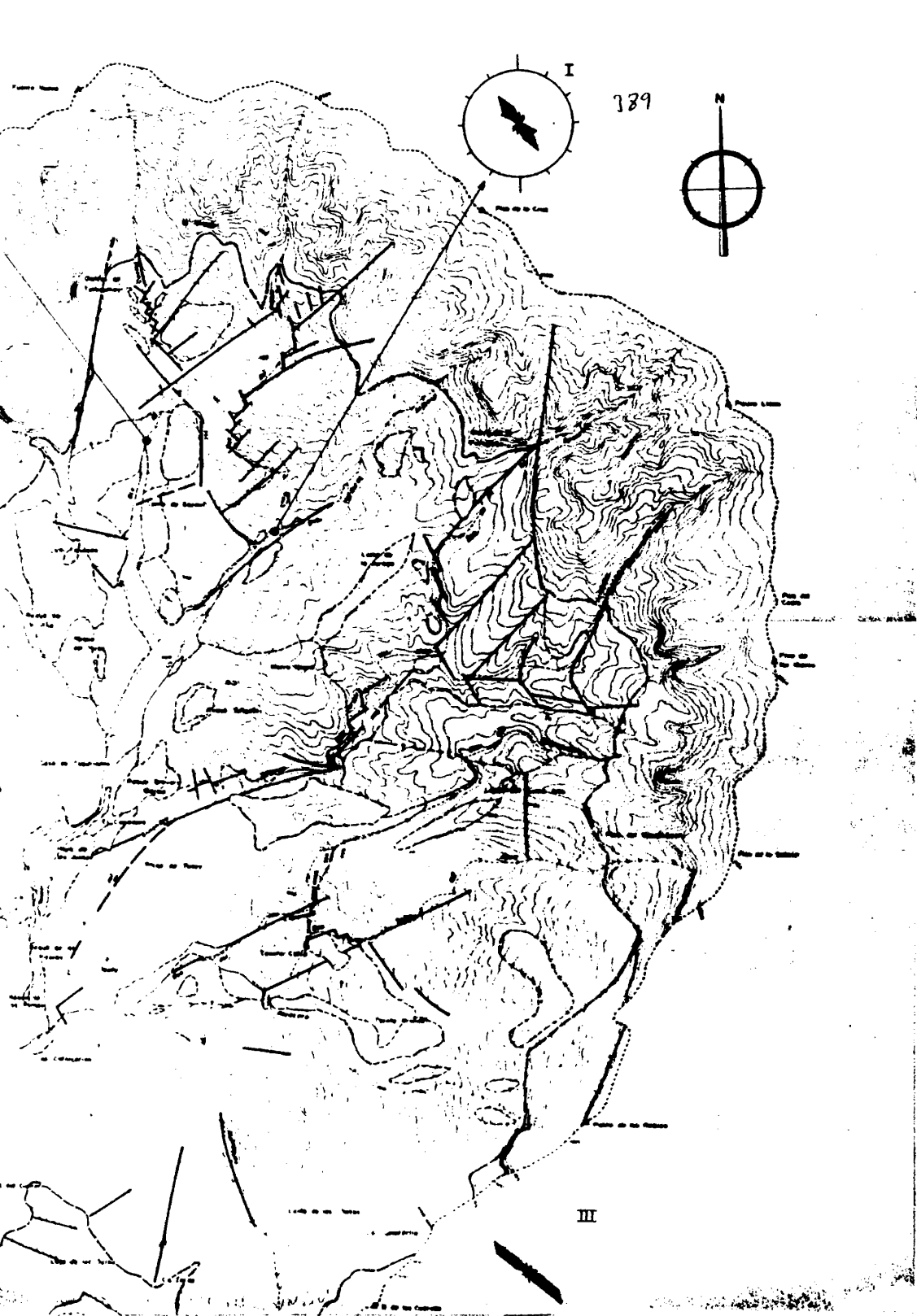


386

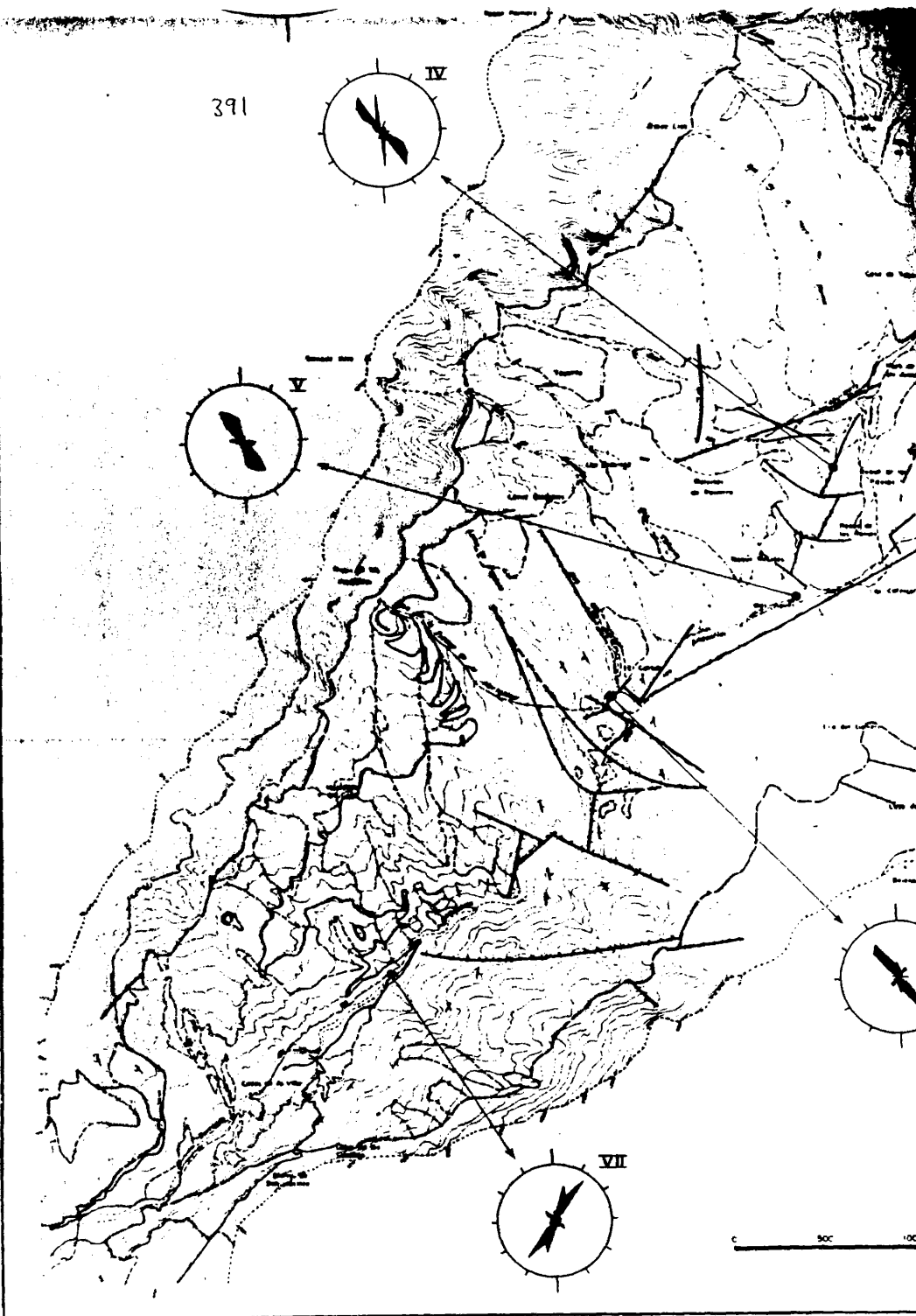
327



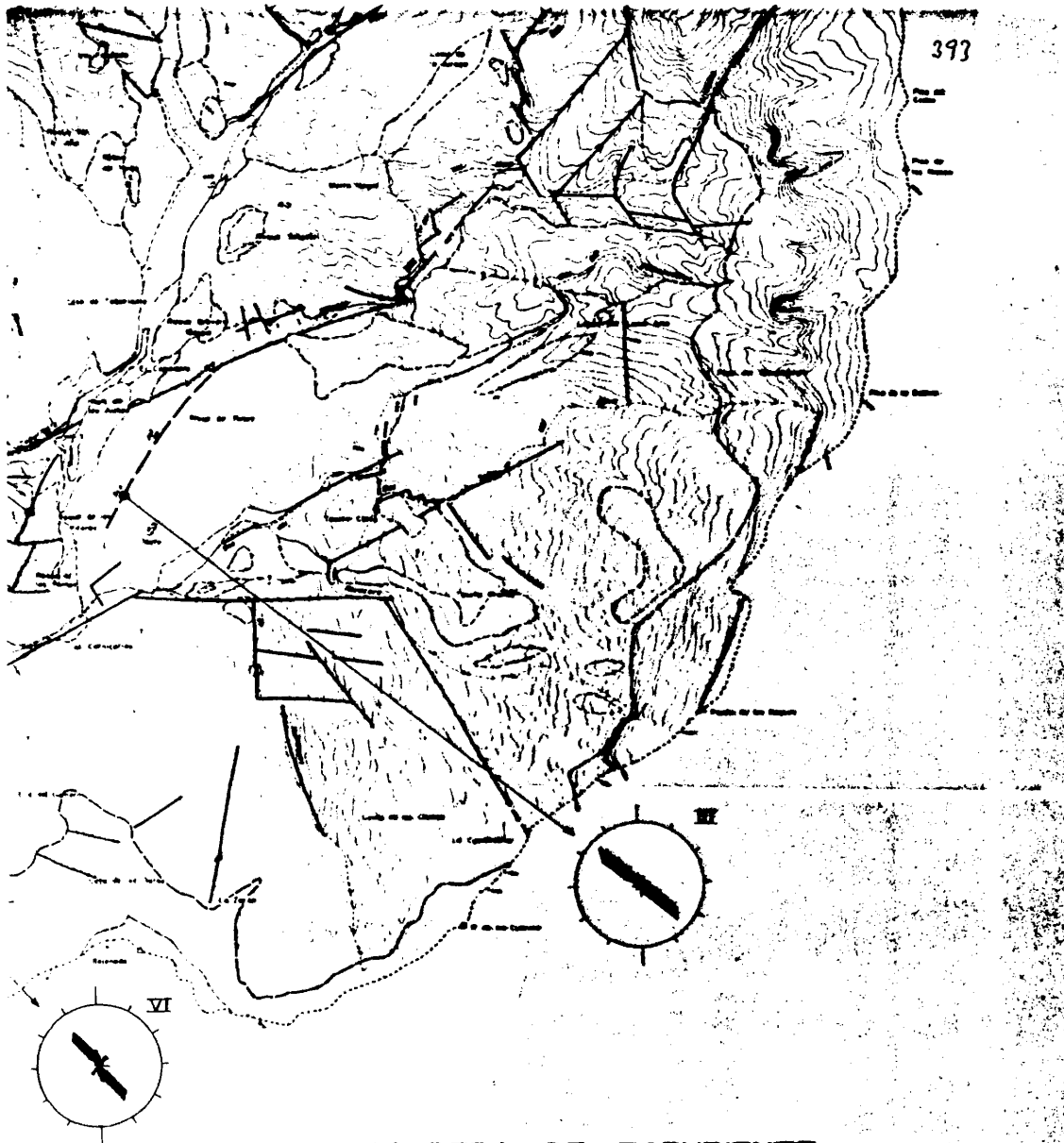




390



392

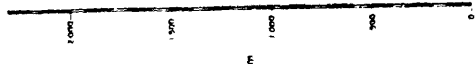


**CALDERA DE TABURIENTE**  
**ESQUEMA TECTONICO Y DIRECCIONES DE DIQUES**



394

SO

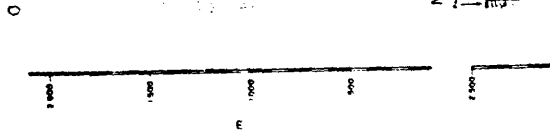


CORTE I-I'






395

CORTE II-II'



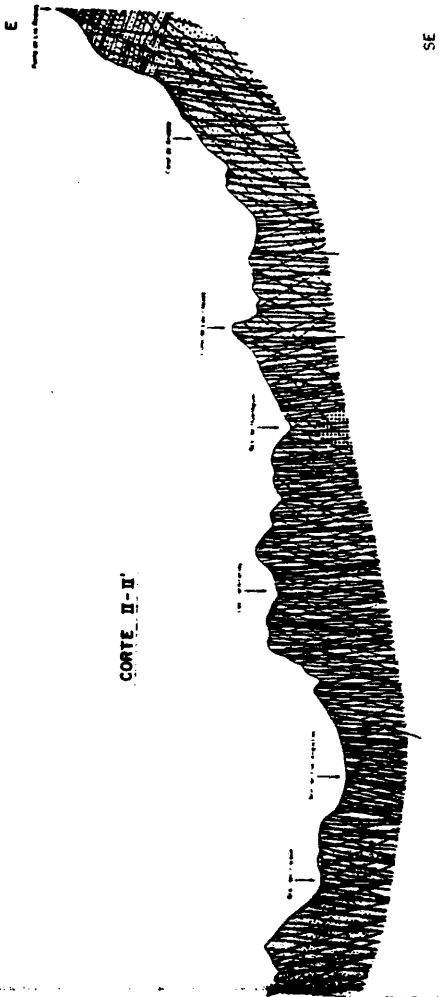
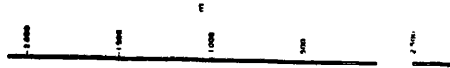
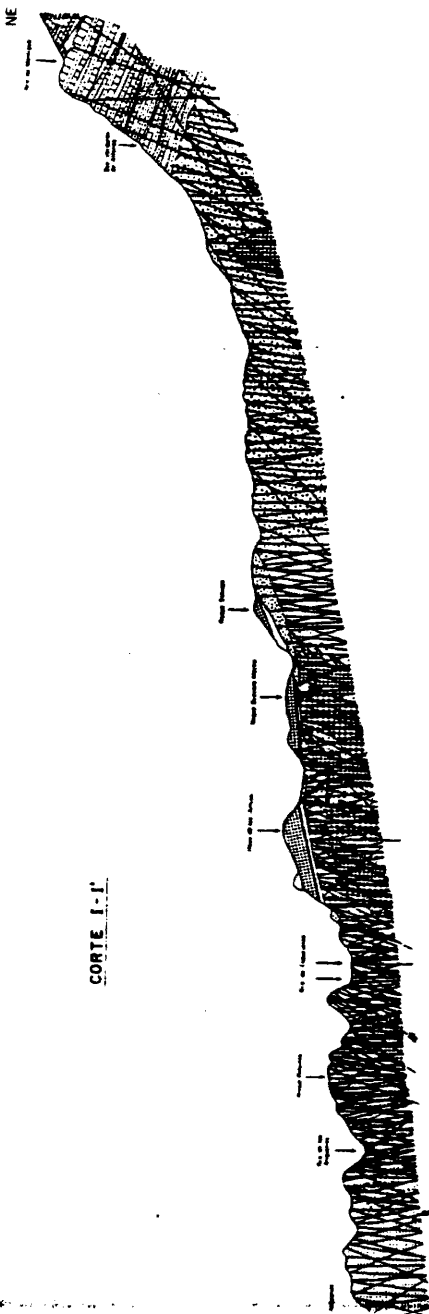
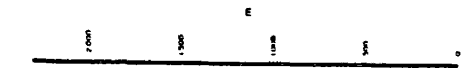
LEYENDA PARA LAS SERIES DE LA PARED

-  REGIONES DE CALAJET
-  REGIONES DE PROYECTOS
-  REGIONES DE ASOLEMAJOS






396

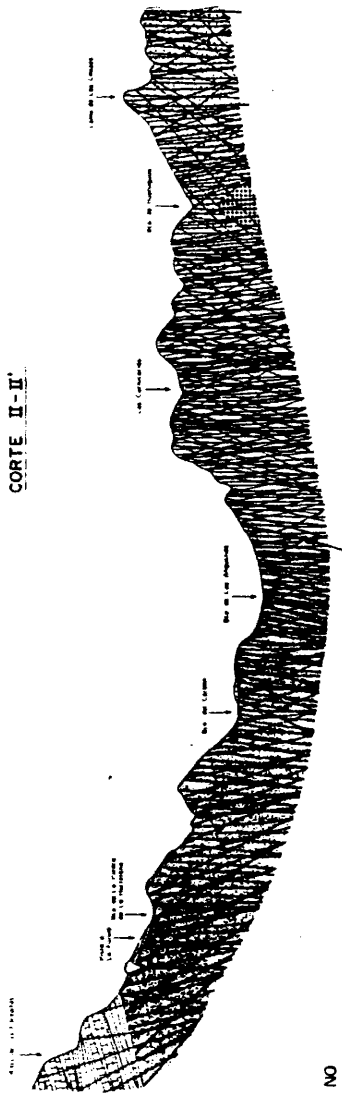
397



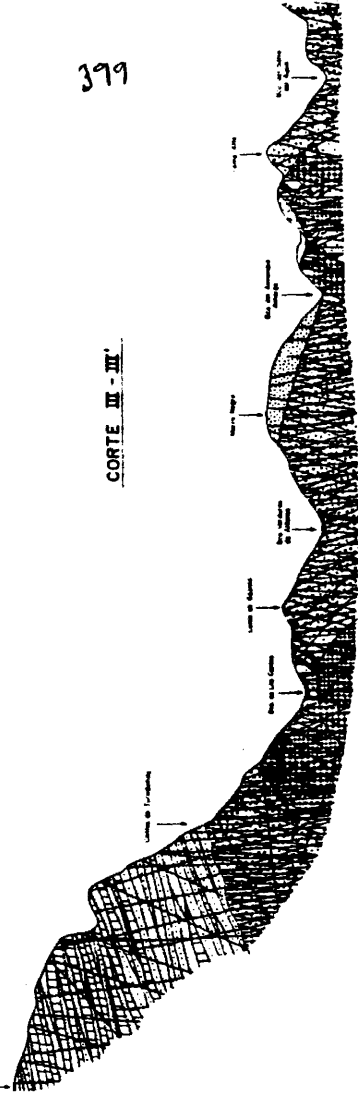
318

LEYENDA PARA LAS SERIES DE LA PIEDRA

-  PRECAMBRIANO DE COLINAS
-  PRECAMBRIANO DE PROCLISTAS
-  PRECAMBRIANO DE MALPAIS



399



0 500 1000 1500 2000  
ESCALA HORIZONTAL - ESCALA VERTICAL

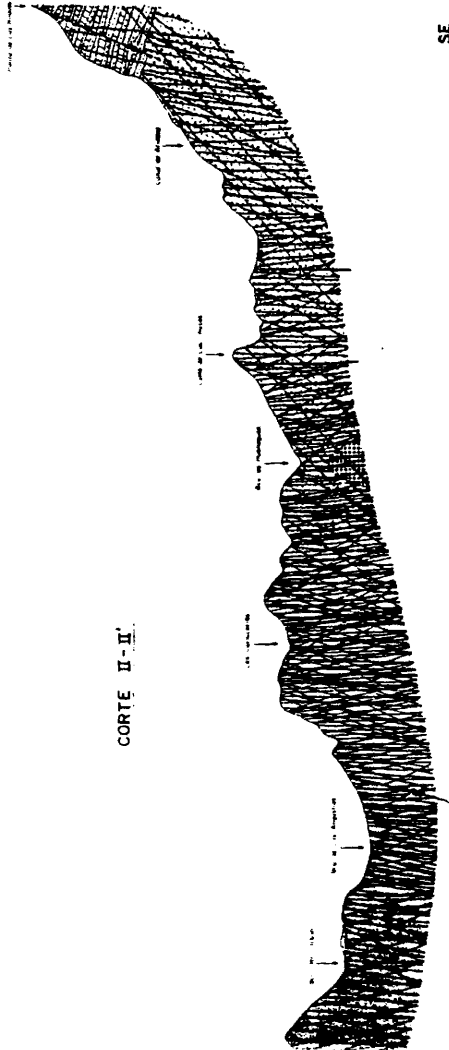
100

401

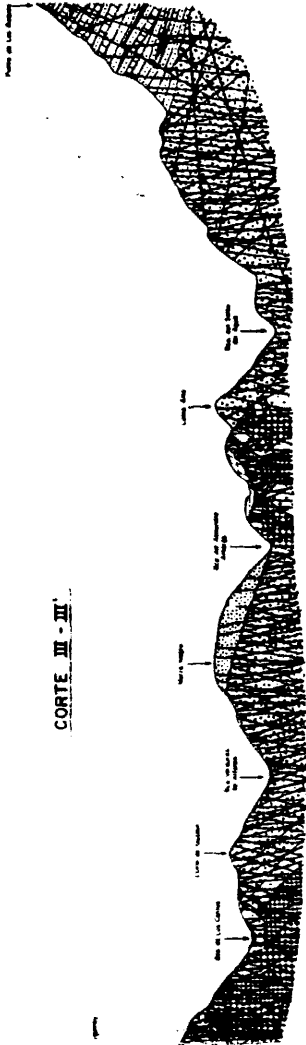


SE

CORTE II - II'



CORTE III - III'



BIBLIOTECA