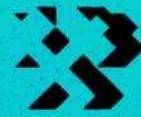




Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID



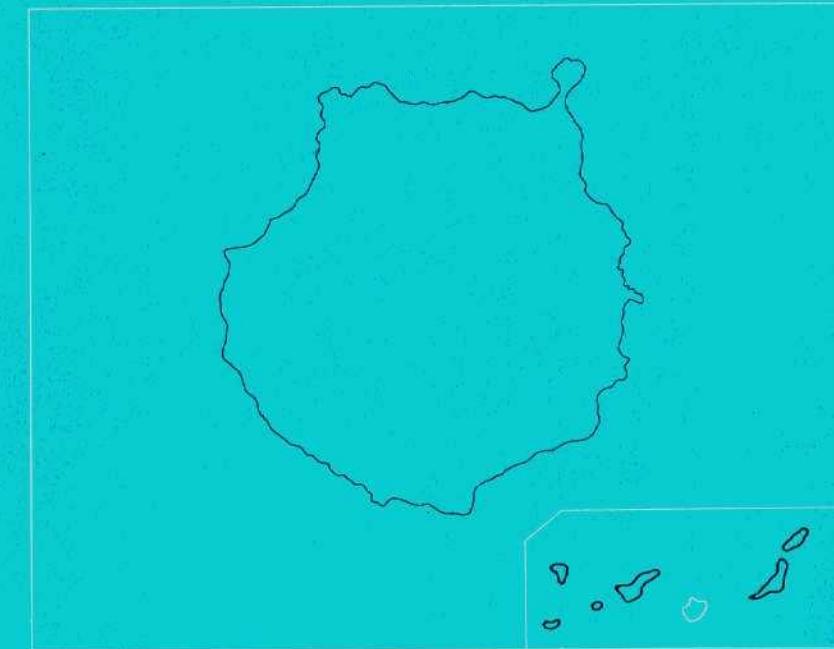
Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

21-21/21-22

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:100.000

Primera edición



ISLA DE GRAN CANARIA

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:100.000

ISLA DE GRAN CANARIA

Primera edición

MADRID 1992

Composición: RHEA Consultores, S.A. - Paseo de la Habana, 206 - 28036 Madrid
Tirada: 500
D.L.: M-33851-92
N.I.P.O.: 241-92-015-9
IMPRIME: LITOCENTER-JORAMAR.

La presente Hoja y memoria a escala 1:100.00 de la isla de Gran Canaria han sido realizadas por GEOPRIN, S.A., con normas, dirección y supervisión del I.T.G.E., habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos superiores:

Realización de la cartografía

- Equipo base:

Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S.A.) Lic. en C. Geológicas
Barrera Morate, J.L. (GEOPRIN, S.A.) Lic. en C. Geológicas
Gómez Sainz de Aja, J.A. (GEOPRIN, S.A.) Lic. en C. Geológicas

- Colaboradores:

Hernán Reguera, F. (Univ. de La Laguna, Tenerife) Dr. en C. Geológicas
Schmincke, H.U. (GEOMAR-Kiel, Rep. Fed. Alemania) Dr. en C. Geológicas

Redacción de la memoria

- Equipo base:

Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S.A.) Lic. en C. Geológicas
Barrera Morate, J.L. (GEOPRIN, S.A.) Lic. en C. Geológicas
Gómez Sainz de Aja, J.A. (GEOPRIN, S.A.) Lic. en C. Geológicas
Merlos Cárcel, A. (GEOPRIN, S.A.)
Ruiz García, M.T. (GEOPRIN, S.A.) Lic. en C. Geológicas

- Colaboradores

Brändle, J.L. (Inst. Geol. Econ., CSIC-Madrid) Dr. C. Geológicas-Geoquímica
Meco, J. (U. Las Palmas) Dr. C. Geológicas. Bioestratigrafía y Paleontología
Vidal, J.R. (U. La Coruña) Dr. C. Geológicas. Cartografía y memoria geomorfológica

Dirección y supervisión del I.T.G.E.

Cueto Pascual, L.A. Ing. Tec. de Minas

ÍNDICE

	Pág.
1.- INTRODUCCION	11
1.1.- SITUACION Y ASPECTOS FISIOGRAFICOS	11
1.2.- MARCO GEOLOGICO REGIONAL	16
1.3.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS	20
1.4.- METODOLOGIA SEGUIDA EN LA REALIZACION DE LA HOJA	24
2.- ESTRATIGRAFIA	24
2.1.- CICLOS VOLCANICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS	24
2.1.1.- Geocronología	28
2.1.1.1.- Antecedentes	28
2.1.1.2.- Nuevas dataciones K/Ar	29
2.1.1.3.- Estratigrafía geocronológica	34
2.2.- CICLO I (Miocene)	38
2.2.1.- Formación basáltica I	38
2.2.1.1.- Lavas y conos de tefra basálticos alcalinos, olivíni-co-piroxénicos y hawaíticos indiferenciados. (1)	41
2.2.1.2.- Lavas y conos de tefra basálticos alcalinos. (2)	44
2.2.1.3.- Diques básicos y sálicos	45
2.2.2.- Formación traquítico-riolítica. Dominio extracaldera	47
2.2.2.1.- Ignimbritas riolítico-mugearíticas ("composite flow"). (3)	50
2.2.2.2.- Arenas y fanglomerados. (4)	52

2.2.2.3.- Lavas riolíticas. (5)	54
2.2.2.4.- Lavas basálticas y hawaííticas; localmente depósitos de escorias. (6)	55
2.2.2.5.- Ignimbritas riolíticas. (7)	57
2.2.3.- Formación traquítico-riolítica. Dominio intracaldera	60
2.2.3.1.- Ignimbritas traquítico-riolíticas, lavas, brechas y sedimentos tobáceos. (8)	61
2.2.4.- Sienitas alcalinas. (9)	64
2.2.5.- Unidad del "cone-sheet"	66
2.2.6.- Formación fonolítico-traquíctica	69
2.2.6.1.- Ignimbritas y lavas intercaladas. (10)	71
2.2.6.2.- Ignimbritas no soldadas, "fallout" y sedimentos epiclásticos. (11)	75
2.2.6.3.- Lavas basálticas alcalinas. (12)	78
2.2.6.4.- Lavas fonolítico-traquíáticas. (13)	79
2.2.6.5.- Intrusiones fonolíticas y minoritariamente traquíticas. (14)	81
2.2.6.6.- Diques fonolítico-traquííticos.	85
2.3.- CICLO ROQUE NUBLO. (Plioceno)	86
2.3.1.- Brechas y sedimentos epiclásticos. (16)	89
2.3.2.- Lavas y conos de tefra basaníticos, basálticos alcalinos y tefríticos. "Pillow-lavas". (17)	91
2.3.3.- Brechas del cráter de los Reyes. (18)	96
2.3.4.- Brechas ricas en líticos y localmente ignimbritas.(19)	96
2.3.5.- Brechas líticas masivas y estratificadas (facies del cráter central). (20)	101
2.3.6.- Gabros alcalinos. (21)	102
2.3.7.- Alternancia de lavas y mantos de brechas líticas. (22)	103
2.3.8.- Intrusiones y localmente lavas fonolíticas haüynicas. (23)	103
2.3.9.- Brechas líticas ("debris avalanche"). (24)	105
2.3.10.- Conglomerados y arenas tobáceas. (25)	107
2.3.11.- Complejo radial de diques.	108
2.4.- FORMACION DETRITICA DE LAS PALMAS. (FDP)	109
2.4.1.- Area del NE. (Las Palmas)	111
2.4.1.1.- Miembro inferior. Arenas y conglomerados, predominantemente fonolíticos. (15)	111
2.4.1.2.- Miembro medio. Arenas, limos, arcillas y materiales volcánicos. Nivel rubefactado de la base. (26)	122
2.4.1.3.- Miembro superior. Arenas, conglomerados, fangolomerados y "debris-flows". (26)	133
2.4.2.- Area del S. (Maspalomas)	139
2.4.2.1.- Miembro inferior. Arenas y conglomerados, predo-	

minantemente fonolíticos. (15)	139
2.4.2.2.- Miembro superior. Arenas, conglomerados, fangolmerados y "debris-flows". (26)	147
2.5.- CICLO POST ROQUE NUBLO. (Plio-pleistoceno)	153
2.5.1.- Depósitos de deslizamientos gravitacionales. (27)	155
2.5.2.- Lavas, conos de tefra, maares y "fallout" basaníticos, nefelíticos y localmente melilitíticos. (28)	158
2.6.- EPISODIOS RECIENTES. (Cuaternario)	171
2.6.1.- Lavas, conos de tefra, maares y "fallout basaníticos. (29)	173
2.7.- EPISODIOS SEDIMENTARIOS RECIENTES. (Cuaternario)	180
2.7.1.- Depósitos de conglomerados y fangolmerados. (30)	180
2.7.2.- Arenas eólicas (dunas pleistocenas). (31)	181
2.7.3.- Arenas marinas y conglomerados (rasa jandiere). (32)	183
2.7.4.- Depósitos sedimentarios (aluviales, coluviales y suelos (33)	184
2.7.5.- Arenas eólicas (duna holocena). (34)	186
3.- TECTONICA	187
4.- GEOMORFOLOGIA	204
4.1.- MATERIALES	204
4.2.- FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	206
4.3.- FORMAS DIFERENCIABLES EN LA ISLA DE GRAN CANARIA	207
4.3.1.- Formas de origen endógeno.	207
4.3.1.1.- Formas volcánicas	207
4.3.2.- Formas de origen exógeno	208
4.3.2.1.- Formas de origen marino	208
4.3.2.2.- Formas de origen fluvial	210
4.3.2.3.- Formas de vertiente	211
4.3.2.4.- Formas de origen eólico	211
4.3.3.- Formas de origen diverso	212
4.3.3.1.- Formas de disyunción, de origen volcánico	212
4.3.3.2.- Formas de degradación química	213
4.3.3.3.- Formas de erosión eólica	213
4.3.3.4.- Formas de origen biológico	213
5.- PETROLOGIA Y GEOQUIMICA	213
5.1.- CICLO I	215
5.1.1.- Formación basáltica I	215
5.1.1.1.- Lavas y piroclástos basálticos (s.l.). (1 y 2)	215
5.1.1.2.- Diques básicos y sálicos	221
5.1.2.- Formación traquítico-riolítica. Dominio extracaldera	223
5.1.2.1.- Ignimbritas riolítico - mugearíticas. "Composite-flow". (3)	223
5.1.2.2.- Lavas riolíticas. (5)	227
5.1.2.3.- Lavas basálticas y hawaianitas. (6)	228

5.1.2.4.- Ignimbritas riolíticas. (7)	229
5.1.3.- Formación traquítico-riolítica. Dominio intracaldera	231
5.1.3.1.- Ignimbritas traquítico-riolíticas, lavas, brechas y sedimentos tobáceos. (8)	231
5.1.4.- Sienitas alcalinas. (9)	234
5.1.5.- Unidad del "cone-sheet"	235
5.1.6.- Formación fonolítico-traquítica.	236
5.1.6.1.- Ignimbritas y lavas intercaladas. (10)	236
5.1.6.2.- Ignimbritas fonolíticas y traquíticas no soldadas.(11)	238
5.1.6.3.- Lavas basálticas alcalinas. (12)	239
5.1.6.4.- Lavas fonolítico-traquíticas. (13)	241
5.1.6.5.- Intrusiones fonolíticas y minoritariamente traquíticas. (14)	243
5.1.6.6.- Diques fonolíticos	244
5.2.- CICLO ROQUE NUBLO	245
5.2.1.- Lavas y piroclastos basálticos, basaníticos, nefeliníticos y tefríticos. (17)	245
5.2.2.- Gabros alcalinos. (21)	248
5.2.3.- Brecha volcánica Roque Nublo, facies deslizadas del estratovolcán y otros depósitos piroclásticos no soldados. (18, 19, 20 y 24)	251
5.2.4.- Intrusiones y lavas fonolíticas haüynicas. (23)	252
5.2.5.- Diques	253
5.3.- CICLO POST ROQUE NUBLO	254
5.3.1.- Lavas y piroclastos basaníticos, nefeliníticos, basálticos y melilitíticos. (28)	254
5.4.- EPISODIOS RECIENTES	258
5.4.1.- Lavas y piroclastos basaníticos. (29)	258
5.5.- GEOQUIMICA GENERAL DE LOS CICLOS VOLCANICOS	263
6.- HISTORIA GEOLOGICA	263
7.- HIDROGEOLOGIA	272
7.1.- CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA	272
7.2.- HIDROGEOLOGIA	275
7.2.1.- Características hidrogeológicas generales de los materiales	277
7.2.2.- Unidades hidrogeológicas. Acuíferos	277
7.2.3.- Parámetros hidrogeológicos de los acuíferos	280
7.2.4.- Sistemas de captación de las aguas subterráneas	282
7.3.- HIDROGEOQUIMICA	283
7.4.- CALIDAD DEL AGUA	285
8.- GEOLOGIA ECONOMICA. MINERIA Y CANTERAS	285
8.1.- ROCAS VOLCANICAS MASIVAS	286

8.2.- ROCAS VOLCANICAS FRAGMENTARIAS	289
8.3.- ROCAS PLUTONICAS	296
8.4.- ROCAS SEDIMENTARIAS	296
9.- PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO	299
9.1.- DESCRIPCION DE LOS P.I.G.	300
10.- BIBLIOGRAFIA	307

1.- INTRODUCCION.

1.1.- SITUACION Y ASPECTOS GEOGRAFICOS.

A escala 1:100.000 las hojas nº 21-21, LAS PALMAS DE GRAN CANARIA y nº 21-22, AGÜIMES, del Mapa Topográfico Nacional conforman la ISLA DE GRAN CANARIA, situada, junto con la de Tenerife, en la zona central del archipiélago canario, Fig. 1.1.

Gran Canaria es la tercera isla en extensión del archipiélago, con una superficie de 1532 km² y, también una de las de mayor altura, con su punto más elevado a 1949 m (s.n.m.) en el Pico de las Nieves, situado en su zona central.

La isla, al menos en lo que concierne a su parte subaérea, es enteramente de constitución volcánica con las características propias de una isla oceánica. Su historia geológica, tras su emersión, comienza hace unos 14 m.a, es decir, en el Mioceno medio y, desde entonces, han tenido lugar diversas etapas o fases constructivas, caracterizadas por episodios o ciclos volcánicos bien definidos que fueron edificando la isla. Entre ellos se sucedían de manera repetitiva fases de erosión o destrucción de las estructuras volcánicas previamente originadas que, conjuntamente con aquellos, han ido retocando y definiendo su superficie hasta tal y como se la conoce actualmente. En la Fig. 1.2. se presenta un esquema geológico de la isla.

Su contorno es casi circular, con abundantes incisiones e irregularidades a lo largo de su perímetro. En sección transversal tiene forma de cúpula o plato invertido, con una zona central muy elevada y rampas periclinales que, para acomordarse al reducido

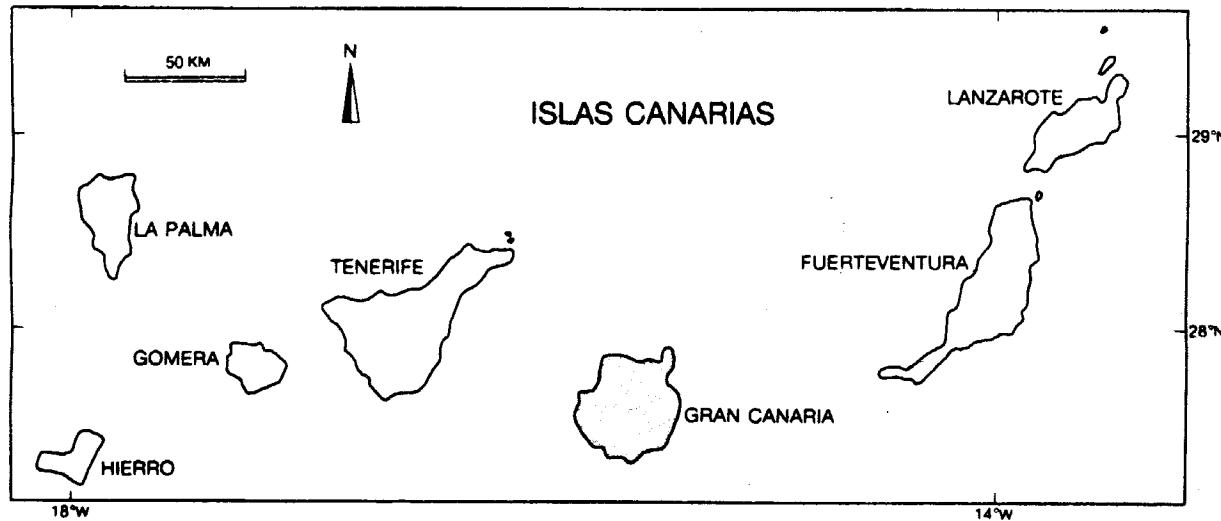
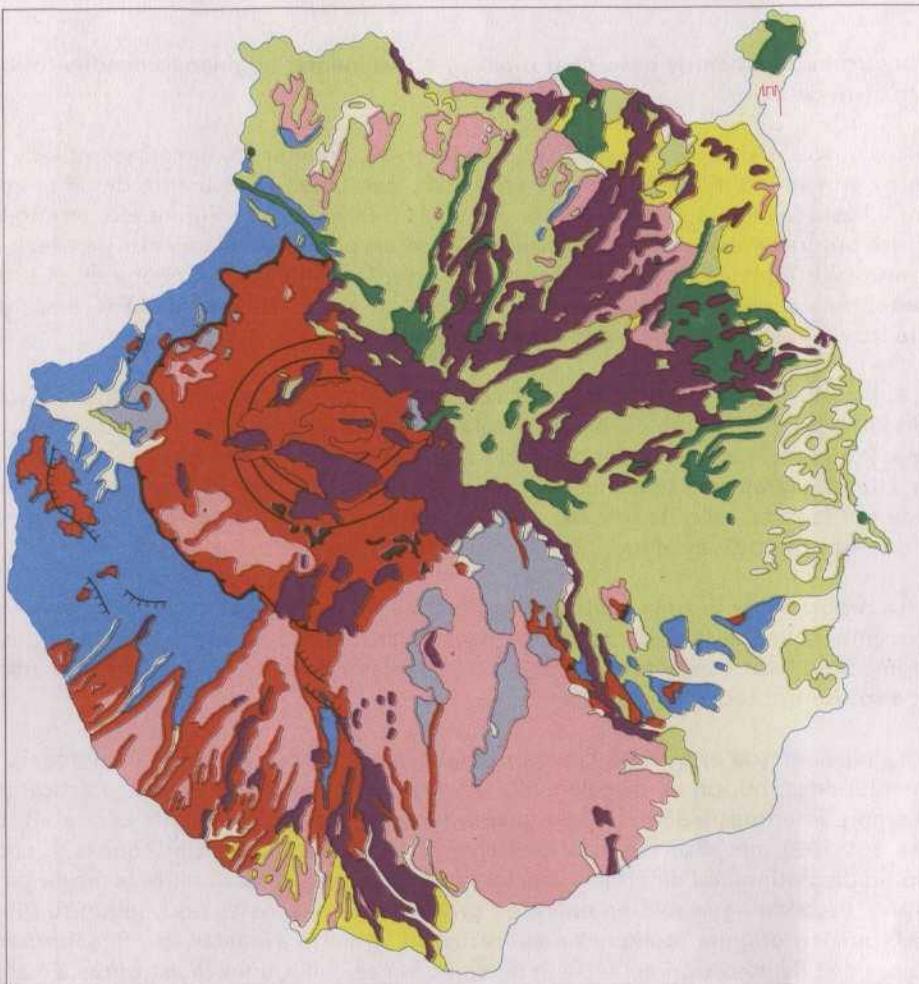


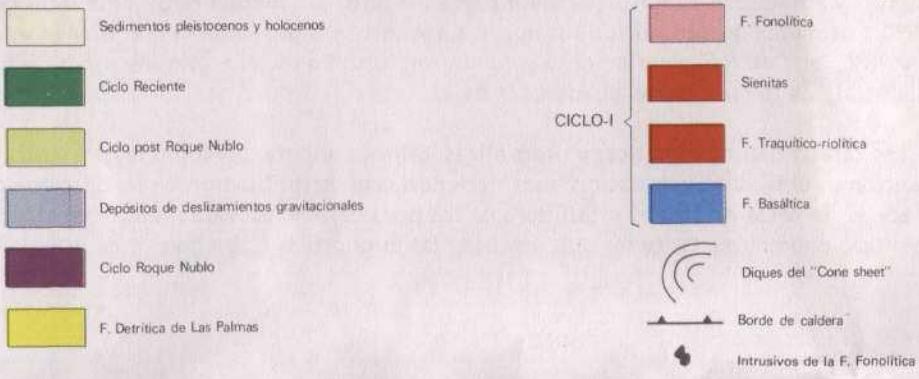
Fig. 1.1.- Esquema de situación geográfica de la isla de Gran Canaria en el archipiélago canario.

ESQUEMA REGIONAL



Escala 1 : 400.000

Fig. 1.2.- Esquema geológico de la isla de Gran Canaria.



perímetro insular, han de descender rápida y bruscamente, originando pendientes bastante acusadas.

Los procesos erosivos han sido bastante intensos, originando numerosos valles y barrancos, a menudo muy profundos y encajados, que bajan radialmente desde la zona central hasta las costas, suponiendo importantes desniveles y configurando, en conjunto, una orografía enormemente abrupta. Destacan por su encajamiento y belleza los barrancos de Agaete, Moya y Azuaje en el norte, Guayadeque y Tirajana en el este y sureste, respectivamente, Arguineguín y Fataga en el sur; Mogán, en el suroeste y el barranco de Tejeda-La Aldea, en la vertiente occidental, Fig. 1.3.

El litoral es generalmente irregular, con acantilados de gran verticalidad en la costa occidental, principalmente entre San Nicolás y Agaete y escaso desarrollo de playas de arena. Por el contrario, el sector oriental y meridional se caracteriza por la presencia de una extensa plataforma suavemente inclinada y de baja altura, en algunas zonas favorecida por la instalación de grandes abanicos aluviales a la salida de algunos barrancos importantes como Guayadeque, Tirajana o Fataga.

La orografía de la zona central de la isla determina contrastes climáticos muy marcados entre la vertiente norte, constantemente expuesta a la acción de los vientos alisios que imponen unas condiciones húmedas, templadas y nubosas, y la vertiente meridional, a sotavento, seca y soleada.

La pluviometría está controlada por el relieve y la exposición de las vertientes y, en general, su distribución es irregular: escasa en la franja litoral, con valores prácticamente siempre inferiores a 350 mm/año, que se incrementan gradualmente con la altitud, hasta 500-1000 mm/año, según la vertiente. Esta escasez de precipitaciones y, sobre todo, su discontinuidad determina que los barrancos estén secos durante la mayor parte del año, llevando agua sólo en época de grandes lluvias. En este caso, según su intensidad, pueden originar, aunque no es frecuente, grandes avenidas, que si sobrepasan la capacidad de absorción del terreno desembocan en situaciones catastróficas. En algunas ocasiones, las precipitaciones se resuelven en forma de nieve, aunque sólamente en las zonas de cumbres. En cuanto a las temperaturas, se caracterizan por ser generalmente suaves y agradables durante la mayor parte del año, con medias raramente inferiores a 18°C. Los meses de verano son los más calurosos, con temperaturas que oscilan entre 20° y 28°C, que extraordinariamente superan los 30°C. En invierno, en las zonas de mayor altitud, las temperaturas pueden ser bajas.

Las características climáticas y orográficas, principalmente, así como las del sustrato, condicionan el tipo de vegetación, estableciendo una estratificación en su distribución. Las zonas de cotas inferiores están dominadas por comunidades de plantas xerofíticas, a menudo endémicas, entre las que destacan las Euphorbias (tabaibales y cardonales) y



Fig. 1.3.- Esquema geográfico con la localización de las principales localidades, vías de comunicación, barrancos y vértices geodésicos.

las palmeras (con *Phoenix canariensis* como tipo principal y más representativo) que en ocasiones constituyen extensos palmerales, como en Las Palmas y Santa Brígida. Son así-mismo frecuentes en esta zona, algunos tipos introducidos, como las pitas (*Agave americana*) y las tuneras (*Opuntia*). En áreas intermedias, las zonas boscosas que antaño ocupaban extensiones importantes en Gran Canaria, están hoy considerablemente reducidas. Así, los extensos bosques de laurisilva de la costa norte han quedado prácticamente relegados a zonas limitadas de Moya y el barranco de la Virgen. Las formaciones boscosas están hoy representadas principalmente por comunidades de pinares, con predominio de *Pinus canariensis*, una especie endémica en el archipiélago y, en menor medida, por tipos foráneos de repoblación. Su mayor desarrollo lo alcanzan en las zonas centrales de la isla, principalmente en Tamadaba, Inagua, Ojeda y Pajonales, donde junto a ellos se desarrolla también una flora muy característica. Finalmente, en los lugares elevados, con condiciones climáticas más extremas, tienen cierta representación algunos tipos arbustivos como las retamas y codecos.

La isla está altamente poblada y su población se distribuye de manera muy dispersa a lo largo de su geografía, incluso en lugares aislados y de mal acceso. Los principales núcleos urbanos se localizan en el N., NE. y E. El principal es la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria, su capital; otras poblaciones importantes son Gáldar y Arucas, en el norte, Teror y Santa Brígida en la zona noreste y Telde-Agúimes-Ingenio en el este. La zona occidental y suroccidental está, por el contrario, menos habitada. En el arco meridional que abarca San Agustín-Maspalomas y Puerto Rico es donde se concentran las principales zonas turísticas, también altamente pobladas y urbanizadas, hasta el punto que en gran medida han supuesto graves alteraciones en su entorno natural.

La red de comunicaciones alcanza a prácticamente cualquier punto de la isla, mediante carreteras asfaltadas o pistas de tierra, por lo que los accesos son relativamente cómodos. Es particularmente densa en la zona norte, centro y este, siendo su trazado a menudo extraordinariamente sinuoso, debido a la complicada y abrupta orografía insular, sobre todo en las zonas centrales. Es mucho más escasa en las zonas occidentales y suroccidentales, con mayor número de pistas de tierra e incluso algunos lugares de acceso más difícil.

Finalmente, hay que indicar que, gran parte de los topónimos que se citan en esta memoria aparecen indicados en la base topográfica del mapa geológico. Otros muchos, sin embargo, por razones de espacio, no figuran en ella, habiendo sido tomados de los mapas a escala 1:25.000.

1.2.- MARCO GEOLOGICO REGIONAL.

Las Islas Canarias constituyen un conjunto de siete islas volcánicas principales, situadas en ámbito oceánico, en el sector NO. del margen continental africano, entre los pa-

raeles 27° 38'-29° 25' de latitud norte y los meridianos 13° 20'-18° 9' de longitud oeste. Conforman un archipiélago alargado en dirección E.-O., con una longitud cercana a los 500 km, cuyo extremo más oriental dista unos 100 km de la costa africana. En conjunto suponen una superficie de 7.500 km². Están emplazados en una zona de tranquilidad magnética, en lo que se denomina "borde o margen pasivo", si bien en este área la actividad magmática es importante.

Cada isla es un edificio volcánico independiente (excepto Fuerteventura y Lanzarote), asentados sobre fondos marinos de unos 3000 m de profundidad media. La base sobre la que están superpuestos es una corteza de tipo oceánico, generada a partir de la fragmentación de la Pangea hace unos 180 m.a. y, su edad alrededor de las islas, está comprendida entre 180 m.a. y 150 m.a. Los espesores de esta corteza parecen aumentar desde las islas occidentales a las orientales, oscilando entre 10 y 15 km.

Los rasgos volcanológicos de las islas, e incluso el propio emplazamiento de cada una de ellas, están condicionados por una red de fracturas profundas de amplitud regional, que sirven de vía de salida de los magmas hacia la superficie. La existencia de estas lineaciones estructurales, las cuales siguen direcciones dominantes, se pone de manifiesto por métodos geofísicos, pero también geológicos y volcanológicos, como son la orientación de las redes filonianas de los Complejos Basales, la alineación de centros eruptivos, rasgos morfológicos de las islas, etc. En unos casos están relacionadas con procesos tectónicos ocurridos en el vecino continente africano y, en otros, con el sistema de esfuerzos creados durante la apertura del Atlántico, Fig. 1.4.

A lo largo de las directrices del primer caso, denominadas "africanas" por HERNANDEZ-PACHECO (1979), se alinean un primer grupo de islas, como El Hierro, La Gomera y Tenerife, siguiendo un rumbo ENE.OSO. de 66°. Con una dirección más norteada, se alinean Fuerteventura y Lanzarote, además de algunas crestas submarinas que llegan hasta el Banco de La Concepción, cuya orientación es de unos 39°, es decir NNE.-SSO. Por el contrario, siguiendo una directriz "atlántica", de orientación N104°E., es decir, ONO.-ESE., se sitúan La Palma, Tenerife y Gran Canaria. Con frecuencia, confluyen algunas de estas alineaciones principales en una misma isla, favoreciendo una importante actividad eruptiva, como ha ocurrido en el edificio central de Tenerife.

La historia magmática del archipiélago canario es bastante dilatada en el tiempo, comenzando las primeras manifestaciones volcánicas submarinas hace unos 35 m.a. En el transcurso de ella, han tenido lugar diversos procesos geológicos, con fenómenos de volcanismo submarino, intrusiones filonianas generalizadas, intrusiones plutónicas, emisiones subáreas, que se han manifestado hasta el presente y, fenómenos de sedimentación, en distintos ambientes. Al mismo tiempo se han sucedido procesos de emersión y subsidencia en regímenes compresivos y distensivos.

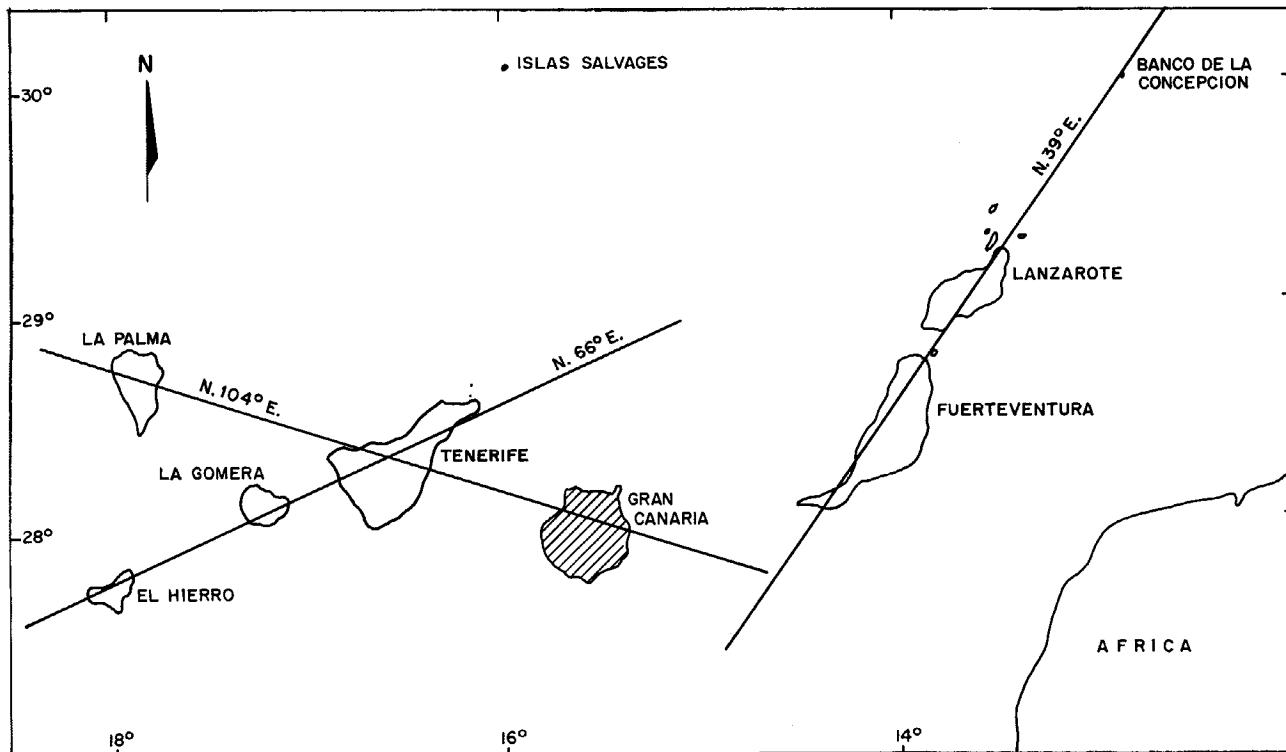


Fig. 1.4.- Principales alineaciones tectónicas en el archipiélago canario, según HERNAN-DEZ-PACHECO (1979).

A lo largo de esta evolución geológica se pueden distinguir dos fases o períodos principales de construcción de cada uno de los edificios insulares: una etapa submarina o preinsular, que conforma más del 80% del cuerpo de cada isla, que es aún insuficientemente conocida y, una etapa subaérea, mejor comprendida, que constituye la supraestructura visible de cada edificio y, por ende, las islas como tales.

Las unidades estructurales más antiguas son los denominados Complejos Basales, los cuales representan un conjunto de materiales formados en ambiente oceánico y sólo aflorantes, actualmente, en tres islas, La Palma, La Gomera y Fuerteventura. En las restantes, diversas evidencias permiten deducir que constituyen su base no emergida.

Aunque en cada una de aquellas islas, los Complejos Basales tienen características comunes, también presentan diferencias en cuanto a los materiales que los integran, edades, etc. En general, están constituidos por una compleja unidad en la que están presentes materiales sedimentarios mesozoicos, lavas y tobas submarinas, intrusiones plutónicas y una densa red de diques que corta todo lo anterior. A pesar de su heterogeneidad litológica y estructural, los Complejos Basales se comportan como una unidad bastante homogénea.

La emersión de los edificios se produce por un proceso de levantamiento diferencial en este sector del Atlántico, si bien la edad de esta emersión es aún poco conocida. Posteriormente comienza un prolongado período erosivo, tras el cual se inician los episodios subaéreos.

Una fuerte discordancia erosiva separa los Complejos Basales de los episodios volcánicos subaéreos, que a lo largo de unos 20 m.a. han ido construyendo las islas propiamente dichas. Este volcanismo se ha manifestado hasta la actualidad en varias islas, aunque bastante atenuado, habiendo tenido lugar la última erupción en 1971, en la isla de La Palma. En cada una de las islas, estos materiales volcánicos están constituidos por un primer ciclo de emisiones de basaltos fisurales, que originan extensos apilamientos tabulares de lavas, de considerable potencia, con episodios piroclásticos intercalados. En cada una de las islas, sin embargo, el período de formación de estos materiales no tiene igual significado geocronológico. En un ciclo de emisiones posteriores, principalmente pliocenas y cuaternarias, la actividad volcánica es mucho más diversificada y de carácter más puntual, aunque también condicionada por las pautas estructurales de primera magnitud antes mencionadas.

La naturaleza geoquímica y petrológica de los materiales volcánicos del archipiélago canario se caracteriza por presentar asociaciones magmáticas alcalinas, que se corresponden plenamente con las propias de islas oceánicas. Es en las Islas Canarias, donde estos materiales volcánicos presentan, en relación con otras islas oceánicas, el mayor espectro composicional de rocas, encontrándose términos extremadamente básicos y

subsaturados (basanitas, nefelinitas, melilititas, basaltos), términos intermedios (traquibasaltos, tefritas) y tipos ya altamente diferenciados (traquitas y fonolitas).

Ciertas diferencias geoquímicas parecen existir entre las islas, relacionadas, a su vez, con los condicionamientos estructurales dominantes en el archipiélago y, por tanto, con ambientes geotectónicos diferentes, pero no con su mayor o menor proximidad al continente africano. Aunque en general, en todas las islas los distintos ciclos volcánicos son progresivamente más alcalinos, es en las tres centrales (Gran Canaria, Tenerife y La Palma) donde la alcalinidad es más acentuada y donde volumétricamente son más importantes los diferenciados sálicos y alcalinos. Por el contrario, en las islas restantes, la alcalinidad es menos acentuada y este tipo de diferenciados es más escaso.

En Gran Canaria, objeto de esta memoria, existe un volcanismo mioceno caracterizado por abundantes emisiones basálticas, traquílicas y fonolíticas, con mecanismos eruptivos y materiales resultantes muy diferentes, al mismo tiempo que concurren una serie de acontecimientos volcano-tectónicos de gran importancia en la historia volcanológica de la isla. En el Plioceno, existe una completa evolución magmática desde tipos nefeliníticos, basaníticos y tefríticos, hasta términos sálicos diferenciados, de carácter fonolítico. Finalmente, en el Cuaternario, las erupciones son más puntuales, pero responden a mecanismos fisurales y se caracterizan por un magmatismo eminentemente básico y subsaturado, con un único episodio diferenciado en un sólo edificio.

1.3.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS.

La base esencial para la confección de este mapa geológico a escala 1:100.000 la constituyen las 15 hojas geológicas a escala 1:25.000 del proyecto MAGNA, Fig. 1.5, realizadas por el equipo técnico de GEOPRIN,S.A. durante los años 1986-89, bajo contratación del Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE (1990, a-o). Tanto en ellas como en este trabajo, contribuyeron, asimismo, de manera importante, los numerosos estudios geológicos realizados en la isla previamente, ya desde el siglo pasado, e incluso algunos trabajos de ámbito regional.

Como trabajos geológicos de carácter general destacan las monografías de BOUCART y JEREMINE (1937) y HAUSEN (1962), que fueron ya revisadas e incorporadas a trabajos posteriores. No obstante su lectura resulta ser siempre enriquecedora e interesante, ya que fundamentalmente en la de HAUSEN (op.cit.) las descripciones de determinados aspectos son bastante detalladas y están completadas con numerosos análisis químicos y petrográficos de diversas rocas.

El trabajo de FUSTER et al. (1968) es también un estudio completo de la geología de la isla, que incorpora aspectos de campo, petrológicos y geoquímicos de todas las unidades volcánicas, y constituye ya un clásico en la bibliografía geológica de Gran Ca-

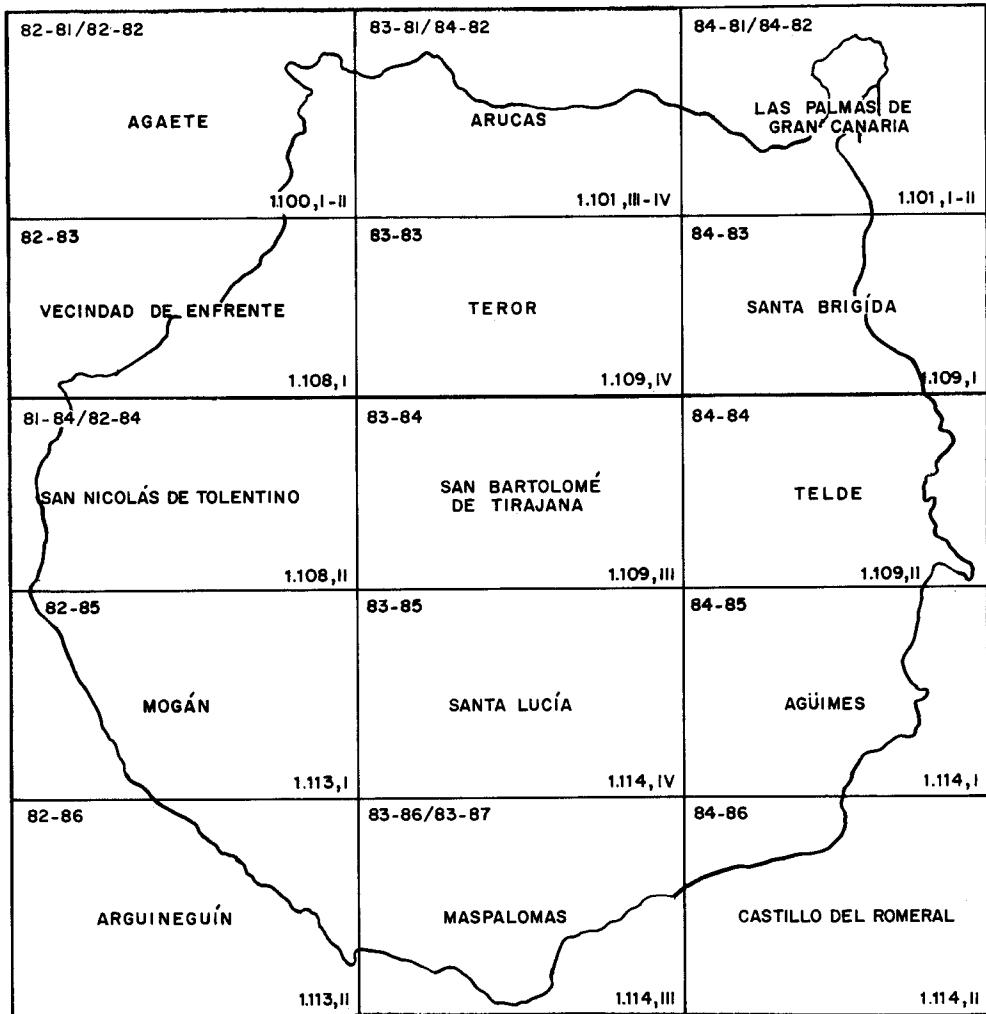


Fig. 1.5.- Esquema de distribución de las hojas del Mapa Topográfico Nacional a E. 1:25.000 de la isla de Gran Canaria.

naria. La división estratigráfica por ellos establecida es la que se venía utilizando hasta ahora en los trabajos geológicos de diversa índole realizados en la isla. Va acompañado de un mapa geológico a escala 1:100.000, ALONSO et al. (1968), donde sintetizan gráficamente lo expuesto en la memoria.

Más tarde aparecen las publicaciones de SCHMINCKE (1976) y ARAÑA y CARRACEDO (1978), también de carácter general, aunque esta última es más bien con fines divulgativos.

Además de estas síntesis de la geología insular, existen también un elevado número de publicaciones referidas a unidades volcánicas concretas, alguna de las cuales incluso muy detalladas.

Entre este tipo de trabajos, hay que mencionar los estudios de H.U. SCHMINCKE (1966-90) y colaboradores, referidos en su mayoría a los aspectos volcanológicos, petro-lógicos, geoquímicos y estructurales de las formaciones ignimbriticas y lávicas miocenas de carácter sálico, del sector suroccidental. Estudia también los diversos tipos de depósitos brechoides originados en el Plioceno durante el Ciclo Roque Nublo, BREY y SCHMINCKE (1980), así como diversos aspectos volcano-tectónicos referentes a la formación de la Caldera de Tejeda y la existencia de un "cone-sheet" en su zona central, SCHMINCKE Y SWANSON (1966) y SCHMINCKE (1967a), respectivamente. En su último trabajo, SCHMINCKE (1990), presenta una síntesis bastante detallada de los episodios volcánicos acaecidos en la isla, haciendo mayor hincapié en los de edad miocena y pliocena, estudio que completa y amplia con datos de FREUNDT (1989) y NADERMANN (1989), ambos trabajos referidos a episodios ignimbriticos. La segunda parte del trabajo es una guía geológica de campo a través de las distintas unidades volcánicas, que resulta muy útil.

Igualmente importantes son los estudios de ANGUITA (1972), HOERNLE (1987) y GARCIA CACHO y ANGUITA (1989) sobre el episodio Roque Nublo, así como el de HERNAN (1976) y HERNAN y VELEZ (1980), sobre el complejo traqui-sienítico mioceno.

Un cierto número de publicaciones sobre la isla están dedicadas al estudio de los depósitos sedimentarios de la denominada Formación detrítica de Las Palmas (también conocida por "terraza de Las Palmas") cuya importancia fue reconocida desde los primeros trabajos geológicos en la isla. Los trabajos más antiguos se referían más a los aspectos paleontológicos, ROTHPLETZ y SIMONELLI (1892), GONZALEZ y GUTIERREZ PALACIOS (1910), MARTEL (1952), MACAU (1960) y ANGUITA y RAMIREZ DEL POZO (1974), entre otros. BOUCART y JEREMINE (1937), que confeccionan el primer mapa geológico de la isla, establecen, de manera aproximada, los límites del citado depósito y dan algunas ideas sobre su constitución. BRAVO (1960) intenta reconstruir su historia y HAUSEN (1962) lo trata con relativa extensión en su monografía. Más adelante, aparece un importante trabajo (con un mapa a escala 1:50.000) de NAVARRO et al. (1969), en el que

se pone de manifiesto la importancia real del depósito, al mismo tiempo que se trata por primera vez de manera conjunta con la secuencia volcánica intercalada en él. Estos autores establecen tres unidades que denominan, "piedemonte inferior, nivel marino y piedemonte superior".

Recientemente, CABRERA (1985) realiza un estudio sedimentológico del mismo, redefiniendo las unidades de NAVARRO et al. (op. cit.) y estableciendo de manera más precisa sus connotaciones paleogeográficas. Tomando como base la cartografía del Plan MAGNA y el trabajo de CABRERA (op. cit.), GABALDON et al. (1989) realizan, recientemente, una breve síntesis de las facies que se presentan en dichos depósitos y de su evolución geomorfológica.

Una revisión de los datos paleontológicos de todos los depósitos marinos la lleva a cabo MECO (1977-1987), estableciendo la presencia de niveles de diferentes edades en aquella formación detrítica. Igualmente estudia algunos depósitos marinos pliocenos y cuaternarios levantados a diferentes alturas, a lo largo de casi todo el litoral de la isla; los caracteriza desde el punto de vista bioestratigráfico y saca incluso conclusiones paleoclimáticas del sector de las islas canarias orientales, derivadas de las características de la fauna que contienen.

Han sido de gran utilidad también, aquellos trabajos sobre aspectos determinados dentro de un ciclo o formación volcánica, como los relativos a las erupciones cuaternarias de Bandama, SCHMINCKE et al. (1974) y ARAÑA et al. (1988), los trabajos sobre petrología y geoquímica del volcán de Arucas, HERNANDEZ-PACHECO (1969), DORRONSORO (1979) y AREVALO (1972), de IBARROLA y MARTORELL (1973) referidos a las melilitas del área del Pico del Viento y el trabajo de DE LA NUEZ (1989) sobre rocas gabroides en el barranco de la Mina.

Los aspectos geomorfológicos de la isla han sido tratados en las hojas geológicas a escala 1:25.000 ya mencionadas. Con respecto a los volcanes más recientes de la isla, cabe destacar, así mismo, el estudio geográfico-geomorfológico de HANSEN (1987).

La cronoestratigrafía está basada en los datos geocronológicos de dataciones radiométricas (principalmente K/Ar), que en Gran Canaria cubren gran parte de su superficie, siendo posiblemente una de las islas oceánicas con mayor número de dataciones absolutas realizadas. Las primeras dataciones fueron las de ABDEL MONEM et al. (1971), más tarde verificadas y completadas con las de LIETZ y SCHMINCKE (1975) y McDougall y SCHMINCKE (1976), que son quienes establecen los criterios geocronológicos para todo el volcanismo de Gran Canaria. FERAUD et al. (1981) y BOGAARD et al. (1988) contribuyen posteriormente con más dataciones de diversos episodios. Finalmente, las dataciones de edades absolutas realizadas expresamente para este trabajo, y que comprenden principalmente el área septentrional, deficientemente cubierta con las determinaciones

anteriores, ayudan a definir con algo más de exactitud los eventos volcánicos acaecidos en la isla, (ver epígrafe 2.1.1.).

1.4.- METODOLOGIA SEGUIDA EN LA REALIZACION DE LA HOJA.

Como se dijo anteriormente, este trabajo se ha realizado, principalmente tomando como base las hojas geológicas a escala 1:25.000 del proyecto MAGNA, realizadas durante los años 1986-89 y publicadas posteriormente, I.T.G.E. (1990, a-o). Ha supuesto, no obstante, el estudio, revisión y discusión en campo de algunos problemas que quedaron planteados durante la ejecución de aquellas hojas.

Para la elaboración de esta cartografía de síntesis, se comenzó por reducir las 15 hojas geológicas a la escala 1:100.000, componiéndose después con ellas, un único mapa a dicha escala.

La representación de la geología consistió en hacer un filtrado de la información disponible en las hojas. Se agruparon algunas unidades de una misma formación o ciclo volcánico que, por razones de escala, no podían ser individualizadas o no tuvieran importancia geológica significativa en la historia evolutiva de la isla. Sí se resaltaron, por el contrario y, a pesar de su escala, aquellas unidades, cuya presencia supone un hecho fundamental en la historia volcánica de Gran Canaria. Asimismo, se reconsideraron algunas edades de determinados afloramientos, según las revisiones y discusiones mantenidas en el campo con el equipo asesor. En la medida de lo posible, se corrigieron erratas detectadas en las hojas geológicas de partida, añadiendo incluso afloramientos que no fueron incluidos en ellos.

La redacción de la memoria implicó un análisis de la información disponible de cada formación o ciclo volcánico. Se tuvo en cuenta lo escrito en las memorias de las hojas MAGNA y los nuevos trabajos generados por otros autores u organismos, posteriormente a la realización de aquellas, sintetizándose y actualizándose los datos.

2.- ESTRATIGRAFIA.

2.1.- CICLOS VOLCANICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS.

La sucesión de las diferentes fases magmáticas en la historia dinámica de una isla oceánica es una cuestión que, en Gran Canaria, se encuentra bastante bien representada.

En la isla, no aflora ningún material submarino o sedimentario de fondo oceánico, por lo que los primeros estadios de la evolución son desconocidos.

La construcción de la parte subaérea se desarrolló desde el mioceno superior hasta prácticamente la actualidad. En estos 14 m.a. que comprende el período, se han sucedido varios episodios magmáticos (volcánicos en su mayoría) con alternancias de períodos erosivos que dieron origen a depósitos sedimentarios intercalados en la secuencia. Estos episodios se han englobado, de manera sintética, en tres grandes ciclos: Ciclo I o Ciclo mioceno; Ciclo II o Ciclo Roque Nublo; Ciclo III o Ciclo Post Roque Nublo y episodios recientes. En la Tabla 2.1 están representados de forma general estos ciclos, con sus episodios volcánicos y sedimentarios más importantes, según la escala temporal dictada por las edades absolutas.

La subdivisión de toda la historia volcanológica de Gran Canaria en tres grandes ciclos se ha realizado siguiendo varios criterios: cartográficos (presencia de discordancias); petrológicos y geoquímicos; de estratigrafía relativa y, sobre todo, criterios geocronológicos. La abundancia de edades K-Ar (ver epígrafe 2.1.1) disponibles en la actualidad, ha permitido una buena aproximación a la cronoestratigrafía absoluta que, de otro modo, hubiera sido imposible precisar.

En la Tabla 2.1, se observarán algunas variaciones en las edades límites de cada ciclo con respecto a las que aparecen en la leyenda del mapa 1:100.000. Esto es debido al desfase temporal que se ha producido entre la ejecución del mapa y las nuevas edades K-Ar que se hicieron para este proyecto.

Igualmente, en la Tabla 2.2 se han establecido las correlaciones estratigráficas entre los tres autores que, históricamente, han estudiado la volcanología de la isla de manera más completa.

Ciclo I.- Constituye la fase inicial o fase de escudo, propia del comienzo de muchas islas oceánicas. Durante su desarrollo extruyó un inmenso volumen de lavas, que formaron la mayoría volumétrica de lo que hoy es Gran Canaria.

Las primeras emisiones corresponden a una serie basáltica alcalina que se va diferenciando a productos cada vez más sálicos con extrusión de lavas e ignimbritas traquíticas y riolíticas peralcalinas. El episodio final fue una vasta erupción, también de lavas e ignimbritas, de composición traquifonolítica y fonolítica, con algunas intrusiones de esta última composición.

Ciclo II o Roque Nublo.- Este ciclo parece ser que tiene dos períodos. Durante el primero, entre 5,3 y 5,0 m.a., hay emisiones puntuales de pequeño volumen, posiblemente dispersas por toda la isla, de lavas basálticas y basaníticas y nefeliniticas. Posteriormente, entre 4,4 y 3,4 m.a., se produce la gran emisión de este ciclo desde el centro de la isla. La compone una serie continua de basanitas y tefritas haüyníticas aunque, en sus inicios, también extruyeron lavas basálticas. Fenómenos explosivos violentos, origina-

TABLA 2.1.- Síntesis de la cronoestratigrafía de la Isla.

<u>Ciclo</u>	<u>m.a.</u>	<u>Periodo</u>	<u>Material</u>
	0		Sedimentos detríticos recientes.
CICLO III	0	Holoceno-	Tefritas fonolíticas.
post. R.N.		Plioceno-sup.	Basanitas haüynicas.
	3.15		Nefelinitas ss.olivínicas y melilit.
CICLO II	3.4		
0	4.4	Plioceno inf.-med.	Sedimentos detríticos.
R.N.	5.0		Brechas de explosión.
	5.3	Plioceno inf.	Intrusivos y lavas fonolíticas.
			Tefritas haüynicas.
			Basanitas.
			Basaltos ol-px.
			Basaltos.
			Nefelinitas olivínicas.
			Basanitas.
	8.7		Sedimentos detríticos.
CICLO I			Traqui-fonolitas nefelínicas.
	12.6	Mioceno med.-sup.	Intrusiones sieníticas. (+ +)
	14.0		Riolitas peralcalinas y traquitas.
	14.5		Basaltos ol-px.

TABLA 2.2.- Correlaciones estratigráficas entre diferentes autores.

PLAN MAGNA I.T.G.E. (1991,a-o)		Mc DOUGALL Y SCHMINCKE (1976) SCHMINCKE (1976), SCHMINCKE (1987)		FUSTER et al. (1968)	
CICLO III o (POST R.N.) Y EPISODIOS RECIENTES	Lavas y piroclastos	FASE III (Grupo Post Roque Nublo)	F. La Calderilla F. Los Pechos F. Los Llanos de La Pez	SERIE BASALTICA III y IV	
	Brechas desliz.gravitac.		F. Fortaleza ó S.Andres?		
CICLO II o R. NUBLO	M.med. y sup. de la F.D.P F.	FASE II (Grupo Roque Nublo)	Las Palmas		
	Intrusiones fonolíticas F.		Tenteniguada	SERIE ORDANCHITICA	
	Brechas Roque Nublo		F. Ayacata F. Presa de Hornos	SERIE ROQUE NUBLO	
	Lavas Roque Nublo		F. Los Listos F. Mesa del Junquillo		
	F. El Tablero y otras		F. El Tablero	SERIE PRE ROQUE NUBLO	
CICLO I	M. inf. de la F.D.P.	FASE I (Grupo de (basaltos y rocas fél- sicas mio- cenas)	F. Arguineguín y Las Palmas		
	Cone Sheet		F. Cruz Grande	SERIE FONOLITICA	
	F. fonolítica		F. Fataga		
	F. sienítica		F. Tejeda	SERIE TRAQUI.-SIENIT.	
	F. riolítico-traquítica		F. Tirma F. Montaña del Horno F. Mogán		
	F. basáltica		F. Hogarzales	SERIE BASALTICA I	
			F. Güigüí		

ron grandes coladas piroclásticas de brechas explosivas, que se intercalaron con las lavas.

Ciclo III o Post Roque Nublo y Episodios Recientes.- Según los nuevos datos geocronológicos obtenidos en este proyecto, este ciclo comienza prácticamente a continuación del anterior y sus emisiones se restringen exclusivamente a la mitad NE. de Gran Canaria. Desde hace 3,1 m.a. se han estado emitiendo lavas nefeliníticas (algunas de tendencia melilitítica), basaníticas, basálticas (en cantidades subordinadas) y tefríticas, que cubrieron las emisiones de los ciclos anteriores. Según ésto, este ciclo viene marcado por la emisión de una serie más alcalina que las anteriores, aunque volumétricamente más pequeña.

Los episodios finales (algunos tal vez holocenos) lo constituyen lavas "intracanyón" de composición mayoritariamente basanítica.

2.1.1.- Geocronología.

2.1.1.1.- Antecedentes.

Desde las primeras dataciones K/Ar que hicieron ABDEL-MONEM et al. (1971) hasta las últimas realizadas para este proyecto del mapa 1:100.000, han pasado 20 años, durante los cuales nuevas edades K/Ar han sido aportadas por diversos autores. Siguiendo un orden cronológico, se relacionan a continuación dichos autores, con un comentario correspondiente a las características geocronológicas de los episodios datados.

ABDEL-MONEM et al. (1971).- Muestrearon todos los ciclos volcánicos de la isla, preferentemente las formaciones basálticas y sálicas del Ciclo I. Son, precisamente, algunas dataciones de estas formaciones las que resultan dudosas en cuanto al valor obtenido. Los propios autores y, luego McDougall y Schmincke (1976), intentan buscar interpretaciones lógicas a la anomalía del dato o, a veces, recalculan la edad de alguna muestra concreta.

LIETZ y SCHMINCKE (1975).- Dataron, mayoritariamente, lavas básicas (basaltos, basanitas, nefelinitas) de los ciclos Roque Nublo y Post Roque Nublo. Fueron los primeros que muestrearon los pitones fonolíticos del Ciclo Roque Nublo (pitón de Risco Blanco), así como los volcanes recientes del norte (Cardones y Arucas). Como novedad en la cronoestratigrafía de la isla, definieron una nueva formación, Formación El Tablero, basados en la datación de $4,86 \pm 0,15$ m.a. (es media de dos muestras) para unas lavas nefeliníticas de El Tablero de Maspalomas.

McDOUGALL y SCHMINCKE (1976).- Hacen un muestreo más exhaustivo que en el trabajo anterior de LIETZ y SCHMINCKE (op.cit.), datando todos los ciclos de la isla. Se

centran fundamentalmente en las formaciones basálticas y sálicas del Ciclo I, aunque algunos valores de los obtenidos presentan contradicciones respecto a la estratigrafía relativa observada en campo. Esta circunstancia les lleva a dudar de algunas muestras y a reinterpretar la posición de otras. De cualquier manera, es un trabajo bastante completo, en el que quedaron ya bien marcadas las pautas cronoestratigráficas de todos los episodios volcánicos de Gran Canaria.

FERAUD et al. (1981).- Aportan seis nuevas dataciones a las ya existentes, confirmando, prácticamente, las edades que ya se conocían hasta ese momento. Muestran en todos los ciclos, aunque de manera mayoritaria en el Ciclo Post Roque Nublo.

BOGAARD et al. (1988).- Realizan 13 dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre fenocristales de anortoclásas de tres unidades volcánicas de la Formación traquítica-riolítica (Formación Mogán). Las edades obtenidas, cuestionan, en parte, las que se tenían hasta entonces para esa formación. Consideran que su edad está entre 12,4 y 14,07 m.a., una edad algo más joven que la obtenida en los trabajos de MC DOUGALL y SCHMINCKE (op.cit.).

PEREZ TORRADO (en prep.).- Sincrónicamente con las nuevas dataciones de este proyecto del mapa 1:100.000, este autor realiza seis dataciones K-Ar (sobre roca total) en coladas del Ciclo Roque Nublo. Algunos de los resultados obtenidos no concuerdan bien con otros ya existentes, o con la estratigrafía relativa de la zona. El propio autor reflexiona sobre ello, y comenta que el hecho de datar pitones y lavas sálicas sobre roca total (sin separación de minerales), puede ser la explicación de las desviaciones que se aprecian. Sobre todo, las dos dataciones más jóvenes de 2.7 ± 0.1 (muestra BT-I-4) y 3.1 ± 0.1 (muestra BT-H-2) parecen sugerir pérdida de Ar, ya que resultan más recientes de lo esperado.

2.1.1.2.- *Nuevas dataciones K/Ar.*

Las últimas dataciones K/Ar realizadas en Gran Canaria, son las correspondientes a este proyecto. La campaña de campo para el muestreo de las rocas se hizo en diciembre de 1990, participando como colaborador y asesor el Prof. H.U. Schmincke. Se muestraron 14 rocas (lavas básicas en su mayoría), 13 de las cuales pertenecen a los Ciclos Roque Nublo y Post Roque Nublo; la restante corresponde a una lava fonolítica del Ciclo I. En la Tabla 2.3 se expresan la localización y el ciclo al que pertenecen cada una de las muestras. Todo el tratamiento isotópico lo realizó el Dr. Robert Duncan, del Laboratorio del College of Oceanography (Oregon State University, U.S.A.), durante el primer semestre de 1991.

La descripción de campo y petrográfica de las muestras datadas es la siguiente:

GC-1 Potente colada "intracanyon" de nefelinita en el bco. de Tenoya.

TABLA 2.3

MUESTRA	HOJA 1:25.000	COORDENADAS	CICLO	EDAD (m.a)
GC-13	TEROR	X = 44.965 Y = 310.075	Post. R.N.	0,10 ± 0,03
GC-12	SAN BARTOLOME DE TIRAJANA	X = 44.070 y = 309.620	Post R.N. E. Recient.	0,14 ± 0,01
GC-1	LAS PALMAS DE GRAN CANARIA	X = 45.240 Y = 311.190	Post R.N.	0,39 ± 0,02
GC-5	ARUCAS	X = 43.780 Y = 311.415	Post R.N.	1,35 ± 0,02
GC-9	AGAETE	X = 43.285 Y = 310.785	Post R.N.	1,56 ± 0,08
GC-8	AGAETE	X = 43.175 Y = 311.370	Post R.N.	2,22 ± 0,05
GC-2	ARUCAS	X = 44.395 Y = 311.055	Roque Nublo	2,91 ± 0,04
GC-7	AGAETE	X = 43.360 Y = 311.145	Post R.N.	3,11 ± 0,05
GC-4	ARUCAS	X = 44.165 Y = 311.265	Post R.N.	3,15 ± 0,04
GC-3	ARUCAS	X = 44.660 Y = 311.285	Roque Nublo	4,15 ± 0,10
GC-14	SANTA LUCIA	X = 44.925 Y = 308.375	Post R.N.	4,32 ± 0,08
GC-10	AGAETE	X = 43.110 Y = 310.760	Roque Nublo	5,01 ± 0,09
GC-11	SAN NICOLAS DE TOLENTINO	X = 42.740 Y = 309.280	Roque Nublo	5,32 ± 0,07
GC-6	AGAETE	X = 43.340 Y = 311.390	CICLO I F. fonol-tra	9,86 ± 0,12

Carretera de acceso al Caserío de Tinoca, a 300 m del cruce con la ctra. C-810, Las Palmas-Bañaderos, ladera E. bco. Tenoya; cota 20 m.

Composición. Fenocristales de olivino débilmente iddingsitzados, en una matriz fina, con alteración incipiente, de microlitos de augita, óxidos de hierro y vidrio intersticial.

- GC-2** Primera colada tefrítica de la base del apilamiento de coladas bajo Montaña del Drago (vértice Moya). Sendero que baja el bco. de Pagador (ladera NO.) desde el pto. km 4,800 de la ctra. Pagador-Moya; cota 310 m.

Composición. Fenocristales de augita, anfíbol parcialmente reabsorbido, a veces formando pequeños acumulados y en menor cantidad de haüyna alterada, en una matriz poco cristalina de augita, plagioclasa, óxidos de hierro y haüyna.

- GC-3** Colada basanítica de 7 m de potencia, sobre coladas traquifonolíticas y conglomerados de la FDP. Caídero en el bco. de Quintanilla, a 550 m de la entrada por el camino que sale del pto. km 11,400 de ctra. C-810. Las Palmas-Sta. M^a de Guía; cota 60 m.

Composición. Fenocristales de olivino muy iddingsitzados en matriz fina y hialoplástica, de microlitos de augita, abundante vidrio marrón y opacos.

- GC-4** Primera colada basáltica de 4 m de potencia, del apilamiento de coladas frente al mirador de Cuesta de La Silva; cota 120 m.

Composición. Abundantes fenocristales de olivino parcialmente iddingsitzados y menos abundantes de augita, en una matriz bien cristalizada, de augita, óxidos de hierro y plagioclasa intersticial.

- GC-5** Salidero de lavas nefeliníticas del volcán de Gáldar. Escotadura en el flanco oriental del edificio, en el barrio de la Atalaya; cota 190 m.

Composición. Abundantes fenocristales de olivino con accusada iddingsitzación, en matriz poco cristalina de microlitos de augita, óxidos de hierro, plagioclasa intersticial y pequeñas plaquitas de biotita. Abundantes vacuolas y fisuras llenas por carbonatos.

- GC-6** Potente colada fonolítica con grandes cristales de feldespato alcalino. Cantera al SO. de Montaña Pelada; cota 100 m.

Composición. Abundantes y grandes fenocristales de anortoclasa en una ma-

triz muy cristalina de feldespato alcalino, escasa nefelina y pequeños cristales o agujas de augita y anfíbol.

- GC-7** Colada nefelinítica sobre la Montaña Amagro. Pista que sube a Montaña Amagro desde la ctra. Gáldar-Sardina; cota 400 m.

Composición. Abundantes fenocristales de olivino muy iddingsitzados y de augita, en una matriz medianamente cristalina de augita, óxidos de hierro y nefelina intersticial.

- GC-8** Colada nefelinítica en la ladera norte del primer barranco al sur del Puerto de Sardina; cota 4 m.

Composición. Abundantes fenocristales de olivino iddingsitzados y menor cantidad de augita, en matriz poco cristalina de augita, óxidos de hierro, nefelina intersticial y pequeñas plaquitas de biotita. Vacuolas y grietas llenas por carbonatos.

- GC-9** Colada nefelinítica con fuerte disyunción columnar, por encima del canal de riego en la ladera norte del bco. de Agaete, aproximadamente a la altura del pto. km 1,5 de la ctra. Agaete-Los Berrazales; cota 200 m.

Composición. Abundantes fenocristales de olivino con accusada iddingsitización y más escasos de augita, en matriz de augita, óxidos de hierro, nefelina intersticial y pequeñas plaquitas de biotita. Vacuolas llenas de carbonatos.

- GC-10** Colada basanítica en el pto. km 38,700 de la ctra. C-810 Agaete-San Nicolás de Tolentino; cota 160 m.

Composición. Abundantes fenocristales de olivino medianamente serpentinizados y de augita, en matriz poco cristalina de augita, plagioclasa y óxidos de hierro.

- GC-11** Colada basáltica del volcán de Pino Gordo o de Inagua. Pista de la Cruz de San Antonio al vértice Viso, junto a casas abandonadas en la cabecera del bco. de Pino Gordo; cota 880 m.

Composición. Abundantes feno y microfenocristales de augita, olivino iddingsitzado y más escasos de anfíbol total o parcialmente reabsorbidos, en una matriz medianamente cristalina de augita, plagioclasa y óxidos de hierro. Vacuolas llenas de carbonatos.

GC-12 Colada nefelinítica del volcán Morro de la Armonía. Pequeña cantera junto a la ctra. a La Culata, a 500 m del cruce con la ctra. general C-811, Las Palmas-Tejeda; cota 1,180 m.

Composición. Abundantes fenocristales de augita y olivino, en matriz fina, poco cristalina, de augita, opacos y vidrio.

GC-13 Colada basanítica "intracanyon" en el bco. de Alonso. Ladera SE. del bco. de Alonso, en La Hoya Brava; cota 500 m.

Composición. Abundantes fenocristales de augita, a veces con núcleo egiríñico, olivino y escasos de anfíbol reabsorbido, en una matriz fina, poco cristalina, de augita, óxidos de hierro y algo de vidrio marrón. Algunos carbonatos.

GC-14 Colada de nefelinita melilitítica con abundantes nódulos de olivino, un metro por encima de coladas tefríticas del Ciclo R.N, en el pto. km 45,100 de la ctra. C-815, Agüimes-Santa Lucía; cota 550 m.

Composición. Abundantes fenocristales de olivino parcialmente iddingsitzados y de augita, en una matriz poco cristalina de augita, óxidos de hierro, melilita, haüyna muy alterada y nefelina intersticial. Nódulos de olivino.

En la Tabla 2.4 se expresan los resultados de las dataciones K/Ar.

TABLA 2.4

Muestra	%K	% ⁴⁰ Ar radiogén.	⁴⁰ Ar radiogén. x 10 ⁻⁷ cc/g)	Edad +/-1 s.e. (M.a)
GC-13	1,768	1,2	0,0069	0,10 ± 0,03
GC-12	1,635	5,9	0,0090	0,14 ± 0,01
GC-1	0,747	8,2	0,1121	0,39 ± 0,02
GC-5	0,560	16,5	0,2936	1,35 ± 0,02
GC-9	0,870	15,7	0,5267	1,56 ± 0,08
GC-8	0,600	11,7	0,5180	2,22 ± 0,05
GC-2	1,893	64,0	2,1400	2,91 ± 0,04
GC-7	1,020	23,0	1,2349	3,11 ± 0,05
GC-4	1,602	30,7	1,9629	3,15 ± 0,04
GC-3	1,320	19,8	1,1284	4,15 ± 0,10
GC-14	0,780	12,5	1,3125	4,32 ± 0,08
GC-10	1,029	48,7	2,0060	5,01 ± 0,09
GC-11	2,040	24,9	4,2226	5,32 ± 0,07
GC-6	4,458	53,7	17,1340	9,86 ± 0,12

Discusión de resultados.- En su mayoría, las edades obtenidas concuerdan con los datos que se esperaban (según las observaciones de campo y petrológicas), salvo dos casos claros: las muestras GC-14 y GC-10. La edad de la GC-14 de 4,32 m.a. es, claramente, un exceso, pues por la posición estratigráfica de la colada, su naturaleza y su similitud con las que afloran en la zona de Los Pechos (ya datadas por MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976) en menos de 3 m.a.), su edad no debería sobrepasar los 3 m.a. o similares. Tal vez, la existencia de algunas ceolitas en la muestra recolectada, han provocado la desviación al alza en la edad resultante. Por tanto, esta datación debe considerarse errónea en el computo general.

Por su parte, la GC-10, sale con una edad de 5,01 m.a. cuando, hasta ahora, siempre se había considerado a este planchón lávico aislado como perteneciente al Ciclo Post-Roque Nublo. Se puede admitir, quizás, algún exceso de Ar, pero no parece que sea tanto como para poder rebajar la edad hasta cerca de 3 m.a. sobre todo, porque la muestra no presenta petrográficamente una alteración o productos secundarios (ceolitas, carbonatos, etc...) en cantidades suficientes como para explicarlo. En el mapa 1:100.000, este planchón figura aún dentro del Ciclo Post Roque Nublo, ya que el resultado de la datación fue posterior a la ejecución de la síntesis cartográfica.

Del resto de las muestras, puede ser que la GC-11 (volcán de Pino Gordo), GC-4 (Mirador de la Silva) y GC-7 (Montaña Amagro), tengan un ligero exceso de Ar, aunque no se cree que tanto como para invalidar su pertenencia al ciclo al que se le ha asignado. Queda confirmado así, que el volcán de Pino Gordo pertenecen al Ciclo Roque Nublo.

2.1.1.3.- Estratigrafía geocronológica.

En la Tabla 2.5 se representa una escala de edades (en m.a.) con todas las dataciones realizadas hasta este momento en la isla de Gran Canaria, individualizando los datos de cada autor que las ha publicado. En la columna de la izquierda, se ha representado el total acumulado de los valores obtenidos, con el fin de visualizar mejor la distribución de los valores resultantes.

Hay que reseñar que, en la tabla, se han excluido aquellos valores erróneos, o de difícil interpretación estratigráfica, que los propios autores de los artículos manifiestan como tal. Sin embargo, se han dejado aquellos que, aún siendo ligeramente dudosos, pueden indicar tendencias generales en la interpretación geocronológica. A pesar de ello, no se puede evitar ciertos solapes en la cronoestratigrafía de algunas formaciones (p.e. entre la formación basáltica I y la formación traquíítico-riolítica) que requieren explicaciones concretas, caso de que puedan darse.

Cranoestratigrafía del Ciclo I.- Aunque la formación basáltica I presenta edades desde los 15,7 hasta los 13 m.a., tiende, preferentemente, a concentrarse entre 13 y 14

TABLA 2.5

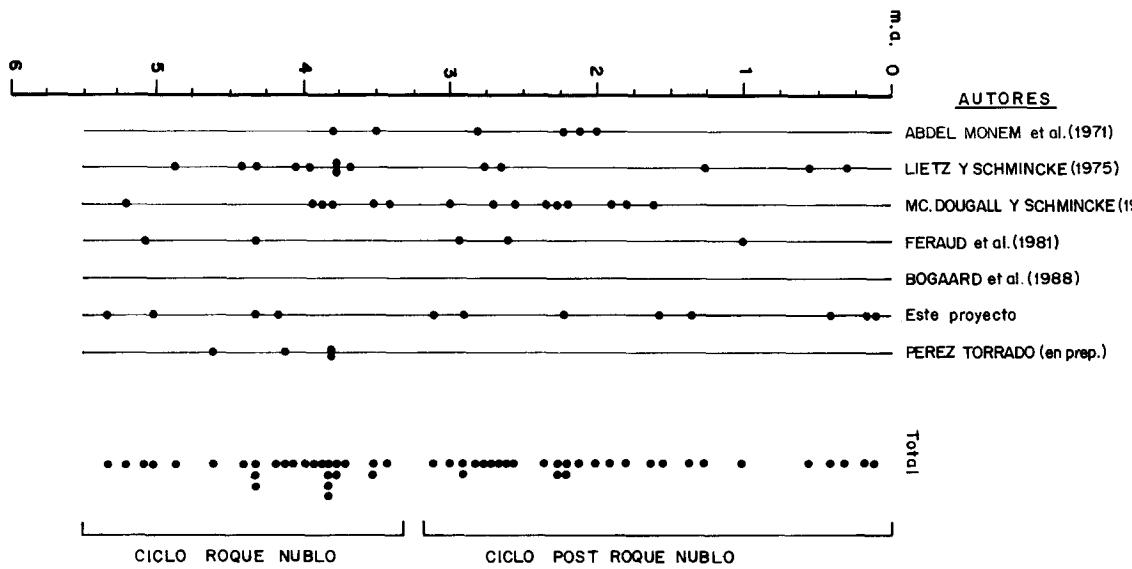
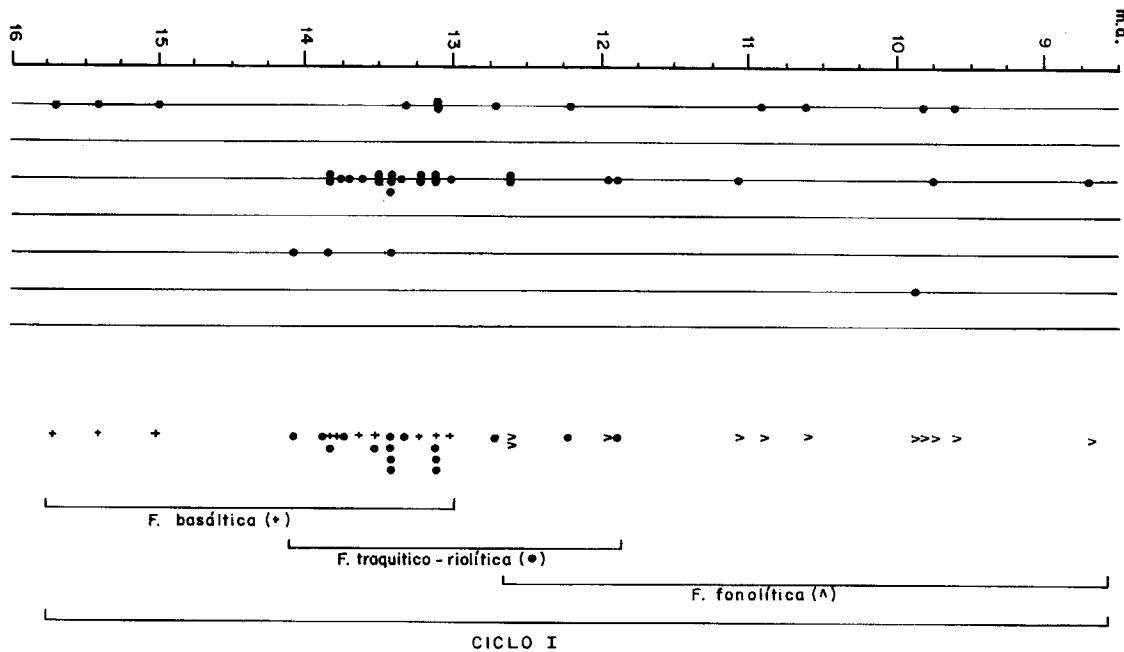


TABLA 2.5 (cont.)



m.a, ninguno de estos valores parece ser muy exacto. Ello se debe a que, la precisión con que BOGAARD et al. (1988) datan la formación traquítico-riolítica suprayacente (Formación Mogan) en el intervalo de $14,1 \pm 0,1$ y $13,4 \pm 0,1$ invalida los datos de la formación basáltica I que se concentran entre 13 y 13,6 m.a. Por tanto, y a la vista de la clara continuidad espacial y temporal que se observa en campo entre ambas formaciones, se concluye que la formación basáltica I (Formaciones Güigüí y Hogarzales de SCHMINCKE (1987 y anteriores)) es más antigua que 14,1. No parece probable que tenga los más de 15 m.a. que publica ABDEL-MONEN et al. (1971), pues un intervalo erosivo de 1 m.a. hubiera dejado mayor reflejo cartográfico (discordancias, depósitos sedimentarios, etc.) del que se aprecia en campo.

La formación traquítico-riolítica presenta la mayor, y más fiable, concentración de valores entre los 13,1 y 14,07 m.a. Sólo los valores menores de 13 m.a. (ABDEL-MONEN et al. (op.cit.)) resultan algo extraños pues, inclusive, se solapan con los comienzos de la formación fonolítica.

La formación fonolítica presenta la mayor dispersión de edades de todas las del Ciclo I. Si se exceptúa la edad de 8,7 para un dique fonolítico (McDOUGALL y SCHMINCKE (1976-77)), el resto de la formación se queda algo más concentrada, pero todavía con cierta dispersión. Lo más llamativo de los valores, es la separación que existe entre las edades de las lavas del sector norte de la isla, y las del sector sur. En el primero, prácticamente todos los autores que las han datado han obtenido idénticos valores, 9,8 m.a., mientras que las lavas del sur son, al menos, 1 m.a. más viejas; sus edades fluctúan entre los 10,6 y los 12,1 m.

Esto plantea la existencia de dos dominios distintos con, tal vez, dos historias eruptivas diferentes para la formación fonolítica. Ya por observaciones de campo se han detectado algunos aspectos (estratigráficos, estructurales, litológicos, etc.) que apuntan en ese sentido. Es una cuestión a precisar en el futuro.

Las sienitas, que geoquímicamente son de igual tendencia que el magma fonolítico, presentan edades en torno a los 11,9 m.a, que concuerdan bien con la posición estratigráfica de los eventos magmáticos observados en campo. Como cabía esperar, se solapan en el tiempo con la emisión de la formación fonolítica.

Ciclo Roque Nublo.- La emisión de este ciclo tuvo lugar entre los 5,3 m.a. (Plioceno inf.) y los 3,4 m.a (Plioceno sup.), con un paroxismo entre 3,7 y 4,4 m.a. Se aprecia un primer episodio entre 5,3 y 4,75 m.a. que ha sido detectado por cuatro de los autores que han datado este ciclo. Este primer episodio del ciclo (Formación El Tablero de LIETZ y SCHMINCKE (1975)) corresponde, según parece, a los primeros centros dispersos del vulcanismo Roque Nublo que estaban diseminados por la isla. Luego, y tras un periodo de relativa calma, se desencadenó la gran erupción central Roque Nublo, con el desarro-

llo del gran estratovolcán del interior.

En los momentos finales del periodo eruptivo tienden a concentrarse las emisiones sálicas del ciclo (intrusiones y lavas fonolíticas y traquíticas), lo que concuerda perfectamente con las relaciones de estratigrafía relativa observadas en campo.

Ciclo Post Roque Nublo.- Conforme se han ido haciendo nuevas dataciones en las lavas de este ciclo, el "gap" que existía entre él y el Ciclo Roque Nublo, ha disminuido de tamaño. Cada vez se manifiesta más cierto que, aunque entre ambos ciclo parece existir un periodo de relativa calma, éste no es tan grande en el tiempo como se pensaba. Hoy en día, según los datos radiométricos que se poseen, dicho "gap" no supera los 0,4 m.a, lo cual está en concordancia con muchos afloramientos de campo, en donde el tránsito entre las coladas de uno y otro ciclo es prácticamente continuo. Se podía afirmar con bastante certeza que, un muestreo más exhaustivo de ambos ciclos, probablemente, cerraría el "gap" que aún los separa.

El ciclo comienza hacia los 3 m.a, desarrollándose de manera bastante continua hasta hace 1,5 m.a. Desde ese momento, aparece un período de relativa calma que, en cierta medida, puede ser el lapso temporal erosivo que se considera existe antes de emitirse los episodios más recientes de la isla. De la Tabla 2.5 se desprende que el periodo álgido de erupción fue entre 2,2 y 3,0 m.a.

2.2.- CICLO I (Mioceno).

Este primer ciclo volcánico tiene lugar durante el mioceno; dentro de él se han distinguido tres grandes unidades que a continuación se describen pormenorizadamente: formación basáltica, formación traquítico-riolítica y formación fonolítico-traquítica. A su vez la formación traquítico-riolítica se ha separado en dos dominios: intra y extracaldera.

En conjunto, este Ciclo I representa una evolución magmática bastante completa, desde términos basálticos alcalinos hasta diferenciados sálicos de tipo riolítico. Todas estas emisiones se suceden de manera continua sin que existan entre ellas períodos erosivos de importancia. Después de estas emisiones cesa la actividad magmática y se instala un período erosivo muy amplio que sirve para delimitar el Ciclo I del ciclo volcánico siguiente (Roque Nublo).

2.2.1.- Formación basáltica I.

Esta formación es la más antigua de la isla y aparece, fundamentalmente, en el sector occidental de la misma. Se extiende, de manera casi continua, desde el barranco de Agaete hasta el de Mogán. Además, existen otros afloramientos aislados distribuidos

por el sur, sureste y norte que indicarían que esta unidad ocupó, al menos, una superficie semejante a la de la isla actual, Fig.2.1. Por tanto, esta formación constituye el susstrato sobre el que se apoyan el resto de formaciones más recientes. En conjunto, los materiales aquí descritos son equivalentes a la Serie I de FUSTER et al. (1968), a la "Serie basaltique ancienne I" de BOUCART et JEREMINE (1937), a los "old basalts" o "Table land basalts" de HAUSEN (1962) y a los "basalts de meseta antiguos" de ROTHE (1966).

Aunque no se ha podido reconstruir totalmente la geometría del antiguo estrato-volcán y discriminar si existía uno o más edificios, parece que, según la disposición radial de los diques y debido al propio contorno de la isla, lo más lógico es pensar en la existencia de un gran edificio central y, posiblemente con algún cono parásito de menor envergadura. Sin embargo, BOSSHARD y MAC FARLANE (1970) señalan la existencia de anomalías gravimétricas positivas que, junto a los criterios de buzamientos primarios (en coladas) y a la relativa abundancia de piroclastos, les lleva a sugerir la existencia de tres grandes centros eruptivos: 1) en el sector NO., en las proximidades de Agaete o incluso en la zona del mar; 2) al S. de S. Nicolás de Tolentino, en el área de Güigüí Grande; 3) en el sector SE. de la isla, en las proximidades de Agüimes. Ahora bien, sin descartar esta hipótesis, durante la realización de la cartografía de la isla se ha comprobado que esta formación está constituida por un apilamiento monótono de coladas subaéreas de composición basáltica que, ocasionalmente, pueden llegar a alcanzar 1.000 m. Además, sólo se ha cartografiado una discordancia de cierta entidad que pudiera corresponder con el contacto entre dos edificios superpuestos. Esta discordancia ya fue señalada por SCHMINCKE (1968a) en la Playa de Güigüí, si bien, en esta cartografía, se ha prolongado este contacto por todas las laderas de las montañas del Cedro y Hogarzales, individualizando toda una unidad más joven que el resto. Esta última unidad ha sido señalada con el nº 2 en el mapa y es equivalente a la Formación Hogarzales de SCHMINCKE (1976). Asimismo, la unidad cartografiada con el nº 1 equivale a la Formación Güigüí de SCHMINCKE (op. cit.) y, aunque en los mapas a escala 1:25.000 se individualizaron dos tramos, en esta cartografía 1:100.000 no se ha realizado, dada la escala de trabajo y la falta de discordancias de interés. No obstante ROBINSON (1975) (en SCHMINCKE (1987)) señala la existencia de una discordancia en las proximidades del barranco de Arguineguín.

Una de las características más típicas de esta unidad en la isla de Gran Canaria, es la falta de intercalaciones piroclásticas, así como la casi total ausencia de conos enterrados. Este hecho contrasta mucho, sobre todo si se compara con las formaciones basálticas miocenas de las islas de Fuerteventura y Tenerife, en las cuales sí se han individualizado varios edificios, separados por discordancias erosivas muy netas. A pesar de que este volcanismo debió tener un carácter fisural muy marcado, se han encontrado localmente algunos pequeños conos enterrados que se describirán en los apartados sucesivos.

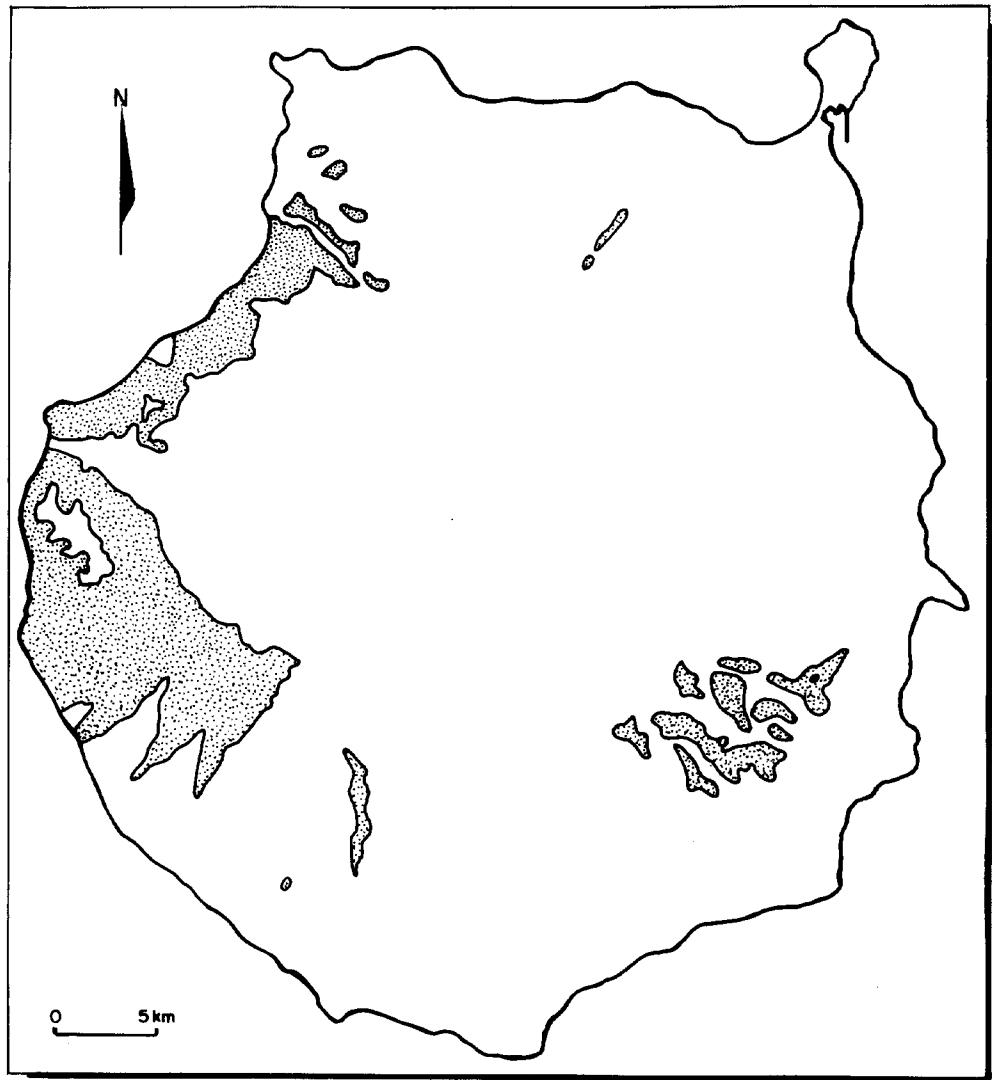


Fig. 2.1.- Extensión superficial de la formación basáltica miocena.

Según la discordancia ya señalada anteriormente, esta unidad fue subdividida por SCHMINCKE (op. cit.) en dos formaciones: Güigüí y Hogarzales, datadas por McDougall y SCHMINCKE (1976) en 13,8 M.a. y 13,2 M.a. respectivamente. Más recientemente, BOGAARD et al. (1988) recalculan datos y realizan nuevas dataciones concluyendo que toda esta formación se emitió de manera muy rápida en el período comprendido entre 14,5 y 14,1 M.a.

2.2.1.1.- Lavas y conos de tefra basálticos alcalinos, olivínico-piroxénicos y hawaííticos indiferenciados. (1)

Como se ha comentado en el apartado anterior, esta unidad aparece distribuida por todo el sector occidental de la isla aflorando desde el barranco de Agaete hasta el de Mogán. Además se han asignado también a esta unidad los afloramientos del norte (Montaña Amagro y barranco de Teror) así como los del sector SE. (área de Agüimes-barranco de La Angostura) y los del sur (barranco de Arguineguín). La cartografía de esta unidad coincide prácticamente con la de FUSTER et al. (1968) salvo en lo que se refiere a los afloramientos del sector NE. de la isla (barranco de Teror-Montaña S. José del Alamo), hallazgo que confirma los datos de CABRERA et al. (1984). Estos autores ya sospechaban sobre la existencia en superficie de esta unidad en el sector NE., pues habían estudiado muestras de ella provenientes de un pozo localizado en las inmediaciones del barranco de S. Lorenzo. Según esto, puede inferirse que estos materiales dieron lugar a un estratovolcán, base de la actual isla, de dimensiones parecidas a las que tiene la isla hoy en día, o sin duda mayores, si se tiene en cuenta el retroceso que ha sufrido la línea de costa, en el sector occidental. Por contra la isla ha crecido por el lado oriental (Maspalomas, Agüimes, Gando, La Isleta, Galdar y Península de Sardina).

El techo de esta unidad está constituido por las ignimbritas riolítico-mugearíticas "composite-flow" (3) salvo en un pequeño sector del área occidental en el cual aparecen las coladas basálticas (2) que se describen en el siguiente apartado.

La potencia es muy variable según los distintos sectores anteriormente citados. Así, en la zona occidental y noroccidental se han llegado a medir espesores del orden de 1000 m en Montaña del Lechugal y 750 m en Montaña de Tirma. En la zona sureste, los espesores máximos se sitúan en 550 m, para el barranco de la Angostura, y unos 260 m, para los afloramientos próximos a Agüimes. Por último, en el sector NE. apenas se alcanzan los 80 m.

En general, la parte baja de esta unidad, visible fundamentalmente en el fondo de los barrancos de: La Aldea, Tasartico y Mogán, se caracteriza por el apilamiento de coladas delgadas bastante alteradas con potencias medias entre 1 y 2,5 m. La mayoría son de tipo pahoehoe, presentando niveles delgados y rojizos de separación entre las unidades estructurales que las componen. También, aunque menos frecuentes en esta parte inferior, aparecen algunas coladas afaníticas de tipo "aa". Tanto unas como otras suelen

tener continuidad lateral grande, pudiéndose seguir durante grandes distancias. Las primeras, suelen ser las más delgadas, y en ellas se hacen patentes estructuras cordadas con superficies rojizas que individualizan masas lávicas subredondeadas propias de estas emisiones.

La composición de estas coladas, de la parte baja de la unidad, es eminentemente basáltica siendo los fenocristales más abundantes olivino y clinopiroxeno. Generalmente es más abundante el olivino como fenocristal, estando muchas veces alterado a productos rojizos de iddingsita. Los clinopiroxenos llegan hasta tamaños de 8 mm, pero sólo ocasionalmente. Intercaladas entre el apilamiento aparecen algunas coladas de basaltos plagioclásicos con fenocristales grandes de plagioclasa, hasta 1 cm de largo por 1-3 mm de anchura menor. En otras ocasiones, estas coladas pueden variar hacia tipos con olivinos iddingsitzados y piroxenos también grandes (de 1-2 cm) que suelen definir la base de la colada que, hacia la parte superior, se va haciendo cada vez más plagioclásica. Los mejores ejemplos, de este tipo, se localizan en el sector occidental, Puerto de La Aldea, barranco del Perchel y en la carretera de San Nicolás a El Risco. Aunque no ocupan una posición estratigráfica muy definida si parece que, en general, tienden a aparecer hacia la parte media del apilamiento.

La parte alta de esta unidad se caracteriza por presentar coladas algo más potentes (2-4 m), con mayor predominio de los tipos "aa", con bases y techos escoriáceos. También es frecuente la existencia de almagres rojizos. Las zonas basales escoriáceas producen una acumulación frontal que ocasiona el arqueamiento pronunciado de las partes intermedias de la colada y pierden, por tanto, el carácter subhorizontal localmente. Estructuras arqueadas de este tipo pueden verse en la carretera del Andén Verde, entre el mirador de El Balcón y el vértice Blanca. También son comunes algunas estructuras de disyunción columnar en las partes centrales de las coladas. Otra de las características principales de este tramo superior es la menor alteración de las coladas. Estas suelen provocar pequeños resalte dando lugar a relieves escalonados o en graderío. Cuando las potencias son algo menores (2 m) los resalte recuerdan más a una escalera, denominándose a estos relieves con el nombre local de "Fortalezas". Ejemplo de ello puede observarse en La Cruz de Mogán.

La composición de este tramo superior es también basáltica, aunque hacia el techo del mismo predominan más los tipos afaníticos de tendencia traquibasáltica (mugearitas y hawaiitas). También se han observado coladas porfídicas con abundantes fenocristales de olivino y piroxeno, si bien el fenocristal más abundante es el olivino, pudiendo clasificarse como basaltos pícríticos, mientras que los basaltos de tendencia ankaramítica se restringen a las partes bajas del apilamiento antes citado.

Intercalados entre el apilamiento lávico, fundamentalmente en la parte inferior y media, aparecen algunos niveles de lapillis de color rojizo con potencias reducidas. En-

tre ellos cabe citar los observados en el acantilado costero del sector occidental, así como en el Lomo de Santa Brígida, en el barranco de Tasarte, y los de Masaciega y los Corralillos, ambos en el sector SE. Además se han señalado algunos pequeños conos piroclásticos, preferentemente en los sectores SE. y SO. Los ejemplos más notables son los de:

Edificio Montaña La Huesa. Es un pequeño cono de piroclastos, situado a apenas 1 km al SO. de Agüimes, parcialmente enterrado por las coladas basálticas, habiendo quedado al descubierto al ser seccionado por el barranco del Villanillo. Está constituido por lapillis, escorias y bombas de color negro-rojizo. La altura del cono es inferior a 30 m y sus dimensiones máximas y mínimas son del orden de 200 por 50 m, respectivamente.

Edificio Montaña Caraballo. Se encuentra situado al sur de Agüimes y a unos 900 m al NO. de la "Estación Espacial por Satélite" de esta localidad. Es un cono de piroclastos atravesado por numerosos diques de dirección E.-O. Está constituido por lapillis de color amarillento, escorias rojizas y algunas bombas. Se encuentra parcialmente recubierto por las coladas básicas del Ciclo Post Roque nublo, y existen ciertas dudas en cuanto a su asignación a esta formación basáltica o al Ciclo Roque Nublo.

Edificio Barranco de La Angostura. Ha sido parcialmente erosionado por este barranco pudiendo observarse un corte de unos 25 m de altura. Es de reducidas dimensiones y está constituido por lapillis, escorias y escasas bombas, de composición basáltica. Se observa que algunas de las capas de tefra se intercalan con delgadas coladas escoriáceas.

En las proximidades de Tasarte existen dos conos piroclásticos que parecen relacionarse y alinearse con una fractura de dirección NNO.-SSE., observada en la antigua carretera de Tasartico a La Aldea. A unos 600 m al norte de Tasarte, en la Hoya de la Higuerita se observa un gran cono enterrado de lapillis y escorias rojizas con algunas coladas intercaladas. El segundo de los mencionados se localiza en la divisoria de aguas entre Veneguera y Tasarte. Se trata también de un cono enterrado constituido por piroclastos rojizos.

Por último, hay que mencionar un pequeño cono de escorias localizado a unos 500 m de la desembocadura del barranco de Tasarte. Se trata de un pequeño cono piroclástico que debía ocupar una extensión mayor pero que ha sido desmantelado por la erosión posterior, quedando reducido a un área aproximada de 2,5 Ha. Está compuesto por capas de lapillis gruesos, escorias de varios centímetros y bombas de colores rojizos y composición basáltica. Debido a una errata, no figura en el mapa adjunto, aunque ya fue señalado en la cartografía MAGNA a escala 1:25.000 (Ver Hoja de MOGAN, I.T.G.E., 1990,j).

Desde el punto de vista estructural, las coladas presentan buzamientos periclinales, suaves y en general hacia el mar, salvo en la zona de cabecera de los barrancos de Mogán y Veneguera, en que se observa un ligero buzamiento de 3°-5° cuyo origen puede ser debido al basculamiento del borde de la caldera o a la presión de carga sufrida por la enorme potencia de los materiales posteriores. Algo parecido ocurre en las proximidades de la Degollada de La Aldea y en las inmediaciones de El Risco.

El segundo factor estructural más importante lo constituye el amplio conjunto filonianio básico que atraviesa las coladas de esta unidad y que está truncado por la discordancia de la playa de Güigüí. En general, se observa que los diques son más abundantes en las partes bajas de la unidad y disminuyen conforme se asciende en el apilamiento. En conjunto, definen una estructura radial acorde con la idea, anteriormente expuesta, de un edificio estratovolcánico central. En el capítulo de Tectónica se trata con más detalle esta problemática y, para una mejor descripción de los diques, ver el apartado 2.2.1.3.

2.2.1.2.- *Lavas y conos de tefra basálticos alcalinos. (2)*

Esta unidad aflora únicamente en el sector occidental de la isla, en el área comprendida entre los barrancos de La Aldea y Güigüí Grande. Como ya se comentó anteriormente, a muro de estos materiales aparecen las coladas basálticas de la unidad nº 1 de leyenda, descritas en el apartado anterior. El contacto entre ambas unidades es una discordancia erosiva y angular muy marcada, visible en la Playa de Güigüí y citada por SCH-MINCKE (1968a). Esta discordancia queda puesta de manifiesto por la existencia de un delgado nivel de conglomerados y tobas palagoníticas, así como por numerosos diques que quedan truncados bajo esta superficie. A la vista de esta discordancia erosiva puede deducirse la existencia de un período erosivo que afectó a las emisiones de la unidad (1) mencionada, creando cubetas y montículos que fueron posteriormente rellenados por las últimas emisiones del Edificio basáltico central. La única cubeta hoy en día visible corresponde al espacio habido entre el barranco del Güigüí Grande y el de San Nicolás, con un eje aproximado E-O. La división hecha de la formación basáltica en la playa de Güigüí, marcada por la discordancia citada, es prácticamente similar a la que se encuentra en las laderas SO. del barranco de Tocodomán, por encima de la antigua carretera de Mogán a San Nicolás. En esta ladera se observan, en su parte baja, unas coladas basálticas subhorizontales muy alteradas, de composición principalmente olivínica y olívico-piroxénica atravesadas por abundantes diques que se han considerado del tramo inferior de la formación. Por encima, se encuentra una secuencia muy inclinada hacia el O. (entre 20° y 30°) compuesta por basaltos plagioclásicos del tipo "pahoehoe" en la base, que dan unos fuertes resalte muy visibles en la ladera. Estas últimas coladas se han considerado ya como pertenecientes a la unidad 2 (aquí descrita) constituyendo el muro de la misma, y su fuerte inclinación se atribuye a la adaptación al paleorrelieve previo de la cubeta que rellenan.

En conjunto, la característica principal de esta unidad es la abundancia de niveles piroclásticos rojizos (de ahí las denominaciones de Bermejo en la toponimia local), algunos de los cuales son del tipo de caida (lapillis, escorias, etc.) y otros con coladas piroclásticas, principalmente brechas líticas basálticas. Igualmente propio de este tramo es la escasa presencia de diques básicos cortándolo, pués la mayoría de los que atraviesan el tramo inferior, han quedado truncados por la discordancia de la base. En el acantilado costero se han observado algunos conos enterrados. Es en estos cortes naturales donde se aprecian las mayores potencias, del orden de 400-500 m.

Aunque no ha sido señalado en cartografía, estos materiales aquí estudiados pueden dividirse en dos subunidades.

La subunidad inferior comienza con las coladas plagioclásicas mencionadas anteriormente, sobre las que se apoyan emisiones "aa" de basaltos olivínico-piroxénicos con frecuentes niveles rojizos de lapillis. Hacia el techo aparecen intercalaciones de tobas-brechas líticas basálticas con fragmentos subredondeados basálticos de 2 a 10 cm de tamaño, en una matriz fina("ash") de color ocre o grisácea. La potencia de estas brechas oscila entre 3 y 5 m, y significan la aparición de fenómenos explosivos importantes que bien pudieran estar asociados con colapsos de las partes altas de las bocas eruptivas. A techo y discordante sobre la subunidad inferior aparecen unas coladas tabulares de color grisáceo que constituyen la subunidad superior. La discordancia de la base se encuentra aproximadamente a 400 m de cota, en las partes nortes de la zona, y puede verse en el Risco de la Gambuesilla. Las coladas que componen esta emisión tabular son de composición basáltica-traquibasáltica afanítica y definen una sucesión subhorizontal de coladas poco potentes, que en total tienen una potencia de unos 30-40 m. En las laderas norte del barranco del Peñón Bermejo son también visibles estas coladas, pero no así en las partes sur, (barranco del Güigüí Grande). A techo tienen niveles de brechas líticas semejantes a las descritas anteriormente, pero con menos líticos. Justo encima, se emitieron ya las coladas de ignimbritas riolítico-traquíáticas ("composite flow") de la formación sálica extracaldera.

2.2.1.3.- Diques básicos y sálicos.

Se describe en este apartado la red filoniana que aparece cortando los materiales de la formación basáltica del primer ciclo volcánico. Es necesario hacer esta salvedad, puesto que se han agrupado en este epígrafe tanto los diques básicos, propios de esta formación, como los diques sálicos que, aunque genéticamente están relacionados con las formaciones sálicas miocenas, aparecen, geográficamente, en este dominio extracaldera. Ahora bien, la descripción de los diques básicos y sálicos se hará de manera independiente. Sin embargo, en el esquema que figura en el mapa, debido a una errata, figuran todos los diques básicos y sálicos con el mismo color, por lo cual recomendamos al lector la consulta de las Hojas del plan MAGNA, escala 1:25.000, (I.T.G.E., 1990, a-o).

En general la densidad de diques básicos, en esta formación, es inferior a la observada para formaciones miocenas semejantes en otras islas del archipiélago, como puede ser Tenerife, Lanzarote y Gomera.

Se ha comprobado para los diques básicos, que éstos alcanzan una densidad superior a lo normal en tres zonas concretas: playa de El Risco-Guayedra, barranco de Tasartico y sector SE. (barranco de Temisas-La Angostura). Este hecho carecería de importancia a no ser que, al señalar en un mapa las direcciones que toman los diques en estos tres sectores, se constata que en el SE., la orientación preferente es N.130° E; en el NO., la orientación se sitúa entre N.100° E. y N.140° E, y, por último, en el OSO., los diques forman una banda orientada NE.-SE. Con todos estos datos puede sugerirse, de acuerdo con NAVARRO (en ANCHOCEA et al. (1991)), una pauta triple. Este hecho es similar al observado en la zona de Gran Tarajal, en la isla de Fuerteventura, por los propios autores de esta memoria.

Desde el punto de vista composicional predominan los tipos basálticos olivínicos con bordes enfriados, ocasionalmente presentan terminaciones divagantes "finger", y contactos ligeramente curvados. Esto indicaría que la intrusión es prácticamente sincrónica a la emisión de las coladas, pues éstas estaban aún en estado plástico. Asimismo, se comprueba, que la composición de las coladas y de los diques es muy similar, siendo más que probable que éstos sean conductos de emisión de aquellas. Ahora bien, a pesar de la similitud en composición, se han observado ciertas diferencias en el grado de cristalinidad, siendo más homogéneo en las coladas mientras que en los diques aparecen texturas con borde enfriado y tamaño de grano más grueso hacia el centro. Como se ha comentado anteriormente, predominan los de composición basáltica observándose tipos porfídicos, con olivino y piroxeno, y tipos afaníticos. Mucho más raro son las variedades ankaramíticas, si bien se ha observado algún dique aislado con fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm, algo similar puede decirse para los tipos plagioclásicos. Sin embargo, si son abundantes los diques de basaltos con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa. Estos últimos suelen ser poco potentes y con poca continuidad lateral, si bien, excepcionalmente, hay un dique de esta composición con una potencia superior a los 8 m.

En general los diques son verticales ó subverticales con potencias comprendidas entre unos pocos centímetros y algo menos de un metro, siendo los más abundantes entre 30 cm y 1 m. Ocasionalmente se han encontrado diques de hasta 2 m ó más de potencia. Puede decirse que la mayoría de los diques se sitúan en el intervalo comprendido entre 30 cm y 120 cm (80-90%) mientras que sólo un 10-20% supera el metro y medio. Por sectores parece ser que los más potentes y con mayor continuidad lateral se localizan en el sector noroccidental.

En cuanto a los diques sálicos, son muy minoritarios y en general se caracterizan por su mayor potencia (2,5-4m) y continuidad lateral; suelen ser verticales o subvertica-

les con contactos rectilíneos y bordes de enfriamiento, observándose texturas de grano más fino hacia los bordes. Debido a su mayor dureza y color más claro, resaltan en el paisaje y ocasionalmente producen espigones rocosos en el acantilado, como ocurre en la Laja de El Risco o Playa Segura.

La composición de estos diques es variable, traquítica, riolítica y fonolítica. Hay un dique muy llamativo y potente (8 m) que cruza la carretera de Mogán a S. Nicolás en las proximidades de Veneguera. Este dique y otros de similar composición (riolita) han sido considerados por FERRIZ y SCHMINCKE (1989) como los diques sálicos más antiguos (estadio de intrusión D-1 de los autores anteriores).

En general se observa que, salvo el dique anterior, la mayoría de estos diques se sitúan en el cuadrante NO., concretamente en la zona de Guayedra-El Risco y en las inmediaciones de Los Berazales. En esta última localidad, en las proximidades del balneario, se concentran varios diques con potencias de 2-4 m, alguno de los cuales se horizontaliza y adquiere morfología de "sill".

2.2.2.- Formación traquítico-riolítica. Dominio extracalera.

Esta formación es equivalente a la Formación Mogán de SCHMINCKE (1969a, 1976 y 1990) y agrupa a todos los materiales sálicos que han desbordado el dominio de la Caldera de Tejeda con anterioridad a la emisión de la formación fonolítica, Fig. 2.2. Este autor realiza una estratigrafía muy fina de esta formación dividiéndola en tres miembros principales (inferior, medio y superior) constituidos cada uno de ellos por varias unidades dentro de enfriamiento, Fig. 2.3. En la elaboración del mapa geológico a E. 1:100.000 se ha seguido más bien un criterio litológico y por ello se han distinguido en cartografía dos unidades dentro del tramo inferior de SCHMINCKE (op. cit): "grupo del vitrificado" o "composite flow" (3) y las lavas riolíticas (5) equivalentes a la unidad VL de SCHMINCKE (op.cit.). Los miembros medio y superior de SCHMINCKE (op.cit.), constituidos esencialmente por ignimbritas riolíticas (comenditas y pantelleritas), se han cartografiado como una única unidad, distinguiéndose solamente en cartografía el nivel basáltico (6) (T-4 de SCHMINCKE (op.cit.)) que aparece intercalado en la base del tramo superior.

La unidad que aparece más ampliamente extendida, de todos los materiales que constituyen esta formación, es la nº 3 de leyenda (ignimbritas riolítico-mugearíticas o "composite flow").

Las otras dos unidades distinguidas en cartografía, tanto las lavas (5) como las ignimbritas (7), parece que han tenido una distribución menos extensa. En el caso de las lavas puede deberse a que sean emisiones más locales y que se hayan dirigido preferentemente hacia zonas más restringidas, pero, en el caso de las ignimbritas, es más com-

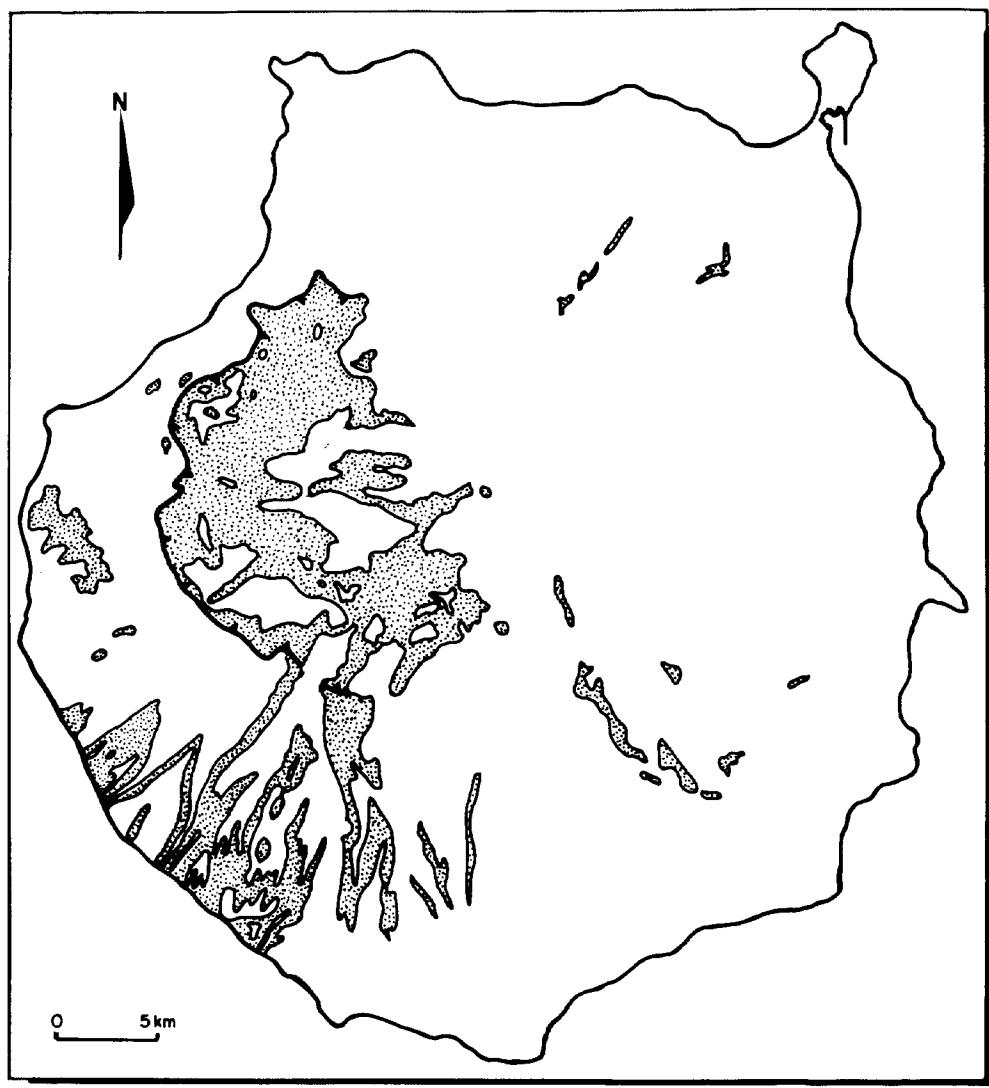


Fig. 2.2.- Extensión superficial de la formación traquítico-riolítica (intra y extracaldera).

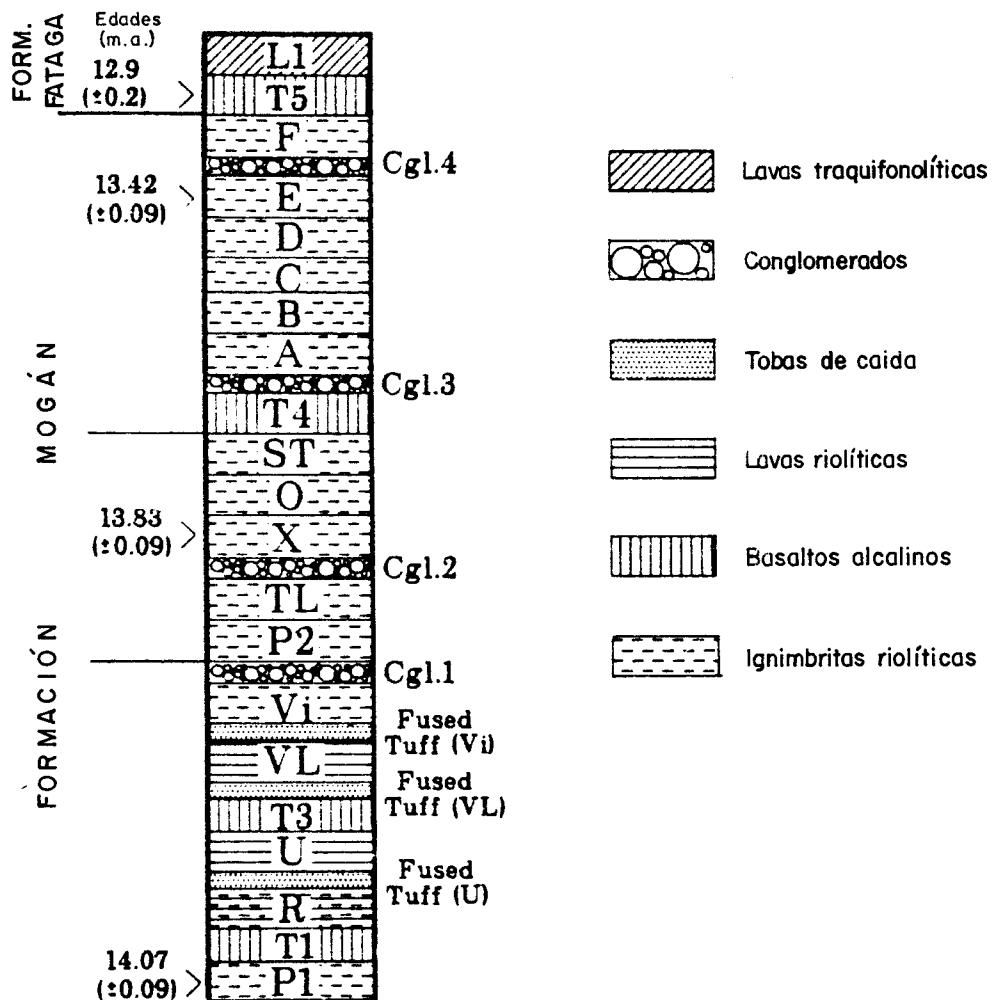


Fig. 2.3.- Corte estratigráfico de las unidades de la Formación Mogán y de la base de la Formación Fataga. (Según SCHMINCKE, 1976; 1987).
(Las edades son de BOGAARD et al. 1988).

plicado justificar su ausencia de los sectores norte, sur y este. Con respecto a ésto, se pueden inferir varias hipótesis, para tratar de explicar esta falta de afloramientos:

- Que se trate de emisiones dirigidas, que aunque han partido del interior de la Caldera de Tejeda de forma radial, siempre existen diferencias topográficas y otras de tipo tectónico, que pueden provocar estas canalizaciones y deposiciones preferenciales. Así, es de destacar la importancia que debió tener la abertura de la Caldera de Tejeda, entre las cabeceras de los Barrancos de Mogán y Arguineguín. Este hecho favoreció la salida de todos estos "flows" hacia el sector SO. SCHMINCKE y SWANSON (1967) ya estudiaron las estructuras de flujo en los "flows" de este sector y pusieron de manifiesto que provenían de este área central.
- Que la emisión hubiera sido mucho más extensa pero que fuera erosionada en determinadas zonas del N. y E.
- Que, aunque la emisión fue mucho mayor de lo que hoy en día se observa, debido a ajustes tectónicos, relacionados con la propia actividad de la Caldera de Tejeda, se produjeron basculamientos de bloques, inmediatamente después de estas emisiones, provocando que estos materiales quedaran sepultados por enormes apilamientos de la formación fonolítica en el sector N y S. Esto justificaría la gran potencia de las fonolitas en el sector sur, comprendido entre los barrancos de Fataga y Tirajana. Algo parecido ocurría en el arco N. (simétricamente opuesto), comprendido entre los barrancos de Agaete y Teror.

Sería necesario realizar estudios detallados de la tectónica de la zona y una cartografía de detalle para discernir cual de las hipótesis es más fiable. Al nivel de conocimientos que existe actualmente, se puede señalar que los mecanismos sugeridos, han intervenido en mayor o menor medida. La última hipótesis es la que plantea más problemas para comprobar, ya que las fracturas, si existen, están fosilizadas por emisiones posteriores. Sin descartar que la primera hipótesis haya funcionado, existen datos a favor de esta última, que no permiten desecharla, como son la falta de intercalaciones sedimentarias importantes entre estas ignimbritas y las de la formación fonolítico-tráquica suprayacente. Este hecho implicaría que la emisión se produjo seguidamente sin que existiera, prácticamente, intervalo erosivo entre ambas. Teniendo en cuenta esta premisa, y vista la falta de ignimbritas riolíticas en los arcos N. y S. (citados), habría que pensar que, o bien las emisiones fueron dirigidas, o bien hubo movimientos tectónicos y/o deslizamientos en las laderas del estratovolcán mioceno que originaron sectores deprimidos, en los cuales se depositaron seguidamente ingentes volúmenes de fonolitas.

2.2.2.1.- Ignimbritas riolítico-mugearíticas. (Composite-flow). (3)

Esta unidad ignimbritica es la que presenta una mejor distribución espacial, pudiendo

do inferirse que debió cubrir la mayor parte de la superficie de la isla. Actualmente es visible en todo el sector occidental, comprendido entre los barrancos de Agaete (al N) y Arguineguín (al S), así como en pequeños afloramientos localizados en los sectores NE. (barrancos de Teror y San Lorenzo) y SE. (montaña Teheral y barranco de Tirajana).

Se localiza siempre a techo de la formación basáltica I y constituye, por tanto, la base de la formación traquítico-riolítica extracaldera (Formación Mogán de SCHMINCKE 1968a, 1969a). Fue precisamente este autor el primero que definió esta unidad como P-1 debido a que su aspecto de "visu" recuerda a un pórfito, de ahí su nombre P-1. Realmente se trata de una ignimbrita composicionalmente zonada de riolita en la base (P-1) y traquibasalto al techo (T-1). Asimismo FUSTER et al. (1968) denominó a estos materiales como "vitrófito traquítico".

Según el primer autor, representa la unidad de enfriamiento más ampliamente extendida de toda la isla, cubriendo probablemente una superficie superior a 400 km². Esta unidad no tiene equivalente dentro del dominio intracaldera y, por tanto, parece tratarse de las emisiones inmediatamente anteriores al hundimiento de la caldera. Se supone, por tanto, que la emisión de estos materiales estaría ligada a mecanismos del tipo "boiling over"?

Así se han encontrado varios afloramientos de estos materiales justo en las inmediaciones de la falla que conforma el límite de la caldera, estos son de N. a S. los siguientes: montaña de Las Presas, El Risco de Faneque, montaña de Tirma y Los Alares. En todos estos afloramientos se observa claramente que no se continúan hacia el interior de la caldera.

Esta unidad "corrió" por las laderas del estratovolcán basáltico y, sin duda, debió llegar al mar en algunos puntos, fundamentalmente del S. y SO. de la isla. Así, en los contiguos barrancos de Mogán, Veneguera y Tasarte, se observa que los sucesivos "flows" de la formación traquítico-riolítica extracaldera van paulatinamente ganando terreno al mar.

En el campo, la base de esta unidad destaca por su característico color blanquecino de alteración, provocando, en muchos casos, formas de meteorización que recuerda a las de las rocas granudas. Está constituida esencialmente por fenocristales de feldespato alcalino (anortoclásica y oligoclásica) que representan más del 50% del total de la roca. La matriz es vítreo y existen además líticos oscuros de naturaleza basáltica y traquibasáltica. Por encima de esta ignimbrita ríolítica se observa una colada formada por una roca muy densa de color oscuro y textura tobácea en la cual existen pequeños fenocristales de feldespato pero que tiene una composición de tipo traquibasáltico (mugearítico). La potencia es variable desde 3-4 m hasta unos 15 m. A continuación pueden aparecer unas tobas violáceas algo más ligeras que las anteriores y con mayor proporción de fragmen-

tos de roca. Su espesor varía de 4-20 m, pudiendo en algunos casos faltar. En conjunto se observa una cierta progresión entre estas dos últimas coladas, aumentando el número y tamaño de los fragmentos hacia el techo. Ocasionalmente, se ha observado al techo de la unidad una toba ignimbótica de 2-10 m de potencia, de tonos rojo ladrillo y rosáceo. Se trata de una roca bastante ligera que presenta soldadura y aplastamiento en los fragmentos pumíticos y que marca el contacto con la base vítreo (obsidiánica) de la unidad suprayacente (lavas riolíticas) (5). Esta última toba ignimbótica sólo ha sido observada en el sector SO. de la isla, concretamente en el barranco de Mogán, y en la zona occidental en las laderas de las Montañas de Hogarzales-El Cedro.

La potencia de esta unidad es bastante variable pues en algunos de los afloramientos pueden faltar las coladas traquibásalticas que constituyen el "composite-flow". En términos generales puede indicarse que los espesores varían entre 20 y 100 m. para el sector O. y SO.; entre 10 y 15 m para el NE. y entre 2 y 20 m para el ángulo SE. (zona de montaña Teheral y barranco de Tirajana). FREUNDT (1989) ha realizado numerosas columnas en esta unidad, pudiendo resumirse que, si bien el espesor de la subunidad ignimbótica subyacente no es muy variable, no así el de los basaltos del techo, los cuales adquieren un gran desarrollo, sobre todo en el área O. (sector de Hogarzales), donde llegan a alcanzar espesores de casi 80 m mientras que la ignimbrita riolítica de la base se mantiene a unos 15-20 m.

Las dataciones absolutas realizadas por McDougall y SCHMINCKE (1976) en montaña Blanca, edades de 13.5 ± 0.3 m.a., son muy similares a las obtenidas para las coladas basálticas miocenas que constituyen el apilamiento infrayacente. Sin embargo, BOGAARD et al. 1988 realizan nuevas dataciones y recalculan algunas de las anteriores situando la emisión de estos materiales en 14.1 M.a. que, como se ha explicado anteriormente, podría ser coincidente con el inicio del colapso de la Caldera de Tejeda.

Recientemente esta unidad ha sido estudiada por FREUNDT (1989) el cual realiza un estudio bastante detallado de campo y laboratorio y pone de manifiesto y avanza en lo que ya apuntaba SCHMINCKE (1969,a) "sobre la evolución magmática de este sistema riolita-traquibasalto, que culmina con la erupción de un magma híbrido y la formación subsiguiente de una ignimbrita soldada silícico-basáltica".

2.2.2.2.- Arenas y fanglomerados. (4)

Se localizan estos depósitos en el sector SE. de la isla, en la base de montaña Teheral, Morro del Tablero y en el barranco de Balos, próximo a la Montaña de los Perros. Los afloramientos ocupan muy poca extensión areal y se sitúan dentro de las hojas E. 1:25.000 de Santa Lucía y Agüimes. El primero de los afloramientos señalados se sitúa intercalado entre el "composite-flow" (3) y las ignimbritas riolíticas (7), sin embargo, los otros afloramientos citados se sitúan ambos, al techo de la formación basáltica I y

debajo de las ignimbritas riolíticas (7).

En la zona de montaña Teheral se pueden observar dos afloramientos, uno en la vertiente meridional (barranco de la Majadilla) y otro en la oriental hacia el barranco de Temisas. Este último no ha sido señalado en la cartografía a escala 1:100.000, debido a su reducido tamaño. Ambos afloramientos tienen las mismas características y se presentan a idéntica cota (600 m), con lo cual parece que se trata del mismo nivel. En el afloramiento cartografiado (barranco de la Majadilla), estos depósitos llegan a alcanzar una potencia de unos 60 m. Están constituidos por arenas y cantos, a menudo formando pequeñas hiladas. Los cantos son subangulosos y angulosos, con tamaños variables entre 1 y 50 cm, y de naturaleza eminentemente básica (olivinos iddingsitzados) y, en menor medida, sálicos (riolíticos) de coloración verdosa, la proporción en que se encuentran es considerable. Se disponen subhorizontalmente con ligero buzamiento al NNE, sin que se observen cicatrices erosivas. En conjunto parecen tratarse de depósitos epiclásticos de tipo "mud-flow".

En la ladera sur del barranco de Balos, estos sedimentos presentan una potencia de unos 50 m y están constituidos por limos arcillosos de color gris-asalmonado, bien estratificados, en capas centimétricas, que alternan con niveles de unos 20 cm, de arenas gruesas y conglomerados basálticos de matriz arenosa y esqueleto quebrantado. También se observan abundantes escorias rojizas y negruzcas. En conjunto, están buzando aproximadamente 5° al S., observándose al techo la secuencia de ignimbritas traquíticas con bases obsidiánicas.

En el afloramiento del Morro del Tablero (en su cara sur), se observa también que estos materiales se sitúan al techo de los de la formación basáltica I. Están constituidos por arenas y conglomerados formados por cantos basálticos y también por otros afaníticos muy oscuros que, aunque recuerdan a las fonolitas, realmente corresponden a los traquibasaltos del grupo del vitrófido ("composite-flow").

SCHMINCKE (1987) también cita los afloramientos de la Majadilla y Morro del Tablero, y reconoce sedimentos semejantes y temporalmente equivalentes a éstos en la Cruz-del Vaquero (dominio intracaldera) dentro de la hoja de San Nicolás de Tolentino.

En conjunto, estos sedimentos formarían parte de abanicos aluviales (posiblemente el mismo) que se canalizaron hacia la costa por las zonas deprimidas existentes en la formación basáltica I, principalmente entre el Teheral, Morro del Tablero y la zona ocupada actualmente por el barranco de los Balos.

La interpretación de estos sedimentos en este lugar de la columna estratigráfica de la isla (o de la formación traquílico riolítica), hay que basarla en su posición estratigráfica así como en su naturaleza. En líneas generales, deben responder a la erosión de

unos determinados relieves en un momento dado del mioceno, o lo que es lo mismo, del primer ciclo volcánico de la isla. ¿Cuáles son estos relieves?. En principio, puede pensarse que sean las paredes de la zona suroriental de la recien formada Caldera de Tejeda. Efectivamente, si estos depósitos sedimentarios están encima de la toba vitrofídica (al menos en algunos puntos, como es en la Majadilla) y ésta se emitió casi simultáneamente con el hundimiento de la cúpula central del edificio basáltico (formación basáltica I), con la consiguiente creación de dicha caldera, lógicamente, los relieves basálticos más prominentes en este momento serían los de sus paredes, con lo que comenzarían a desmantelarse, siendo, por tanto, estos depósitos, el resultado de esta erosión.

No obstante, se trataría de un proceso erosivo local, ocurrido principalmente en este sector SE. de la isla dada su ausencia en otros lugares de la misma, pues si hubiera sido un fenómeno generalizado aparecerían probablemente también en otras áreas. Se trata, sin duda, de uno de los primeros procesos erosivos registrados en la isla. Como única excepción habría que citar el nivel de conglomerados basálticos que aparecen en la base de Las Tabladas (hoja de S. Nicolás) que, debido a su escasa potencia, no ha sido cartografiado.

2.2.2.3.- *Lavas riolíticas. (5)*

Afloran principalmente en los sectores SO. y SE de la isla ocupando parte de las hojas (E.1:25.000) de S. Nicolás de Tolentino, Mogán, Arguineguín y Santa Lucía. Concretamente parece que la emisión de estas coladas fue bastante canalizada, restringiéndose únicamente a estos sectores citados. Como ya se ha comentado anteriormente, la distribución de estos materiales es mucho más restringida que la del "composite-flow" que constituye la base, sobre la que normalmente se apoya esta unidad.

Las primeras referencias bibliográficas, relativas a estos materiales, se encuentran en SCHMINCKE (1968,a, 1976 y 1987) y en FUSTER et al. (1968). El primero de los autores citados, realiza una estratigrafía muy fina de toda la formación, y el segundo grupo de autores realiza la cartografía de estos materiales en un mapa 1:100.000. Posteriormente NADERMANN (1989) lleva a cabo un mapa de la zona de montaña de Las Carboneras, localizada en el sector SE. de la isla. Esta zona, junto con el área comprendida entre los barrancos de Veneguera y Tasarte, (en el sector SO.), es donde se alcanzan las mayores potencias.

Las características litológicas y estructurales son muy similares en los sectores citados, y puede resumirse que esta unidad está constituida por el apilamiento de varias coladas masivas y potentes con espesores unitarios de unos 15-25 m e intercalaciones locales de material fragmentario, brechoide. En muestra de mano, la roca parece una traquita gris criptocristalina con abundantes fenocristales de feldespato de 2-4 mm y lajeado muy constante que provoca una rotura característica en forma de tabletas. En

la base de las coladas se observa una zona vítreo (obsidiánica) y fragmentos de la propia colada, que dejan el techo de la colada anterior "caolinizado", debido a la alta temperatura de emisión de estas lavas. Estos horizontes son muy visibles en el campo tanto en estas coladas como en la base de las ignimbritas. Así mismo es característico de estas coladas su alteración alveolar tipo "taffoni", que en ocasiones llega a formar verdaderas oquedades o pequeñas cuevas. Además se han observado estructuras en rampa que pueden indicar que en algunos puntos estas coladas se están adaptando a un relieve previo. Al techo de estas coladas aparecen ignimbritas traquílico-riolíticas extremadamente soldadas que, debido a su coloración gris, abundancia de fenocristales de feldespato, y grado de soldadura, pueden confundirse con las lavas aquí estudiadas. Uno de los criterios mejores para su identificación es la presencia de texturas eutaxíticas o fenómenos de desvitrificación en las ignimbritas, hecho también señalado por SCHMINCKE (1987) y NADERMANN (1989). Este último autor señala también como característica típica de estas lavas riolíticas la existencia de columnas de base cuadrada y hexagonal con secciones de orden métrico y alturas de hasta 20 m, en los cuales destaca la parte brechoide del muro y techo.

En el sector SO. esta unidad alcanza un gran desarrollo areal extendiéndose desde el barranco de Tasarte hasta el barranco de Mogán. Dentro de esta zona los espesores son muy variables, ya que, mientras en la ladera NO. del barranco de Tasarte la potencia apenas supera los 10-15 m, en la ladera S, en las proximidades de la desembocadura, se superan los 50-60 m. El espesor máximo en este área (SO.) se alcanza entre los barrancos de Veneguera y los Secos (> 70 m).

El afloramiento del sector SE, localizado en el área del barranco de Tirajana-montaña de Las Carboneras, se extiende unos 4 km en sentido NO.-SE. Parece llenar un paleorrelieve labrado en la formación basáltica I, como prueba la ausencia local del "composite-flow" y la presencia de niveles brechoides y fanglomerados en la base de las coladas riolíticas. Este hecho fue también señalado por NADERMANN (1989) el cual ilustra su publicación con varios cortes y bloques diagrama en los cuales se observa el funcionamiento del barranco de Tirajana a lo largo de los sucesivos estadios evolutivos. En esta zona se han llegado a medir espesores de hasta 200 m. En el extremo septentrional de este afloramiento, en las proximidades de las Casas de los Sitios de Abajo, estas coladas tienen tonos vinosos y, junto con las de la formación basáltica I, están afectadas por una falla normal cuyo labio NO. se ha hundido un mínimo de 150 m. Esta falla se observa en ambas laderas y también en el barranquillo de la Garita, interpretándose como la prolongación del escarpe de la Caldera de Tejeda (similar al observado en Temisas). Debido a ésto, los materiales situados al otro lado de la falla (N) se han cartografiado como del dominio intracaldera, si bien litológicamente son muy parecidos.

2.2.2.4.- *Lavas basálticas y hawaïíticas; localmente depósitos de escorias. (6)*

Se describe en este apartado un nivel basáltico que aparece intercalado entre las

ignimbritas de la formación traquítico-riolítica extracaldera y que es equivalente a la unidad T-4 de la Formación Mogán de SCHMINCKE (1969,a, 1976 y 1987). Al tratarse de un nivel muy delgado y con potencias reducidas, siempre inferiores a 20 m, en la cartografía que acompaña esta memoria, ha sido señalado con un trazo único, de color azul.

Los afloramientos más importantes se localizan en el sector occidental de la isla, en las laderas de montaña del Cedro-Hogarzales, donde se han medido potencias de hasta 20 m. Es una colada básica, afanítica, de color gris oscuro de composición basalto-traquibasalto, con disyunción columnar muy marcada. En esta misma área occidental se han localizado algunos depósitos de escorias con lapillis de color rojizo y bombas de tamaños varios que pueden representar puntos locales de emisión.

En el barranco de Mogán, en su lado oriental, a unos 750-800 m de la playa, hay una pequeña colada traquibasáltica de apenas unos 2 m visibles con muy poca continuidad lateral, que no ha sido señalada en cartografía, dado su reducido tamaño para la escala de este mapa.

Apenas un kilómetro al E. del asomo mencionado se localizan los afloramientos del barranco del Taurito, donde realizaron las dataciones absolutas McDougall y SCHMINCKE (1976). Aunque las muestras pueden ser frescas y estar bien cristalizadas, los propios autores sugieren pérdida de Ar puesto que la edad obtenida (12,5 M.a.) entra en contradicción con todos los datos restantes. Recientemente BOGAARD et al. (1988) realizan nuevas dataciones y recalculan otra, indicando que toda la formación traquítico-riolítica extracaldera debió emitirse entre 14,1 y 13,5 M.a. Dentro de este mismo sector suroccidental, el punto más meridional donde se ha visualizado esta colada es en el barranco de Puerto Rico. La colada aparece como siempre, intercalada entre las ignimbritas traquítico-riolíticas y se caracteriza por un típico color oscuro, base escoriácea y disyunción columnar, en las zonas centrales. La potencia es muy reducida variando entre 2,5 y 6 m.

En el sector SE. de la isla sólo ha sido cartografiado un nivel de unos 5-6 m de potencia, localizado en montaña Carboneras, con caracteres análogos a los observados en el sector occidental. En las proximidades de Temisas, junto al puente de la carretera, hay un pequeño afloramiento de composición semejante intercalado entre las ignimbritas que ha sido suprimido de la cartografía porque parece tratarse de un "sill" y no de una colada.

Por último, merece la pena señalar las coladas de basaltos plagioclásicos que aparecen en el borde occidental de la Caldera de Tejeda, intercaladas entre las ignimbritas. De los tres afloramientos existentes en montaña Cerrada, Blanca y Tirma, sólo ha sido cartografiado este último, debido a lo reducido que quedaban los dos primeros para la escala de trabajo del mapa. Realmente, aunque se añaden a este grupo, no tienen nada

que ver con el resto de los afloramientos señalados anteriormente y además estatigráficamente se situarían algo más bajos, siendo probablemente equivalentes al T-3 de SCHMINCKE (1976, 1987). Son coladas algo vesiculares y escoriáceas de color acaramelado y pardo rojizo en fresco. Los fenocristales principales son plagioclásas con tamaños inferiores a 4 mm. si bien se observan, asímismo, algunos piroxenos aislados y numerosas vacuolas llenadas por ceolitas. La potencia se sitúa entre 20-25 m por término medio.

2.2.2.5.- *Ignimbritas riolíticas.* (7)

Como ya se ha comentado en apartados anteriores, debido a la escala de este trabajo, no se han establecido separaciones dentro de la formación traquítico-riolítica extracaldera y, por tanto, en este epígrafe, se incluyen todas las ignimbritas (s.l.) de esta formación salvo el "composite flow" (3) que aparece en la base. Se describen aquí, por tanto, las ignimbritas muy soldadas (VI de SCHMINCKE (1969,a, 1976 y 1987)) y las ignimbritas de los tramos medio y superior de la Formación Mogán de SCHMINCKE (op.cit.). La base de esta unidad está constituida por las lavas riolíticas (5), mientras que al techo aparecen las ignimbritas verdosas de la formación fonolítico-traquíctica.

La extensión de esta unidad debió ser mucho mayor que lo que hoy en día es visible, ya que en casi toda la mitad NE. de la isla los afloramientos, aunque muy escasos, aparecen en pequeños umbrales pudiendo sugerirse que, seguramente, se produjo una intensa erosión post miocena. Los mayores afloramientos se encuentran en el arco comprendido entre el barranco de Las Aneas (al N. de Tasarte) y el de Arguineguín, en el sector SO. de la isla. Son también notables los afloramientos del sector occidental (montaña del Cedro-Hogarzales) y del sector SE, cuenca de Tirajana-montaña de las Carboneras. En la "Neocanaria", los afloramientos son más aislados, existiendo dos arcos en el norte y este en que no hay afloramientos.

La característica fundamental de esta unidad es el apilamiento sucesivo de ignimbritas con bases obsidiánicas y potencias individuales entre 1,5-6 m. que provocan un relieve escalonado en graderío. También son características las frecuentes formas alveolares de meteorización ("taffonis") que pueden llegar a constituir pequeñas cuevas. La parte inferior del apilamiento está constituido por ignimbritas extremadamente soldadas de color gris-claro, entre las cuales se ha observado, localmente, alguna intercalación lávica de poco espesor. En esos casos de soldadura extrema se pueden encontrar pequeñas texturas de desvitrificación difícilmente observables de "visu", por lo cual, si no se realiza un muestreo detallado, pueden confundirse con las lavas traquíáticas mencionadas anteriormente. Estas ignimbritas extremadamente soldadas son equivalentes a la unidad VI de SCHMINCKE (1969,a, 1976 y 1987). Tienen potencias de 5-15 m y aparecen distribuidas ampliamente desde la zona de montaña del Cedro-Hogarzales en el O., hasta montaña de las Carboneras en el SE. como ya se ha comentado anteriormente, este autor ha realizado numerosos estudios de las ignimbritas de la formación traquítico-riolí-

tica (F. Mogán), definiendo las distintas unidades que la integran (ver Fig. 2.3. en el apartado 2.2.2.). La base del tramo medio de la Formación Mogán de SCHMINCKE (op. cit.) está constituida por un nivel vitrofídico de color rojo ladrillo (P-2 de SCHMINCKE) muy similar al vitrófido. ("composite-flow") de la unidad 3 de leyenda. Este nivel ha sido señalado en la cartografía de las hojas geológicas del Plan MAGNA a escala 1:25.000, ITGE (1990, a-o), pero en el mapa 1:100.000 que acompaña esta memoria no se ha cartografiado debido a su reducida potencia, en ocasiones no sobrepasa un metro ó metro y medio. Está constituido mayoritariamente por fenocristales de feldespato y vidrio y presenta menor proporción de fragmentos de roca que el vitrófido genuino que aparece en la base de la formación traquíítico-riolítica. A techo, suelen aparecer varias unidades ignimbriticas con una potencia variable entre 20 y 40 m que, en conjunto, equivalen a la unidad TL de SCHMINCKE (op.cit.). Se caracterizan por sus colores marrón-beige con flamas muy grandes de 2-20 cm y por presentar morfologías oquerosas y cavernosas con forma de panal. En general, se observa un aumento gradual en el tamaño de las pomez hacia la parte alta. Además, puede aparecer alguna intercalación de lapilli negro, algo vesicular, con tamaños comprendidos entre 0,5 y 1,30 cm. Por encima, se sitúa una ignimbrita de color gris-claro ligeramente verdosa bastante masiva y casi nada soldada, muy rica en fenocristales de anortoclasa, anfíbol y esfena; tiene unos 10 m de potencia y es equivalente a la unidad X del autor ya citado. Sobre ellas, suele aparecer otra ignimbrita flameada de color gris-verdoso con base pumítica de color oscuro; es muy porosa y oquerosa, si bien, hacia arriba, van aumentando el tamaño de las flamas y los líticos. La potencia es también del orden de unos 10 m. El tránsito entre la parte media de la formación traquíítico-riolítica y el tramo superior está constituido por una colada basáltica (T-4 de SCHMINCKE, (1976)) que ha sido distinguida en cartografía con el nº 6, (ver apartado anterior 2.2.2.4.). Sobre ella puede aflorar un delgado nivel de conglomerados que indicaría pequeñas interrupciones locales en la actividad magmática. Las ignimbritas que constituyen la parte alta de esta formación tienen potencias unitarias del orden de 10-15 m y se caracterizan por sus tonos grises y la abundancia de líticos y flamas pumíticas, muchas de ellas son verdaderas texturas eutaxíticas. Se corresponden con las unidades A, C, D, E y ET de SCHMINCKE (1968,a). Por último, mención aparte merece la ignimbrita F de SCHMINCKE (1976), ya que presenta ciertos problemas en cuanto a su asignación a una u otra formación (traquíítico-riolítica o fonolítica ?). En este trabajo, y no sin reservas, se ha asignado a la formación fonolítica como ya se explicará en el apartado 2.2.6.1.

Como se comentó anteriormente, es en el sector SO. donde se localizan los mejores afloramientos. Concretamente en el barranco del Taurito fue donde SCHMINCKE (op. cit.) estableció la sección tipo para esta unidad. En las laderas de los barrancos de este sector existen muy buenos afloramientos de estos materiales habiéndose medido potencias del orden de 200 m en el barranco del Taurito y 230 m en el barranco del Cura-Tau-ro; tanto hacia el E. como hacia el O. los espesores disminuyen paulatinamente. Todo el conjunto ignimbrito presenta suaves buzamientos hacia el mar (S. y SSO.) con valo-

res comprendidos entre 7-9°.

Esta facilidad de afloramientos, unido a la escasa vegetación existente, hace que en estas áreas se hayan realizado numerosos estudios de estas ignimbritas. Así CRISP (1984) centró sus estudios en las ignimbritas D y E respectivamente.

En el sector comprendido entre los barrancos de Arguineguín y Fataga esta unidad adquiere menor desarrollo areal y, además, en algunas zonas, existen ciertos problemas para separar estos materiales de los del dominio intracaldera. Así, en el fondo del barranco de Ayagaures, afloran varias ignimbritas soldadas con potencias individuales bastante elevadas y colores de alteración rojizos. Según estas características, estos materiales podrían corresponder a las facies intracaldera pero, debido a la falta de criterios (en este área) para señalar el límite estructural de la caldera, así como a la no existencia de diques, ni otros cuerpos intrusivos, se ha optado por incluirlos (no sin reservas) dentro de la formación traquíltico-riolítica extracaldera, aquí descrita. Algo parecido ocurre en el barranco de Fataga, en el cual las ignimbritas que afloran, también tienen estos mismos tonos rosas de alteración. En este punto, parece evidente que, aunque hay una fractura, esta no corresponde con la de la caldera, ya que es una falla que está afectando a las ignimbritas fonolíticas y, además, el bloque hundido es el externo (S) y no el N. como sería de esperar si fuera la falla de la caldera.

En el sector occidental en la zona de las montañas del Cedro-Hogarzales, se han obtenido las mayores potencias para esta unidad (> de 350 m). Hacia el NO., los afloramientos ocupan una extensión muy reducida y además aparecen unidades ignimbriticas que sólo se han reconocido en este sector y en Hogarzales. Se trata de una ignimbrita de alta temperatura extremadamente soldada definida por SCHMINCKE (1976) como unidad U.

En el sector SE., los mejores afloramientos se localizan en la zona de montaña de las Carboneras. NADERMANN (1989) realizó una cartografía muy detallada de estas unidades obteniendo un espesor, para los materiales aquí descritos, de unos 110 m; si bien los espesores totales para la formación traquíltico-riolítica, en este área, varían entre 225 y 350 m. Los otros afloramientos dignos de mención en este sector SE. se localizan en la montaña de Los Perros y montaña de Agüimes. En esta última localidad se observa un apilamiento de ignimbritas de tonos grises, en la parte inferior, y de colores beiges y cremas hacia el techo. Estas últimas presentan un gran porcentaje de pómex vesicular (del orden del 90%) con algunos cristales y líticos, principalmente de ignimbritas soldadas. En la zona de la montaña de los Perros se observa que la emisión de esta unidad no fue inmediata a la de la formación basáltica I como se comprueba por la existencia de un paleorrelieve previo, en parte relleno por los depósitos de arenas y fanglomerados (4).

La base visible en esta zona es una ignimbrita que recuerda en parte al "composite-flow" (3) si bien se distingue por la mayor proporción de fenocristales de feldespato (2-4 mm) y la escasez de fragmentos de roca, tan abundantes en el "composite-flow".

En todo el sector norte de la isla esta unidad está prácticamente ausente, limitándose a unos pequeños afloramientos localizados en Caideros, Teror y Miraflor. En el caso del primer afloramiento mencionado existen ciertas dudas en cuanto a su asignación al dominio intra o extracaldera, ya que, debido a sus colores de alteración rojizos, podría asignarse a las facies intracaldera como ha sugerido SCHMINCKE (com. pers.). En el campo no se observa claramente la relación de estos materiales con los basaltos miocenos. Sin embargo, en la zona de Miraflor no existe ninguna duda en cuanto a su asignación a las facies extracaldera ya que esta unidad aquí estudiada se sitúa al techo de las ignimbritas riolíticas ("composite-flow") (3) que sólo aparecen en el dominio extracaldera. Por último, el afloramiento localizado en las inmediaciones de Teror, está constituido por unas ignimbritas muy alteradas de colores anaranjados y aspecto "hojaldroso" que aparecen recubiertas parcialmente por los materiales del Ciclo Roque Nublo.

2.2.3.- Formación traquítico-riolítica. Dominio intracaldera.

En este apartado se van a describir únicamente las rocas de la formación traquítico-riolítica que han llenado la Caldera de Tejeda, ya que en sucesivos apartados se describirán las rocas plutónicas (sienitas, apartado 2.2.4.) y la unidad de diques del "cone-sheet" (apartado 2.2.5.). Tampoco se incluyen en este apartado las ignimbritas y lavas fonolíticas que coronan el apilamiento intracaldera en algunos sectores, por ejemplo Inagua y Meseta del Carreño, ya que se han asignado en cartografía a la formación fonolítica. Esta unidad, aquí estudiada, constituye por tanto, la roca caja de las sucesivas etapas intrusivas que se han desarrollado de manera resurgente en el Dominio de la Caldera de Tejeda.

Todo el dominio intracaldera está intruído por diques sálicos (sólo excepcionalmente hay algunos diques básicos o tefríticos pertenecientes a los ciclos posteriores). En el mapa se ha representado siempre la roca caja y sólo se han dibujado unas líneas concéntricas siguiendo a "grosso modo" la pauta de los diques en el caso del "cone-sheet", para dar idea de la intrusión filoniana. Además se ha señalado una línea externa situada entre el borde de la caldera y el "cone-sheet", que representa la zona de entrada de diques, con porcentajes comprendidos entre un 10 y 60%.

Las primeras referencias bibliográficas que se tiene sobre la Caldera de Tejeda corresponden a SCHMINCKE y SWASON (1966) y a SCHMINCKE (1967a). Posteriormente ha sido estudiada por HERNAN (1976), HERNAN VELEZ (1980) y FERRIZ y SCHMINCHE (1989). En cuanto a datos de edad absoluta sólo se disponen por el momento de los de McDougall y SCHMINCKE (1976) los cuales dataron dos muestras del margen SO. de la caldera

en 13,4 m.a, si bien ellos mismos concluyen que estos eventos se sucedieron muy rápidamente siendo irresolubles por el método K/Ar.

2.2.3.1.- Ignimbritas traquítico-riolíticas, lavas, brechas y sedimentos tobáceos. (8)

Esta unidad aflora ampliamente por toda la mitad occidental de la isla ocupando parte de las hojas a escala 1:25.000 de Vecindad de Enfrente (1108-I), S. Nicolás de Tolentino (1108-II y III), Teror (1109-IV) y S. Bartolomé de Tirajana (1109-IV). Aunque en la cartografía de este mapa a escala 1:100.000 se han señalado con el mismo color las ignimbritas de la formación traquítico-riolítica tanto del dominio intracaldera como extracaldera, en la memoria se ha considerado conveniente realizar esta descripción aparte, igual a como se realizó en las memorias de las Hojas del Plan MAGNA (I.T.G.E, 1990, a-o), que son las que han servido de base para la realización de este mapa.

El límite de esta unidad es, por tanto, estructural (borde de la caldera). Mientras en el sector occidental, comprendido entre los barrancos de Agaete y Mogán, no ofrece dudas, al conservarse casi intacto, en la zona sur y sureste es más problemático y difícil de cartografiar, ya que ha sido en parte erosionado y recubierto por las emisiones subsiguientes. Este hecho sólo puede observarse en el fondo de algunos barrancos del sector SE., tales como Tirajana, La Angostura y Temisas, en los cuales quedan vestigios de la fractura del borde de la caldera. Por otra parte, en toda la mitad NE. de la isla, esta unidad, está prácticamente ausente al haber sido recubierta por emisiones más recientes. Únicamente puede señalarse un pequeño afloramiento, puramente testimonial, localizado en las proximidades de Las Lagunetas, en la ladera oriental del barranco. Se trata de un pequeño asomo de apenas unos metros cuadrados de tobas e ignimbritas muy alteradas atravesadas por diques del "cone-sheet".

SCHMINCKE (1987,1990) señala que el borde visible actualmente de la Caldera de Tejeda está buzando hacia el interior de la misma y que la verdadera falla de la caldera debe situarse más internamente, probablemente entre la pared morfológica actual y el límite del "cone-shett". Según ésto, sugiere que la alteración hidrotermal visible actualmente en el escarpe morfológico, debió extenderse 1 ó 2 km por fuera de la verdadera falla de la caldera. Con respecto a ésto, según las observaciones de campo realizadas, se ha comprobado la existencia de varios niveles de alteración muy continuos visibles a lo largo de la pared actual de la caldera. Asimismo, se han observado también otros niveles situados internamente, en las proximidades del volcán de Inagua, que se prolongan por las laderas del barranco de Pino Gordo hacia el norte. Además, se han observado otros niveles de alteración hidrotermal en la zona de la Degollada de Las Brujas-Cuevas Negras. Estas alteraciones ya fueron cartografiadas por HERNAN (1976) y designadas con el nombre local de azulejos. Se trata de tobas vitroclásticas riolíticas muy finas, con algunos fenocristales de feldespato de pequeño tamaño. El espesor de estos niveles es variable, desde unos 8 m hasta 20 o más metros, salvo en la cabecera del barranco de

Veneguera, junto a la carretera C-810, en que superan los 100 m. No ocupan una posición estratigráfica exactamente definida, si bien, según el autor anterior ya mencionado, se sitúan al techo del tramo inferior.

Otra de las grandes cuestiones de interés en la geología de la isla (ya comentada por SCHMINCKE 1987) es la ausencia del nivel de ignimbritas riolíticas ("composite-flow" o (P-1)) en el dominio intracaldera. Este autor sugiere que este hecho está íntimamente ligado al colapso de la caldera ya que la emisión de esta unidad parece que es prácticamente sincrónica con el colapso.

Por tanto, en el dominio intracaldera, de existir esta unidad, estaría situada en el fondo de la caldera y sepultada por todo el relleno posterior de la misma (del orden de 1000 m.).

Estos materiales equivalen parcialmente a la Formación montaña del Horno de SCHMINCKE (1976) o a los "tramos inferior y medio de la Serie efusiva central de HERNAN" (1976). Asimismo, el primer autor mencionado, ha subdividido más recientemente aquella formación (montaña del Horno) en Formación montaña de Tirma y Formación montaña del Horno (SCHMINCKE, (1987)), que guardan mayor paralelismo con la unidad que a continuación se describe.

Desde el punto de vista estructural esta unidad se caracteriza por el sucesivo apilamiento de coladas, fundamentalmente ignimbriticas, de composición traquíctica peralcalina con niveles de sedimentos y depósitos epiclásticos. Asimismo, aparecen algunas coladas lávicas intercaladas y "sills", éstos últimos sobre todo en las zonas externas. Además, hay zonas en que abundan los materiales brechoides y autobrechificados, fundamentalmente en el sector central. Como se ha comentado anteriormente, estos materiales han sido intensamente intruídos tanto por rocas plutónicas (sienitas) como por una densa red de diques ("cone-sheet") que dificultan enormemente la observación de los materiales. Aunque en el mapa se ha representado siempre la roca caja, esto puede ser algo engañoso, ya que en la mayoría de las ocasiones, son mucho más abundantes los diques frente al encajante y puede parecer que es exagerado. Estos materiales suelen estar frecuentemente oxidados y silicificados, presentando colores rojizos de alteración, muy típicos. También es característico en estas ignimbritas la formación de oquedades de muy diverso tamaño, desde pequeñas alveolizaciones en forma de panal, hasta auténticas cuevas, muy bien reflejadas en la toponimia local.

La estratigrafía ha sido ampliamente estudiada por HERNAN (1976), indicando un espesor superior a los 1.200 m para el conjunto de estos materiales, que se divide en tres tramos: el inferior, "constituido por tobas poco soldadas en niveles poco potentes de colores grises y rojizos, según su grado de alteración y de oxidación", tramo medio: "niveles traquíicos de texturas ignimbriticas"; tramo superior: "alternancia de

coladas de lavas fonolíticas con niveles tobáceos ignimbíticos". Este último tramo ha sido considerado, tanto en este trabajo como en las hojas geológicas del Plan MAGNA (I.T.G.E. (1990, a-o), dentro de la formación fonolítica. Su individualización cartográfica presenta ciertas dificultades debido, en muchos casos, a la falta de accesos y problemas orográficos y de vegetación. Estos materiales de composición fonolítica han sido individualizados por ejemplo en la zona de Inagua-montaña de las Monjas y en "El Saucillo" (próximo a la pista de Tirma). Sin embargo, en las proximidades de Las Casas de Tamadaba existe una intercalación de traquifonolitas grises afaníticas con disyunción columnar que no se ha podido individualizar, dados los condicionantes anteriormente señalados. Así mismo, se pretende puntualizar aquí la existencia de una errata observada en el mapa adjunto: la parte culminante del vértice Inagua se ha señalado como ignimbritas de esta formación cuando en realidad son ignimbritas de la formación fonolítica.

Las potencias de esta unidad son muy elevadas observándose frecuentes apilamientos de más de 500 m de espesor, como por ejemplo en el escarpe de la Degollada de Las Brujas, o en la zona del Risco de Faneque-Presas de Tamadaba. En los escarpes occidentales (área del Laurelillo) y en las paredes de los barrancos de La Aldea y Siberio, el espesor visible puede superar los 750 m. Sin embargo, en las proximidades de Ayacata no se observan más de 400 m. Con todo, el espesor real puede ser muy superior ya que el hundimiento de la caldera supera los 1000 m (SCHMINCKE 1987).

En el fondo del barranco de Pino Gordo, por debajo de los niveles de alteración verdosos (anteriormente citados), afloran unas potentes coladas de ignimbritas tobáceas de color rosa, muy soldadas con texturas de desvitrificación que producen brillos de aspecto untuoso. Presentan abundantes "espejos de fricción" que pueden indicar una textura cataclástica. Estos mismos materiales se encuentran también en otras zonas tales como el escarpe de Tocodomán. Se trata de ignimbritas gris verdosas, con tonos rojizos de alteración, están muy soldadas y recristalizadas con un aplastamiento total, que en ocasiones puede pasar desapercibido, según el plano de corte. A escala de muestra de mano se observan algunos pequeños fenocristales de feldespato y escasos líticos oscuros de composición basáltica y/o traquítica de tamaños en general < 1 cm.

En la zona de Tirma se puede realizar un buen corte de esta unidad observándose como el porcentaje de diques disminuye de E.a O. La roca encajante está constituida por una serie potente de tobas cineríticas, ignimbritas y depósitos epiclásticos entre la cual se intercala, hacia cota 700 m, una colada traquítica de color gris, afanítica. En general la sucesión está subhorizontal con un ligero buzamiento hacia la parte alta de unos 10° SE.

En este mismo sector, pero algo más al sur de Tirma, concretamente en la cabecera del barranco de Tifaracal, se observan unas tobas bastante bien estratificadas de color rojo vino. Son bancos de unos 20 cm. que alternan con capas más finas y alteradas de

sedimentos epiclásticos. Los fragmentos son en general inferiores a 1 cm, pero hay algunos que llegan a varios centímetros, e incluso 20 cm; en general son de color gris-azulado, desde subangulosos a subredondeados. Presentan un suave buzamiento (10° E.), y están atravesadas por diques traquíticos del "cone-sheet"; aunque la densidad de los mismos es inferior al 30% en este punto, aumenta rápidamente hacia el E. llegando a ser superior al 50-60% en la montaña de Tifaracal situada apenas a 1 km hacia el E.

Se han observado intercalaciones de lavas traquíticas de color gris-ceniza en las proximidades del Edificio Pino Gordo (Ciclo Roque Nublo). Presentan escasos fenocristales de feldespato y alguna biotita. Estas coladas evolucionan hacia el techo a lavas traquifónicas e incluso fonolíticas.

En las proximidades del embalse de Cuevas de las Niñas se pueden contemplar también intercalaciones de lavas traquíticas de color gris-oscuro con fenocristales dispersos de sanidina de tamaño (4 x 4 mm).

2.2.4.- Sienitas alcalinas. (9)

Esta unidad aflora en el sector central de La Caldera de Tejeda y, aunque a primera vista el área cartografiada puede parecer más amplia, la realidad es que son afloramientos discontinuos y de reducidas dimensiones, constituyendo pequeños "screen" entre los diques del "cone-sheet", los cuales, en muchos casos, representan más del 90% de la roca visible, teniendo por tanto que considerarse los contactos como supuestos, Fig. 2.4.

Los primeros estudios concretos sobre estos materiales son los de SCHMINCKE (1967,a) y HERNAN (1976). Más recientemente, FERRIZ y SCHMINCKE (1989) realizan un estudio general de las distintas etapas de intrusión dentro del complejo intrusivo de la Caldera de Tejeda, estableciendo ocho estadios (D-1 a D-8) de más antiguo a más moderno. Las sienitas corresponderían al segundo estadio intrusivo S-2 y han funcionado como roca caja en las zonas centrales de la Caldera de Tejeda, ya que al primer estadio intrusivo (D-1) sólo se han asignado algunos diques aislados de composición riolítica, como el que aparece en las proximidades de Veneguera, junto al borde de la caldera.

SCHMINCKE (1976) ha denominado al conjunto de estos materiales como Formación Tejeda y, según las dataciones realizadas por McDougall y SCHMINCKE (1976), esta unidad se sitúa en torno a los 11,8-11,9 m.a. de antigüedad. Teniendo en cuenta que la formación fonolítico-traquítica comenzó a emitirse hace aproximadamente unos 12,6 M.a., y que la parte media de la formación presenta edades comprendidas entre 11,9 y 11,1 M.a., se infiere que el comienzo de esta etapa intrusiva coincidió con el miembro medio de la formación fonolítica.

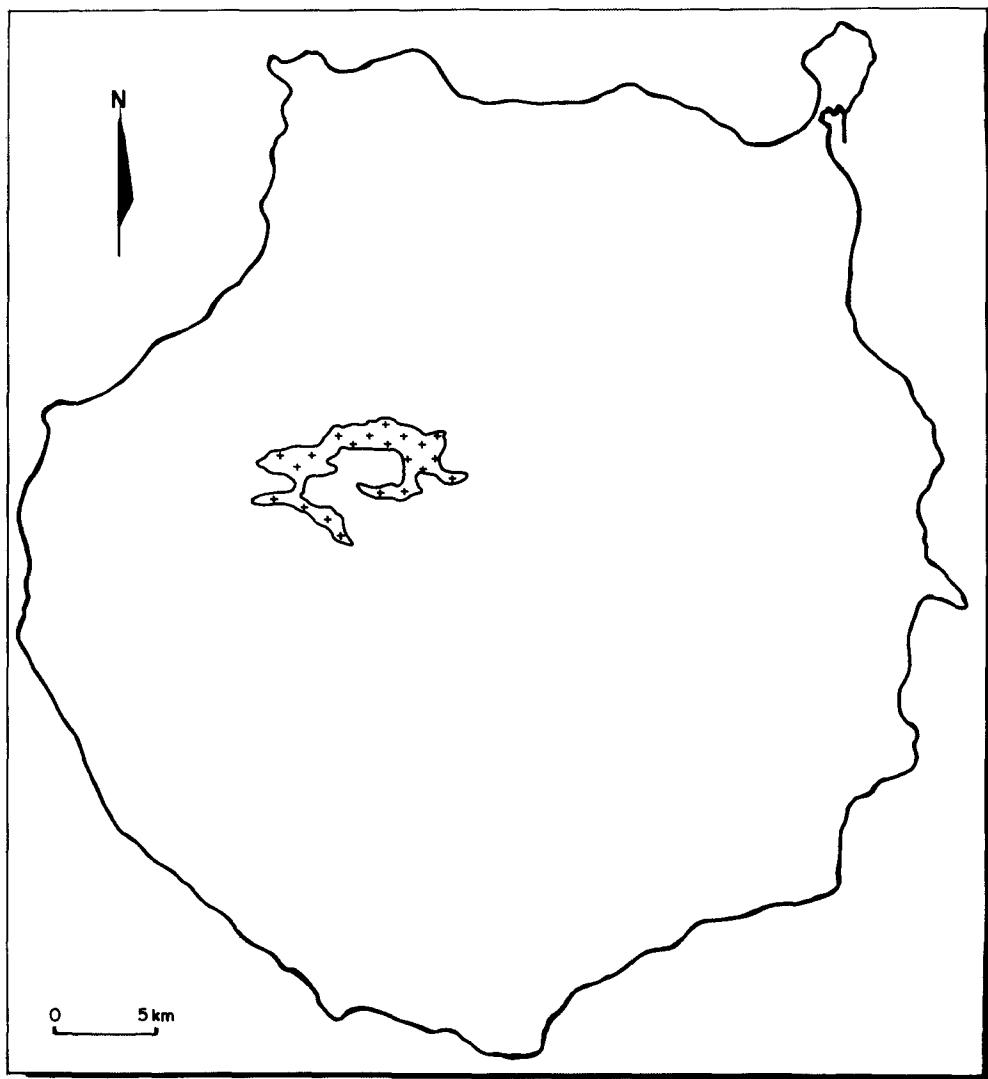


Fig. 2.4.- Extensión superficial de las rocas sieníticas.

Los mejores afloramientos de estas rocas sieníticas, aparecen en el fondo de los barrancos de Tejeda, Siberio y Chorrillo, ya que la erosión del barranco en estas zonas centrales permite una mejor observación. Así mismo, también se han encontrado sienitas a cotas muy elevadas (zona de La Mesa de Acusa (800 m) y las proximidades del Roque Bentaiga (1.200 m)). A este respecto FERRIZ y SCHMINCKE (1989) (en SCHMINCKE (1987)) sugieren que esta altura alcanzada por las sienitas se debe a la elevación producida por el emplazamiento de los diques del "cone-sheet".

En muestra de mano se caracterizan por su color gris claro-blanquecino, dependiendo la tonalidad del estado de alteración. Así, a mayor grado de alteración, mayor predominio de los tonos blanquecinos. También se han observado enormes variaciones en el tamaño de grano, desde tipos de grano muy fino que parecen microsienitas, hasta facies porfídicas con grandes fenocristales (> 1 cm). Ocasionalmente se han visualizado venas de tipo pegmatoide. En general, estas rocas granudas están constituidas mayoritariamente por cristales de feldespato potásico y nefelina en una pasta de grano medio. En campo, se caracterizan tanto por los colores de alteración citados, como por desarrollar relieves alomados o arriñonados entre los diques del "cone-sheet". Así, en algunas zonas puntuales del barranco de Tejeda, se observa que la densidad de los diques decrece hasta un 30-50%, permitiendo mejores observaciones de estas rocas. Algo parecido ocurre en el barranco del Chorrillo ya que al aproximarse a la zona del núcleo del "cone-sheet" los diques decrecen en intensidad y presentan localmente direcciones variadas que no siguen la pauta circular.

Por último cabe señalar que existen dos hipótesis en cuanto al tipo de intrusión de estas masas sieníticas: SCHMINCKE (1967,a) habla de un stock, mientras que HERNAN (1976) se inclina por una intrusión circular múltiple "ring dyke-complex" previa al desarrollo del sistema de diques del "cone-sheet".

2.2.5.- Unidad del "cone-sheet".

Geográficamente, esta unidad se encuentra situada en el sector centro-occidental de la isla, ocupando parte de las Hojas a E. 1:25.000 de: Teror (1109-IV), Vecindad de Enfrente (1108-I), S. Bartolomé de Tirajana (1109-III) y S. Nicolás de Tolentino (1108-II y III). En conjunto, los diques señalados describen una pauta cónica y ocupan el núcleo de la Caldera de Tejeda. Esta estructura ya fue puesta de manifiesto por SCHMINCKE (1967,a), el cual asimiló estos diques a un cono invertido, abierto hacia la superficie ("cone-sheet"). Posteriormente, HERNAN (1976) lleva a cabo un estudio del complejo traquítico-sienítico y llega a las mismas conclusiones que SCHMINCKE (op.cit.), en cuanto a la estructura y disposición de los diques. Más tarde, HERNAN y VELEZ (1980) realizan un estudio estadístico de las medidas de dirección y buzamiento de los diques y calculan que el foco se situaría a unos 1698 m bajo el nivel del mar, en la vertical de Los Reyes, próximo al Roque Bentaiga, Fig. 2.5. Asimismo, sugieren que, en planta, el "cone-sheet"

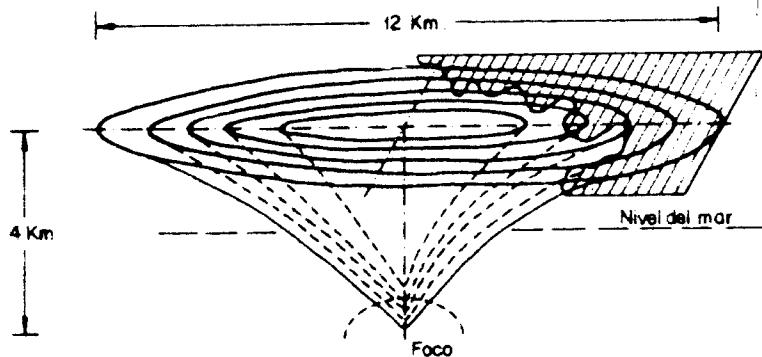
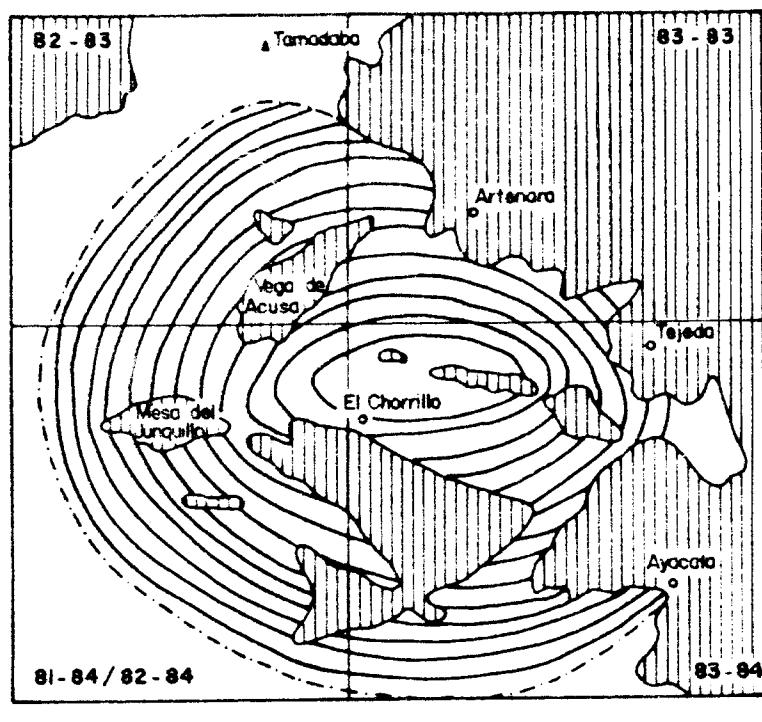


Fig. 2.5.- Esquema geométrico del sistema de diques cónicos ("cone-sheet"), según HER-NAN y VELEZ (1980).

tiene una forma ligeramente elipsoidal con un eje mayor, orientado E.-O., de unos 13-14 km y un eje menor, orientado N.-S., de unos 10-11 km. Más recientemente, FERRIZ y SCHMINCKE (1989), llevan a cabo un estudio de las distintas etapas de intrusión dentro de la Caldera de Tejeda, distinguiendo seis estadios importantes: "D1) diques aislados de composición riolítica, semejantes al observado en las proximidades de Veneguera. (S2) intrusión sienítica (ver apartado anterior, 2.2.4.). (D3) Diques traquíticos delgados e irregulares. (D4) y (D5) son los estadios principales de la intrusión de los diques del "cone-sheet", si bien, en (D4) se emplazan diques anchos de 5-50 m de espesor, de composición traquítica, y en (D5) diques simples y compuestos de composición traquifonolítica. (D6) son diques delgados e irregulares de composición traquifonolítica que cortan a los de las etapas 4 y 5. Por último estos dos autores señalan dos etapas adicionales de intrusión: (D7) son diques rectilíneos de composición fonolítica. (D8) diques fonolíticos y tefríticos de edad Roque Nublo. (P8). Son una serie de domos y cuerpos intrusivos que bordean al "cone sheet" de los cuales al menos dos de ellos (Pajonales y los Brezos) son de edad Roque Nublo. Estos autores han calculado los volúmenes de magma correspondientes a los estadios de intrusión más importantes (4 y 5) en 35 y 15 km³ respectivamente. Asimismo, sugieren que el mecanismo de intrusión es semejante a un "pistón" que provocaría un levantamiento muy importante en la zona central.

Con respecto a los domos (P8) citados anteriormente por FERRIZ y SCHMINCKE (op. cit.) conviene señalar que si bien en el caso de Pajonales y Los Brezos no existe ninguna duda con respecto a su edad Roque Nublo (ver apartado 2.3.8.). La gran mayoría de los intrusivos que aparecen orlando al "cone sheet" creemos que habría que asignarlos a los últimos estadios del "cone sheet" mioceno pero en cualquier caso serían anteriores a los diques de afinidad tefrítica (D-7) y de edad Roque Nublo clara. Uno de los que si podría plantear ciertas dudas en cuanto a su edad, es el Morro de la Negra (ver apartado 2.2.6.5.), ya que, morfológicamente recuerda mucho a los domos del Ciclo Roque Nublo.

Medidas realizadas, en el campo, de los buzamientos de los diques se sitúan, la mayoría de ellas entre 30° y 45°, aunque se observa que hacia la zona externa tienden a horizontalizarse y algunos son auténticos "sills". Este hecho se comprueba muy bien en la estrecha carretera que desciende desde la zona central por el barranco de La Aldea hasta San Nicolás de Tolentino.

Sin embargo, en la zona del núcleo del "cone-sheet" los diques no se adaptan a la pauta circular sino que llevan direcciones aberrantes, muchas de ellas norteadas, y presentan buzamientos muy elevados. Este área se ha dejado sin entramar en la cartografía adjunta, para dar idea de esta situación anómala. Este sector ya fue descrito por HER-NAN (op. cit.) como el núcleo del "cone-sheet" en el cual se localiza el foco eruptivo.

La mayoría de los diques tienen composición traquítica con potencias medias superiores a los 2,5 m. Los diques fonolíticos son más tardíos y presentan menor espesor

1-2,5 m. Ambos presentan texturas de borde, con enfriamiento hacia el centro de la masa. Los contactos suelen ser rectilíneos, observándose a veces, entre los diques, pequeños cuerpos de roca de caja que han ascendido a causa del empuje de los diques en su emplazamiento. En ocasiones, dada la abundancia de los diques traquíticos sobre los fonolíticos, es difícil reconocer la roca de caja, ya que éstos forman un todo continuo en el afloramiento, observándose sólo bordes de enfriamiento de unos diques sobre otros. FERRIZ y SCHMINCKE (op. cit.) indican, sin embargo, que muchos de los diques traquíticos tienen relaciones Zr/Nb similares a los magmas de la Formación Fataga (formación fonolítico-traquíctica). Según ésto, muchos de ellos, podrían ser salideros de las coladas fonolíticas que aparecen tanto dentro como fuera de La Caldera de Tejeda.

Los límites externos del área de influencia del "cone-sheet" son difíciles de precisar, ya que, si bien, en algunos sectores el descenso en la densidad de diques es muy acusado, en otros es mucho más gradual y paulatino. Ejemplos de ello se pueden observar en la zona de la Cruz del Vaquero y Tifaracal.

2.2.6.- Formación fonolítico-traquíctica.

Se trata de la formación más joven del Ciclo I (mioceno) y está ampliamente extendida por casi toda la isla, Fig. 2.6. Los mejores afloramientos se localizan en la zona centro sur, donde ocupan parte del sector comprendido entre los barrancos de Mogán y Tirajana. Esta unidad es equivalente a la Serie Fonolítica de FUSTER et al. (1968) y a la Formación Fataga de SCHMINCKE (1976). Estratigráficamente, se sitúa al techo de la formación traquílico-riolítica tanto en el dominio intracaldera como extracaldera, si bien, es en el sector SO. donde mejor puede observarse el muro de esta formación, datado por McDougall y SCHMINCKE (1976) en 12,6 m.a. Estos autores dataron también estos materiales en el sector sur (barranco de Fataga) en 12,2 y 11 m.a. En la zona NE, LIETZ y SCHMINCKE (1975) han datado el techo de esta formación en 9,7 m.a. Estos hechos pueden indicar dos cosas: 1º que, obviamente, las fonolitas del norte son más recientes que las del sur y 2º que el período de emisión de estos materiales se prolongó durante unos 3 m.a. Esto último contrasta con la rápida de las emisiones de las otras formaciones que integran este primer ciclo volcánico.

Conviene señalar que las coladas que integran esta formación han sido tradicionalmente denominadas como fonolitas (de ahí el nombre de Serie Fonolítica de FUSTER et al. (1968)) ya que según criterios de campo, son rocas verdosas, con brillos jaspeados y, en ocasiones, con fenocristales de feldespato. Modalmente muchas de ellas pueden considerarse como tales ya que presentan frecuente nefelina. Sin embargo, al analizarlas químicamente se comprueba que, una gran proporción de las mismas, se sitúan dentro del campo de las traquitas. Por esta razón se ha optado por designar a esta formación como "fonolítico-traquíctica", si bien en algunas ocasiones, por costumbre y/o para evitar confusiones con la formación traquílico-riolítica, se ha utilizado la denominación de for-

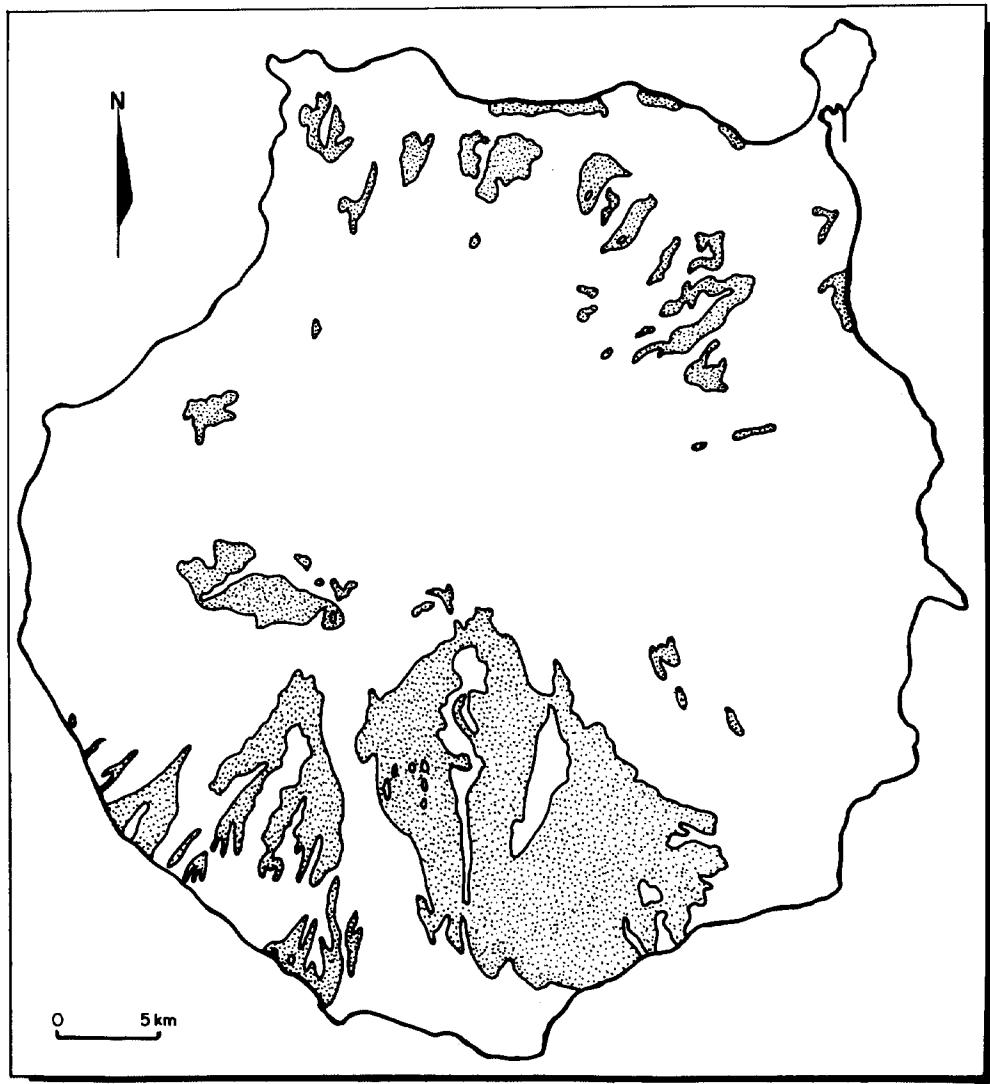


Fig. 2.6.- Extensión superficial de la formación fonolítico-traquítica.

mación fonolítica.

A efectos cartográficos, dentro de esta formación se han distinguido varias unidades que a continuación se describen:

- Ignimbritas y lavas intercaladas (10)
- Ignimbritas no soldadas, fallout y sedimentos epiclásticos (11)
- Lavas traquítico-fonolíticas (13)
- Intrusiones fonolíticas (14)
- Diques fonolíticos, en el dominio extracaldera.

2.2.6.1.- Ignimbritas y lavas intercaladas. (10)

Esta unidad ocupa una gran extensión areal, fundamentalmente en el cuadrante suroccidental de la isla, donde estos materiales son los que alcanzan mayor desarrollo. Para un mejor conocimiento de la unidad se realizará una descripción pormenorizada dividiéndola en cuatro sectores muy diferenciados: suroccidental (citado), suroriental, centro-occidental (dominio intracaldera) y norte.

- Sector suroccidental.

Este sector se extiende desde el meridiano del barranco de Fataga por el este hasta el barranco de Tasarte a occidente. Todo este área está surcada por profundos barrancos, entre los que cabe señalar, además de los ya citados, los de Veneguera, Mogán, Taurito, Tauro, Arguineguín y La Data. En las laderas de estos barrancos pueden observarse muy buenas secciones de estos materiales, habiéndose medido potencias del orden de 300 m.

En general, en este sector, esta unidad está constituida por una potente sucesión de ignimbritas con intercalaciones de lavas fonolíticas y fonolítico-traquíáticas similares a las que se describirán en el apartado 2.2.6.4. Las ignimbritas de esta formación (fonolítica) se caracterizan en campo por sus colores caquis y verdosos, y, además, por presentar mayores potencias unitarias que las ignimbritas de la formación traquítico-riolítica que constituyen su muro. La primera ignimbrita de esta formación (ignimbrita F. de SCHMINCKE, 1969,a) fue datada por McDougall y SCHMINCKE (1976) en 12,6 M.a. Esta ignimbrita presenta algunas dudas en cuanto a su asignación, ya que tiene ciertas afinidades con las ignimbritas de la formación traquítico-riolítica. Con respecto a ésto CRISP y SPERA (1987) y SCHMINCKE (1987) indican que la diferencia entre las ignimbritas de la Formación Mogán y Fataga se puede establecer geoquímica, ya que los contenidos en cuarzo normativo son menores para estas ignimbritas aquí estudiadas (58-62%) que para las ignimbritas de la formación traquítico-riolítica (62-71%). Sin embargo, en cuanto al contenido en aluminio ocurre a la inversa, es mayor en las ignimbritas fono-

líticas que en las de la formación traquítico-riolítica. Ahora bien, estos criterios son poco utilizables en campo teniendo que recurrir, entonces, al color, potencia unitaria, intercalación de lavas fonolíticas, así como a la presencia o no de líticos fonolíticos. Además, las ignimbritas traquítico-riolíticas se caracterizan por presentar bases obsidiánicas muy desarrolladas e intensa alteración alveolar ("taffone").

Según se ha comprobado al realizar la cartografía de las Hojas a escala 1:25.000 (I.T.G.E., 1990, a-o), la alternancia de materiales lávicos e ignimbíticos se mantiene bastante constante hasta el meridiano del barranco de Fataga. Sin embargo, hacia el E. de este barranco, prácticamente desaparecen las ignimbritas fonolíticas, lo cual indicaría que las emisiones piroclásticas se dirigieron fundamentalmente desde el centro de la isla hacia el S. y SO. Este hecho concuerda con los datos apuntados por SCHMINCKE y SWANSON (1967) los cuales realizaron muchas medidas de direcciones de flujo en los "flows" de las formaciones Mogán y Fataga (traquítico-riolítica y fonolítica, respectivamente). Asimismo se observa que hacia el E. del barranco de Arguineguín las intercalaciones de lavas fonolíticas van siendo cada vez más importantes. De esta manera puede inferirse que los centros de emisión de estos materiales se situarían dentro del domino intracaldera y, más concretamente, en la zona comprendida entre el paso de la Herradura y Cruz Grande, en la cual afloran numerosos diques y cuerpos intrusivos, así como niveles de piroclastos de caída ("fall sálicos"). En conjunto, se observa que todo el apiñamiento presenta suaves buzamientos hacia el exterior de la isla según direcciones sur y sur-suroeste, con valores comprendidos entre 3º y 9º para todo este sector. La potencia de las coladas fonolíticas intercaladas es muy variable, desde 4 m hasta 15 m. Son fonolitas o traquifonolitas verdosas, jaspeadas, que pueden tener o no, fenocristales de feldespato, visibles de "visu". Aunque presentan disyunción columnar, ésta es más marcada en las ignimbritas, siendo su característica primordial la existencia de un lajeado muy intenso, paralelo a los planos de base de la colada, que puede recordar vagamente a la esquistosidad. En cuanto a las coladas ignimbíticas, presentan gran variedad en cuanto a los tipos de estructuras observadas y al grado de soldadura y/o aplastamiento. Así, aparecen tipos con características más tobáceas, poco soldados y con gran abundancia de fragmentos de roca y otros mucho más soldados con texturas eutaxíticas y de desvirtificación de las flamas pumíticas. Estas dan un aspecto parecido a la laminación paralela, con algunos líticos intercalados y abundantes cristales individuales de feldespato.

- Sector suroriental.

Los afloramientos de este área son muy escasos y se limitan a los observados en las laderas del barranco de Tirajana y en los escarpes de Temisas. En este sector, esta unidad señalada en cartografía, está constituida exclusivamente por ignimbritas fonolíticas, situadas hacia la base de la formación fonolítica. El muro está constituido por las ignimbritas traquítico-riolíticas, mientras que a techo se sitúan las lavas fonolíticas de la unidad 13 de leyenda.

Las mayores potencias observadas para este sector se localizan en la zona de Temisas, donde han llegado a medirse espesores de hasta 120 m. El afloramiento está constituido por varias coladas potentes de ignimbritas verdosas, bastante soldadas y con flamas pumíticas, buzando unos 15°-18° al NE. Este buzamiento anómalo, hacia el interior de la isla, puede estar relacionado con el basculamiento sufrido en esta zona cercana al borde de la caldera de Tejeda.

- Sector centro-occidental.

Dos son los afloramientos que pueden asignarse a este sector, ambos están situados dentro del dominio intracaldera en la zona comprendida entre el borde externo del "cone-sheet" y el escarpe occidental de la caldera. Puede decirse que el barranco de la Aldea, que atraviesa este dominio intracaldera de E. a O., ha seccionado estos materiales quedando individualizadas dos áreas: la septentrional se sitúa en los relieves del Saucillo-Meseta del Carreño (al sur de la pista de Tirma) y la meridional, más extensa, ocupa los relieves de Inagua-Ojeda-Montaña de las Monjas hasta las proximidades de la Cruz de San Antonio. Ambos afloramientos están constituidos por una sucesión de coladas traquifonolíticas y fonolíticas entre las que se intercalan coladas piroclásticas (ignimbriticas) de similar composición. La potencia varía entre los 150 m, medida en el afloramiento de El Saucillo (al N), y los 400 m, visibles en zona de montaña de Las Monjas (al sur). Este último espesor es similar al señalado por HERNAN (1976), para el "tramo superior de la serie efusiva central".

El afloramiento meridional presenta actualmente buenos accesos gracias a una pista forestal, de paso restringido, propiedad de I.C.O.N.A. En las proximidades de la misma se puede observar una colada traquifonolítica que, a pesar de no tener más de 5 m de potencia, tiene una gran continuidad lateral. Presenta una coloración gris-verdosa y abundantes fenocristales de feldespato de 2-4 mm. Ocasionalmente puede exhibir una alteración diferencial esférica que podría confundirse con una textura orbicular. Como ya se ha comentado anteriormente, las ignimbritas de esta formación se caracterizan por sus colores verdosos y gran potencia. Además se observan otras coladas más claramente fonolíticas, de color verde-jaspeado, brillante, muy afaníticas con su típica partición en lajas.

El afloramiento septentrional (El Saucillo-Meseta del Carreño) tiene cierta problemática ya que, al observar el conjunto, se comprueba que los diques del "cone-sheet" quedan interrumpidos en la base de la potente colada fonolítica que se ha considerado como muro de la unidad. Sin embargo, al realizar el corte de la pista de Tirma-Tifaracal, así como el itinerario hacia Altavista, se ha comprobado que las ignimbritas que aparecen al techo de la colada anterior están atravesadas por diques de composición traquí-tica y a su vez intruídos por algunos posteriores de naturaleza fonolítica. La única manera de explicar estos hechos, es considerar que algunas de estas coladas fonolíticas son

realmente "sills", más tardíos que los diques traquíticos del "cone-sheet", y se relacionan con los potentes paquetes de diques fonolíticos de Altavista y Risco Alto. Estos últimos se sitúan unos km al E. y son vergentes hacia esta zona.

- Sector norte.

Los afloramientos del sector norte ocupan muy poca extensión areal y se encuentran localizados entre las localidades de Arucas y Agaete. Básicamente hay sólo cuatro afloramientos con potencias muy variables desde 10-15 m hasta los más de 100 m medidos en el barranco del Juncal, al NO. del Pico del Viento. En general, como se comentará en el apartado 2.2.6.4., en toda esta zona norte predominan los materiales lávicos sobre los piroclásticos. Este hecho ha provocado que en todo este sector se hayan individualizado las ignimbritas de las coladas fonolíticas. Así, la unidad aquí descrita, está constituida por un apilamiento de ignimbritas de color verde-beige, con disyunción columnar muy marcada. En detalle, las ignimbritas presentan una matriz afanítica eutaxítica en la que destacan pómex y principalmente líticos-cognatos irregulares de rocas fonolíticas jaspeadas. Los fragmentos de pómex suelen estar alargados en la horizontal, encontrándose también algunos dispuestos ortogonalmente a aquellos. Los líticos son angulosos y subredondeados y sus tamaños oscilan entre unos pocos milímetros y 10 ó 15 cm, no presentando selección. Asimismo, el grado de flameado y soldadura en estas rocas es muy variable, estando prácticamente ausente en algunos afloramientos. Ocasionalmente, como en el barrio de la Goleta, en Arucas, el flameado adquiere dimensiones centimétricas. En la matriz aparecen pequeños fenocristales de feldespato y ferromagnesianos hidratados (biotita y anfíbol).

Mención aparte merecen los afloramientos de la brecha ignimbritica de Arucas, localizados en las proximidades de esta localidad, y en la parte baja del Lomo de Tomás León. Se trata de una roca brechoide con carácter débilmente ignimbítico que es utilizada como roca ornamental (ver apartado 8). Estructuralmente hay una falta casi absoluta de clasificación interna. Los fragmentos están ordenados caóticamente en una matriz cinerítica en la que están presentes cristales pirogénicos de feldespato (la mayoría) y biotita. Estos fragmentos son principalmente líticos comagmáticos subangulosos (poco subredondeados) de composición fonolítica. Los tamaños más frecuentes oscilan entre pocos centímetros y unos 15 cm si bien ocasionalmente alguno puede superar estas medidas.

La relación cartográfica entre esta brecha de Arucas y las ignimbritas descritas anteriormente es estrecha, pues parecen situarse dentro del mismo paquete fragmentario que se intercala entre las lavas fonolíticas. De ello se desprende que, probablemente, procedan de un mismo evento eruptivo pero con diferente porcentaje de líticos y grado de soldadura.

2.2.6.2.- Ignimbritas no soldadas, "fallout" y sedimentos epiclásticos. (11)

Como se pone de manifiesto al leer el título del epígrafe, en esta unidad se han agrupado por conveniencias cartográficas (dada la escala del mapa) una serie de materiales muy diversos. Para un mejor conocimiento de los afloramientos, se remite al lector a los mapas a escala 1:25.000 (I.T.G.E., 1990, a-o). De todas maneras a continuación se efectúa una descripción individualizada de los distintos tipos de materiales.

De todos los materiales aquí descritos, los que ocupan una mayor extensión son las ignimbritas no soldadas. A su vez, dentro de esta categoría se pueden definir dos tipos con unas características litológicas muy diferentes pero que, en muchas ocasiones, aparecen íntimamente relacionados. Estos son: brechas, y "ash and pumice flow" (conocidas tradicionalmente como tobas pumíticas).

En general, estos materiales aparecen como delgadas intercalaciones que destacan por sus colores más claros (blancuzcos) entre el apilamiento de ignimbritas y lavas fonolíticas.

Las brechas están constituidas casi exclusivamente por fragmentos angulosos-subangulosos de fonolitas y obsidianas (propios de las bases enfriadas) dispuestos sin selección ni ordenación interna en una matriz cinerítica. Los líticos son fundamentalmente fonolíticos, heterométricos, con tamaños medios entre pocos centímetros y 200 cm. Pueden llegar a constituir un 40-50% del depósito. La fracción juvenil está compuesta por pómez, de aspecto subanguloso, sin soldar y con tamaños milimétricos. El origen de estas coladas piroclásticas se debe a eventos de mayor explosividad durante las emisiones de las ignimbritas fonolíticas provocados por el colapso de una columna eruptiva cargada de líticos. Atribuirlos a colapsos de domos parece poco probable, dada la gran extensión que ocupan estas coladas (ver Hojas de Arguineguín, Maspalomas, Santa Lucía y Santa Brígida (I.T.G.E., 1990, m,n,k,f).

Según SCHMINCKE (comun. pers.), la existencia de estas obsidianas de composición fonolítica puede estar relacionada con la intervención de agua en el proceso; de este modo, algunos de estos depósitos, se interpretarían más como depósitos volcanoclásticos-hidroclásticos, con movimientos en masa ("mass-flow"), que como un "block and ash" típico. En general, la potencia de estos materiales es muy variable, ya que en muchas ocasiones la continuidad lateral es escasa, acuñándose rápidamente; a pesar de ello, puede indicarse que rara vez supera los 35-40 m.

Los depósitos pumíticos están constituidos mayoritariamente por material juvenil (70-80% en volumen) y se caracterizan por la falta de soldadura y por sus colores blancuzcos-beiges claros. Su nombre más académico sería la traducción del término anglosajón "ash and pumice litic flow". Estos últimos no representan más del 10-15% y están

constituidos fundamentalmente, por líticos cognatos o esenciales (fonolitas); mientras que una mínima parte de ellos son de composición básica o sienítica (líticos accesorios o accidentales). La fracción cristalina está compuesta por cristales individuales milimétricos, principalmente feldespáticos (sanidina y/o anortoclasa) y, en menor medida, algún ferromagnesiano aislado. Aunque se han localizado varios niveles pumíticos intercalados entre la formación fonolítica, éstos siempre aparecen hacia la parte media-alta de la misma constituyendo, en muchos casos, la base de los materiales sedimentarios del miembro inferior de la Formación detrítica de Las Palmas.

Directamente relacionados con las brechas anteriormente descritas aparecen depósitos epiclásticos de origen incierto, si bien, puede inferirse, que muchos de ellos provienen del retrabajamiento de estos materiales brechoides. Además, estos depósitos siempre se han encontrado en áreas más distales, fundamentalmente en el sector SSO. en posición estratigráfica semejante a la de las brechas. Están constituidas por fragmentos de composición fonolítica en una matriz arenoso-arcillosa.

Los depósitos pumíticos de caída ("fallout") son bastante escasos, habiéndose reconocido solamente algunos niveles en el sector próximo a Cruz Grande, en el barrio de La Atalaya (barranco de Las Goteras), y en las inmediaciones de S. Lorenzo, estos dos últimos afloramientos dentro del sector NE. Están constituidos por fragmentos pumíticos vesiculares de tamaño lapilli (1-5 cm) de tonos blanco-amarillentos, con composición fonolítica. En general se presentan en mantos estratificados con alternancia de niveles de diferente granulometría. En algunos casos, como en S. Lorenzo el tránsito de estos depósitos a los niveles piroclásticos de flujo es bastante continuo y difícil de señalar. En conjunto, puede decirse que esta unidad se restringe básicamente a dos sectores: SSO. y NE.

El sector SSO. se asemejaría a un triángulo cuyo vértice sería la Cruz Grande y los radios los barrancos de Fataga y Puerto Rico. El sector NE. no está tan bien definido, puesto que, en ese área, estos materiales están recubiertos por los de los ciclos posteriores. A pesar de ello, puede decirse, a "grosso modo", que la mayor parte de los afloramientos se localizan en el arco comprendido entre Telde y el barranco de Lezcano. Además, se ha cartografiado también un pequeño afloramiento aislado, fuera de este sector, al NNO. de la localidad de Moya.

La distribución de estos afloramientos en el sector SSO. de la isla indican una cierta convergencia hacia la zona de Cruz Grande. Este hecho, junto a la presencia de numerosos diques e intrusivos en la zona, podrían indicar que en esta área se localizarían los centros de emisión de esta formación, en coincidencia con la misma opinión de SCH-MINCKE (1987).

En la pista forestal que parte de Cruz Grande hacia el sur (zona del Lomo del Arco-

Lomo de Los Helechos) se observan muy buenos afloramientos de estos materiales, ya que, debido a su menor competencia, han aprovechado estos niveles para realizar la carretera. En la base de los mismos se observa una potente colada de ignimbritas muy soldadas con disyunción columnar que provoca un resalte de más de 20 m. Esta colada tiene una gran extensión superficial pues ha sido observada desde esta zona hasta los Llanos de la Gorra ocupando una posición estatigráfica similar. Sobre estas ignimbritas aparecen las tobas y brechas aquí descritas, situándose las brechas al techo. Estas se caracterizan por su mayor potencia (en ocasiones 30-40 m) y por tener base plana, lo cual es característico de los "flows" piroclásticos. Las tobas tienen menor potencia (8-10 m) y están constituidas por fragmentos juveniles (pómez) y líticos fonolíticos. La proporción de estos fragmentos es muy variable de unos puntos a otros, pues mientras en ocasiones el componente juvenil supera el 60%, en otras, son los líticos los que más abundan. Estos son predominantemente fonolíticos, pero también hay ignimbritas y, ocasionalmente, alguna sienita. Además se observan muchos cristales individuales de feldespato. La existencia de este nivel ignimbítico tan continuo y fácil de visualizar, debido en parte a que estos depósitos brechoides fijan su techo, podría ser útil para comenzar estudios detallados sobre la estatigrafía de la Formación fonolítica, SCHMINCKE (comun. pers.).

En este mismo sector, en las proximidades de Montaña Alta, se observan varios niveles delgados de tobas y brechas intercaladas entre las ignimbritas y lavas fonolíticas. El nivel superior es el más potente (30-40 m) y está constituido por una delgada capa de tobas pumíticas ("ash and pumice flow") sobre la que aparecen unas brechas muy heterométricas con fragmentos fonolíticos de hasta 1,2 m. Algo similar ha sido observado en la montaña de Las Excusabarajas.

En zonas más meridionales se han cartografiado afloramientos en la zona del Lomo de Ataja entre los barrancos de Chamoriscán y Los Vicentes; así como, en las laderas del barranco del Palmito y en la divisoria de los barrancos de La Data y Los Vicentes.

Por último, en la zona costera comprendida entre el barranco de Puerto Rico y el Lomo del Arpón Blanco se observa que estos depósitos brechoides y pumíticos alcanzan espesores muy notables (50 m en Lomo del Burro, barranco de la Verga y Mesa de Las Vacas) y se sitúa al techo de la formación constituyendo la base de los conglomerados fonolíticos del miembro inferior de la Formación detrítica de Las Palmas. En esta misma zona, en la ladera oriental del barranco de Arguineguín, se sitúa una cantera que explota las ignimbritas no soldadas (tobas pumíticas) de color blanco-amarillento. En este corte se han alcanzado potencias de hasta 50 m. Asimismo al E. de este afloramiento se pueden visualizar varios cortes a lo largo de la carretera (C-812) entre los km 62 y 65, así como en las laderas de los barrancos del Galeón y Cañada del Arpón Blanco.

Los afloramientos más orientales de este sector sur se localizan en los escarpes de Temisas en los cuales se ha observado un nivel de ignimbritas no soldadas situadas bajo

las lavas fonolíticas pero que en el mapa aparece incorrectamente señalados al haberse superpuesto una trama de puntos.

En el sector NE., los afloramientos más importantes se localizan en la zona de San Lorenzo, Guiniguada, La Atalaya, La Lombarda y Los Caserones. Los depósitos pumíticos son bastante masivos, muy vesiculares y porosos, están constituidos por un alto porcentaje de pómex de composición fonolítica. Formando parte de la secuencia, tanto en la base como en el techo de cada unidad piroclástica, es posible reconocer, a menudo, niveles de "base surge", del tipo "ground surge" y "ash-cloud surge", con estructuras propias. En conjunto, estos materiales suelen aparecer al techo de la formación fonolítica, relacionados muchas veces con las brechas fonolíticas, y sirven de base a los conglomerados fonolíticos del miembro inferior de la Formación detrítica de Las Palmas. Este contacto es visible a lo largo de la carretera que asciende desde las Palmas hasta Tafira, así como en la trinchera de la autopista, y en la desembocadura del barranco de Tamaraceite (Boca Barranco). Este contacto suele ser erosivo, a veces con desniveles considerables, lo que evidencia, al menos localmente un paleorrelieve tallado en las pumitas, tal y como ocurre frecuentemente en el barranco de Guiniguada. Sin embargo, en otras ocasiones es neto y rectilíneo. La potencia oscila entre pocos metros y 20-30 m para este sector NE.

Las brechas suelen ir íntimamente relacionadas con estos depósitos y presentan características muy similares a las descritas anteriormente; si bien, son mucho más escasas que en el sector SSO., citado. Los mejores afloramientos se encuentran al sur de S. Lorenzo y en la zona de La Atalaya, también hay otros pequeños afloramientos aislados como el observado en las paredes del "maar" de Bandama. En la carretera de La Atalaya a Las Goteras, aproximadamente en el km 4,5, se ha encontrado una brecha con abundantes restos vegetales, con secciones tubuliformes y tamaños comprendidos entre 2 y 8 cm.

2.2.6.3.- *Lavas basálticas alcalinas. (12)*

Durante la realización de la cartografía de las hojas a escala 1:25.000 (I.T.G.E., 1990,a-o) se localizaron una serie de pequeños afloramientos basálticos, intercalados hacia la base de la formación fonolítica, en el sector SE. de la isla. Algunos de estos afloramientos ya eran conocidos por SCHMINCKE (1987) a los cuales denominó como unidad (T-5).Estos materiales, a pesar de su reducida potencia (> 20-25 m) y extensión areal, tienen una gran importancia, ya que según SCHMINCKE (op. cit.) se trataría del "magma parental de la Formación Fataga", y explicaría la disminución en sílice observada en esta formación respecto de la formación traquítico-riolítica precedente.

El muro de esta unidad no siempre ha sido posible observarlo en campo, pero parecen ser las primeras ignimbritas de la formación fonolítica. Esta primera unidad ignim-

brítica presenta ciertos problemas en cuanto a su asignación a la formación traquítico-riolítica o fonolítica (nivel F de SCHMINCKE (1976)) pero en este trabajo, así como en la cartografía a escala 1:25.000 I.T.G.E. (1990,a-o), se ha incluido dentro de la formación fonolítica, ya que en la costa SO. se ha comprobado localmente la existencia de una colada fonolítica debajo de ella. Al techo siempre se han observado lavas fonolíticas.

Dada la reducida potencia de estas coladas, en el mapa se ha señalado como un nivel de color azul sin contactos internos. Debido a esto podría existir cierta confusión con el nivel basáltico intercalado entre las ignimbritas de la formación traquítico-riolítica (ver apartado 2.2.2.4.); así a continuación se describen la localización exacta de estos tres afloramientos aquí estudiados: barranco de Las Palmas, barranco de los Ahogados y pista de Aldea Blanca a Santa Lucía.

La potencia de esta unidad varía entre los 25 m observados en un barranquito subsidiario del de Los Ahogados hasta los 2-3 m visibles en el barranco de Las Palmas. En la pista de Aldea Blanca, al haber sido realizadas recientemente obras de construcción, se observan muestras bastante frescas. La roca es un basalto afanítico, denso, de color gris oscuro que contrasta con los tonos verdosos de las fonolitas del área; presentan disyunción columnar bastante característica. Debido a una errata en el mapa, falta un pequeño afloramiento situado en el Lomo del Pajarcillo, que ya fue cartografiado en el mapa a escala 1:25.000. (Ver Hoja de Santa Lucía, ITGE, (1990, k)).

2.2.6.4.- Lavas fonolítico-traquíticas. (13)

Esta unidad ocupa una gran extensión areal, habiendo sido cartografiada en casi todos los sectores de la isla, salvo en el área occidental-noroccidental y en el sector del barranco de Guayadeque. Ahora bien, en esta última zona mencionada, se ha detectado su presencia en los sondeos realizados para alumbramiento de aguas. Así mismo, en el dominio occidental existen algunos vestigios de la probable existencia de estos materiales cubriendo a los basaltos I del Andén Verde, ya que, en la carretera que asciende desde la playa de San Nicolás al Andén Verde se han encontrado antiguos depósitos de ladera con cantos de naturaleza fonolítica buzantes hacia el interior de la isla. Esto indicaría que esta formación pudo haber estado presente en esta zona y posteriormente ser erosionada por la acción marina o subaérea. En general, puede decirse que estos materiales constituyen las últimas emisiones del Ciclo I (Mioceno) y se sitúan, por tanto, al techo de la unidad 10 (ignimbritas y lavas intercaladas). Este muro no siempre es visible en todos los sectores donde aparecen estos materiales cartografiados. Esto es debido, a que mientras en el sur esta unidad forma, en muchos casos, el techo de la secuencia observada, en el norte, por el contrario, la mayoría de las veces, constituye el sustrato sobre el que se apoyan el resto de las unidades de los ciclos volcánicos posteriores.

En general esta unidad está constituida por un monótono apilamiento de coladas fonolíticas, traquíticas y traquifonolíticas con espesores individuales variables entre 2-4 m como mínimo y 18-22 m como máximo. En fresco se caracterizan por sus clásicos colores verdosos satinados con brillos sedosos y jaspeados que, en ocasiones, recuerdan a la textura "piel de serpiente". Las bases de las coladas suelen presentar colores de alteración blanco-beige-amarillento, mientras que la parte masiva al alterarse adquiere una pátina de color marrón-cobrizo. En general, son coladas lávicas masivas prácticamente afaníticas en las que ocasionalmente destacan pequeñas plaquitas de sanidina (2-4 mm). En otros casos, aunque menos frecuente, presentan un carácter más cristalino y grandes placas de sanidina de hasta 1cm. Otra de sus características primordiales es su partición en "lajas" y diaclasado horizontal que puede recordar a las cuarcitas y pizarras del paleozoico peninsular.

Aunque las características litológicas de la unidad se mantienen constantes a lo largo de toda la isla, a continuación se hace una breve descripción de los afloramientos agrupados sectorialmente.

Se observa que en todo el sector norte ha habido un gran predominio de las emisiones lávicas frente a las piroclásticas. Los afloramientos de este sector aparecen constituyendo relieve a modo de montes-isla entre los cuales discurrieron las coladas de los ciclos posteriores. Algunos de estos relieves característicos son: montaña Amagro, montaña de Guía, Lomo de Tomás León, Altos de San Gregorio, montaña S. José del Alamo, Altos de Labay, etc. Además de estos relieves citados la erosión marina ha puesto de manifiesto una antigua rasa de abrasión bastante continua desde la desembocadura del barranco de Moya hasta la Bahía del Confital.

Según las observaciones de campo realizadas y con los datos suministrados por los pozos efectuados para captación de aguas, puede inferirse que la potencia de esta unidad supera los 600-700 m, para este sector. Este hecho puede tener un gran interés para explicar la evolución de la Caldera de Tejeda en este sector comprendido entre montaña Amagro y montaña S. José del Alamo, en el cual no existen afloramientos del "composite-flow" ni de la formación basáltica I. Esto implicaría que tanto el margen de la caldera como la formación traquíttico-riolítica habrían sufrido una intensa erosión, previa a la deposición de estos materiales. Para explicar esta erosión tan rápida y amplia podría sugerirse una hipótesis de ¿deslizamiento de un flanco del estratovolcán?, algo similar a lo propuesto por NAVARRO y COELLO (1989) para el origen de los valles de la Orotava y Güímar y la depresión de Las Cañadas en la isla de Tenerife. Dentro de este mismo sector, en el ámbito NE, se observa que al techo de esta unidad se ha depositado una potente serie de conglomerados fonolíticos que constituye el miembro inferior de la F.D.P.

En el sector SE. de la isla se pueden distinguir dos áreas con características muy de-

finidas y diferentes entre sí, en la zona de Temisas-Agüimes existen varios afloramientos de pequeña extensión areal pero que se sitúan al techo de un apilamiento constituido por materiales de las formaciones basáltica I y traquítico-riolítica. Entre ellos pueden citarse El Roque de Aguairo, montaña Teheral, escarpes de Temisas y el pequeño afloramiento situado al O. de Agüimes, al techo de un cono piroclástico de la formación basáltica I. La otra área cartografiada dentro del sector SE., es la enorme extensión que queda comprendida entre los barrancos de Tirajana y Fataga. Se trata sin duda del mayor afloramiento de la isla ($> 35\text{km}^2$), y presenta una forma en planta seudotriangular cuyo vértice se sitúa en las proximidades de Santa Lucía y sus límites son los barrancos señalados (15-16 km) y el arco costero comprendido entre ellos ($> 10\text{ km}$). La potencia máxima, visible, supera los 500 m, en las proximidades del vértice Amurgar. Este gran afloramiento fonolítico está surcado por profundos barrancos con encajamientos superiores a los 150 y 200 m, en el caso de los barrancos del Toro, Hondo y Berriel. En las secciones realizadas en estos barrancos, se ha comprobado que todo el apilamiento son coladas fonolíticas. Este hecho vuelve a sugerir la existencia de un paleorrelieve muy acusado, ya que estas coladas fonolíticas afloran a cotas muy elevadas en el sector SO. y, sin embargo, aquí en el sur-sureste, aparecen prácticamente a nivel del mar. En primer lugar hay que mencionar que se trata de una mera hipótesis no comprobada, pero siguiendo con las ideas señaladas anteriormente, conviene citar que en este sector tampoco hay vestigios de la fractura de la caldera ni afloramientos de la formación traquítico-riolítica extracaldera, luego podría tratarse también de algún deslizamiento del estratovolcán que favoreció la erosión de esta zona.

Por último, en el sector SO., esta unidad aparece en diferentes afloramientos localizados en la divisoria de los barrancos de la zona, ya que en esta área parece que existe una gran densidad de emisiones piroclásticas, tanto de la formación traquítico-riolítica como de esta (fonolítica). Con todo, parece que las emisiones lávicas van siendo cada vez menos importantes a medida que uno se desplaza hacia occidente, este hecho es muy notable en el barranco de Fataga y en el barranco de Mogán.

A pesar de ello se han medido potencias superiores a los 200 m en la zona de los Lomos de Pedro Afonso. Estos espesores van disminuyendo paulatinamente hacia el oeste, pues, mientras en las laderas orientales del barranco de Mogán existen buenos afloramientos fonolíticos (montaña del Tauro) al oeste de este barranco la potencia se reduce a unos 40-60 m.

2.2.6.5.- Intrusiones fonolíticas y minoritariamente traquíticas. (14)

Esta unidad aparece localizada fundamentalmente en el dominio intracaldera y, más concretamente, en la periferia de la unidad de diques del "cone-sheet". Este hecho ya fue sugerido por HERNAN (1976), ahora bien, al realizar la cartografía de las hojas 1:25.000 del plan MAGNA (I.T.G.E., 1990,a-o) se ha comprobado que la mayor densidad

de intrusiones se sitúa en el sector sur del cone-sheet, entre montaña de Sándara y Cruz Grande. En el sector norte del "cone-sheet" algunos de los domos fonolíticos de HERNAN (1976) se han suprimido, bien por que se trataba de diques ensanchados (caso de Altavista y Morro Castrado, HERNAN (com. pers.)) o bien por que son del Ciclo Roque Nublo. Como ejemplo de esto último, se pueden citar el pitón de Los Brezos datado por McDougall y SCHMINCKE (1976) en 3,86 M.a. y las intrusiones del Morro de Los Cuervos, Artenara y Coruña asignadas todas ellas al Ciclo Roque Nublo (ver hoja de Término, I.T.G.E., (1990,e).

Han sido denominados genéricamente como intrusiones en sentido amplio ya que muchos de ellos no corresponden a la clásica morfología domática, puede que se trate de cuerpos intrusivos a modo de diques ensanchados o diques-domo. A nivel de muestra de mano, los cuerpos muestreados corresponden a fonolitas de color verdoso jaspeado, más o menos alteradas, según los afloramientos, si bien, en general, son afaníticas y pueden presentar fenocristales de feldespato y, en ocasiones, agujas de anfíbol. Los pitones del Ciclo Roque Nublo suelen diferenciarse por tener tonos de alteración más grises y blancuzcos y además por la presencia de fenocristales de haüyna visibles de "visu", en la mayoría de las ocasiones.

Recientemente HERNAN et al. (1988) han descrito muchos de estos pitones dentro de un amplio proyecto de estudio de los "Roques" en todo el archipiélago, clasificándolos según su morfología y génesis.

A continuación se describen de manera sucinta los afloramientos cartografiados, agrupados por sectores:

Sector centro-meridional. Localizado, como se ha comentado anteriormente, en el arco meridional del "cone-sheet", desde montaña de Sándara hasta Cruz Grande. En esta zona se puede decir que se concentran la mayoría de ellos.

La Montaña de Sándara se localiza al O. del Morro de Pajonales, en el pinar que lleva este último nombre. Parece tratarse de potentes diques fonolíticos que, vergiendo al SO, se ensanchan en la zona externa y pudieron dar lugar a las coladas fonolíticas que aparecen en montaña de Las Monjas y al NE. de montaña de las Yescas. Inmediatamente al E. de montaña de Sándara y, probablemente unido a él, aparece el domo de **montaña Solapos de la Carnicería** que ocupa una extensión de unas 25 Ha.

El Morro de la Negra, situado al E. del anterior, presenta ciertas diferencias con los dos mencionados, ya que su morfología, parecida a un "neck", hace que recuerde más a los domos del Ciclo Roque Nublo. El escarpe N. constituye un farallón de unos 40 m de altura que se asemeja al del Morro de Pajonales (Roque Nublo), situado algo más al O. En muestra de mano se ven sanidinas de 2-4 mm, algunas de las cuales producen

una textura glomeroporfídica; también se aprecian agujitas de piroxeno y anfíbol con textura radiada (más visibles en muestras alteradas), en una matriz afanítica.

En las proximidades del Morro de Pajonales al sur del mismo, existe un pequeño cuerpo intrusivo alargado en sentido N.-S.

En el km 62 de la carretera de Ayacata a Mogán hay una intrusión fonolítica con colores de alteración muy claros que recuerda a las fonolitas del Ciclo Roque Nublo y, además, presenta fenocristales de haüyna y anfíbol.

En la zona del **Paso de la Herradura** se han cartografiado dos afloramientos: El primero de ellos, de reducidas dimensiones, no presenta claramente morfología de domo sino que más bien, parece tratarse de un cuerpo intrusivo constituido por diques o sills ensanchados que llevan una dirección norteada. En cuanto al segundo afloramiento presenta una extensión areal del orden de 0,26 km² y una morfología en "cresta" que parece corresponder a un domo-dique muy potente. La orientación de la cresta es ONO-ESE. y se observa, por la forma de enraizarse, que buza hacia el SO. La composición de ambos es similar, ya que están constituidos por fonolitas de color verde jaspeado, en fresco, con fenocristales de feldespato de 2-4 mm y algunos anfíboles.

Inmediatamente al sur del paso de la Herradura se localiza el **Morro de Santiago**. Se trata de un domo que aunque presenta una forma cupuliforme en su parte culminante, tiene además una serie de ramificaciones hacia la ladera del barranco de Soria que constituyen las "raíces" del pitón. Se encuentra localizado próximo a la carretera de la presa de Chira y ocupa una extensión superficial de unos 0,35 km². Desde el punto de vista litológico está constituido por fonolitas de color gris-verdoso en fresco, con abundantes fenocristales de feldespato y algunas agujas de anfíbol. Esta gran abundancia de fenocristales le confiere a la roca un aspecto "seudogranulado".

El **Morro de las Cruces**, situado en las proximidades de Cruz Grande, presenta una forma en planta de media luna abierta hacia occidente, y parece corresponder a un dique-pitón ensanchado ya que, aunque las relaciones con el encajante no son muy claras, se observa un contacto verticalizado y algunas estrias de fricción que indican el movimiento ascendente de la masa. Además, hacia el sur, hay también un crestón que puede corresponder a un dique orientado según una dirección N-120° E.

Al E. del anterior aparecen dos pequeños afloramientos en la pista forestal de Cruz Grande que ofrecen ciertas dudas en cuanto a su interpretación; han sido considerados dentro de este apartado ya que podría tratarse de un enjambre de diques que intruyen unos en otros.

El domo del **Pino de S. Antonio**, aunque de reducidas dimensiones, es un bonito

ejemplo de domocolada ya que ha emitido una potente colada hacia el sur, extendiéndose sólamente unos 450 m. En la pista forestal se observan los contactos intrusivos del domo según una dirección N140°E., así como una especie de brecha de borde. En profundidad parece enraizarse, teniendo además una disyunción columnar muy marcada, algo convergente hacia el zona de raíz y abierta hacia arriba.

Continuando esta pista hacia el sur, concretamente al O. del Lomo del Arco, hay otro pequeño cuerpo intrusivo o "plug" que parece relacionarse con diques fonolíticos y está encajando en las tobas y brechas fonolíticas.

En la Pista de Chira se han observado otros dos pequeños cuerpos intrusivos situados, respectivamente, a 400 m al sur del muro del Embalse y a 700 m al SO. del vértice de Santidad. El primero de ellos está relacionado con un potente dique fonolítico de dirección N150° E y parece tratarse de un dique ensanchado. El segundo, sin embargo, aunque también de reducidas dimensiones, tiene una morfología más clásica de pitón con planta casi circular y potente disyunción columnar. Además se observa una brecha autoclástica típica de borde de pitón.

Algo desplazado de este sector, en las proximidades de montaña Teheral, hay un pequeño cuerpo intrusivo alargado en sentido E.-O. que puede corresponder con un dique ensanchado pero que, en el mapa, por errata de imprenta figura como si fueran lavas fonolíticas. Tiene una potencia de unos 5 m. y presenta contactos verticalizados con estrias de fricción que indican el carácter intrusivo de estos materiales sobre las coladas basálticas de la formación basáltica I. Además, en las paredes se observan restos de rocas básicas fundidas, adheridas, y en parte, engullidas.

Sector centro-norte. Se localiza dentro del Dominio intracaldera, al norte del "cone-sheet" y, como se comentó al inicio de este apartado, existen muy pocos afloramientos, entre los que cabe señalar:

Intrusión al sur del Morro de Los Brezos. Se caracteriza por su disyunción columnar y, aunque la roca está algo alterada, contrasta por su color gris-verdoso y carácter afanítico con respecto a los diques del "cone-sheet" en los cuales encaja.

En la zona de los **Baños de Agaete** y en las laderas del **barranco del Sao** hay varias intrusiones que parecen corresponder a "diques-capa o sills" de composición fonolítica. Debido a la escala de trabajo, sólo se ha señalado el afloramiento de mayores dimensiones que ha sido cortado por la colada "intracanyon" del barranco del Sao. Provoca una fuerte disyunción con una potencia máxima de unos 50 m.

Sector periférico. Se describen en este subapartado las intrusiones que han tenido lugar fuera de los dominios de la Caldera de Tejeda. Existen dos únicas excepciones car-

tografiadas; se trata de los pitones de Punta Gorda y El Pintor.

El pitón de **Punta Gorda** se encuentra situado en la costa noroccidental en las proximidades del Puerto de las Nieves, justo en la desembocadura del barranco del Juncal. Constituye una pequeña masa fonolítica con textura fluidal de tipo eutaxítico y color verdoso, con frecuentes fragmentos subangulosos de fonolitas claras microgranudas y xenolitos de basaltos olivínico-piroxénicos vesiculares subredondeados dispersos y con tamaños entre 3 y 15 cm. Atraviesa netamente las coladas de la formación basáltica I. El contacto con ellas es vertical, con una dirección aproximada N20°E, y en la pared fonolítica se hace patente una grosera disyunción columnar subhorizontal propia de entramientos de paredes de diques.

El pitón de **El Pintor** se halla situado a poca distancia de la presa que le da nombre, en el área de San Lorenzo. Hubiera pasado inadvertido de no ser por las labores de cantería que actualmente se llevan a cabo. Además está seccionado por la red de drenaje.

Constituye una estrecha masa fonolítica adosada a las coladas de esa misma naturaleza, en la que se aprecia una disyunción columnar vertical que corresponde al conducto verticalizado. En su parte superior se abre en abanico causando cierto derrame lateral. El contacto con las coladas fonolíticas parece claro y neto pero, sin embargo, en detalle este se presenta bastante desdibujado, y puede hacer dudar de su carácter intrusivo. Las rocas son verdosas, masivas y, en general, presentan los mismos caracteres petrológicos y de visu que la coladas, no apreciándose en ellos texturas fluidales o enclaves dignos de resaltar.

2.2.6.6.- Diques fonolíticos-traquílicos.

En esta unidad se estudia la red de diques de composición fonolítico-traquílica que aparece relacionada con los materiales del Ciclo I, en la zona externa al "cone-sheet", ya que los diques propios del "cone-sheet" se han estudiado en otro capítulo aparte.

La mayoría de estos diques se localizan en el sector centro-medidional de la isla, en el área comprendida entre El Paso de la Herradura y Cruz Grande. Esta zona, dada la relativa abundancia de cuerpos intrusivos, diques y piroclastos de caída, se ha considerado como intracráter de la formación fonolítica.

En general, no se ha podido establecer una estructura muy definida como ocurría con los diques del "cone-sheet" (cónica) o los del Ciclo Roque Nublo (radial), ahora bien, parece que la mayoría de los existentes en la zona antes mencionada, se sitúan con orientaciones próximas a ONO.-ESE. en una franja que se extiende desde el área del Paso de la Herradura hasta la divisoria de los barrancos de Fataga y Tirajana (cuesta de

Fataga). En este último punto aparecen diques muy norteados con direcciones entre N170°E y N-S y algunos con direcciones casi perpendiculares (E.-O.). Suelen ser subverticales con una litología muy similar a la de las coladas fonolíticas, si bien, presentan texturas típicas con bordes enfriados y mayor cristalinidad hacia el centro del dique. Los contactos con la roca de caja suelen ser netos y presentan potencias variables entre 1-1,5 m y 3 m.

También se han observado diques de esta naturaleza en otras áreas tales como Temisas. Además, hay que señalar que en el sector NO. de la isla hay algunos diques sálicos que presentan ciertas dudas en cuanto a su asignación a los formaciones traquítico-riolítica o fonolítico-traquíctica, ya que en este sector casi no hay afloramientos de estas formaciones y sólo se observa que son posteriores a los materiales basálticos miocénicos.

Para un mejor conocimiento de esta red filonianana, se recomienda al lector la consulta de las hojas del plan MAGNA E. 1:25.000 de San Bartolomé de Tirajana y Santa Lucía, ambas publicadas por el I.T.G.E. en (1990, h,k), ya que en esta cartografía 1:100.000 no han sido representados estos diques.

2.3.- CICLO ROQUE NUBLO. (PLIOCENO)

Las emisiones del Ciclo Roque Nublo representan el segundo ciclo volcánico de la isla, originado tras un paréntesis de calma en la actividad magmática, que desde el final de las últimas emisiones sálicas miocenas duraba ya unos 5 m.a. Comienzan en el Plioceno, hace unos 5 m.a, según las nuevas dataciones realizadas en este proyecto, y se extienden, hasta hace 3,7 m.a, es decir, todavía dentro del Plioceno. El tiempo de duración es pues algo mayor de 1 m.a. Superficialmente se extiende de manera radial desde el centro de la isla hacia todos los sectores, principalmente el NE. y S, Fig. 2.7.

A partir de los centros de emisión situados, principalmente, en las zonas centrales y elevadas de la isla, los materiales se emitieron radialmente, ocupando una amplia extensión por toda su superficie. Hoy, sin embargo, ésta extensión está considerablemente reducida, al haber sido los materiales erosionados, en parte, o cubiertos por emisiones posteriores. En la zona central y NE., es donde su distribución actual es mayor, si bien, como se refleja en la cartografía y se pone de manifiesto también en numerosos pozos realizados para captación de aguas subterráneas, su extensión original en estas zonas debió ser mucho mayor. Hacia las zonas suroccidentales se canalizaron los "debris avalanche" originados al colapsar varias partes del edificio central. También afloran en las áreas meridionales algunas emisiones lávicas y piroclásticas surgidas a partir de pequeños volcanes situados en estas áreas.

Dentro de la estratigrafía relativa de la isla, establecida por FUSTER et al. (1968), el Ciclo Roque Nublo de esta cartografía es equivalente con sus Series Pre-Roque Nublo

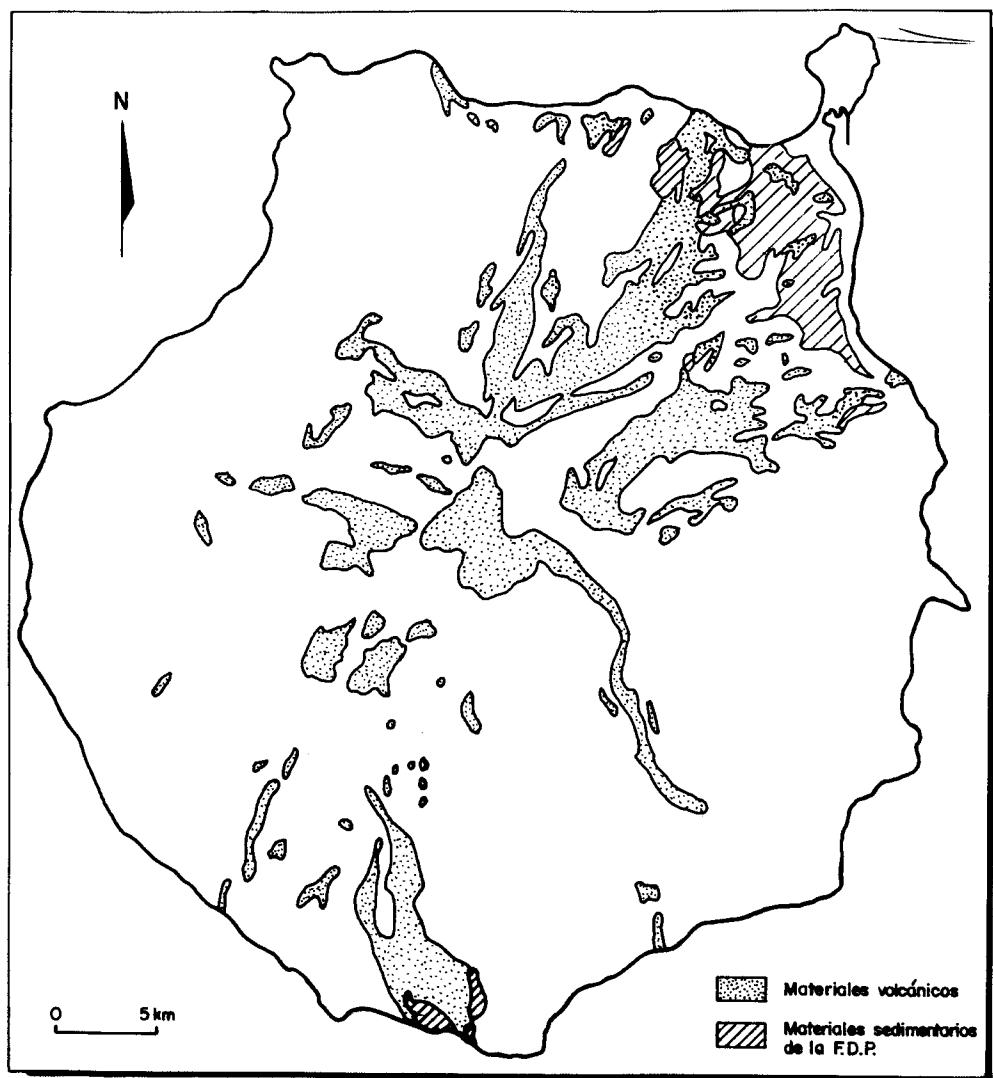


Fig. 2.7.- Extensión superficial de los materiales del Ciclo Roque Nublo.

y Roque Nublo conjuntamente, Tabla 2.2. Por otro lado, guarda equivalencia con el "Roque Nublo Group" de SCHMINCKE (1987) y trabajos anteriores, el cual divide dicho ciclo, a su vez, en diversas formaciones.

Son diversos los trabajos geológicos previos realizados sobre las emisiones de este ciclo, destacando en primer lugar el de ANGUITA (1972) quien hace un estudio completo de todo tipo de materiales emitidos, analizando sus mecanismos de emisión, petrología y geoquímica. Posteriormente, BREY y SCHMINCKE (1980) realizan un estudio muy completo sobre alguno de sus episodios piroclásticos, sus componentes, mineralogía, geoquímica e incluso procesos de consolidación posterior. Ya más recientemente, GARCIA CACHO et al. (1987) y, GARCIA CACHO y ANGUITA (1989) estudian la evolución del edificio estratovolcánico principal que dió lugar a gran parte de estas emisiones y depósitos, así como algunas de sus facies post-colapso. HOERNLE (1987) se centra principalmente en la petrología y geoquímica de los episodios lávicos emitidos. En la actualidad, continúan en curso diversos trabajos sobre sus aspectos tectónicos, estructurales, volcánológicos, etc.

El Ciclo Roque Nublo está representado por diversos tipos de materiales estructuralmente diferentes, que incluyen lavas, depósitos brechoides, (con facies y mecanismos de generación distintos), depósitos epiclásticos, e incluso materiales intrusivos. Composicionalmente incluye un amplio rango de litologías, desde las extremadamente básicas y subsaturadas, (basanitas y nefelinitas), a las altamente sálicas y diferenciadas, (traquitas y fonolitas haüyníticas), abarcando, pues, una serie geoquímica bastante completa.

Comienzan las emisiones lávicas en diversas zonas de la isla, con lavas basálticas, basaníticas y nefeliniticas, a partir de diversos centros de emisión fisurales. Más tarde, el centro de la actividad se traslada a la zona central de la isla, donde se focalizó en un gran edificio central o estratovolcánico que fue construyéndose por sucesivas emisiones lávicas y piroclásticas altamente explosivas. Conjuntamente con las lavas se emiten grandes volúmenes de materiales brechoides que las van cubriendo e incluso sobreponiendo, quedando también intercalados con ellas.

A efectos cartográficos se han distinguido varios tipos de brechas:

- Brechas y sedimentos epiclásticos (16). Se trata de una unidad localizada en el interior del cráter central (zona de la Culata de Tejeda) y apoyada directamente sobre las unidades miocenas.
- Brechas del cráter de Los Reyes (18). Salidero situado varios kilómetros al oeste del cráter principal.
- Brechas ricas en líticos y localmente ignimbritas (19). Esta unidad es la más amplia-

mente extendida, apareciendo prácticamente por todos los sectores de la isla, salvo en el SO.

- Brechas líticas masivas y estratificadas (facies del cráter central) (20). Ocupan el antiguo cráter central del estratovolcán R.N..
- Alternancia de mantos de brechas líticas y lavas. Se trata de una unidad cartográfica que agrupa a materiales de las unidades (17) y (19), dada la imposibilidad de separación de ambas, sobre todo en algunas zonas al norte del cráter central.
- Brechas líticas ("debris avalanche") (24). Estos materiales se restringen prácticamente al sector SSO. de la isla, y son consecuencia del deslizamiento que se produjo en el flanco del estratovolcán.

La mayoría de estas brechas son producto de erupciones altamente explosivas que desmantelaron parte del edificio, el cual finalmente colapsó, originándose depósitos de "debris avalanche", que se dirigieron principalmente hacia el sur, al mismo tiempo que se creaba una caldera en su lugar, como fue reconocido ya, y prácticamente de manera simultánea, por GARCIA CACHO et al. (1987) y SCMINCKE (1987).

Asimismo, en estadios intermedios y finales del ciclo, además de la actividad volcánica, tenían lugar procesos de desmantelamiento de los relieves recién creados, originándose depósitos epiclásticos, frecuentemente de tipo "mud-flow" que, junto con las lavas y brechas, han quedado interestratificados, constituyendo una parte de la Formación detrítica de Las Palmas. Estos depósitos en determinadas zonas de la isla, especialmente los de cotas inferiores, tienen un enorme desarrollo.

Hacia el final del ciclo intruyen numerosos pitones de composición fonolítica, que atraviesan los materiales anteriores, al mismo tiempo que emiten coladas, ya que algunos llegaron a extruir en superficie. Asociada a todo el conjunto de emisiones del Ciclo Roque Nublo, existe un importante complejo filonianio, además de rocas intrusivas, localizados precisamente en la zona central, donde se elevaba el citado estratovolcán.

2.3.1.- Brechas y sedimentos epiclásticos. (16)

Esta unidad aparece únicamente en el sector central de la isla y queda localizada en la parte baja del barranco de la Culata de Tejeda, con una extensión de unos 2,5 km de largo por 0,5 km de ancho. Se trata de un área bastante compleja ya que, en parte, coincide con las zonas centrales del estratovolcán Roque Nublo y, además, aparecen algunas "ventanas" erosivas del sustrato mioceno, constituido por materiales brechoides intensamente atravesados por los diques del "cone-sheet".

Los materiales aquí descritos son, en parte, equivalentes a los tramos inferiores de la Formación Presa de Hornos, definidos por BREY y SCHMINCKE (1980) como "brechas del salidero, aglomerados, tobas y centros intrusivos con numerosos diques".

A efectos cartográficos se han agrupado dentro de esta unidad una serie de materiales algo diferentes: sedimentos epiclásticos y brechas. Los depósitos epiclásticos y sedimentarios se relacionan con la rápida erosión que se debió producir en esta zona central durante la etapa de actividad del Ciclo Roque Nublo. Asimismo, en el sector SO. del barranco de La Culata aparecen depósitos de aspecto fluvio-lacustre. Sin embargo, las brechas aglutinadas corresponden, únicamente, a fenómenos volcánicos de extrusión de edificios. Estas se caracterizan por sus colores de alteración rojizos, típicos de las facies intracratericas. Además, toda esta zona está intensamente atravesada por diques de composición basáltica, tefrítica o fonolítica, con direcciones predominantes entre N20° E y N35° E. En general, en toda esta zona de La Culata, aparecen diferentes unidades brechoides con buzamientos muy acusados y pueden, por tanto, corresponderse con las laderas de uno o más edificios imbricados y, en parte, desmantelados. Así, en la base, y directamente en contacto con las brechas sálicas del "cone-sheet", aflora una tobabrecha de color blanquecino con fragmentos de fonolitas y traquitas del Ciclo I y algunos cantos aislados de basaltos y microleucogabros. Esto último indicaría que se trata de una brecha directamente relacionada con los primeros eventos del Ciclo Roque Nublo. Presenta un buzamiento de unos 30° al sur y aparece al muro de otro paquete de brechas de composición fonolítica, con numerosas acumulaciones de piroxeno y algún fragmento de microgabro. En general, los fragmentos oscilan entre 2 y 4 cm, aunque, ocasionalmente, alguno puede alcanzar 7 cm. La matriz es lítico-cristalina, de aspecto arenoso y de color grisáceo. A techo se sitúan las coladas básicas del mismo ciclo volcánico.

Según se asciende por el barranco de La Culata hacia La Presa de Hornos, se observan, primero, niveles de brechas rojas-violáceas retrabajadas, que parecen corresponder (por el buzamiento ESE.) a la parte inferior de un antiguo edificio erosionado por el barranco. La mayor parte de los fragmentos son angulosos, de composición fonolítica, con algunos accidentales de traquitas rojas (Ciclo I) y no se observan juveniles; sería, probablemente, una brecha de colapso. En general, esta brecha está afectada por una intrusión filoniana con direcciones predominantes N (20-30°) E.

Siguiendo por el curso del barranco, aproximadamente a cota 1.240 m, afloran unas brechas mucho más caóticas y polimicticas, con predominio de los fragmentos sobre la matriz (60% de fragmentos). Los tamaños más frecuentes oscilan entre 8 y 15 cm, si bien, ocasionalmente, algunos pueden llegar a 30-40 cm. Se caracterizan por la existencia de cierta seriación y falta de ordenación interna, así como por presentar la matriz de color ocre y rojizo. En general, estas unidades se corresponden totalmente con la Formación Presa de Hornos de BREY y SCHMINCKE (1980). En todo este área aparecen las "raíces" o salideros de antiguos edificios afectados por abundantes diaclasas y micro-

fisuras. Los constituyentes fundamentales son lapillis rojizos de tipo "fall" que parecen corresponder con los centros de emisión citados y que colapsaron y deslizaron por la ladera. Todo el conjunto se caracteriza por presentar colores rojizos de alteración hidrotermal intensa, y parece representar las zonas centrales del núcleo del estratovolcán.

2.3.2.- Lavas y conos de tefra basaníticos, basálticos alcalinos y tefríticos. "Pillow-lavas". (17)

Coladas. Los episodios lávicos constituyen las primeras manifestaciones volcánicas del Ciclo Roque Nublo. Aunque los principales centros de emisión estuvieron localizados en la zona central de la isla, las emisiones más antiguas, surgieron de centros dispersos localizados en la zona meridional, concretamente en el área del Tablero de Maspalomas, en la zona septentrional, area de Guayedra y, tal vez, en las areas centrales de la isla. En la zona de Maspalomas, una alineación de edificios de tefra, de orientación NNO.-SSE, revela una actividad de tipo fisural, que originó coladas "intracanyon" de composición basáltica y nefelinítica, que fluyeron por una amplia rambla hacia la costa. Retazos aislados de coladas básicas en el barranco de Tasartico, datados por McDougall y Schmincke (1976) en 5,25 m.a, confirman, asimismo, una actividad temprana de este ciclo en algunas zonas del suroeste de la isla.

Posteriormente, la actividad volcánica se focalizó en la zona central y elevada de la isla, donde se emitió ya el volumen principal de materiales que constituye este ciclo. A partir de los centros de emisión situados en esa zona, las emisiones se canalizaron de manera radial, siendo una de las áreas principales hacia donde se dirigieron, la nororiental, donde actualmente los afloramientos están extensamente representados. Hacia el norte, las emisiones fueron, asimismo, importantes, como se pone de manifiesto también en algunos pozos excavados para captación de aguas subterráneas, pero al existir en esa zona una potente cobertura de materiales más recientes, su distribución original está considerablemente reducida. Se advierte que el afloramiento existente al norte de Valleseco (zona de Carpinteras, Barranquillo y Troyanes) en donde, por error de coloración en la cartografía, aparece como lavas fonolíticas, realmente son lavas del Ciclo Roque Nublo.

Un considerable volumen de lavas se acumuló cerca de los centros de emisión -zona de Cruz de Timagada, barrancos del Toscón, Chorrillo, El Juncal, etc.- donde ocupan gran extensión superficial y tienen fuertes espesores. Otras importantes vías de escape de las coladas fueron el barranco de Tirajana, que venía funcionando ya como red de drenaje desde el Mioceno y, en menor medida, el barranco de La Aldea que, aunque es también muy antiguo, quizás por su menor amplitud entonces, limitó más la canalización de las coladas por él.

Las principales vías de canalización fueron los profundos valles y barrancos que de

forma radial descendían hasta la costa. Fosilizaron de esta manera el relieve mioceno preexistente, el cual debía de ser impresionante, después del prolongado período erosivo que medió entre las últimas emisiones sálicas del Ciclo I y éstas. Según se desplazaban hacia cotas más bajas iban rodeando los relieves, cubriendo los más inferiores y dejando como islotes los más elevados. Como se observa en la cartografía, algunas de estas depresiones o valles antiguos, se manifiestan aún hoy, por ejemplo, en lugares donde se encuentran los barrancos de La Plata-Telde, barranco de Teror (quizás uno de los más antiguos de la zona norte), etc., en los que las emisiones del Ciclo Roque Nublo quedan entre cerros de coladas fonolítico-traquíticas miocenas.

Por el contrario, en las zonas en las que las emisiones se sucedían de manera continua, llegaron a sobrepasar y cubrir totalmente, incluso algunos relieves elevados.

En algunas zonas centrales y del norte de la isla, hay dificultad de establecer una separación clara entre coladas de este ciclo y las del Ciclo Post Roque Nublo que las cubren. Lo mismo sucede cuando aparecen coladas o retazos aislados sobre relieves miocenos sin conexión con centros de emisión u otras coladas de edad relativa conocida. Estos se debe a la semejanza morfológica de las coladas y la presencia de términos compositacionales similares, en ambos ciclos, así como, en ocasiones, la ausencia de discontinuidades notables entre ellas. En los casos en los que hay alternancias de coladas y brechas o estas últimas coronan un afloramiento, su individualización como coladas de este ciclo no presenta problema. Sin embargo, tampoco es fácil saber, a veces, si las coladas que a su vez están encima de ellas representan ya emisiones post Roque Nublo, o si todavía forman parte de una secuencia de alternancias de lavas y brechas del Ciclo Roque Nublo.

En su recorrido hacia las zonas marginales, se fueron superponiendo y apilando unas sobre otras, constituyendo así importantes acumulaciones de lava, a veces de gran continuidad lateral y con buzamientos del orden de 10° hacia las zonas periféricas. Entre los diferentes paquetes de coladas no es frecuente encontrar almagres ni otro tipo de discontinuidades, indicando que su ritmo de emisión debió ser relativamente rápido. El encajamiento posterior de los barrancos a través de ellas, pone de manifiesto, en algunos casos, potencias cercanas o superiores a los 200 m, como por ejemplo, en barrancos como San Roque, Gracia, etc. A menudo, al intercalarse sucesivamente mantos de brechas y coladas, los espesores pueden llegar a ser mucho mayores, tal y como se observa en la ladera N. del barranco de Tejeda (Moriscos-Riscos de Chapín) con alturas superiores a 400 m. En la zona central, la acumulación de lavas fue también considerable, originándose apilamientos del orden de 150 m en los barrancos del Chorrillo y Juncal, entre las que, además, se intercalan brechas que, hacia el techo, van haciéndose cada vez más importantes cuantitativamente, o en la Cruz de Timagada, también con potencias similares. Los escarpes que bordean Tenteniguada y la cabecera del barranco de Tirajana están formados también por apilamientos de estas emisiones lávicas con intercalaciones

de brechas, alcanzando globalmente potencias superiores al centenar de metros. En las paredes del barranco de Tirajana-La Angostura se observa también la sucesión de coladas, cuyo espesor global máximo, cercano a los 100 m, va disminuyendo gradualmente aguas abajo.

Consideradas en conjunto, las lavas del Ciclo Roque Nublo muestran una variación composicional bastante amplia, con predominio de basanitas y tefritas sobre basaltos. No se observa, sin embargo, una zonación o distribución geográfica particular de ninguno de estos tipos petrológicos, sino que unos y otros parecen encontrarse indistintamente formando parte de un mismo apilamiento de coladas. Sí parece, por el contrario, que estratigráficamente los tipos basálticos ocupan, con frecuencia, posiciones más bajas.

A escala macroscópica no siempre es fácil la distinción entre un tipo u otro. Las tefritas, que son los tipos más característicos de este volcanismo, son rocas oscuras, y se reconocen más fácilmente cuando están alteradas, al presentar una costra de color claro, en la que destacan abundantes fenocristales de augita, así como en la ausencia de olivino. En algunos casos, incluso, se pueden distinguir a simple vista, pequeños cristales de haüyna, que destacan por su color azulado. Las basanitas son también oscuras, poco vesiculares y con abundantes olivinos destacando en su matriz. Los tipos basálticos suelen ir asociadas a delgadas coladas "pahoehoe" muy vesiculares y con abundantes fenocristales de olivino y plagioclasa.

En general son coladas de tipo "aa" con bases muy escoriáceas, zonas internas masivas y compactas, poco vesiculares y con espesores medios que oscilan entre 2 y 10 m. Excepcionalmente pueden ser mucho más potentes, llegando a alcanzar hasta 20 o 30 m, como ocurre en la ladera oriental del barranco de Guiniguada (La Calzada) o en la ladera occidental del barranco de la Angostura. Comunmente exhiben un lajeado subhorizontal y disyunción columnar de varios metros. A veces aparecen interestratificadas con coladas "pahoehoe", individualmente mucho más delgadas y de composición basáltica, las cuales forman en algunas zonas, paquetes con espesores de 50 a 80 m. Los más espectaculares pueden observarse en el barranco de Tirajana, los Tiles, o en la zona de Las Palmas.

Hacia el sector nororiental de la isla, algunas de estas emisiones basálticas alcanzaron un enorme recorrido, llegando incluso hasta la plataforma costera, formada por sedimentos de la F.D.P. y, en ese momento, inundada por el mar. Su entrada en el agua dió lugar a la formación de "pillow lavas" en su base. Estas estructuras son especialmente patentes en diversos puntos cercanos a la ciudad de Las Palmas, donde se observan siempre apoyadas sobre dicha formación detrítica. Son bien apreciables en el barranco de Tenoya, Tamaraceite, Lomo de Los Ingleses, barranco de la Ballena, en el escarpe de El Rincón - a la salida de Las Palmas hacia el norte - en el barranco de Guiniguada o al oeste de Cardones. En estos lugares han sido señaladas en la cartografía mediante una

trama. La altura a la que se encuentran actualmente estas "pillow-lavas" oscila entre 80 y 130 m, a lo que indica la existencia de movimientos en la vertical del terreno y/o del nivel del mar, desde el Plioceno hasta el presente.

Las secuencias que se observan están constituidas por, un tramo inferior de "pillow lavas", de unos 20 o 25 m de potencia media total, que hacia arriba desaparece, pasando a un tramo superior de lavas con estructura "pahoehoe", delgadas y con espesores globales de hasta 20 m. Hacia el interior de la isla este carácter "pahoehoe" se pierde y las coladas son ya más potentes y masivas.

La zona inferior de "pillow-lavas" está constituida por abundantes "pillows" redondeadas, alargadas, a veces rotas y con estructura interna radial característica. Sus tamaños oscilan entre 20 y 70 cm, e incluso pueden llegar hasta 1 m, ocasionalmente. Suelen estar englobadas, en una matriz brechoide hialoclastítica, compuesta por fragmentos de las propias "pillows", vidrio y algunos cristales sueltos; su coloración es rojiza-anaranjada o amarillenta, debido a la palagonitización del vidrio.

Como señalan NAVARRO et al. (1969) y SCHMINCKE y STAUDIGEL (1976), el emplazamiento prácticamente sincrónico de las coladas con estructura de "pillows-lava" y "pahoehoe" está reflejado por el paso gradual que existe entre ambas, es decir, entre las coladas subacuáticas y las subaéreas, además de por sus características petrológicas idénticas.

Asimismo, la potencia del paquete de "pillows-lavas" (20-25 m) es un claro reflejo de la profundidad del agua cuando llegaron las coladas. Al ir llegando sucesivamente formarían "pillows" que iban apilándose unas sobre otras hastaemerger y pasar a un régimen ya subaéreo, con lavas "pahoehoe".

Algunas coladas, a pesar de no presentar estructuras de "pillow lavas", muestran también evidencia de haber entrado en contacto con el agua en esta zona nororiental de la isla. El enfriamiento brusco que supuso su interacción con el agua dió lugar a texturas hialopiliticas, como las que presentan en algunos casos, por ejemplo, en zonas cercanas a Jinámar, o en el barranco de Quintanilla.

A lo largo del sector nororiental, estas coladas están en gran medida cubiertas por mantos de brechas y, fundamentalmente, por extensos depósitos detríticos de tipo "mud flow" que, incluso, se intercalan en ellos, indicando una contemporaneidad entre los procesos volcánicos, constructores de relieve y, los procesos erosivos, de destrucción de los mismos.

Hacia la zona suroriental, el flujo de coladas se produjo, principalmente, por la primitiva depresión de lo que son hoy los barrancos de Tirajana y La Angostura. Las prime-

ras emisiones fueron también basálticas y de carácter "pahoehoe", que según se desplazaban se amoldaban al relieve existente en las coladas de la formación basáltica I. En el barranco de Tirajana forman apilamientos de varias unidades con unos espesores de varias decenas de metros. En los tramos inferiores del barranco, existen zonas donde a veces es difícil distinguirlas de aquellas coladas miocenas, debido a la similitud de caracteres macroscópicos y petrográficos que presentan.

Edificios volcánicos. La mayor parte de los materiales de este ciclo se emitieron a partir del gran estratovolcán localizado en la zona de Las Mesas-cabecera del barranco de La Mina. Este edificio estaba constituido por sucesivas emisiones lávicas y piroclásticas con abundantes mantos de brechas. En cierto momento de su evolución colapsó, deslizándose parte de sus flancos hacia zonas suroccidentales de la isla, donde se constituyen extensos depósitos de "debris avalanche". Hoy aquel edificio está desmantelado, si bien es posible observar en la zona central, depósitos de brechas con lavas intercaladas, cuyos buzamientos periclinales respecto a la supuesta localización del centro de emisión, permiten, en parte, su reconstrucción. GARCIA CACHO y ANGUITA (1989) le suponen que alcanzó una altura mínima de unos 3.000 m.

En la periferia de dicho edificio, así como en zonas alejadas a él, surgieron también pequeños centros de emisión, de carácter estromboliano, que emitieron abundantes coladas. En general son edificios bastante desmantelados, de altura inferior a los 100 m, constituidos por mantos de lapilli, escorias y bombas, con granulometrías diversas y bien estratificados. Tienen coloración rojiza-ocre, debido a la oxidación sufrida y muestran una consolidación acusada.

Algunos de estos edificios están alineados según fisuras, como los de Las Moradas, Casas de la Umbría y Los Reyes, en la divisoria del barranco de Tejeda y el Chorrillo. Otros aparecen más aislados, como el del Montañón, al oeste de Valsequillo, o el de Artenara, el cual se encuentra cubierto por depósitos de la brecha Roque Nublo. En la zona occidental, sobre los materiales del "cone-sheet", aparece el edificio Pino Gordo (o volcán de Inagua), que emitió coladas basálticas hacia el norte, las cuales suelen tener abundantes acumulados máficos. Estas emisiones han sido datadas, durante la realización de este trabajo, en $5,32 \pm 0,07$ m.a, edad que concuerda bastante bien con la estratigráfica asignada en el Plan MAGNA. No obstante es una edad un tanto elevada, comparada con el resto de dataciones disponibles en los materiales del Ciclo Roque Nublo.

Mucho más alejados, en la zona sur de la isla, aparecen también algunos edificios como el Roque Colorado, en la divisoria del barranco de Veneguera y Tasarte, cuyas coladas fueron datadas por LIETZ y SCHMINCKE (1975) en 3,96 m.a. En la zona suroriental, emplazado sobre coladas fonolítico-traquíáticas miocenas surgió la Montaña de Las Tabaibas, cuyas coladas basaníticas llegaron a la costa (playa del Tarajalillo). No existe

ningún criterio seguro que asigne este edificio al Ciclo Roque Nublo, por lo que no se descarta que sea posterior a él.

2.3.3.- Brechas del Cráter de Los Reyes. (18)

En la zona central de la isla, unos metros al oeste del Roque Bentaiga, aparece un gran centro eruptivo de edad Roque Nublo situado en la divisoria de los barrancos de Tejeda y El Chorrillo. Se trata de uno de los centros periféricos más importantes del estratovolcán Roque Nublo, situado, además, en el extremo oeste de la alineación de edificios formada por los conos de Las Moradas-Casas de la Umbría. Esta zona presenta ciertas dificultades cartográficas a la hora de separar los materiales, puesto que coincide espacialmente con el centro hipotético de los diques del "cone-sheet", calculado por HERNAN y VELEZ (1980). Según las observaciones de campo realizadas, parece que pueden existir dos tipos de brechas y algunos depósitos sedimentarios intercalados. En primer lugar se observan unas brechas de composición sálica, constituidas por fragmentos de traquitas, sienitas y fonolitas del Ciclo I. Estos materiales presentan colores marrones y amarillentos, aparecen muy fisurados y rotos y, en algunos puntos puede pensarse que funcionaron como megablockes de la brecha (propriamente dicha) del cráter de Los Reyes. Así, en la carretera que desciende desde Cuevas del Rey a El Chorrillo, se observan pequeños afloramientos aislados de brechas, como las anteriormente descritas, con contactos mecanizados con otras brechas que, en general, se caracterizan por presentar colores blanquecinos de alteración y porque sus constituyentes mayoritarios son fragmentos de fonolitas haüynicas de tonos claros (gris-blanco), típicas del Ciclo Roque Nublo. HERNAN (1976) ya señalaba este afloramiento de brechas en su cartografía y también tuvo ciertas dudas en cuanto a su asignación, pues las relacionaba tanto con la actividad del "cone-sheet", como con la del Ciclo Roque Nublo. Hoy en día parece que la hipótesis más fiable es considerar la existencia de dos eventos volcánicos superpuestos geográficamente, pero muy separados en el tiempo, que han dado lugar a materiales fragmentarios bastante similares, si bien en conjunto, predominan los del Ciclo Roque Nublo. Además, los diques que aparecen atravesando estos materiales son típicos de este último ciclo volcánico mencionado (fonolitas haüynicas, tefritas, basanitas, etc.). Uno de estos diques basaníticos, aflorante en el fondo del barranco del Chorrillo, es muy potente y presenta una gran cantidad de nódulos de sienitas y acumulados piroxénicos. Según SCHMINCKE (comunicación personal) puede ser el "alimentador" de los diques de la zona, ya que arrastra y engloba muchos xenolitos de rocas del "cone-sheet". Este último autor considera que este cráter es el más importante de los edificios periféricos del estratovolcán Roque Nublo y estima que tiene al menos 1 km o más de diámetro.

2.3.4.- Brechas ricas en líticos y localmente ignimbritas. (19)

Los depósitos de la brecha Roque Nublo son los episodios más espectaculares del volcanismo explosivo de esta isla. Su importancia fue ya reconocida en estudios anteriores.

res, BOUCART y JEREMINE (1937), HAUSEN (1962), FUSTER et al. (1968), habiendo sido estudiada más recientemente por ANGUITA (1972) y BREY y SCHMINCKE (1980), los cuales aportan abundantes datos e ideas sobre su génesis, mecanismo de emplazamiento, consolidación, etc.

El centro de emisión de estos materiales es el ya mencionado estratovolcán situado en la zona de Las Mesas. A partir de él, y en sucesivas erupciones altamente explosivas, se emitieron potentes mantos de materiales brechoides que se extienden radialmente por toda la isla, a través de su sistema de barrancos, alcanzando la costa en algunos casos. Se apoyan discordantemente sobre materiales sálicos anteriores, adaptándose a su relieve y también sobre las coladas basaníticas y tefríticas correspondientes a episodios efusivos previos, llegando a sobrepasarlas en muchos casos. A partir de este área, los mantos de brechas se disponen con buzamientos pericliniales, en ocasiones anormalmente altos, 20-30°, en las zonas cercanas al centro de emisión, definiendo una pauta radial que en parte cierra el edificio central. Con frecuencia los depósitos aparecen intercalados en sucesiones lávicas de este mismo ciclo y en algunas zonas su individualización cartográfica es complicada. Están representados por láminas o mantos de materiales brechoides, con potencias individuales que oscilan entre 5 y 60 m. Generalmente tienen un grado de consolidación y coherencia muy elevado. Apesar de ser rocas fragmentarias, esa fuerte consistencia que las caracteriza les da un aspecto masivo y compacto.

La erosión imprime en estos depósitos una morfología particular, caracterizada, a menudo, por formas alomadas, irregulares o recortadas, en las que, con frecuencia, quedan restos erosivos o crestones aislados, con morfologías monolíticas. Precisamente el nombre de esta formación proviene de uno de estos monolitos o restos erosivos, llamado Roque Nublo, situado en las zonas centrales y elevadas de la isla, a 1.813 m de altura, al sur de Tejeda. El Roque Nublo constituyó además, un símbolo mitológico en la cultura prehispánica de la isla.

Es asimismo característico, la presencia de abundantes oquedades o zonas cavernosas e incluso de aspecto "hojaldroso", originadas debido a erosión diferencial, ofreciendo un paisaje muy llamativo (por ejemplo, en el barranco de la Virgen, Guanchía, etc.). Otras veces se origina en ellos una notable disyunción columnar, facilitada por una fuerte fisuración vertical, en la que se desarrollan escarpes muy pronunciados, como los escarpes del Risco de las Tunas, del barranco de Moya, Azuaje, etc.

El color que presentan varía según el grado de alteración de la matriz y la cantidad de fragmentos que engloban. Los colores más típicos son el beige y el marrón oscuro, "achocolatado".

Estudiados en detalle se observa que son depósitos piroclásticos constituidos por una brecha heterométrica, generalmente polimictica, sin estructuración interna y ausen-

cia de selección en sus componentes, con una composición tefrítica global.

La fracción de líticos es abundante, con porcentajes que varían entre 30 y 60%. Son fragmentos altamente heterométricos con tamaños que varían desde escasos milímetros o centímetros, hasta 30 ó 40 cm, si bien, en ocasiones, pueden superar el metro. Predominan las formas angulosas y, en menor medida, las redondeadas. Es también muy característico la presencia de megabloques, e incluso de coladas enteras, englobadas en estos depósitos, lo que da idea de su elevada competencia. Estas fueron arrancadas y englobadas, fragmentándose y troceándose durante su transporte.

La naturaleza de los componentes líticos es eminentemente esencial y, en menor, medida accidental o accesoria. Los primeros son de composición basanítica y tefrítica, con predominio de estos últimos. Entre los otros componentes líticos, destacan los tipos traquíticos o fonolíticos, de formaciones sálicas miocenas. En menor cuantía aparecen también fragmentos de rocas plutónicas, con formas subredondeadas, que fueron englobados durante el desplazamiento de los mantos piroclásticos por la superficie del terreno. En la zona de Artenara y alrededores del barranco de San Roque, es donde se han encontrado en mayor cantidad, predominando los tipos piroxénicos y gabroides. Cabe destacar, asimismo, la presencia de algunos fragmentos de rocas anfibólicas, a veces con un bandeadío muy marcado, cuya composición mineralógica podría corresponder a kaersutita, según otros fragmentos similares estudiados por FRISCH y SCHMINCKE (1969).

La fracción juvenil es también un componente cuantitativamente importante, estando constituida por fragmentos de pómez, vidrio y cristales individuales. Los primeros tienen formas subredondeadas o globosas, a veces irregulares, con tamaños entre 1 y 4 cm y nunca están aplastadas o soldadas unos con otras. Esta ausencia de soldadura ("welding") en el depósito, es explicada por BREY y SCHMINCKE (1980) aduciendo que la temperatura de emplazamiento de estas unidades piroclásticas era inferior a la mínima requerida para que los fragmentos pumíticos se aplastaran.

La matriz del depósito es cinerítica, de tipo vitroclástico y coloración marronácea o amarillenta y en ella se encuentran, además, algunos cristales individuales.

Aunque no es frecuente, existen algunas zonas donde estos depósitos presentan un marcado carácter monomítico, como por ejemplo, cerca de la presa de Altos de Siete Puertas o en San Gregorio, al SO. de Las Palmas.

La enorme consolidación de esta brecha se debe, según BREY y SCHMINCKE (1980) a un proceso de litificación diagenética a baja temperatura, con neoformación de ceolitas, como phillipsita y chabasita.

En la base de algunos mantos de la brecha Roque Nublo aparecen, en ocasiones, niveles pumíticos, relativamente alterados, no soldados, con escasa proporción de líticos y con potencias entre 1 y 10 m. La disposición de la brecha con ellos es concordante. Han sido observados en Las Moradas (en el área de Tejeda), en Roque Grande (al SO. de Tenteniguada) y en algunos puntos del barranco de García y Valle de Casares (al NE. de Valsequillo). Su presencia hace suponer la existencia de algunos eventos plinianos o ignimbíticos antes de las emisiones de brechas.

En la base del monolito del Roque Nublo aparecen también algunos depósitos de ignimbritas soldadas, en una posición estatigráfica cercana a la parte superior de esta formación.

En algunas zonas de la isla se han detectado, en la base de depósitos de la brecha Roque Nublo, moldes de palmeras y cañas. Son bien visibles, por ejemplo, en las inmediaciones de Artenara, así como al pie de la presa situada en el barranco junto a la carretera Agüimes-Santa Lucía, entre el km 46 y 47. Son moldes cilíndricos de varios decímetros de longitud y algún centímetro de sección, con el interior a veces estriado y con una disposición inclinada o subhorizontal en la base del depósito. Representan un reflejo de la masa vegetal que, a mediados del Plioceno, debió poblar ciertas zonas de Gran Canaria, SCHMINCKE (1967, b y 1968, b).

Es en la zona central donde mayor extensión y potencia alcanzaron estos depósitos. En la cabecera del barranco de Tirajana esta unidad aflora de manera masiva, constituyendo un potente apilamiento de brechas apoyadas sobre coladas tefríticas emitidas anteriormente. Los mayores espesores se alcanzan en la Agujerada-Pico de las Nieves, donde son del orden de 500 m, aunque existen también algunas intercalaciones lávicas.

Hacia el norte y noreste también se emitió un volumen importante de estos materiales cubriendo, originalmente, una gran superficie. Su extensión en estas zonas está considerablemente reducida, al estar cubiertos, en gran medida, por las emisiones basánicas y nefeliníticas del Ciclo Post Roque Nublo. Sus espesores son también importantes, como se observa en el barranco de Moya (200 m) y Azuaje (120 m). En las inmediaciones de Bañaderos (Cuevas del Guincho) las brechas aparecen apoyadas sobre depósitos marinos del miembro medio de la Formación detrítica de Las Palmas. En este lugar la brecha muestra unas facies algo diferentes a las habituales en estas zonas, predominando los fragmentos gruesos sobre los tamaños finos e incluso sobre la matriz, indicando que al entrar en el agua, debió sufrir una elutriación de finos. También en estas zonas es frecuente la intercalación de mantos de brechas entre los paquetes de lavas, como se observa en el Valle de San Roque, barranco de Las Goteras o en los escarpes del circo erosivo de Tenteniguada.

Al igual que las lavas basálticas, basaníticas y tefríticas de los episodios efusivos an-

teriores, la brecha Roque Nublo se emitió también hacia el SE. por el barranco de Tiranja. Los mantos en este área tienen espesores individuales entre 10 y 30 m. Hacia el SO. estos depósitos están menos representados, habiendo sido sustituidos por los depósitos de "debris avalanche", originados al colapsar el edificio central (Formación San Andrés de SCHMINCKE (1987).

En las áreas occidentales existe también una ausencia bastante generalizada de brechas Roque Nublo, si bien en el barranco de La Aldea, cerca de las Tabladas de San Nicolás de Tolentino, quedan restos que indican su emisión por estas áreas. La intensa erosión a lo largo de dicho barranco ha ocasionado el desmantelamiento de los depósitos y su desaparición.

Alejadas del centro de emisión, en las zonas distales nororientales, es frecuente que los mantos de brecha aparezcan intercalados en los depósitos del miembro superior de la Formación detrítica de Las Palmas. Incluso fragmentos de la propia brecha son constituyentes importantes de estos depósitos detríticos, lo que indica que mientras la brecha se iba erosionando en algunas zonas, continuaba paralelamente su emisión desde el estratovolcán central. A menudo, entre depósitos epiclásticos y la propia brecha volcánica existe una completa gradación, lo que revela la estrecha conexión entre ambos. Existen, por tanto, facies diferentes dentro de la brecha, condicionadas, en parte, por determinados procesos de transporte y deposición final.

A pesar de esta íntima relación y la presencia de facies mixtas, existen notables discordancias entre ambos tipos de depósitos, tal y como se aprecia, por ejemplo, en Lomo Blanco, en la ladera NO. del barranco de Guiniguada.

Génesis. En cuanto al origen de los depósitos de la brecha Roque Nublo, se han propuesto diferentes mecanismos. Así, BOUCART y JEREMINE (1937) consideran un mecanismo de nube ardiente de tipo peleano, mientras que FUSTER et al. (1968) invocan un mecanismo parecido, pero de tipo "Saint-Vicent". Posteriormente, ANGUITA (1972) analiza ambos modelos y propone una génesis explosiva, pero de tipo mixto, entre mecanismos de tipo nube ardiente y erupciones ignimbriticas. Al no encontrarse en los depósitos evidencias de erupciones freatomagnéticas, BREY y SCHMINCKE (1980) consideran también que estos depósitos fueron originados a partir de erupciones altamente explosivas, condicionadas por una alta presión de volátiles en la cámara magmática. La elevada carga de fragmentos líticos, ocasionaría el colapso de las columnas eruptivas, originándose flujos sucesivos que se emplazarían a temperaturas lo suficientemente bajas para inhibir el aplastamiento y soldadura de los fragmentos pumíticos.

Más recientemente, GARCIA CACHO y ANGUITA (1989), interpretan las brechas Roque Nublo como brechas líticas co-ignimbriticas, emitidas a partir del edificio central. La ausencia, de manera generalizada, de ignimbritas en esta formación, en relación con

los depósitos de brechas, la explican suponiendo un fuerte proceso erosivo en la zona de emisión.

2.3.5.- Brechas líticas masivas y estratificadas (facies del cráter central). (20)

Como ya se menciona en el título del epígrafe se describen aquí los materiales brechoides que aparecen en la zona central de la isla, ocupando el núcleo del estratovolcán Roque Nublo y constituyendo, por tanto, facies intracratéricas.

Los límites de esta unidad presentan cierta complejidad, ya que esta zona central del antiguo estratovolcán ha sido, con posterioridad, parcialmente rellenada por las emisiones subsiguientes y, además ha sido intensamente erosionada y alterada. Así mismo, establecer los contactos en un edificio tan complejo como éste, es siempre dudoso y puede no ser neto, al existir zonas de influencia del cráter. Muchos de estos colores de alteración rojos-oxidados y violáceos parecen indicar actividad hidrotermal ligada a centros eruptivos; además, se observan "spatter" y aglutinados y no se puede descartar que estén relacionados con el borde del cráter.

Uno de los mejores puntos para estudiar estos materiales es en la nueva carretera de Tejeda a Artenara, donde se observa un enorme apilamiento de materiales brechoides afectados por una intensa alteración hidrotermal. Todo el conjunto está intruido por numerosos diques tefríticos, algunos de los cuales son bastante tendidos. Además, estos materiales, en general, tienen un buzamiento muy acusado, mientras que hacia el oeste del Rincón de Artenara los paquetes de brechas y coladas tienen un suave buzamiento de unos 6-8° al O.-NO. y parecen claramente facies que desbordaron del cráter central. Estos afloramientos se continúan hacia el este, hasta las proximidades de Las Lagunetas. A lo largo de la carretera que une esta localidad con La Cruz de Tejeda se sigue observando una gran densidad de diques del complejo filoniano radial del Ciclo Roque Nublo, así como numerosos fragmentos de rocas plutónicas englobadas en las brechas. Estas presentan los clásicos colores oxidados de alteración hidrotermal y numerosas fisuras y diaclasas. Estos afloramientos deben unirse con los de La Presa de Hornos, bajo la superficie de Las Mesas-Llanos de La Pez, ya que las características de estos materiales son muy semejantes, sólo que este área ha sido rellenada por las coladas del Ciclo Post Roque Nublo. A este respecto, ANGUITA y GARCIA CACHO (1989) sugieren la existencia de una caldera volcánica que se originó en los estadios terminales del Ciclo Roque Nublo indicando, así mismo, la existencia de "una anomalía gravimétrica negativa, como reflejo de la menor densidad del relleno de la caldera". Esta zona de Presa de Hornos se caracteriza por la existencia de domos resurgentes que han colapsado, quedando como vestigios brechas autoclásticas de composición fonolítica con numerosos y grandes fenocristales de haüyna. Un buen ejemplo de éstas puede observarse en el inicio de la senda que asciende al monolito Roque Nublo, desde las proximidades de La Presa de Hornos. Se trata de una brecha monomictica de color gris claro, con tonos de

alteración blanquecinos, constituida exclusivamente por fragmentos de fonolitas haüyicas. Del mismo modo, en la carretera que bordea el embalse citado, aparecen brechas con colores rojizo-violáceos oxidados, con frecuentes diques rotos y fragmentos de gabros (essexitas). Todo el conjunto presenta un aspecto cataclástico y fisurado, acompañado de fuerte alteración hidrotermal que hace pensar que sean facies intracaldera.

Sin embargo, conviene señalar que en la cartografía de esta área central se ha incluido una zona algo más amplia de lo que es en realidad. Así, la zona del monolito Roque Nublo, Montaña del Aserrador y Pargana serían ya, realmente, facies extracráter.

Estos grandes planchones de brechas de la zona de Ayacata, pueden haber sufrido un ligero basculamiento hacia el interior ya que, además, se ha comprobado la existencia de una fractura con un salto de más de 100 m en la senda que asciende desde Cruz Grande a los Llanos de La Pez.

2.3.6.- Gabros alcalinos. (21)

Están restringidos a pequeños afloramientos en el fondo del barranco de La Mina-Las Lagunetas. Son gabros de grano medio-grueso, de color oscuro, bastante diaclasados y están atravesados por diques básicos.

Sus relaciones con los materiales adyacentes y en los que intruyen no están demasiado claras, aunque sí parece que atraviesan algunas emisiones del ciclo mioceno. En este trabajo se han asignado al Ciclo Roque Nublo atendiendo a datos de campo y geoquímicos, siendo un hecho importante e indicativo de dicha conexión, la coincidencia geográfica de estos afloramientos con la zona de intersección del complejo radial de diques relacionado con el edificio central Roque Nublo.

Anteriormente fueron estudiados por HAUSEN (1962) y FUSTER et al. (1968) quienes también los relacionan con este ciclo.

Recientemente, sin embargo, DE LA NUEZ (1989), establece una conexión entre dichos gabros y los basaltos del edificio mioceno, basándose en su paralelismo geoquímico. Sin embargo, las relaciones de campo, su posición respecto al mencionado complejo filoniano y, al mismo tiempo, su posición desplazada respecto al centro de la Caldera de Tejeda, originada en el estratovolcán de basaltos miocenos, son argumentos en contra de esa idea. En cuanto a los datos geoquímicos en que se basa DE LA NUEZ (op. cit.), tampoco pueden considerarse determinantes, dada la existencia de rocas basálticas, de edad Roque Nublo (comprobada), generadas en esa zona y en otras de la isla. Estos gabros alcalinos pueden corresponder, por tanto, a sus equivalentes plutónicos, es decir, a sus cámaras magmáticas.

2.3.7.- Alternancia de lavas y mantos de brechas líticas. (22)

La emisión prácticamente interrumpida de brechas y lavas, ha hecho que ambos materiales aparezcan frecuentemente intercalados, formando parte de una misma sucesión volcánica, constituyendo en conjunto, facies características de estratovolcán. En algunos casos su espesor, continuidad lateral e, incluso, las condiciones orográficas, no permiten la individualización cartográfica de ambas unidades, por lo que se las ha considerado conjuntamente. Estatigráficamente esta unidad se corresponde con la Formación Los Lis-tos de BREY y SCHMINCKE (1980).

Donde mayor extensión cartográfica adquiere esta unidad es al sur de Valsendero, en las cabeceras de los barrancos de La Virgen o del Andén y tributarios, así como en el escarpe erosivo de Artenara. En el primer lugar mencionado, parece observarse una mayor proporción de lavas respecto a la de brechas, siendo las potencias visibles del orden de 300 m. En Artenara, el profundo encajamiento del barranco de Tejeda ha origi-nado un impresionante escarpe, donde se pone de manifiesto la sucesión de brechas y lavas atravesadas por numerosos diques verticales de composición basanítica y tefrítica. Las potencias, tanto de los paquetes lávicos como de los mantos de brechas, son varia-bles y no existen notables discordancias entre ellos. El conjunto está apoyado discordan-temente sobre el "cone-sheet" y buza suavemente hacia el norte, presentando un es-pe-sor visible superior a los 400 m. Las características de ambos tipos de materiales son idénticas a las descritas anteriormente.

2.3.8.- Intrusiones y, localmente, lavas fonolíticas haüynicas. (23)

Hacia las etapas finales del Ciclo Roque Nublo tiene lugar la intrusión de numerosos domos o pitones que atraviesan los materiales lávicos y brechoides anteriores; alguno de ellos incluso llegó a extruir emitiendo coladas. Son intrusiones de composición mayo-ritariamente fonolítica haüynica y constituyen los episodios más diferenciados y alcali-nos del ciclo.

Se sitúan principalmente en las zonas centrales de la isla. Considerados en conjunto, parecen distribuirse a lo largo de una banda de dirección N115-125°E, que se extiende desde Artenara y Lugarejos, al noroeste, hasta las proximidades de Valsequillo, al sureste. Esta dirección se vuelve a repetir posteriormente durante el Ciclo Post Roque Nublo y los episodios recientes, constituyendo una de sus directrices volcánicas dominantes. Aunque han sido cartografiados un gran número de pitones, es seguro que, cubiertos por emisiones posteriores, existan algunos más, como ya se ha observado en algún pozo de captación de aguas subterráneas.

Este episodio intrusivo del Ciclo Roque tiene su equivalencia en lo que FUSTER et al. (1968) denominaron Serie Ordanchítica y en la Formación Tenteniguada de SCH-

MINCKE (1976).

Sus relaciones con la roca encajante no siempre son bien apreciables, por lo que, en algunos casos, su edad es dudosa. Sin embargo, generalmente se observa una relación intrusiva con respecto a otros materiales del Ciclo Roque Nublo (p.e. lavas y mantos de brechas), lo que permite asignarlos a este ciclo.

La característica más sobresaliente de estas intrusiones es que suelen presentar formas muy pronunciadas y verticalizadas, o con morfologías monolíticas, que los hacen destacar sobre su entorno. Algunos, no obstante, están parcialmente enterrados por emisiones posteriores y no sobresalen. En algunos de estos casos, su consideración como cuerpo intrusivo es menos segura. En Canarias por lo general, a este tipo de formas morfológicas tan prominentes se les suele llamar "roques", coincidiendo este término, frecuentemente, con formas tipo domos, pitones, agujas, etc., pero no siempre (por ejemplo, el Roque Nublo). En planta suelen tener formas circulares, en hendidura o alargadas, y a veces, tienen apófisis laterales. En algunos casos parecen diques ensanchados. Es también muy propio de estas morfologías volcánicas o subvolcánicas la presencia de disyunción columnar en sus paredes, en ocasiones, con un desarrollo muy marcado.

Entre los más vistosos y de mayor altura destacan los pitones de los **Roques de Teniguada**; uno de ellos (Roque Grande) con más de 160 m de altura; **Roque del Saucillo** (o Montaña del Pan), localizado al noreste del Pico de Las Nieves, el cual se eleva algo más de 150 m sobre su base; **Risco Blanco**, situado cerca de San Bartolomé de Tirajana, en la pared del escarpe erosivo de Tirajana, que se eleva unos 400 m. Sus paredes son muy escarpadas, casi verticales y con un diaclasado muy acusado que converge hacia la parte culminante. La edad de esta intrusión fue determinada radiométricamente por LIETZ y SCHMINCKE (1975) en 3,7 m.a. ANGUITA (1972) y HERNAN et al. (1988) lo clasifican como un cúmulo-domo. SCHMINCKE (com. pers.) cree que puede tratarse de un lacolito.

Pitón de los Brezos, situado al oeste de Artenara, intruye en el "cone-sheet", elevándose desde su base más de 100 m. Fue datado por McDougall y SCHMINCKE (1976) en 3,86 m.a. Es posible que este pitón haya sido el centro de emisión de una potente colada, de composición similar, que se encuentra, aislada, en las cercanías de la Vega de Acusa. En la zona de Artenara se sitúan otros pitones, además de éste: **Coruña** y **Morro de los Cuervos**, ambos intruyendo en el "cone-sheet" y el **pitón de Artenara**, de pequeñas dimensiones y de planta circular, que intruye en las brechas y lavas del escarpe erosivo de Artenara. En una posición más septentrional, pero alejados uno del otro aparecen el **pitón de Fontanales**, el cual emitió coladas, y el **pitón de Lanzarote**, en parte recubierto por piroclastos del edificio cuaternario Las Montañetas.

Aunque no es frecuente, en los pitones de **Hoya del Gamonal**, **Barranco de La Ca-**

pellanía y en el Roque del Saucillo, han sido observadas brechas de intrusión en sus bordes.

Otros pitones aparecen cerca de Valsequillo (**pitón del Helechal**) y en las inmediaciones de Santa Lucía; el primero en la base del circo erosivo de Tirajana y, el segundo, junto a la carretera de este pueblo a San Bartolomé de Tirajana. En una posición aislada con respecto a los pitones de este ciclo, se encuentra el de **Morro de Pajonales**, situado en el área centro occidental de la isla.

Bajo los piroclástos de Montaña Cabreja, en San Mateo, afloran materiales fonolíticos similares a los de esta unidad, por lo que se les considera dentro de ella. Dadas las condiciones de afloramiento, no se puede afirmar con seguridad que corresponde a un pitón o a una de sus emisiones, si bien se encuentra dentro de la mencionada banda de intrusiones del Ciclo Roque Nublo.

Composicionalmente, la mayor parte de estas intrusiones y sus coladas asociadas son fonolitas o fonolíticas haüynicas y, en menor medida, traquíáticas. Generalmente están constituidas por rocas verdosas oscuras, o de tonos claros cuando están alteradas y suelen tener un carácter poco porfídico, con fenocristales de feldespato alcalino, piroxeno y haüyna, esta última no siempre visible en muestra de mano. Por su mayor cristalinidad destacan las muestran del pitón de Artenara y las del pitón del Helechal, con grandes y abundantes placas de sanidina, de 1 a 3 cm de tamaño.

Con frecuencia aparecen coladas aisladas, pero de supuesta edad Roque Nublo, con composición fonolítica, fonolítica haüyrica o traquílica, las cuales, aunque a menudo están alejadas de alguno de estos pitones, por esa similitud composicional se las atribuye a ellos. Una de estas coladas traquílicas aflora cerca de las "fortalezas", en la ladera norte del barranco de Tirajana, donde está intercalada entre lavas "pahoehoe" y brechas del Ciclo Roque Nublo. Es una extensa colada, de unos 20-30 m de potencia que, por su composición, se le supone emitida por uno de estos centros de emisión, aunque en sus inmediaciones no exista ninguno visible.

2.3.9.- Brechas líticas. "debris avalanche". (24)

Aunque el Ciclo Roque Nublo había sido objeto de estudio detallado por varios autores, ANGUITA (1972), BREY y SCHMINCKE (1980), nunca se habían señalado, ni interpretado, este tipo de depósitos. Ahora bien, a raíz de la última erupción del "Mount St. Helens", en Mayo de 1980, en EE.UU. se ha producido un gran avance en la volcanología, que ha permitido conocer cómo se forman este tipo de depósitos ("debris avalanche"). Así, más recientemente, GARCIA CACHO et al. (1987) y GARCIA CACHO y ANGUITA (1989) indican la existencia de una fractura radial relacionada con el desarrollo del edificio volcánico central que, al colapsar, produjo el deslizamiento gravitacional de es-

tas brechas. Estos autores denominaron a esta unidad como "facies caótica del Aglomerado Roque Nublo". SCHMINCKE (1987) también establece analogías entre estos materiales y las brechas tipo "landslide" del volcán St. Helens y denomina a estos depósitos como Formación San Andrés por existir, en la zona de Barranquillo Andrés, en la cabecera del barranco de Arguineguín, un buen afloramiento de estos materiales. Del mismo modo, durante la realización de las hojas MAGNA se han cartografiado estos depósitos como facies deslizadas de la brecha Roque Nublo.

Esta unidad se localiza preferentemente en el sector SO. de la isla, extendiéndose desde la zona central, área de Ayacata, hasta la costa comprendida entre la playa de Las Meloneras y el barranco de Mogán. Además, existen tipos parecidos de brechas en otras zonas de la isla, tales como los afloramientos del barranco del Río en la costa norte (cerca de Santa María de Guía) y los del sector E. en la cuenca del barranco de Los Cernícalos (Valsequillo).

En general, estas brechas se caracterizan por ser masivas y potentes, sin ninguna ordenación interna. Mayoritariamente están constituidas por fragmentos tefríticos, así como por fonolitas. Las tefritas suelen presentar tamaños comprendidos entre pocos centímetros y 15-20 cm, aunque, ocasionalmente, se observan fragmentos de tamaños métricos. La matriz, con pómex escaso, es muy compacta y presenta un aspecto arenoso característico. También es muy frecuente la presencia de diques, sills, rocas plutónicas y pequeños planchones lávicos intercalados entre estas masas brechoides. Los diques aparecen frecuentemente desplazados y rotos, indicando que se han movido juntamente con el deslizamiento. Además, la composición fonolítica que presentan muchos de ellos, es característica y similar a la de los intrusivos localizados en el área central de la isla, pudiendo establecerse que el desplazamiento de estas brechas llega, en algunos casos, a superar los 20 km. En la erupción del volcán St. Helens, ya citado, TILLING et al. (1984) indican que el área afectada por el "debris avalanche" se extiende más de 25 km desde la boca del cráter.

Las facies proximales de estas brechas se caracterizan por presentar una morfología clásica tipo "hummocky". Hacia el sur, las brechas se canalizan, y se observa que la deformación se concentra en las paredes y el fondo del canal; en el interior de la masa, la deformación plástica es casi nula. Así, se han observado numerosas estrias de fricción en este sector SO. como, por ejemplo, en la cabecera del barranco de Arguineguín y en las proximidades de la pista del Lomo de Pedro Afonso. En este último punto se aprecian en las estrias dos direcciones conjugadas y además hay bloques métricos de tefritas, brechas y de basaltos negruzcos, todos ellos muy triturados y desplazados durante el movimiento de esta unidad brechóide.

También es frecuente la existencia de bloques de ignimbritas y lavas fonolíticas (Ciclo I), que han sido "engullidas" por las brechas durante su desplazamiento. Así, tanto

en el Alto del Burro, como en el Lomo de Las Moscas, se observa que en la terminación meridional de estos afloramientos aparece un cúmulo de materiales caóticos y rotos de ignimbritas y fonolitas que constituyen una especie de "morrena frontal", situada en el frente de avance del deslizamiento. En el caso concreto del Lomo de Las Moscas, al estar en contacto con uno de los centros de emisión de la alineación de El Tablero, puede apreciarse cómo los materiales ignimbíticos se sitúan sobre los piroclastos del edificio, con lo cual no hay duda de que las ignimbritas han sido removilizadas por el deslizamiento de las brechas.

Entre los barrancos del Cura y de playa del Cura hay una brecha muy heterométrica y heterogénea con facies muy variadas. Englobado dentro de ellas y, en posición de apoyo sobre la misma, se encuentra un gran bloque decamétrico de lava fonolítica verdosa con estructura cataclástica y en proceso de alteración.

En el afloramiento de La Mesa de Las Pardelas-Montaña de Arguineguín aparecen, ocasionalmente, ventanas del sustrato, constituido por ignimbritas y lavas fonolíticas. También se observan cómo los materiales sálicos del ciclo son "engullidos" por las brechas y aparecen desenraizados, siendo transportados y fracturados por el movimiento de los mantos brechoides.

2.3.10.- Conglomerados y arenas tobáceas. (25)

Esta unidad, de claro origen sedimentario, aflora fundamentalmente en la zona de Acusa-Lugarejos, si bien hay otros muchos afloramientos de menor entidad que aparecen aisladamente y que, por tanto, no han sido señalados en esta cartografía. Sí fueron cartografiados, sin embargo, en las hojas MAGNA (ITGE 1990,a-o). Entre ellos cabe destacar los sedimentos de la Hoya del Gamonal, los de la carretera de Ayacata a la Cruz de S. Antonio o los de la zona de El Juncal. También se han asignado a esta unidad, aunque con ciertas reservas, los depósitos que aparecen en el corte de Las Tabladas, al techo de las coladas básicas del Ciclo Roque Nublo. Estos sedimentos podrían ser, por su posición estratigráfica, equivalentes a los de la Formación detrítica de Las Palmas. Se trata de conglomerados de cantos basálticos, traquíticos y fonolíticos, con bases erosivas, granoselección positiva y estratificación cruzada. Se han encontrado intercalaciones de niveles similares pero con mayor consolidación. Aunque la matriz parece cinerítica, no está claro si la consolidación se debe a cementación o soldaje. En general parecen corresponder a depósitos de un sistema aluvial, con paleocorrientes hacia el oeste. Según ésto, parecería más correcto asignar estos materiales a la Formación detrítica de Las Palmas.

En el área de Lugarejos se han observado secciones de hasta 80-100 m de potencia. El muro de esta unidad son los diques del "cone-sheet" y parece que están rellenando una gran depresión o cubeta originada en el dominio intracaldera, en el período erosivo entre el Ciclo I y el Ciclo Roque Nublo. Se trata de un depósito mixto en el que aparecen

tanto conglomerados como materiales finos de aspecto tobáceo-cinerítico. Los conglomerados presentan bases canalizadas con secuencias "lag" y están constituidos por cantos basálticos, traquíticos y fonolíticos, de formas subredondeadas. Se encuentran ordenados formando estratificaciones cruzadas en surco a media escala, e imbricaciones de cantos. Los depósitos finos presentan bases planas características, con disposición subhorizontal y menor potencia. Tienen color blanquecino-grisáceo, con cantos de tamaños grandes "flotando" en una matriz con cierta laminación. En algunas ocasiones esta laminación se adapta a los cantos, mientras que en otras aparecen estructuras de escape. En conjunto, estas unidades alternan o se encuentran interdigitadas con pequeños paquetes de la brecha Roque Nublo. Hacia la cabecera del barranco Hondo de Abajo se produce el paso entre estos depósitos y los mantos de la brecha Roque Nublo, las cuales, en ese sentido, van estando cada vez mejor definidas y con mayores potencias.

En el área de La Mesa de Acusa y en la cabecera del barranco del Merino aparecen también unos materiales epiclásticos que no pueden asignarse a depósitos claramente sedimentarios.

Así, en las cercanías de Lomo Blanco afloran unos materiales conglomeráticos intercalados entre finos, de aspecto tobáceo y de color beige-grisáceo. Las bases de los conglomerados pueden parecer erosivas, pero, sin embargo, los finos infrayacentes se adaptan a las cargas de la capa superior conglomerática, sin resultar erosionados. Los cantos se disponen según una estratificación cruzada que marca direcciones hacia el O. El depósito se interpreta como de origen piroclástico-epiclástico, en el cual el medio de transporte es suficientemente denso como para que los cantos floten y no erosionen los finos que están debajo. Se excluye por tanto el medio acuoso.

En la base de La Mesa de Acusa aparecen unos materiales de aspecto conglomerático formados, casi exclusivamente, por cantos de composición fonolítica, sin que existan prácticamente aportes juveniles claros, aunque tampoco presentan estratificación ni bases erosivas. En conjunto, es un depósito masivo, sin granoselección ni estructuras sedimentarias claras, salvo algunas imbricaciones que marcan direcciones N25° E. Según ésto, podría tratarse de depósitos de tipo piroclástico, poco o nada soldados.

Hacia el este aparecen depósitos más claramente ligados al Ciclo Roque Nublo. Afloran incluso grandes fragmentos de la brecha Roque Nublo y secuencias de cantos subredondeados con bases convexas e hiladas de cantos de tamaño más fino. La matriz es cinerítica y de color blanquecino. Por todo lo expuesto, no se puede considerar estos depósitos como aluviales, sino que más bien podría sugerirse un origen piroclástico-epiclástico.

2.3.11.- Complejo radial de diques.

La red filoniana asociada al Ciclo Roque Nublo parece definir una estructura o pauta

radial, cuyo centro está localizado en la zona de Las Mesas, en la cabecera del barranco de La Mina-Las Lagunetas, Fig. 3.3. La mayor densidad de diques corresponde a las proximidades de Las Lagunetas y a la Culata del barranco de Tejeda, donde dichos diques aparecen cortando profundamente las distintas unidades del Ciclo Roque Nublo. En la zona de intersección de estos diques, la erosión del barranco de La Mina ha dejado al descubierto gabros alcalinos, pertenecientes a facies subvolcánicas de algunos materiales volcánicos emitidos durante este ciclo eruptivo.

Los diques son mayoritariamente basaníticos y tefríticos, con predominio de estos últimos y, de manera subordinada, basálticos y fonolíticos. Los materiales en los que encajan son las coladas basaníticas y tefríticas y, en algunos casos, los mantos de la brecha Roque Nublo. En general, excepto los fonolíticos, suelen tener espesores entre 0,5 y 1,5 m, con buzamientos verticales y subverticales, direcciones, a veces, divagantes y terminaciones digitadas muy delgadas. Los diques fonolíticos se relacionan siempre con las intrusiones fonolíticas descritas anteriormente. Sus espesores oscilan entre 2 a 8 m, tienen recorridos de varios centenares de metros y buzamientos verticales y subverticales.

La existencia de este complejo radial de diques, las rocas plutónicas gabroides antes mencionadas y la disposición periclinal de los mantos de brechas a partir del centro común que definen, permiten situar el lugar de emplazamiento del edificio volcánico central durante este ciclo magmático.

2.4.- FORMACION DETRITICA DE LAS PALMAS (FDP).

Se define como Formación detrítica de Las Palmas, al conjunto de unidades sedimentarias de carácter detrítico que, aunque de edad diferente (miocenas y pliocenas) forman un conjunto único dentro de la columna sedimentaria. Su denominación obedece a que se localizan preferente en la ciudad de Las Palmas y alrededores, siendo el producto de la degradación de los aparatos y materiales volcánicos del centro de la isla, que han ido a sedimentarse en las partes bajas costeras.

Se han distinguido dos grandes áreas donde se acumulan estos depósitos: el área NE. y, la zona sur de Maspalomas, Fig. 2.8. Por extensión, y dada la similitud de facies y de edad de los miembros identificados en la zona de Las Palmas con los que afloran en el sur de la isla (Arguineguín-Maspalomas), se ha denominado e incluído también a estos depósitos del sur, como Formación detrítica de Las Palmas (F.D.P.). Dentro de esta formación se han distinguido tres miembros: inferior, medio y superior, atendiendo a sus características litológicas, sedimentarias, etc. A continuación, se describen por separado estas dos áreas distinguindas, con cada uno de los miembros que las integran.

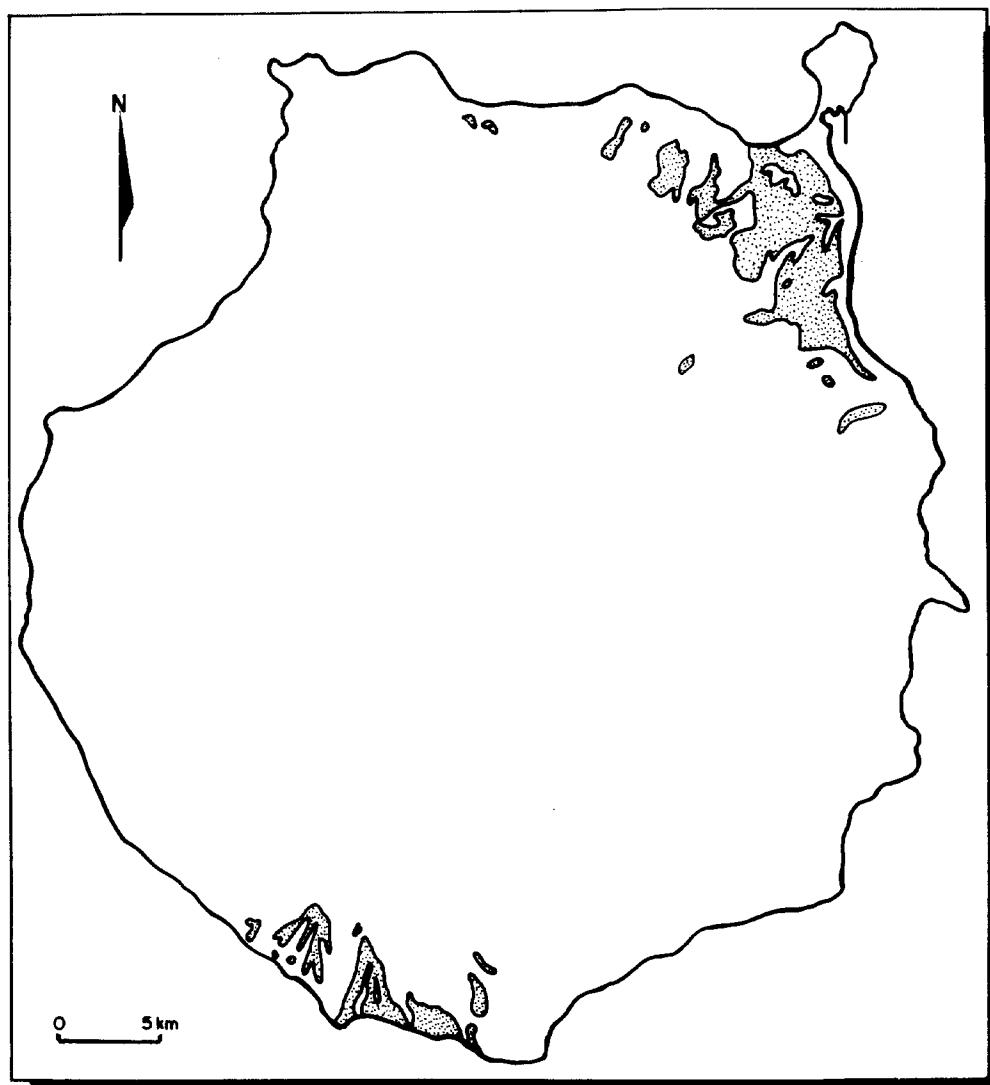


Fig. 2.8.- Extensión superficial de los depósitos de la F.D.P.

2.4.1.- Área del noreste (Las Palmas).

La extensión superficial de la F.D.P. en este área abarca todo el sector triangular E. de la isla, desde las inmediaciones de la localidad de Arucas hasta Telde, teniendo aproximadamente su vértice en Santa Brígida. Tanto su extensión como su situación aparece representada en la Fig. 2.9.

Es justamente a lo largo de la ciudad alta de las Palmas donde mejor desarrollo y observación presenta, por lo que tradicionalmente se la conoció con el nombre de Terraza de Las Palmas.

Gran parte de las publicaciones geológicas sobre Gran Canaria abarcan temas específicos como el del depósito sedimentario de la Formación detrítica de Las Palmas ("Terraza de Las Palmas") cuya importancia es reconocida por todos los autores. Los trabajos más antiguos hacían más hincapié en sus aspectos paleontológicos que sedimentológicos: ROTHPLETZ y SIMONELLI (1898), GONZALEZ y GUTIERREZ PALACIOS (1910), MARTEL (1952), entre otros. BOUCART y JEREMINE (1937), que confeccionan el primer mapa geológico de la isla, establecen de manera aproximada los límites del citado depósito y dan algunas ideas sobre su constitución. BRAVO (1960) intenta reconstruir su historia y HAUSEN (1962) lo trata con relativa extensión en su monografía.

Más adelante aparece el trabajo (y mapa a escala 1:50.000) de NAVARRO et al. (1969), en el que se pone de manifiesto la importancia real del depósito, al mismo tiempo que se trata por primera vez de manera conjunta con la secuencia volcánica intercalada en él. Estos autores establecen tres unidades que denominan "pie de monte inferior, nivel marino y pie de monte superior".

Recientemente, CABRERA (1985) realiza un estudio sedimentológico del mismo, redefiniendo las unidades de NAVARRO et al. (1969) y estableciendo, de manera más precisa, sus connotaciones paleogeográficas y sedimentológicas.

MECO (1977 y en diversos trabajos) revisa los datos paleontológicos anteriores y llega a la conclusión de que la edad de los materiales sedimentarios del miembro medio y superior no es miocena sino pliocena inferior, al mismo tiempo que obtiene conclusiones paleoclimáticas.

2.4.1.1.- Miembro inferior. Arenas y conglomerados predominantemente fonolíticos. (15)

Está constituido por un conjunto de rocas sedimentarias detríticas de naturaleza fonolítica que, en ocasiones, tiene potencias superiores a los 120 m. Cubre grandes áreas de la costa, aflorando prácticamente de manera continua en las partes bajas del acan-

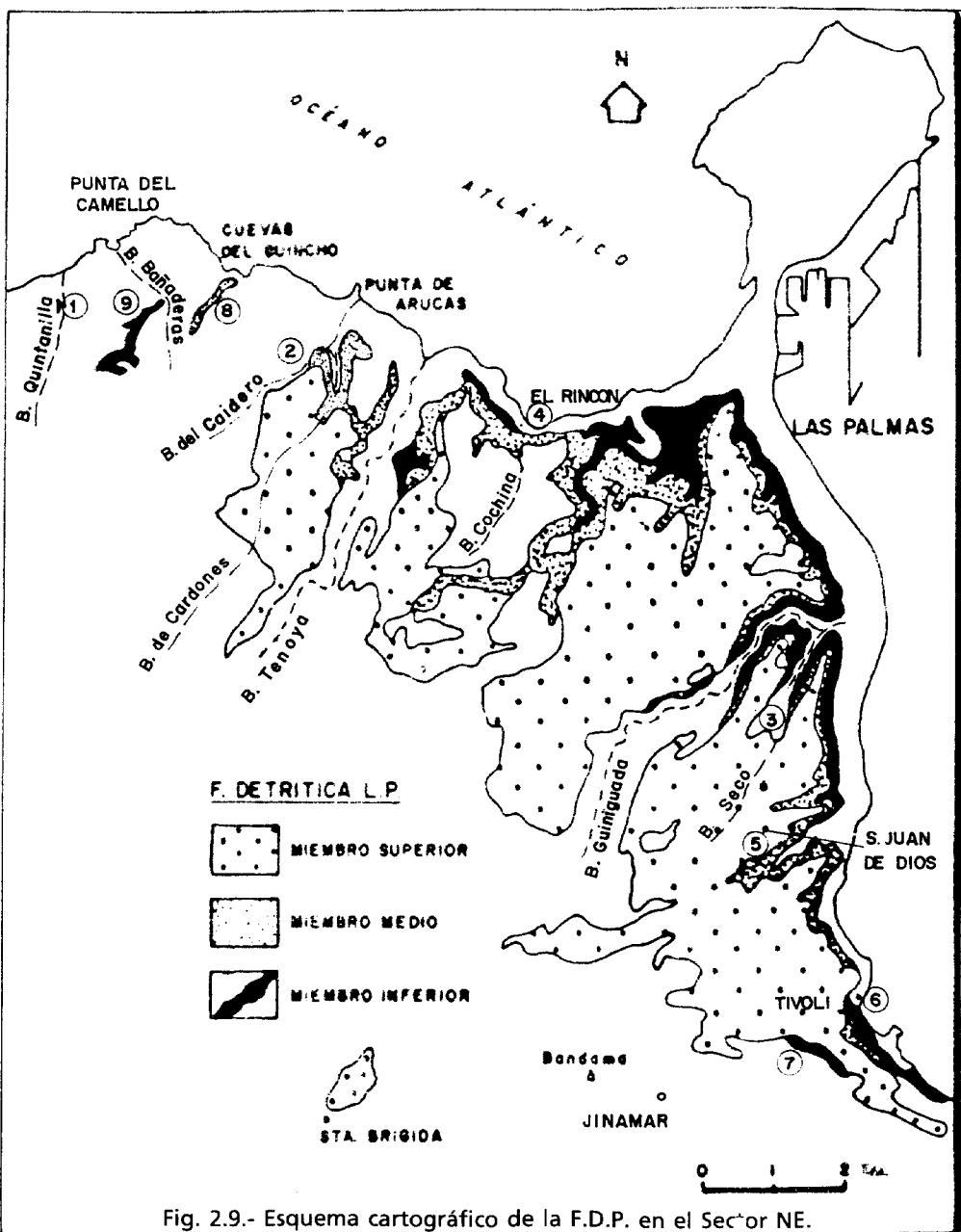


Fig. 2.9.- Esquema cartográfico de la F.D.P. en el Sector NE.

tilado costero y en las laderas de algunos barrancos. Hacia el sur, va quedando enterrado por las emisiones detríticas y volcánicas posteriores, hasta desaparecer a partir del barranco de Telde bajo las coladas del Ciclo Post Roque Nublo. En la zona de la potabilizadora de Jinámar la potencia visible desciende a 40-50 m.

En general son conglomerados heterométricos, prácticamente monomicticos, con cantos redondeados y subredondeados de lavas fonolíticas verdosas. El tamaño medio de los cantos es de 15-30 cm, habiendo algunos de hasta 50-60 cm (excepcionalmente, hay alguno mayor de 1 m). Estos cantos se disponen, a veces según hiladas subhorizontales, aunque sin mostrar superficies claras de estratificación.

De forma sistemática, los conglomerados fonolíticos se apoyan sobre las lavas traquí-fonolíticas aunque, ocasionalmente, lo hacen sobre coladas ignimbriticas soldadas o sobre las coladas de "ash and pumice" (ignimbritas no soldadas) en el Barranco de Guiniguada. La sedimentación de estos materiales se hizo en las partes bajas costeras y son los restos de amplios abanicos aluviales con alguna pequeña intercalación marina local.

En la Fig. 2.9 se han situado las columnas levadas en cada uno de los barrancos principales de la zona. En la Fig. 2.10 se representa la leyenda y simbología utilizada en todas las columnas levantadas.

. **Barranco de Quintanilla**, (Nº1 en Fig. 2.9). A cota 50-60 m, sobre las lavas fonolítico-traquíticas se encuentran, aproximadamente, unos 15-20 m de conglomerados aluviales con cantos en su mayoría fonolítica y, en menor medida, básicos. Presentan estratificación cruzada en surco, secuencias positivas y bases erosivas que confirman claramente el carácter sedimentario del depósito. Encima hay un nivel de cantos fonolíticos rubefactados, de unos 2-3 m, de potencia, equivalente al que aparece en el área de la ciudad de Las Palmas y que marca el tránsito hacia la unidad marina del miembro medio. Aquí este nivel es totalmente azoico.

. **Barranco del Caídero** (Nº 2 en Fig. 2.9). Es un pequeño afloramiento que se extiende en el barranco del Cardón. Los materiales son conglomerados aluviales que, a techo, tienen el nivel fonolítico de conglomerados con cantos rubefactados, que constituye ya la base del miembro medio. Encima aparece una colada basáltica, con base de "pillow-lavas", que indica el carácter marino del período de tránsito inferior al medio.

. **Columna de barranco Seco** (Nº 3 en Fig. 2.9). En la Fig. 2.11 se representan las columnas levantadas en este barranco. Apoyados en tobas volcánicas fonolíticas ("ash and pumice") y separados de ellas por una superficie fuertemente erosiva, se encuentran de 2 a 20 m de conglomerados fonolíticos. Intercalados entre ellos, hay lentejones de tobas similares a las del basamento. Encima presenta los cantos fonolíticos rubefac-

Leyenda general de las columnas estratigráficas de la
Formación detrítica de Las Palmas.

	Coladas		Estratificación cruzada en surco
	Pillows e hialoclásticas		Estratificación cruzada planar
	Tobas		Ripples de corriente
	Brecha Roque Nublo		Ripples de oscilación
	Flamas		Climbing ripples
	Lapilli		Estructuras de carga
	Bombas y escorias		Imbricación de cantos
	Cantos rubefactados		Laminación paralela
	Conglomerados		Bioturbación
	Arenas		Huellas de litófagos
	Limos		Contenido fósil
	Arcillas		
	Tobas no soldadas		

Fig. 2.10.- Leyenda general de las columnas estratigráficas del F.D.P.

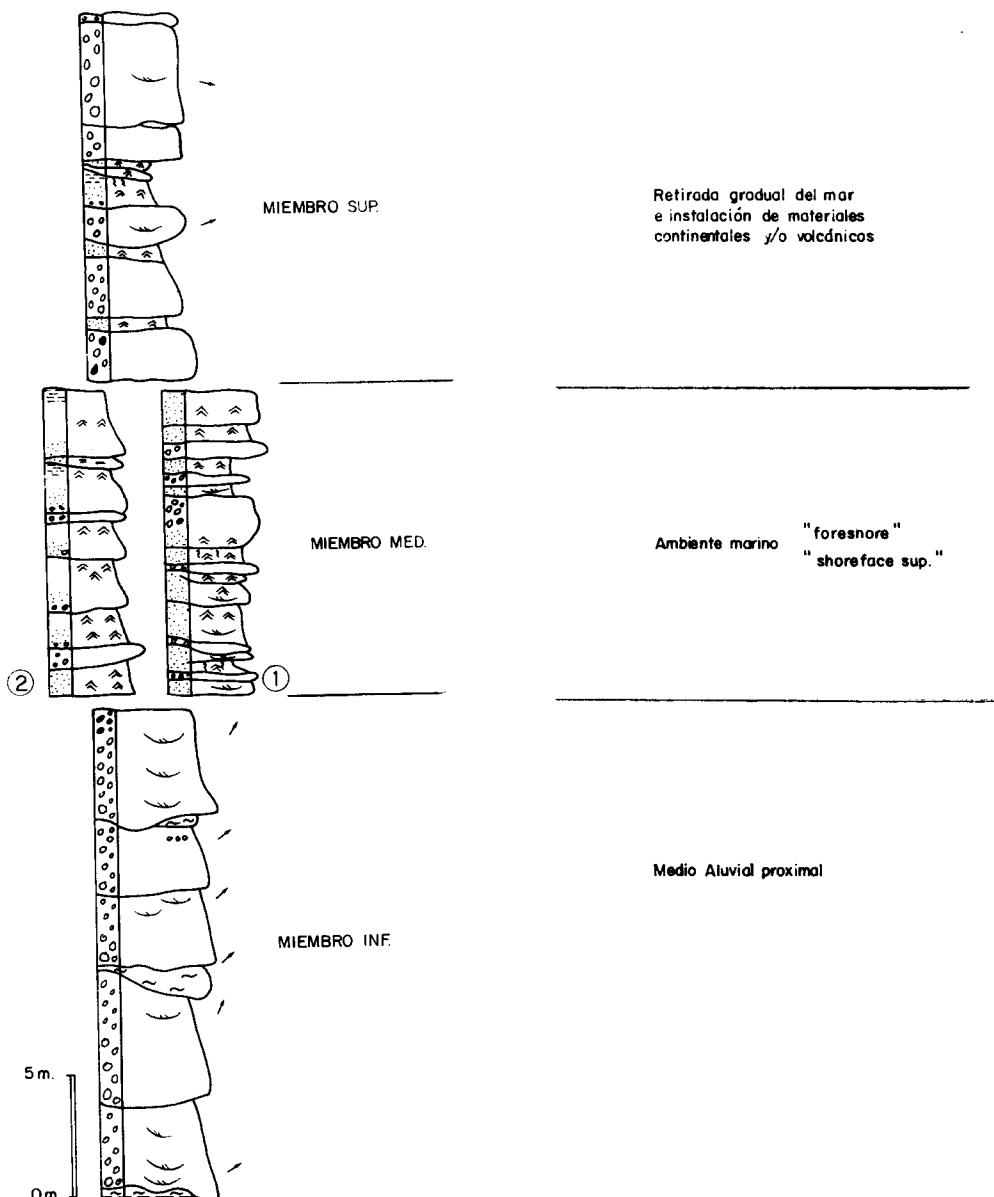


Fig. 2.11.- Columnas estratigráficas en el barranco Seco.

tados, perforados por lithofagos, constitutivos de la base del miembro medio de la F.D.P.

Esta unidad se interpreta como depósitos de corrientes aluviales proximales.

. **Columna de "El Rincón"** (Nº 4 en Fig. 2.9). Esta columna ha sido levantada a lo largo del barranco de la Cochina, Fig. 2.12. Por las características que presenta, se la ha dividido en tres tramos, que de muro a techo son:

- Tramo I.- Dominan los materiales volcánicos de la formación fonolítico-traquítica (tobas, ignimbritas soldadas, lavas) y aún por debajo de las lavas otros depósitos piroclásticos, observados en la parte inferior del mirador del Atlante.

Los materiales sedimentarios están representados por conglomerados fonolíticos con bases erosivas, a veces con formas canalizadas, grano-selecciones positivas, estratificaciones cruzadas en surco, cantos imbricados, así como por un paquete de arenas limosas con estratificaciones paralelas, y ripples de corriente. Las paleocorrientes medidas indican direcciones, en general, hacia el E.

El conjunto se interpreta como materiales detríticos de origen aluvial.

- Tramo II.- Alternancias de arenas con estratificaciones cruzadas dirigidas al norte, bien seleccionadas y de color negro y, conglomerados fonolíticos con cantos angulosos y frecuentes pumitas. Existen capas con granoselecciones positivas (microconglomerados a arenas finas) con estratificaciones cruzadas en surco en la base y ripples.

Se interpreta como un ambiente distal dentro de un medio aluvial (barras de arena). Esporádicamente llegan materiales volcánicos o conglomeráticos más proximales.

- Tramo III.- De nuevo aparecen detríticos representativos de un ambiente aluvial con depósito de materiales conglomeráticos en forma de barras. A techo, se instala el nivel rubefactado (típico) de grandes cantos fonolíticos.

Dentro del nivel pumítico blanco que aflora a mitad de la columna (cota 60 m), LIETZ y SCHMINCKE (1975) describen un nivel marino con Lithothamnia.

. **Columna del Barranco del Cardón** (Nº 10 en Fig. 2.17). En la Fig. 2.13 se representa la columna levantada. Apoyada en tobas fonolíticas, el miembro inferior presenta los primeros 15 m de conglomerados fonolíticos con pasadas de piroclastos pumíticos. Su génesis es, pues, aluvial, y las paleocorrientes apuntan al NE.

A techo, aparece un nivel de cantos fonolíticos rubefactados, con centímetros de 1 m

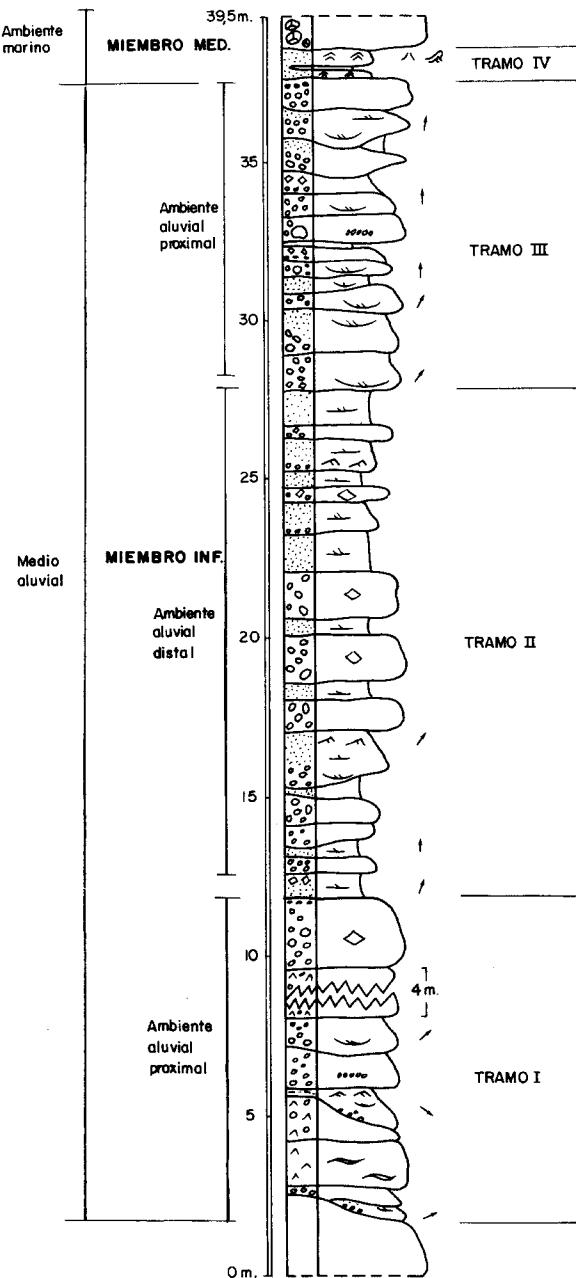


Fig. 2.12.- Columna estratigráfica del "El Rincón".

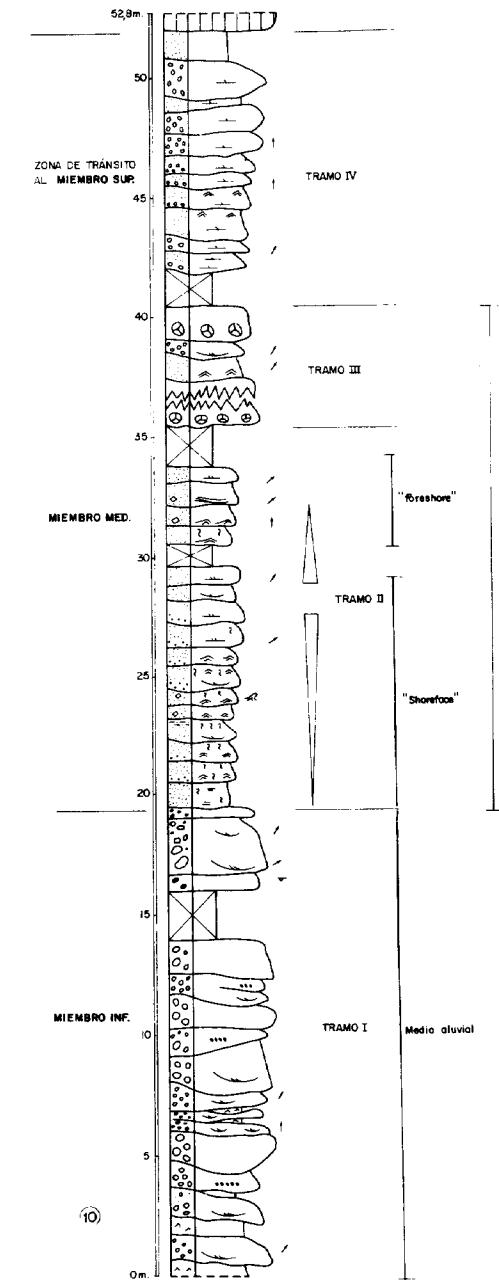


Fig. 2.13.- Columna estratigráfica nº 10 en el barranco del Cardón.

y sobre él un paquete de conglomerados con algunos cantos de fonolitas redondeados y cantos de basaltos subangulosos. Sobre ellos hay un nuevo nivel rubefactado con el tamaño de grano más pequeño (2-3 dm) y de basaltos.

. **Columna de San Juan de Dios** (Nº 5. en Fig. 2.9). La columna levantada se presenta en la Fig. 2.14. Los primeros sedimentos que se encuentran son depósitos de "debris-flow", cortados por una superficie erosiva que se encaja profundamente, encima de la que sitúa una interdigitación entre sedimentos finos con laminación paralela y depósitos conglomeráticos (cantos fonolíticos) con estratificación cruzada en surco. Las direcciones de paleocorrientes que indican estos últimos indican al SE. A techo, se sitúa el nivel rubefactado de grandes cantos fonolíticos.

A grosso modo, se interpreta como depósitos de abanicos aluviales. El miembro inferior representa aquí medios más distales, de llanuras de inundación a la que llegan ocasionalmente los conglomerados (facies de canal). Se trataría de los ambientes más distales dentro de los abanicos aluviales a los que se puede hacer referencia.

. **Columna del Tivoli** (entre Punta del Palo y El Cernícalo) (Nº 6 en Fig. 2.9). La descripción de la columna puede verse en la Fig. 2.15. Sobre las tobas "ash and pumice" (ignimbritas no soldadas), se sitúan los conglomerados fonolíticos con bases canalizadas y surcos que apuntan al NE. Intercalados, hay pequeños niveles de la toba blanquecina anterior, lo que demuestra la contemporaneidad de los sedimentos con la emisión de ignimbritas. Por tanto, si la edad absoluta de las lavas fonolíticas datadas un poco más al N. (Punta del Palo) por McDougall y Schmincke (1976) es de 9,7 m.a., hay que admitir que la deposición del miembro inferior sedimentario se produce inmediatamente después.

. **Columna del Polígono de Jinámar.** (Nº 7 en Fig. 2.9). Su descripción se presenta en la Fig. 2.16. También en este corte, los conglomerados fonolíticos se sitúan encima de las tobas pumíticas. Estos conglomerados presentan bases canalizadas, teniendo a techo el nivel rubefactado de grandes cantos fonolíticos. Estos materiales se acuñan rápidamente hacia el sur, quedando enterrados por las coladas del Ciclo Roque Nublo.

En resumen, el miembro inferior de la F.D.P. está constituido por una potente alternancia de conglomerados fonolíticos heterométricos y arenas y limos, ordenados en secuencias estratificadas granodecrecientes, con bases erosivas. En general, presentan una estratificación cruzada difusa en los términos más gruesos y laminación paralela en los sedimentos más finos.

A techo de este miembro inferior, se sitúa el mencionado nivel predominantemente en las zonas bajas costeras de la isla, en un medio fluvial, a través de sistemas de canales trenzados, ligados a abanicos aluviales. La presencia en las secuencias de sedimentos de

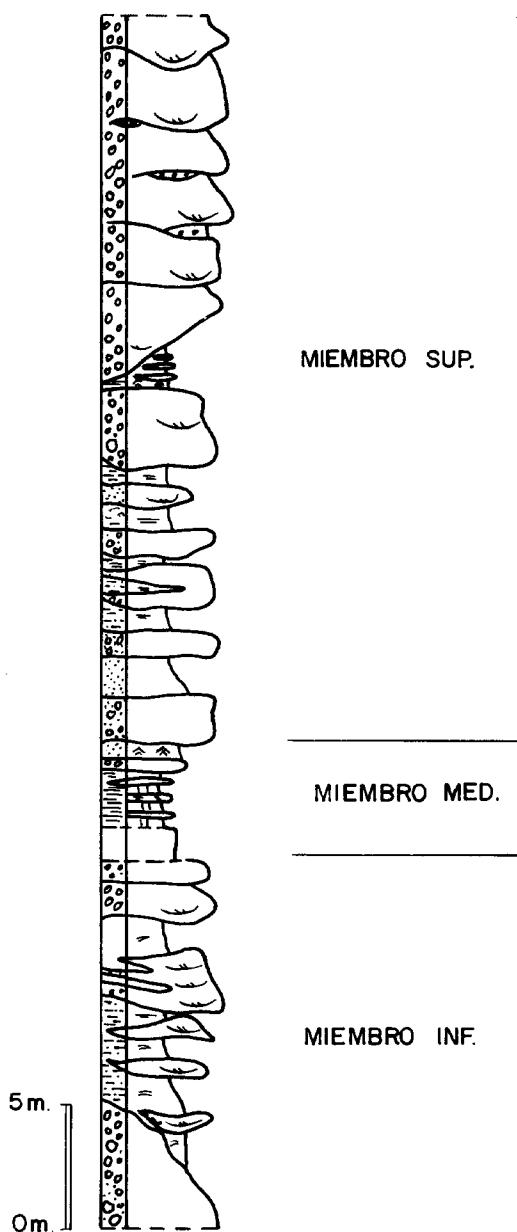


Fig. 2.14.- Columna estratigráfica de S. Juan de Dios.

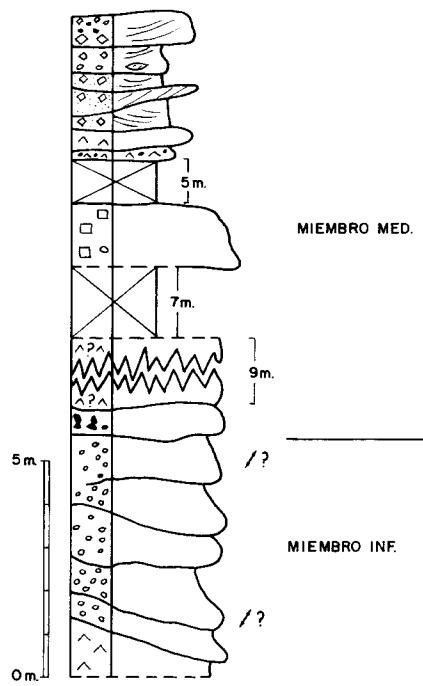


Fig. 2.16.- Columna estratigráfica en el Polígono de Jinamar.

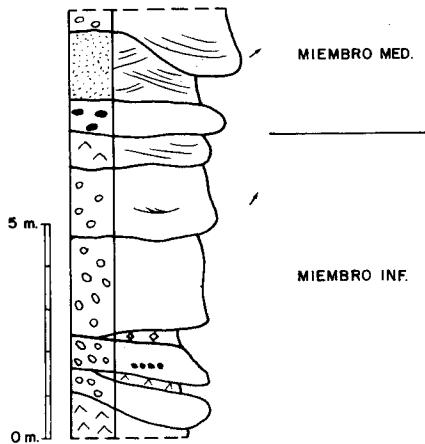


Fig. 2.15.- Columna estratigráfica en la zona del Tívoli.

playa intercalados (arenas bien clasificadas) en algunas zonas, por ejemplo, en el Paseo de Chil, en la ciudad de Las Palmas, es indicativo de que dichos abanicos llegaban al mar, representando, por tanto, un cambio de facies a medios de transición.

2.4.1.2. - *Miembro medio. Arenas, limos, arcillas y materiales volcánicos. Nivel rubefac-tado de la base. (26)*

Su extensión superficial es bastante menor que la del miembro inferior. Aflora de manera bastante continua sobre aquel, pudiendo observarse a lo largo del acantilado costero y en las laderas de los barrancos de: Caidero, Tenoya, la Cochina, Majadillas, Guiniguada y Seco. En la cartografía a escala 1:100.000 no se ha individualizado este miembro, dada su reducida potencia, habiéndose incluido conjuntamente con el miem-bro superior.

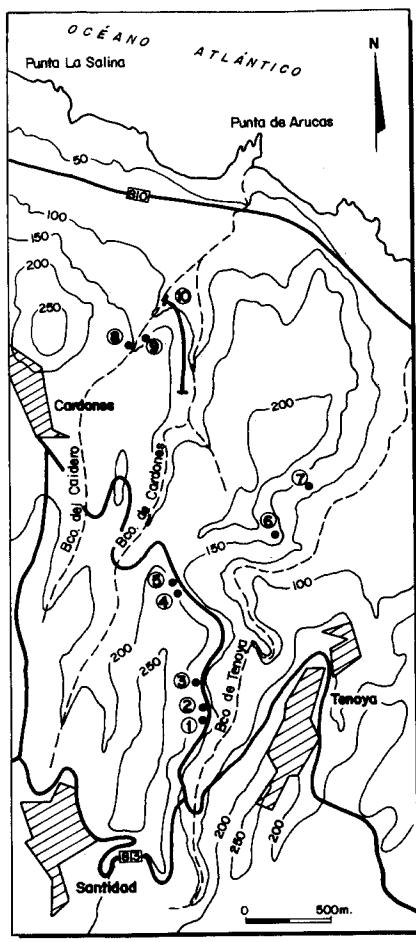
Esta constituido por varios niveles de naturaleza distinta, tanto sedimentarios como volcánicos. Entre los primeros destacan depósitos detríticos ¿continentales? y marinos (el más importante de toda la isla), mientras que los segundos están representados prin-cipalmente por coladas basálticas "pahoehoe" con bases de "pillow-lavas", datadas en 4,3 m.a. en el afloramiento del "Lomo de Los Ingleses" al NO. de Las Palmas, LIETZ y SCHMINCKE (1975). Este miembro corresponde, por tanto, al Ciclo Roque Nublo. Repre-senta la alternancia de episodios erosivos y sedimentarios, con emisiones lávicas, perte-necientes a las primeras manifestaciones de este ciclo en el sector NE. de Gran Canaria.

Como base de la unidad se considera el primer nivel de cantos fonolíticos rubefac-tados que aparece entre las cotas 40 m y 120 m, teniendo este nivel su posición más baja en la costa este (salida sur de la ciudad de Las Palmas) y las más alta en la zona del Caserío de Tinoca, Casa Ayala y Morro Ganga, en la costa norte. La potencia total de todos los niveles que constituyen el miembro es de aproximadamente 30 m.

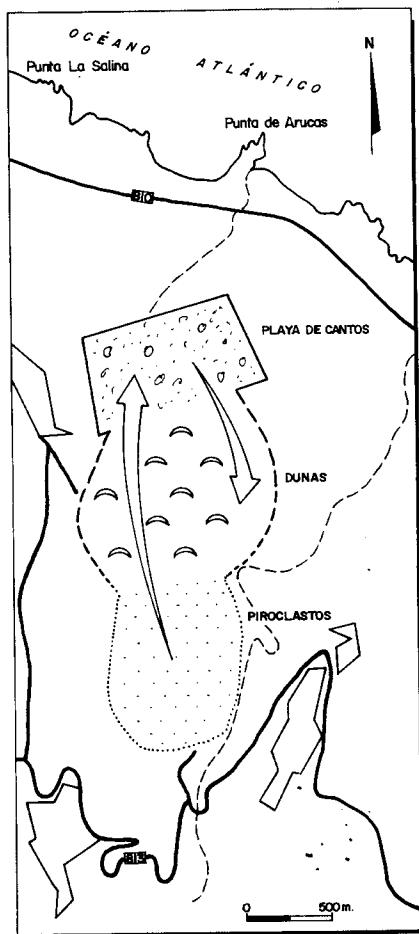
Algunas de las características más propias de este miembro se pueden obsevar en varias columnas levantadas en lugares preferentes y cuya situación se indica en la Fig. 2.17, A.

La descripción de estas columnas es la siguiente:

Cuevas del Guincho (Nº 8 en la Fig. 2.9). En la Fig. 2.18 se presenta la columna estratigráfica levantada en esta zona. Se trata de afloramientos marinos situados a am-bos lados de la carretera del norte (C-810), a la altura del km 8,5 aproximadamente en el lugar conocido como Cuevas del Guincho. Los materiales sedimentarios se encuentran a cota 50 m y afloran gracias al corte del acantilado costero y a un pequeño barranquillo que desemboca en ese lugar. Intercalados entre ellos hay niveles de la brecha Roque Nublo en facies algo diferentes a las habituales, ya que el número de cantos es mucho



A



B

Fig. 2.17.- A) Situación de las columnas estratigráficas nº 1 a 10, en área de Tenoya-Cordones. B) Interpretación sedimentológica de la parte superior del miembro de la F.D.P. en el mismo área.

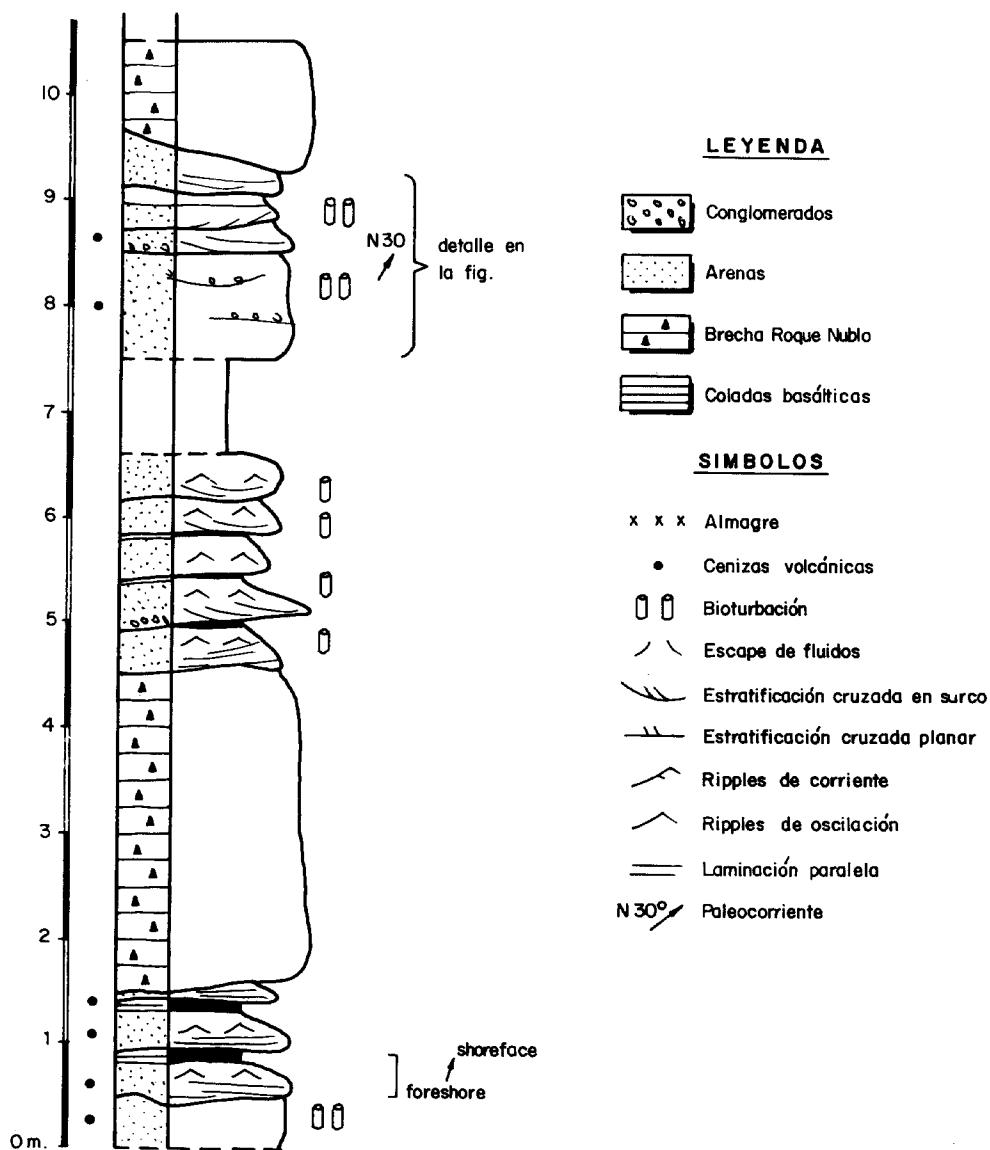


Fig. 2.18.- Columna estratigráfica en Las Cuevas del Guincho.

mayor frente a la matriz, pobre en finos. Muy probablemente esta brecha entró en el mar, produciéndose una elutriación de los materiales finos.

En el afloramiento de la costa, la potencia de los depósitos es de 10-20 m, según los puntos, encontrándose apoyados sobre la antigua rasa de lavas fonolítico-traquílticas. Presentan principalmente secuencias positivas en detriticos finos (arenas finas o limos) con estructuras que pasan de laminación cruzada muy tendida a ripples de oscilación y laminación paralela en los sedimentos finos. Se observa una bioturbación muy intensa a techo de los ripples. Sin embargo, hay tramos en los que las estructuras sedimentarias deben haber sido borradas y solo se observa una bioturbación muy bien desarrollada en sedimentos homométricos (arenas medias-finias) de color verdoso. Dentro de estos niveles puede haber localmente pequeñas cicatrices erosivas con cantos no muy grandes marcando la base. La Fig. 2.19a muestra la evolución lateral de las secuencias, algunas muy continuas y otras no. En cualquier caso, hay que destacar que las laminaciones paralelas constituyen lateralmente surcos muy tendidos que marcan, en general, direcciones hacia el norte. Desde el punto de vista paleontológico, estos depósitos marinos contienen fósiles del mioceno final y plioceno inferior, entre los que destacan el *Strombus coronatus* Defrance, MECO (1977) y los grandes Clypeaster.

En la prolongación sur de este afloramiento, al otro lado de la carretera, se ha levantado otra columna en un corte perpendicular al anterior (cuyo esquema puede verse en la Fig. 2.19b). Se trata de sedimentos más finos, tipo arena fina-arcillas, principalmente. En la vertical se distinguen varios tramos.

- 1.- Arenas finas de color verdoso masivas y muy bioturbadas.
- 2.- Arenas medias con laminación cruzada muy tendida, buzando hacia el norte.
- 3.- Similar al 1.
- 4.- Arenas medio-gruesas sobre la base erosiva marcada por cantos. Laminación cruzada a gran escala buzando al norte.
- 5.- Arenas muy finas, limos arcillosos con laminación paralela, bioturbación y costras de sal.

Siguiendo un poco más al sur, por el barranquillo, se observa otro corte en el que el tramo 5 presenta mayor espesor y está situado en la parte inferior del afloramiento. La parte superior, sobre una parte cubierta, viene dada por materiales similares al tramo 4.

Teniendo en cuenta el desarrollo espacial de la descripción sedimentológica de los cortes hechos anteriormente, cabe hablar de un ambiente costero en el que lateralmente se diferencian varios subambientes. Asimismo, se observan variaciones en el nivel del mar en la vertical representados por las cicatrices erosivas más importantes.

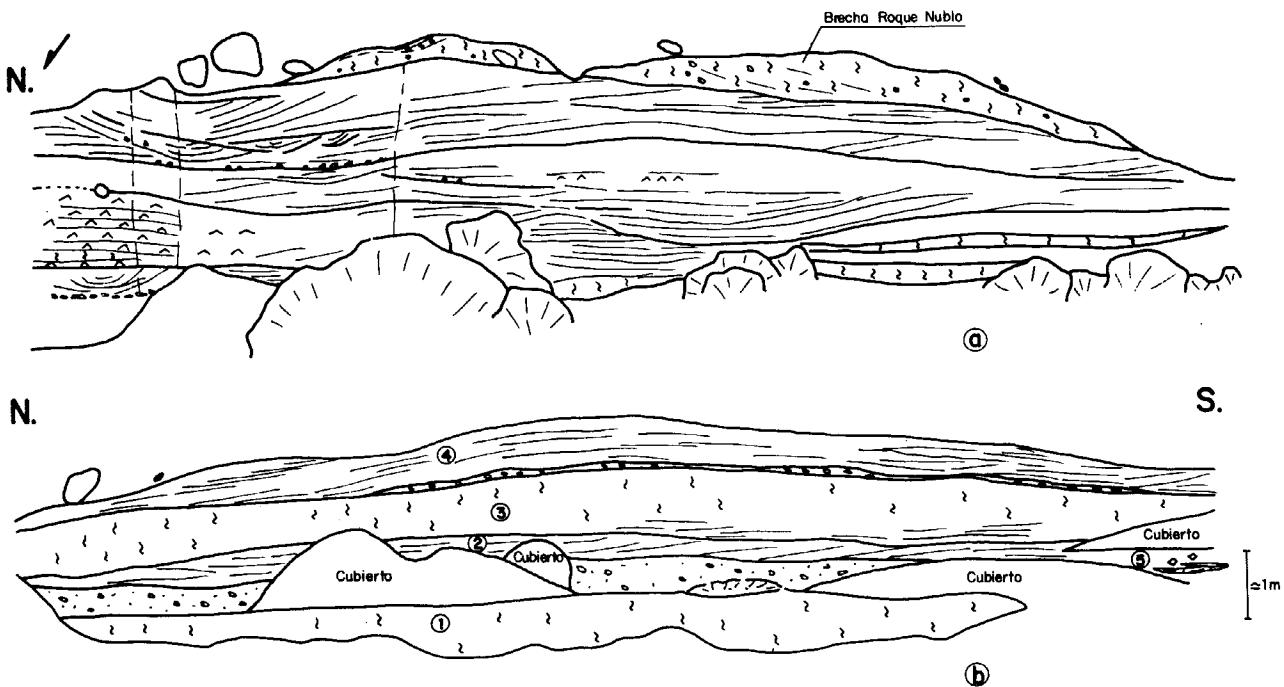


Fig. 2.19.- Evolución lateral de las secuencias en Las Cuevas del Guincho.

Los ambientes más profundos corresponden, en el corte del acantilado costero, tanto en la parte inferior como en la superior, al nivel de la brecha volcánica Roque Nublo. Por esta razón, es por lo que se sugiere que dicha brecha entró en el mar, ya que parece impensable que entre dos niveles sedimentarios marinos con características sedimentológicas similares, indicativas de una continuidad en la deposición, pueda haberse producido un episodio subaéreo. Continuando con el análisis de las facies sedimentarias, se puede decir que cada secuencia pequeña representa el paso del "foreshore" inferior al "shorefore" mientras que los tramos intensamente bioturbados pueden pertenecer al "shoreface", en etapas de mayor tranquilidad.

. **Lomo de la Palmita** (Cementerio de Bañaderos) (Nº 9 en Fig. 2.9). Consiste en un pequeño afloramiento, situado en la ladera del cerro, a cota 80 m, justo al borde de la carretera. Aflora debajo y entremezclado con la brecha Roque Nublo, por lo que es posible que halla sido "arrastrado" durante la emisión de la brecha a su posición actual. En él se encuentra la misma fauna de *Strombus Coronatus* que hay en el nivel de Las Cuevas del Guincho. KLUG (1968) había descrito este nivel como de edad pretirreniense.

. **Columna de barranco Seco** (Nº3 en Fig. 2.9). En la Fig. 2.11 se representan las columnas levantadas en el margen derecho del barranco. Se encuentra a techo del nivel de conglomerados fonolíticos con abundante fauna marina, muy fracturada. La secuencia continúa con alternancias entre conglomerados con cemento calcáreo y restos de rodolitos y secuencias granodecrecientes en arenas de color claro, con laminaciones debidas a ripples de oscilación y bioturbación a techo. Las paeleocorrientes de estos surcos son, en general, al este.

La columna 2 de la Fig. 2.11 presenta una sucesión de materiales finos con cantos dispersos en la base de las secuencias donde se observa, asimismo, la presencia de cicatrices erosivas de poca continuidad lateral. Dichos cantos, quedan englobados en arenas que pasan de medias a finas y después a lutitas. Las arenas presentan laminaciones debidas a ripples de oleaje, que se adaptan a los cantos en las partes bajas de las secuencias.

Estas características observadas en este miembro indican ambientes marinos. La diferencia entre las dos columnas indica la gran variabilidad de esta unidad. La columna 1 representa subambientes de "foreshore", mientras que la 2 presenta subambientes menos energéticos.

. **Columna de "El Rincón"** (Nº 4 en Fig. 2.9) (Bahía del Confital). Aquí, el miembro medio está directamente depositado sobre el miembro inferior (Fig. 2.12). Comienza con un nivel de arenas claras con ripples de oscilación y arcillas con signos de estructuras de carga, todo de origen marino.

Por encima de este nivel se encuentra una colada basáltica que forma "pillows" e hialoclastitas, indicativas de la continuación del dominio marino.

. **Columna del Barranco del Cardón.** (Nº 10 en Fig. 2.17, A). En la Fig. 2.13 se representa la columna levantada. Por encima del tramo I, representativo del miembro inferior de la F.D.P., aparece el tramo II, que representa un nivel marino (restos de equinídos y moluscos). En este caso, son secuencias positivas de arenas blancas que marcan una megasecuencia negativa en conjunto. La megasecuencia de estructuras marca el paso de zonas de "shoreface" superior (signos de oleaje y bioturbaciones) al "foreshore" (laminación cruzada muy tendida marcando al N.). indica la progradación del ambiente costero.

Sobre esta secuencia se sitúa una positiva, con nuevos signos de oleaje (ripples de oscilación de tamaño mediano) y aumento de la cantidad de pumitas.

Este tramo II es equivalente al que aflora en la Cuevas del Guincho. Entre los dos afloramientos está la emisión de las coladas basaníticas y tefríticas del Edificio Cardones, que ha cubierto la continuidad lateral de ambos. El tramo III comprende 9 m de hialoclastitas muy llamativas, indicando la llegada al mar de una colada basáltica que, hacia arriba, transita a estructuras "pahoehoe". Hay dos episodios volcánicos, separados por un intervalo marino (ripples de oscilación de tamaño grande).

. **Columnas en el Barranco del Caidero.** (Nº 8 y 9 en Fig. 2.17,A). Hacia el fondo del barranco se han levantado dos secciones. Con respecto a la columna del barranco del Cardón se sitúan aproximadamente a partir del tramo II, y la del margen derecho está sobre la que representa el fondo del barranco (Nº 8 Fig. 2.20).

De muro a techo, indican el paso de las arenas con tobas (con estratificaciones cruzadas) a los conglomerados y las arenas costeras, que hacia el NE. aumentan en su proporción de arenas. En medio, se encuentran niveles con aspecto volcánico. Lo que llama poderosamente la atención es que no aparecen las hialoclastitas.

En el margen derecho del barranco (columna 9 de la Fig. 2.20) y, situado sobre lo anterior, se observa una sucesión de materiales finos con estructuras de decantación y ripples de corriente o "climbing ripples", en todo caso de muy poca energía. Hacia techo, comienzan a verse niveles de piroclastos (escorias, bombas, pumitas, etc), con laminaciones indicando al NE. o al SO. Quizá indique retrabajamientos por el mar (direcciones al O.) de los materiales piroclásticos que lleguen a él, aunque esto requeriría un estudio más detallado. Lo que sí se observa es que más al este, lateralmente, desaparecen los finos y se engrosa el nivel piroclástico, que disminuye su tamaño de grano, mientras que aumentan las paleocorrientes al SO. en los finos.

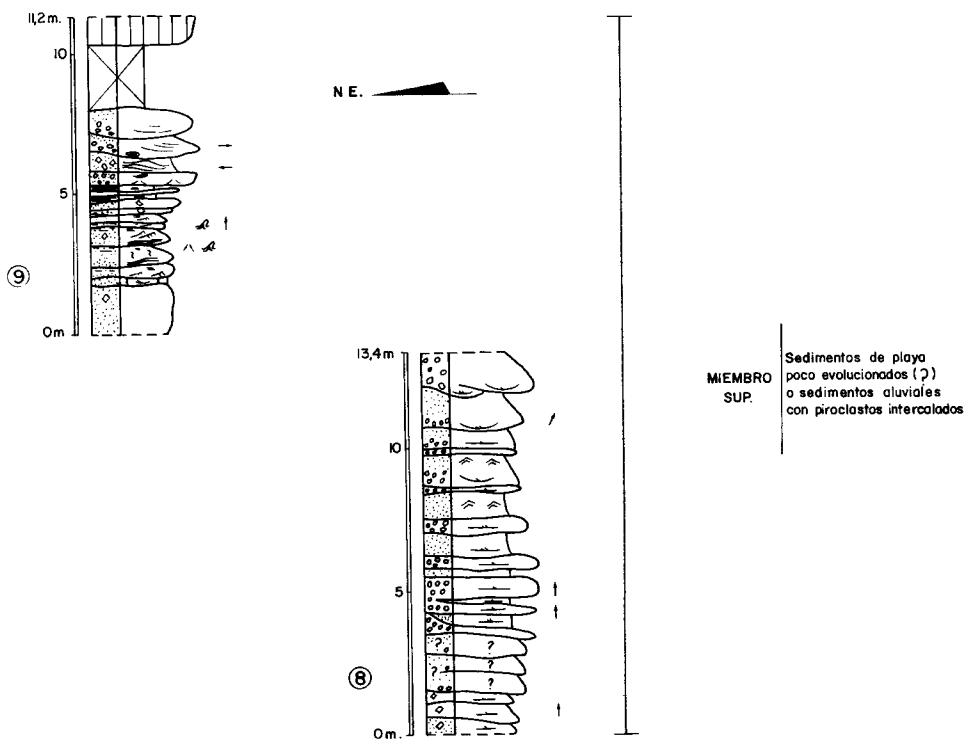


Fig. 2.20.- Columnas estratigráficas en el barranco del Caidero. Columna 9 en la margen derecha del barranco. Columna 8 en el fondo del mismo.

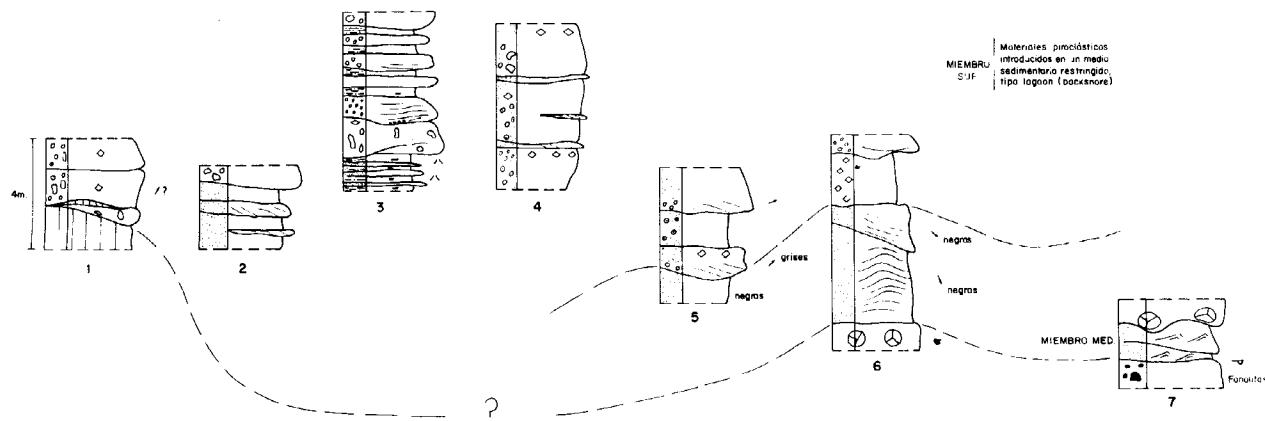


Fig. 2.21.- Columnas 1 a 7 del corte de la carretera del barranco de Tenoya a Cardones.
Las columnas son sólo aproximadas.

. **Corte de la carretera desde el barranco de Tenoya a Cardones.** Todos los cortes quedan situados en la Fig. 2.17, A. Subiendo por el camino de las canteras, la columna 7 de la Fig. 2.21 representa el nivel de cantos fonolíticos rubefactados y el nivel de arenas marinas, correlacionables al tramo II de la columna del Cardón, cubierta por hialoclastitas.

A techo de la colada se encuentran varios metros de arenas negras muy bien seleccionadas y con los granos pulidos (columnas 5 y 6 de la Fig. 2.21), que se disponen en estratificaciones cruzadas a gran escala apuntando al SE. Se interpretan como dunas que migran en este sentido. Estas arenas están compuestas por granos subredondeados de minerales ferromagnesianos y, en cantidades menores, de fragmentos líticos. Los minerales presentes son, mayoritariamente, clinopiroxeno y, en menor proporción, olivino, anfíbol y opacos. Los fragmentos líticos son, casi todos, de basaltos plagioclásicos hialopilíticos, que parecen corresponder a restos de las tobas hialoclastíticas del Roque Nublo que hay por la zona (barranco del Cardón).

La historia geológica que se deduce a partir de la correlación entre las columnas del barranco del Cardón, barranco del Caidero y del corte de la carretera, desde el barranco de Tenoya a Cardones, es la siguiente.

A partir del nivel de base marino, la historia se complica con la llegada de coladas basálticas al mar (coladas que no aparecen al NO. de la zona). Sobre ellas se instala un nuevo ambiente costero, representado por la playa de cantos y las dunas. Se trata de un mismo ambiente, con los conglomerados representando el "foreshore" y las dunas el "backshore". Los piroclastos se sitúan lateralmente sobre las dunas (también sobre la playa de cantos al NO.) y cabe pensar que entrarían en un "lagoon" situado a espaldas de las dunas, sobre pasando éstas, Fig. 2.17,B.

Sobre todo el conjunto se instala el miembro superior de la F.D.P.

. **Columna de San Juan de Dios.** (Nº 5 en Fig. 2.9). Se representa la columna levantada en la Fig. 2.14. A techo del miembro inferior se sitúa el nivel de color oscuro y con abundantes materiales volcánicos (cenizas y lapillis) intercalados entre las lutitas, presentando un color rojizo en superficie. Se observan cuerpos arenosos de pequeño espesor que están intercalados con los finos, con laminaciones debidas a ripples de oscilación, mientras que las lutitas presentan abundante bioturbación. El conjunto de estos materiales representa facies finas, pertenecientes a ambientes muy poco energéticos, probablemente de "offshore", al que comienzan a llegar materiales volcánicos ("debris flow") con matriz rubefactada en la base de la unidad superior. Lateralmente, en esta misma zona, el miembro superior se apoya discordante y concordantemente en las brechas Roque Nublo.

. Columna del Tívoli (Nº 6 en Fig. 2.9). (Entre Punta del Palo y El Cernícalo). En la Fig. 2.15 se representa la columna levantada.

El nivel de cantes fonolíticos rubefactados indica la base del miembro medio, que aquí está representado por arenas verdes con ripples de oscilación de larga longitud de onda, y con una potencia de aproximadamente dos metros.

. Columna del Polígono de Jinámar. (Nº 7 en Fig. 2.9). En la Fig. 2.16. Se representa la columna levantada. El miembro medio también comienza aquí con el nivel de cantes rubefactados. A continuación se encuentran depósitos volcánicos de aspecto brechoide con grandes cantes que, lateralmente, se identifica como brecha Roque Nublo, aunque el tránsito no se observa con claridad. Sobre él, aparece en primer lugar un material conglomerático con abundantes cantes fonolíticos, pero también otros basálticos y otros de la propia brecha, muchos de ellos, rubefactados. Por encima, tenemos secuencias de depósitos piroclásticos, aunque de lejos puedan parecer sedimentarios. Estos presentan granoselecciones positivas en los líticos (angulosos y otros con apariencia de bombas y escorias) y negativas en pumitas.

En resumen, el miembro medio comienza en su base con nivel de cantes fonolíticos rubefactados, con alto contenido fosilífero, en el que destaca una fauna de diferentes especies de moluscos. Encima se deposita un conjunto de materiales detríticos, con intercalaciones locales de materiales volcánicos primarios, principalmente coladas basálticas o a menudo con estructuras de "pillow-lava" en su base.

Los materiales sedimentarios están constituidos por detríticos finos (arenas, limos y arcillas) con gran variabilidad de estructuras, entre las que dominan estratificaciones cruzadas planares, ripples de oscilación, bioturbación variable, según las zonas, etc., caracterizando medios playeros, con ambientes de "foreshore" y "shoreface". Intercalados suele haber niveles de cantes subredondeados, de composición básica, que indican aportes de tierra que llegan a la costa. De estas facies de playa se pasa lateralmente a elementos más finos, arcillas y limos, con laminación paralela y bioturbación intensa, que representan ambientes de "offshore". Localmente hay niveles de arenas eólicas bien seleccionadas, que corresponden a dunas con paleocorrientes apuntando al SSE. (dunas de arenas blancas a la altura del km 4 de la autopista del sur, frente a la potabilizadora de Jinámar y dunas de arenas negras junto a la carretera de Tenoya a Cardones).

En relación al contenido faunístico que aparece en el nivel sedimentario marino de la base del miembro, son muchos los investigadores que se han ocupado de su descripción y clasificación, sobre todo durante el siglo pasado. Desgraciadamente, el desarrollo urbanístico de la ciudad de Las Palmas ha dañado y ocultado muchos afloramientos tradicionales, en donde estaba ampliamente expuesta la fauna de estos depósitos.

Nombrados los fósiles de estos depósitos por L. VON BUCH en 1825 y por P. BARKER WEBB y S. BERTHELOT en 1839, son visitados más tarde por G. HARTUNG y Ch. LYELL en 1854. LYELL recolectó sesenta y dos especies: *Clypeaster altus*, *Spondylus mediterraneum*, LYELL (1855). Esta colección se encuentra en el Museo Británico y de ella, I. CO-CEHI en 1864 publica dos especies nuevas de peces *Pharyngodopilus africanus* y *Pharyngodopilus canariensis*. J.K. MAYER en 1868 publica una especie nueva procedente de estos depósitos de Las Palmas (*Pectunculus insolitus*). Pero el estudio paleontológico más importante se debe a V. SIMONELLI realizado sobre los fósiles recogidos por A. ROTHPLETZ en 1887 (ochenta especies) y sobre los que estaban en el Museo de Historia Natural de Las Palmas (trece especies). Dan a conocer, ROTHPLETZ y SIMONELLI (1890), diez especies nuevas (*Trochoyatus cuculliformis*, *Peristermia atlántica*, *Marginella augustiforis*, *Olivella chili*, *Cenolobia hemisférica*), y un género nuevo (el de *Rothpletzia rudista*). MARTEL SANGIL en 1952 publica una lista de ventiuna especies, pero a juzgar por las ilustraciones fotográficas, trece de ellas son, con certeza, cuaternarias y de las restantes sólo tres (*Cassis crumena*, *Cerithium multigranulatum*, *Vermetus melendezii*) son, con toda probabilidad, del Terciario de Las Palmas. MECO (1975, 1977, 1981, 1982, 1983) revisa algunas especies. Otros fósiles, muy característicos de estos depósitos son: *Nerita emiliana* Mayer, *Mitrularia semicanalis* Bronn, *Strombus coronatus* Defrance, *Palliolum excisum* (Bronn), *Chlamys latissima* (Brocchi), *Chlamys pesfelis* (Linné), *Hinnites ercolanianus* Cocconi, *Gryphaea virleti* (Deshayes) (= *Ostrea chili*), *Lucina leonina* (Basterot), *Oxyrhina plicatilis* Agasiz y *Galeocerdo cf. egertoni* Agasiz.

La edad de estos depósitos fue atribuida por LYELL (op.cit.) al Mioceno superior y por ROTHPLETZ y SIMONELLI (op.cit.) al Mioceno medio. El estudio micropaleontológico de ANGUITA y RAMIREZ DEL POZO (1974), los sitúa entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior. LIETZ y SCHMINCKE (1975) por dataciones K/Ar en las coladas basálticas, obtienen una edad alrededor de los 4,3 m.a. (Plioceno inferior). MECO (1977) y MECO y STEARNS (1981) correlacionan, por el contenido faunístico, estos depósitos marinos de Gran Canaria con los de Fuerteventura y Lanzarote, en donde se confirma, por otras dataciones K/Ar de lavas asociadas a los depósitos, una edad algo superior a los 4 m.a. y, por lo tanto, Plioceno inferior.

2.4.1.3.- *Miembro superior. (Arenas, conglomerados, fanglomerados y "debris-flows".* (26)

La extensión superficial del miembro superior es la más amplia, formando una plataforma suavemente inclinada hacia el mar, que constituye todo este sector nororiental. Ha sido excavado, posteriormente, por la red hidrográfica actual y los depósitos están cubiertos, sólo en parte, por las manifestaciones volcánicas del Ciclo Post Roque Nublo. El resultado es que, actualmente aflora en la parte de los tableros, como relíctos de la suave superficie que cubrió las partes bajas de la isla.

La individualización de un tercer miembro dentro de la F.D.P. tiene como objetivo delimitar las condiciones marinas de deposición (característica principal del miembro medio) de las que parecen ya totalmente continentales, que corresponderían al miembro superior. El tránsito entre uno y otros es prácticamente gradual. Para interpretar los procesos que dieron lugar a uno y otro, es más recomendable hacer un tratamiento conjunto de ambos.

Está constituido, masivamente, por depósitos volcanoclásticos de detriticos gruesos (conglomerados), arenas, y depósitos epiclásticos ("mud flows y debris flows") todos interdigitados. Dada la diversidad de densidades en los "debris" volcanoclásticos (debido principalmente al variable grado de vesiculación de los fragmentos juveniles y a la variable composición de los líticos), y a los efectos del "sorting" hidráulico, estos depósitos tienen una clasificación bastante pobre, desde luego mucho menor que si procedieran de detritus terrígenos no volcánicos. Generalmente son depósitos caóticos, aunque con algo de estratificación grosera subhorizontal. Se observan alineaciones de cantes, principalmente de basanitas, tefritas y basaltos, pertenecientes a facies volcánicas de los episodios lávicos del Ciclo Roque Nublo, y, en menor, proporción, fonolitas verdosas. En conjunto la heterometria es alta, con fragmentos redondeados (en las facies sedimentarias) y subredondeados (facies de "mud y debris flow" de tamaño medio entre 15 y 25 cm; los mayores tamaños suelen corresponder a las fonolitas (hasta 1 m.) La matriz es arenosa y bastante compactada, pero a veces prácticamente ausente o en proporción muy subordinada, dando como resultado un auténtico conglomerado granoportado. En ella aparecen fragmentos juveniles, pero en proporción baja.

Es frecuente que también englobados en los depósitos aparezcan coladas de lava muy fragmentadas debido al arrastre sufrido. Asimismo, intercalados en ellos hay coladas basaníticas y tefritas, así como mantos de la brecha Roque Nublo, que indican que la actividad volcánica era simultánea a la génesis de estos depósitos. En algunos puntos aparecen pequeños niveles piroclásticos (lapillis, principalmente) que se intercalan con los episodios volcanoclásticos.

Hay fenómenos de encalchamiento afectando moderadamente al conjunto de los depósitos.

La potencia máxima visible de estos depósitos oscila entre 80 y 130 m. Para observar las características de estos materiales, se han levantado una serie de columnas estratigráficas, cuya situación aparece también en la Fig. 2.9.

Lomo de La Palmita. (Nº 9 en Fig. 2.9). La columna se ha levantado en la ladera norte del lomo, al este del cementerio de Bañaderos.

La base de los sedimentos se encuentra a cota 100 m sobre la brecha Roque Nublo.

En la base hay unos 2 m de cenizas y limos con niveles intensamente bioturbados intercalados con conglomerados que presentan estratificaciones cruzadas en surco. Los niveles finos pueden pertenecer a ambientes costeros protegidos, como parece indicar la presencia de rodolitos (algas calcáreas). Los niveles de conglomerados se depositan en ambientes aluviales, sistemas definidos hacia el norte, continuándose hacia la parte superior del cerro este mismo tipo de depósitos.

. **Columna de barranco Seco.** (Nº 3 en la Fig. 2.9). En la Fig. 2.11 se representa la columna levantada. Está formado por secuencias positivas en conglomerados, de cantos básicos, con retazos de arenas con laminación debida a ripples de oscilación, más abundantes hacia el muro de la unidad. En los niveles conglomeráticos, las direcciones de paleocorrientes apuntan al E. Estas características indican la retirada gradual del mar y la instalación de materiales continentales y volcánicos. En esta columna parece totalmente sedimentario.

. **Corte de la carretera desde el barranco de Tenoya a Cardones.** A techo del miembro medio se encuentran materiales piroclásticos (comienzo del miembro superior) que se engrosan hacia el NE. (columnas 1 a 6 de la Fig. 2.21). Se interpretan como materiales volcánicos por la naturaleza de la "matriz", la presencia de porosidad y de gran cantidad de pumitas y por la naturaleza de los líticos. En todo caso, funcionan como turbiditas (bases canalizadas, disminución del tamaño de grano al NE., cantos flotando en la "matriz" que llegan a un medio restringido, representado por limos y arcillas con laminación paralela y estructuras de deformación.

. **Columna del barranco del Cardón.** (Nº 10 en Fig. 2.17, A). En la Fig. 2.13 se representa la columna levantada. A techo del tramo III de la columna se encuentra el tramo IV, constituido por niveles de conglomerados y arenas interdigitadas. Las arenas presentan estratificaciones cruzadas planares y ripples, mientras que los conglomerados se sitúan según estratificaciones planares muy tendidas.

Dada la presencia de arena entre los cantos, es dudosa su pertenencia a un medio costero, aunque no improbable (se hayan inmediatamente sobre "pillow lavas"), y, quizá, se trate de sedimentos de playa muy poco evolucionados, pertenecientes al tránsito entre el miembro medio y el superior. Por otro lado podrían ser sedimentos aluviales pertenecientes al miembro superior de la F.D.P.

Sobre los cantos, hay 1,5 m de arenas negras bien seleccionadas y muy quemadas por la colada basáltica que se superpone.

. **Columna de San Juan de Dios.** (Nº 5 en Fig. 2.9). En la Fig. 2.14 se representa la columna levantada. El miembro superior, apoyado directamente sobre el miembro medio, está representado en su parte inferior por depósitos de "debris flows", intercalados

entre niveles lutíticos con laminación paralela. A techo, se observan secuencias positivas en los conglomerados, con estratificación cruzada en surco y con superficies erosivas importantes.

Una forma clara de entender el origen y significado del conjunto de facies que aparecen dentro del miembro medio y superior de la F.D.P. es, sin duda, esquematizando el proceso global que tiene lugar desde comienzos del Ciclo Roque Nublo.

Como se demuestra por abundantes datos, tanto estructurales como cartográficos, la emisión del ciclo tuvo lugar a partir de un gran estratovolcán cuyo centro geométrico estuvo en la zona norte de Los Llanos de la Pez. Es sabido que un edificio de este tipo presenta periodos de reposo eruptivo durante los cuales se desarrollan los procesos epiclásticos superficiales normales: erosión, transporte y redeposición. Estos procesos han constituido un episodio importante en la actividad del ciclo, y, por tanto, los sedimentos volcanoclásticos representan un grupo de facies significativas y están íntimamente ligados con las facies volcánicas primarias. La destrucción de la vegetación, causada sobre todo por las emisiones de las brechas del Roque Nublo (comprobado por la presencia de restos de troncos en varios lugares de la isla), fue un factor favorable a que los ratios de erosión fueran altos y provocasen los potentes depósitos volcanoclásticos. La actividad de los principales agentes de erosión subaérea parecen estar acelerados en respuesta directa a la actividad eruptiva.

Del análisis de las diversas facies que constituyen los depósitos, se deduce que, una parte importante de ellos tuvo un transporte en régimen viscoso (fluído acuoso cohesivo). Lo que resulta difícil de determinar es la naturaleza del proceso que suministra los detritus volcánicos. Hay que admitir que en el caso presente, el origen es esencialmente epiclástico (retrabajamiento epiclástico, colapso gravitacional, etc.) aunque no hay que desestimar la actividad piroclástica subaérea, sobre todo, a la vista de la existencia de pequeños niveles claramente piroclásticos intercalados entre los epiclásticos y sedimentarios. Según estos dos procesos, los "debris" llegan al agua y son redepositados subacuosamente por fenómenos de "mass-flow".

Como causas principales para que se desaten los procesos epiclásticos del Roque Nublo hay que señalar las fuertes pendientes, obviamente inestables, que imperaron durante la construcción del estratovolcán y que, junto a la posible sismicidad asociada, provocaron deslizamientos y colapsos gravitacionales a gran escala. El material volcánico se transportó fácilmente hacia el mar generando altas concentraciones de "debris-flows" heterolíticos mucho más heterogéneos que los equivalentes laterales de las coladas piroclásticas primarias.

Finalmente, en las Fig. 2.22 y 2.23 se representa una columna estratigráfica sintética conjunta de los tres miembros de la Formación detrítica de Las Palmas, ambas, en este

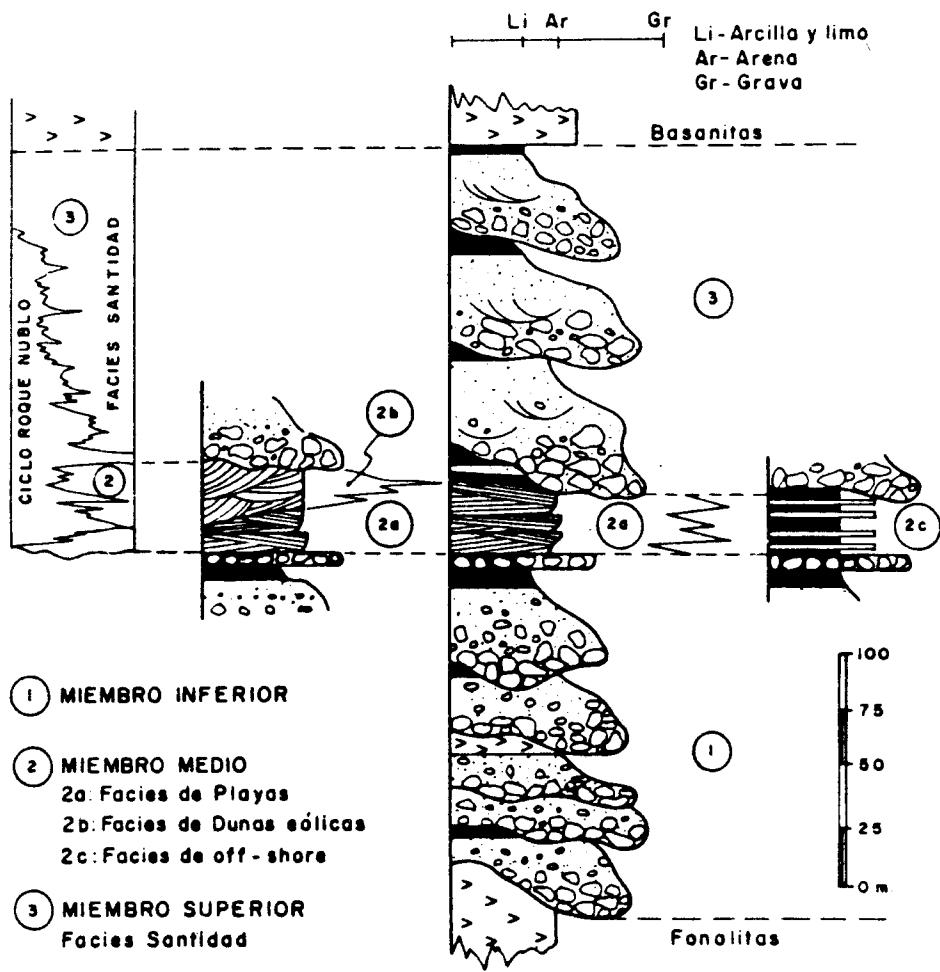


Fig. 2.22.- Columna estratigráfica sintética de la F.D.P. en el sector NE. según GABALDON et al. (1989).

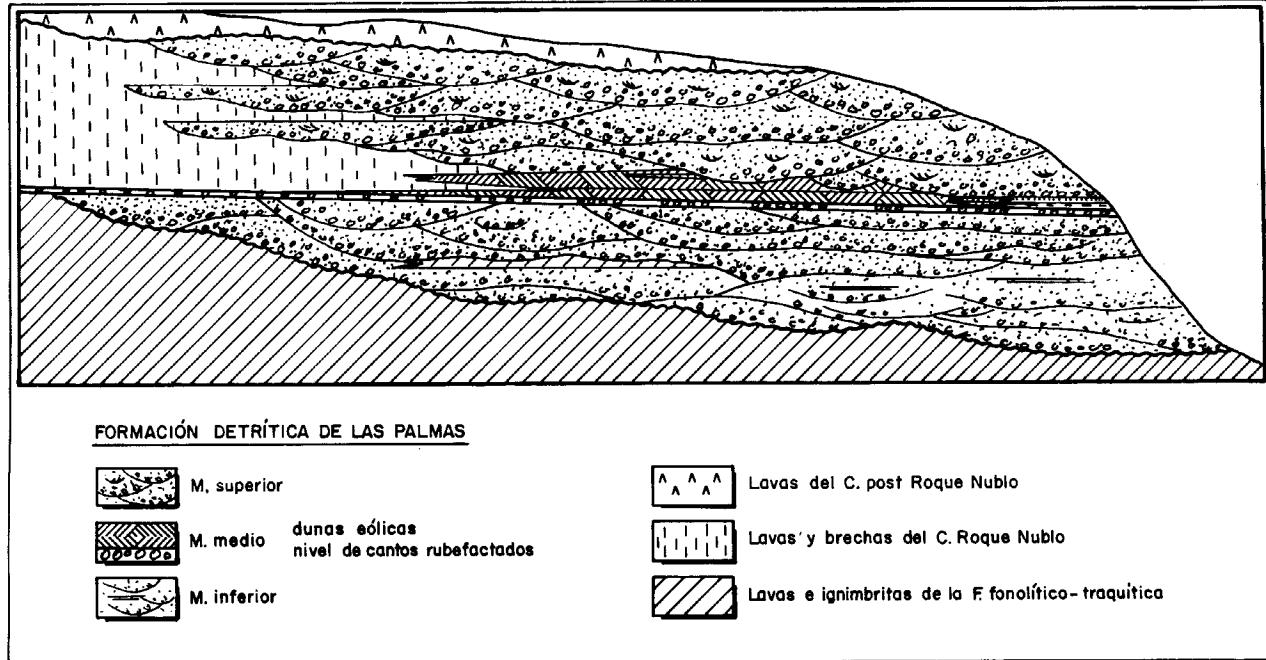


Fig. 2.23.- Esquema de facies y evolución sedimentológica de la F.D.P. en el sector de la isla. Según GABALDON et al. (1989).

área NE, así como un esquema de sus facies y evolución sedimentológica, tomadas de GABALDON et al. (1989).

2.4.2.- Área del sur (Maspalomas).

La Formación detrítica de Las Palmas en el área meridional de la isla tiene una extensión superficial mucho más reducida que en el sector nororiental. Se extiende desde las inmediaciones de Puerto Rico (zona suroccidental) hasta prácticamente el barranco de Maspalomas, Fig. 2.24. Estratigráficamente se sitúa al techo de las últimas emisiones volcánicas miocenas (mayoritariamente materiales de la formación fonolítico-traquítica). Morfológicamente forman los tableros que suavemente buzan hacia la costa sur.

En este área se han distinguido dos miembros, inferior y superior, estando ausente el miembro medio definido en el área nororiental.

2.4.2.1.- *Miembro inferior. Arenas y conglomerados predominantemente fonolíticos.* (15)

Globalmente se extienden desde las proximidades de Puerto Rico (en el oeste) hasta la Playa del Hornillo (en el este). Esta unidad sedimentaria aflora en las partes topográficamente más elevadas. Estratigráficamente se sitúa al techo de la formación fonolítica aunque en algunos puntos se han observado lentejones de tobas pumíticas entre los primeros niveles conglomeráticos, al igual que en el sector NE. de la isla. Estos hechos, unidos a las dataciones, infieren una edad para esta unidad comprendida entre 9.6 y 5 m.a, edad correspondiente al período de inactividad volcánica existente entre el Ciclo I y las primeras emisiones del Ciclo Roque Nublo. Tanto por estas características, como por la naturaleza del depósito, se puede hacer equivalente al miembro inferior de la Formación detrítica de Las Palmas del área NE.

El techo de estos materiales (en los pocos lugares en que se observa) está constituido por lavas y brechas del Ciclo Roque Nublo. En otros puntos aparece el miembro superior. Sólo localmente el contacto entre ambos miembros viene marcado por un nivel rubefactado que puede llegar a tener 1 m de potencia.

Se trata de depósitos muy heterométricos que pueden corresponder a un medio de alta energía de tipo abanico aluvial. La sedimentación tiene lugar en los canales fundamentalmente, por migración de megarripples y barras en épocas de crecidas, no observándose depósitos de llanura de inundación. Dada la poca madurez del sedimento y la abundante intercalación de episodios volcánicos de la formación fonolítico-traquíctica se puede hablar de que pertenecen a los primeros estadios del funcionamiento de un sistema aluvial, cuyas fases posteriores se encuentran en la zona de Maspalomas, iniciando así una progradación hacia el E. En la zona de Las Palmas, la secuencia sedimentaria es

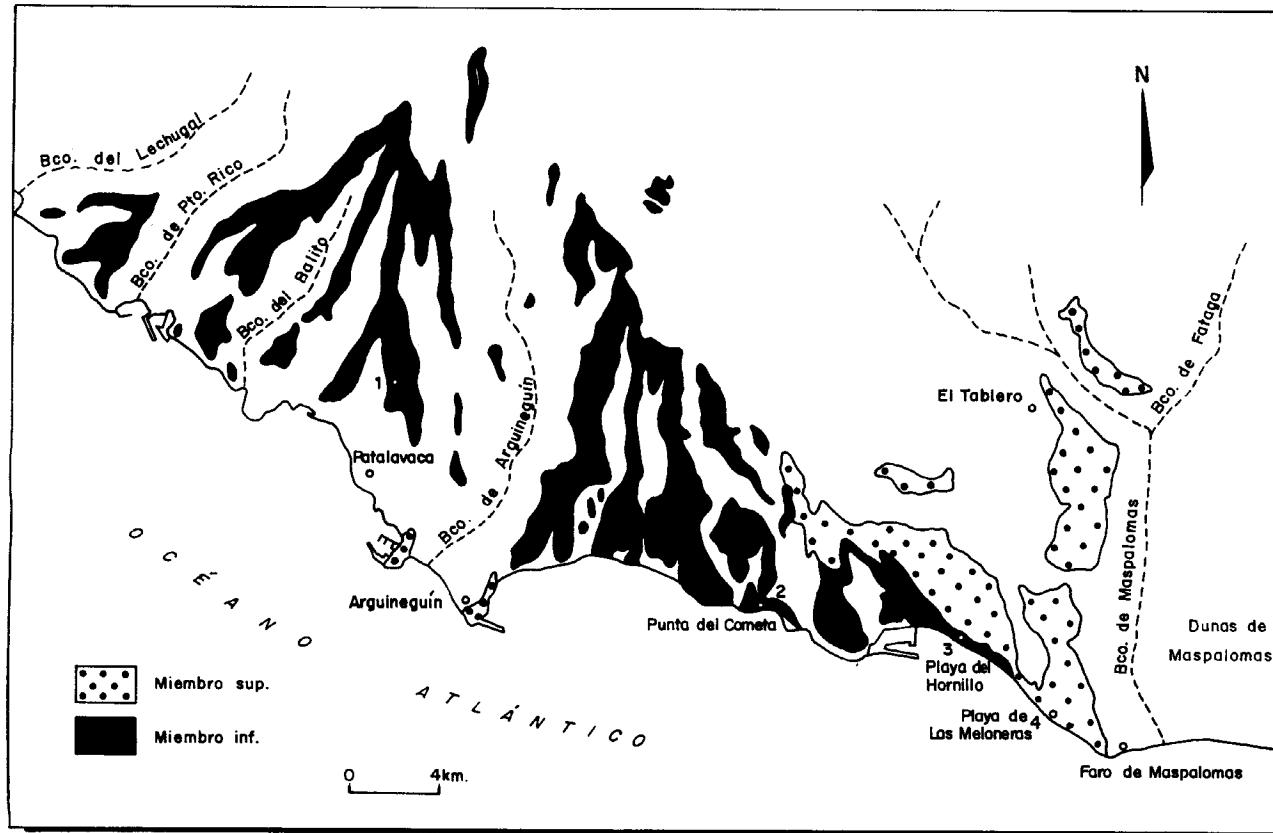


Fig. 2.24.- Distribución de los afloramientos de la F.D.P. en el sector de la isla.

más completa, ya que existen pequeñas intercalaciones de niveles marinos que no han sido observados en éstas.

En el sector occidental de Arguineguín estos materiales ocupan la parte alta de una zona deprimida que, al ser cortada por la red actual de barrancos, presenta en planta un aspecto digitado, apuntando hacia el N. Esto coincide con la dirección predominantemente de los aportes. Es en estas laderas de los barrancos donde se pueden observar los mejores cortes, ya que las superficies interbarrancos están bastante peneplanizadas y, en algunos casos, se ha desarrollado un canturral propio de la degradación de estos materiales.

La base de esta unidad suele tener carácter erosivo y, con frecuencia, presenta formas canalizadas. En general, el buzamiento es constante y suave (siempre inferior a 10° hacia el sur).

La composición de los cantes es fundamentalmente fonolítica, aunque también se encuentran cantes traquíticos, sieníticos y escasos basaltos. La presencia de cantes sieníticos indica un desmantelamiento muy considerable de las zonas centrales de la isla, previo a la deposición de estos conglomerados. El material es muy heterométrico (desde 1 cm hasta 40 cm), si bien los tamaños más frecuentes se sitúan en torno a los 12-18 cm. Los cantes se disponen en contacto unos con otros sin que exista matriz. A veces se observan imbricaciones y orientaciones de cantes que marcan direcciones norteadas; sin embargo, no existe una estratificación muy definida.

Individualmente, los afloramientos de esta unidad, que a continuación se describen, presentan características bastante uniformes.

. En la **Montaña de la Llamadera**, zona comprendida entre los barrancos del Lechugal y Puerto Rico, en su parte terminal, estos materiales presentan una potencia variable entre 10 y 45 m. En la parte sur de este afloramiento se observan secuencias granocrecientes, con potencias de 4-5 m, en las cuales los tamaños más finos (1-2 cm) se sitúan en la base, mientras que en la parte media-alta la granulometría media es de 10-12 cm, aunque aisladamente algunos cantes llegan hasta 20-30 cm.

. En el **Lomo de la Tabaiba**, en la ladera este del barranco de Puerto Rico, se observa una intercalación de tobas pumíticas en la parte inferior de los conglomerados fonolíticos. En esta zona, la granulometría media es de 15-20 cm, aunque existen hiladas de cantes de tamaños en torno a 3-4 cm, que alternan con capas de mayor granulometría en las cuales algunos bolos llegan hasta 60 cm. Asimismo, se observa que los cantes presentan una orientación según una dirección N25-30° E. La potencia visible es del orden de 50 m.

. En el **Lomo de los Inciensos**, la base de esta unidad presenta formas erosivas y en ocasiones auténticas canalizaciones que provocan frecuentes cambios en la potencia de la serie, llegando a ser superior a 70 m.

En este área se han levantado también una serie de columnas estratigráficas en lugares convenientes, para apreciar mejor las características sedimentológicas de estos depósitos, habiéndose indicado su localización en la Fig. 2.24.

. **Columna en la zona norte de Patalavaca**, (Nº 1 en Fig. 2.24). Se ha efectuado un corte detallado, representando en la Fig. 2.25 en el que se han distinguido tres tramos: El tramo I, de tipo conglomerático, está constituido por secuencias positivas, con cantos subangulosos de naturaleza casi exclusivamente fonolítica y bases erosivas. Tiene estratificaciones cruzadas que indican al S. El depósito ha tenido lugar, sin duda, en los cañales de un medio aluvial y, el poco redondeamiento de los cantos parece indicar proximidad al área que se está desmantelando.

El tramo II está representado por brechas y tobas fonolíticas y constituye un intervalo volcánico.

A techo se sitúa el tramo III, constituido nuevamente por conglomerados fonolíticos de origen aluvial, pero más evolucionados que los del primer tramo.

En conjunto se trata de una secuencia típica del Miembro inferior de la Formación detrítica de Las Palmas, desde la parte más baja, en que el sistema aluvial está poco desarrollado, hasta los sedimentos aluviales más evolucionados, después del intervalo volcánico.

En el **Lomo de las Toscas** se hace patente la gran heterometría de estos materiales, ya que mientras en la base hay niveles de limos grises que alternan con margas finas, en la parte alta hay bloques de hasta 1 m de diámetro. Esto da idea de la gran energía del medio de transporte. La estratificación es gruesa, aunque en ocasiones se observan imbricaciones de cantos que marcan direcciones radiales hacia el exterior de la isla.

El pequeño afloramiento de los **Pontones de la Huertecilla** es el más septentrional de los descritos en este sector y está constituido por 15 m de conglomerados fonolíticos bien estratificados, situados al muro de la brecha Roque Nublo. Estos materiales se encuentran en el escarpe occidental del barranco de Arguineguín y dan idea del gran encajamiento que ha sufrido este barranco posteriormente (superior a 250 m).

En el km. 71 de la carretera C-812 se ha observado un "canal" muy encajado en ignimbritas. Las paredes laterales son muy verticales, pudiendo pensarse en una falla, pero se descarta esta idea ya que, siguiendo lateralmente el afloramiento, se puede con-

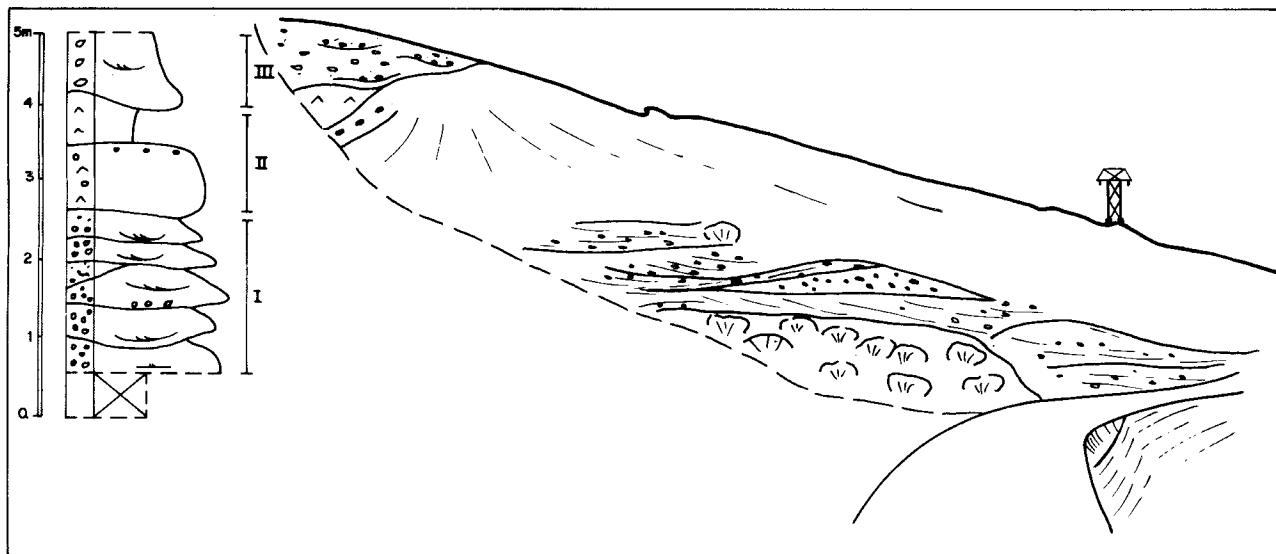


Fig. 2.25.- Corte y columna estratigráfica en Patalavaca.

tinuar la parte inferior del canal. El relleno es de materiales finos de origen volcánico en la base con laminaciones, y conglomerados fonolíticos de cantos angulosos a techo, masivos y con bases planares. Su interpretación es dudosa, pero cabe atribuirle un origen volcánico: flujos piroclásticos en la base y volcánicos a techo.

. **Columna en la Playa de la Punta del Cometa.** (Nº 2 en Fig. 2.24). La columna se ha representado en la Fig. 2.26. En general, presenta una secuencia típica de sedimentos conglomeráticos aluviales en facies canalizadas, ésto es: secuencias positivas con bases erosivas (canalizadas), cantos redondeados-subredondeados, imbricación de cantos y estratificación cruzada en surco a gran escala.

En este corte se encuentran conglomerados fonolíticos con cantos decimétricos, aunque con buena selección y matriz arenosa.

Las paleocorrientes marcan al SE., indicando así el funcionamiento del sistema aluvial.

Intercaladas entre los conglomerados, aparecen lentejones de "ash-flow" fonolíticos, así como pequeños afloramientos de arenas de origen marino, todo cubierto por arenas eólicas adosadas (actuales) en la pared de dirección NO.-SE. (lateralmente a la columna descrita).

Un corte característico de los sedimentos finos de sedimentación costera se representa en la Fig. 2.27. Se trata de secuencias positivas con bases erosivas, que pasan de microconglomerados a arenas con ripples de oscilación y a arcillas muy bioturbadas con estructuras de deformación. Todo el sedimento presenta gran cantidad de cristales de sal. Cabe interpretarlos como sedimentos de medio costero restringido, al que periódicamente llegan partículas más gruesas en épocas de mayor energía.

Dada la posición de estos lentejones, se encajan en un esquema de "fan deltas", en el que las facies de canal representan las partes proximales del sistema aluvial que, en sus partes más distales, llegan al mar, pudiendo presentar algunos intervalos costeros tipo lagoon-charcas, de menor entidad en este caso.

. **Columna de la Playa del Hornillo** (Nº 3 en Fig. 2.24). Un corte paralelo a la costa presenta el contacto entre el miembro inferior y el superior de la F.D.P., según se refleja en la Fig. 2.28. Se distinguen varios tramos:

. Tramo I.- Representa el miembro inferior. Son conglomerados fonolíticos con cicatrizes erosivas, secuencias positivas, estratificaciones cruzadas marcando al S. y cantos redondeados-subredondeados. En general, el sistema muestra una clara progradación al SE.

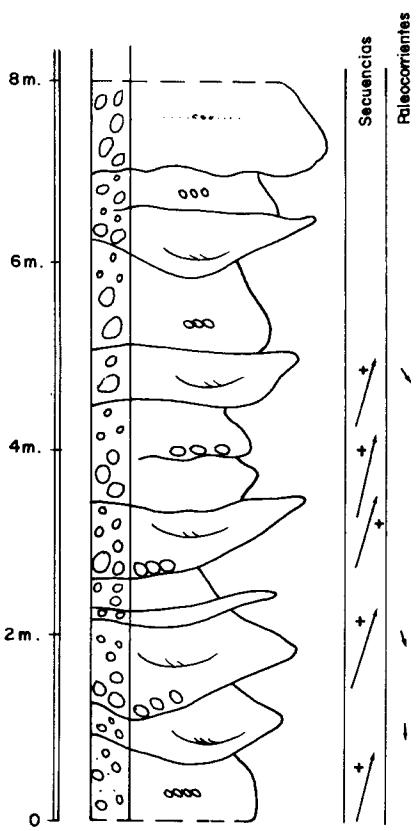
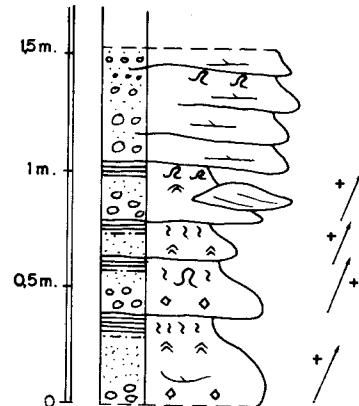


Fig. 2.26.- Columna estratigráfica representativa de la playa de la Punta del Cometa.

Fig. 2.27.- Columna estratigráfica en los sedimentos de la playa de la Punta del Cometa.



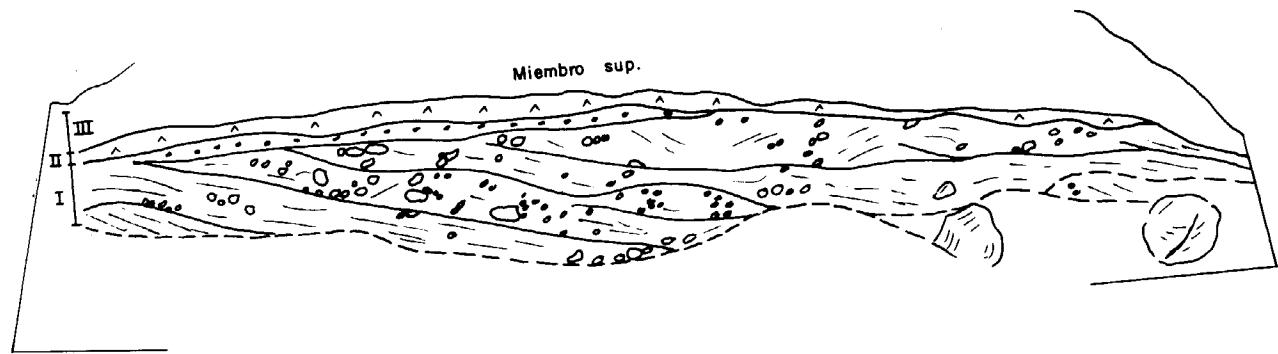


Fig. 2.28.- Panel de la playa del Hornillo.

A techo se encuentra un nivel de cantes de menor tamaño, igualmente redondeados, que presentan, puntualmente, la coloración rojiza típica del nivel rubefactado.

. Tramo II.- Capa de materiales piroclásticos con base plana que representan un flujo piroclástico donde los líticos son de naturaleza fonolítica.

. Tramo III.- Este tramo pertenece ya al miembro superior de la Formación detrítica de Las Palmas: conglomerados basálticos aluviales en clara progradación al SE.

Se encuentran en esta playa abundantes dunas adosadas que se caracterizan por el acusado buzamiento de sus láminas, paralelo a la superficie topográfica.

La historia sedimentaria de la zona está marcada por el funcionamiento del mismo sistema aluvial a lo largo del tiempo, en clara prolongación hacia el este. Este sistema está representado por facies de canal (conglomerados con bases canalizadas, secuencias positivas y estratificaciones cruzadas en surco) en la cual la sedimentación se produce por la migración de barras y megarripples en los canales durante las épocas de lluvias. No se conservarían facies de llanura de inundación posiblemente por el alto poder erosivo de las facies canalizadas. Las partes frontales de los abanicos pueden mostrar sedimentación costera, lo que evidencia la llegada de los abanicos al mar.

La presencia del nivel rubefactado a techo de la unidad evidencia un parón en la sedimentación. Su perfil irregular puede venir dado por el poder erosivo del miembro superior.

Es de destacar en este área del sur la ausencia del miembro medio de la F.D.P., de sedimentación, fundamentalmente marina. Si se admite la subida del mar de edad pliocena inferior, como generalizada en la isla, cabe la posibilidad de su posterior erosión, o bien que el potencial sedimentario del miembro superior fuera mayor en esta zona y "camuflara" la subida marina. Sería en este caso mayor la velocidad de sedimentación del miembro superior que la velocidad de subida del nivel del mar.

2.4.2.2.- Miembro superior. Arenas, conglomerados, fanglomerados y "debris-flows". (26)

Esta unidad aparece representada únicamente en el sector comprendido desde las proximidades de Pasito Blanco (al O.) hasta el barranco de Fataga (al E.).

En la mayoría de los casos se sitúa al techo de los conglomerados fonolíticos que constituyen el miembro inferior, resultando algo complicado establecer su muro, ya que no existe un marcado contraste litológico entre ambas unidades. En la zona oriental, sin embargo, al existir coladas nefeliníticas del Ciclo Roque Nublo entre ambos miem-

bros, su separación es por tanto muy clara.

Está constituido por conglomerados heterométricos con tamaños comprendidos entre unos pocos centímetros, 8-10 cm, y 60-70 cm. La naturaleza de los cantos es diversa (basaltos, basanitas, tefritas, fonolitas). La presencia de basanitas y tefritas es muy importante para determinar su edad estratigráfica, ya que estos materiales están ausentes en el Ciclo I y sí son característicos del Ciclo Roque Nublo.

Hay que resaltar también que los afloramientos no son muy buenos ya que presentan escasa compactación y constituyen relieves suaves, habiéndose realizado como corte tipo el de la costa entre las playas de Las Meloneras y de Las Mujeres.

. **Columna de la playa de Las Meloneras.**- (Nº 4 en Fig. 2.24). Comenzando el corte desde la playa de las Meloneras hacia Maspalomas (situada al SE.), se encuentra representada esta unidad, cuyas características cambian de NO. a SE. En la Fig. 2.29 se ha representado la columna estratigráfica y un panel representativo de la playa (realizado en dirección N120° E.). De muro a techo se han distinguido tres tramos.

. Tramo I: Microconglomerados (tamaño de 10-15 cm), con cantos subredondeados y bien seleccionados de rocas básicas.

Se organizan en secuencias positivas con bases erosivas que constituyen surcos de 5 m de ancho. También aparecen formas más complejas, siempre con bases erosivas y secuencias positivas, aunque las estructuras sean más complejas.

En cualquier caso, se trata de un ambiente aluvial en facies de canal en el cual el relleno se produce por migración de megarripples (formas sencillas) o barras (formas complejas).

. Tramo II: Separado del anterior por una superficie erosiva, está formado por depósitos sedimentarios y piroclásticos intercalados, con dominio de los primeros.

Los depósitos sedimentarios están representados por conglomerados (60 cm de centímetro), con cantos básicos subredondeados, cicatrizes erosivas y pobre organización interna. Se distinguen lineaciones de cantos o estratificaciones cruzadas en surco a gran escala, marcando paecorrientes al SSE.

Los lentejones de depósitos piroclásticos presentan características peculiares: relación matriz/líticos alta, matriz de aspecto cinerítico con abundantes restos pumíticos y cristales de piroxeno y anfíboles, laminaciones difusas y alta litificación. Los líticos de la base suelen ser subangulosos, de pequeño tamaño, mientras que a techo pueden presentar cantos redondeados de tamaño más grande, soportados por la matriz.

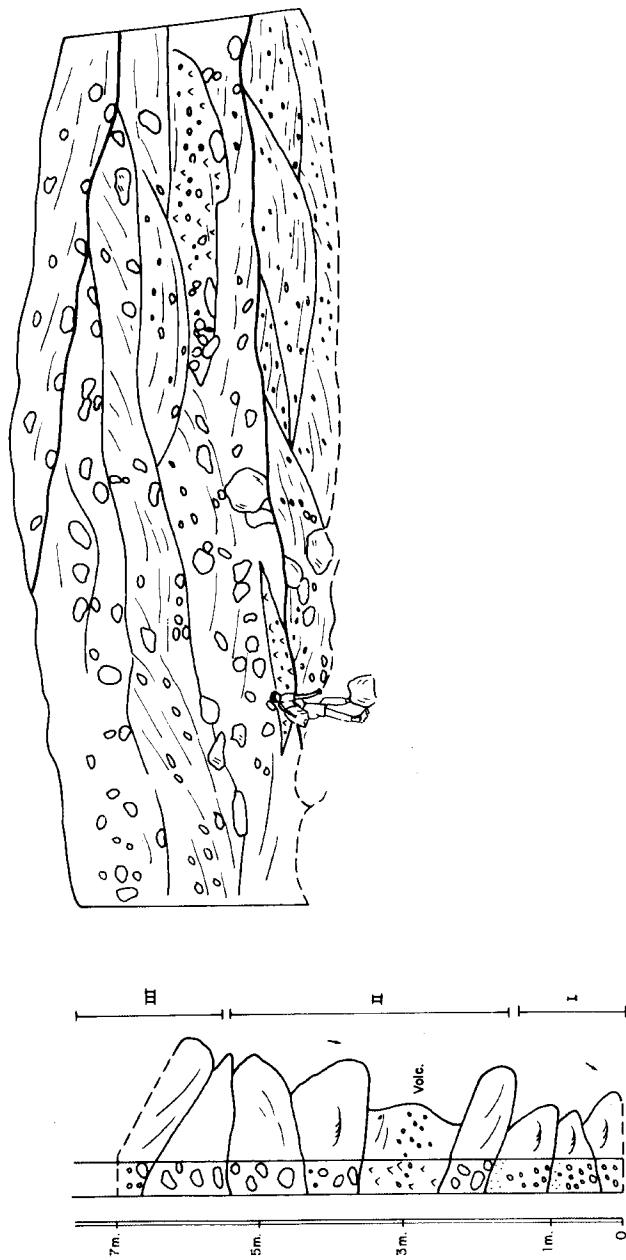


Fig. 2.29.- Columna estratigráfica y panel n° 1 de la playa de Las Meloneras.

. Tramo III.- Como montera de todo, se sitúa un tramo conglomerático más compactado, con costra calcárea, de génesis más reciente (retrabajamiento de lo anterior).

El panel nº 2 de la playa de Las Meloneras, realizado en dirección N10° E (Fig. 2.30) representa la parte central del corte de Las Meloneras y, según su dirección, presenta la evolución longitudinal de las unidades ya descritas en el panel Nº 1 de la Fig. 2.29. Se diferencian cuatro tramos:

. Tramo I: Sedimentos conglomeráticos de naturaleza básica con cantos subredondeados. Secuencias positivas con bases erosivas y estratificaciones cruzadas marcando direcciones paralelas al corte (N-S). Hay tramos donde se observa imbricación de cantos.

. Tramo II. De forma irregular, a techo de los conglomerados, se encuentra un nivel de 20 cm de potencia. Se trata de arenas finas-muy finas con restos de ripples casi totalmente destruidos por una intensa bioturbación.

A techo, la bioturbación es horizontal, lo que indica que se trata de un medio muy poco energético, muy tranquilo. Otra característica importante es la gran cantidad de cristales de sal que se encuentran entre las arenas.

Las características de este nivel apuntan a un medio restringido con poca extensión lateral, asociado a la costa. Quizá una especie de "charco" sometido a una evaporación importante, con sedimentación de finos y mucha bioturbación.

. Tramo III.- Depósitos piroclásticos poco densos (líticos escasos). La matriz es similar a la descrita en el tramo II del panel anterior (nº 1).

. Tramo IV.- Brecha Roque Nublo, que constituye el techo de la columna.

Paralelamente a la playa y estratigráficamente por debajo del panel 2, se encuentra un nivel arenoso con estratificación cruzada a gran escala, interpretado como depósitos de dunas.

Se sitúa a techo de conglomerados exclusivamente fonolítico-ignimbíticos angulosos, de centímetro 10-15 cm y estratificación cruzada difusa. Tiene muy poca extensión lateral, por lo que no se puede determinar su edad.

Lo que propiamente es la duna, presenta una forma lenticular, Fig. 2.31, con unos 3 m de alto y 15 de ancho. La arena está muy bien seleccionada aunque hay algún canto disperso muy redondeado. La estratificación cruzada marca la migración del cuerpo al NE.

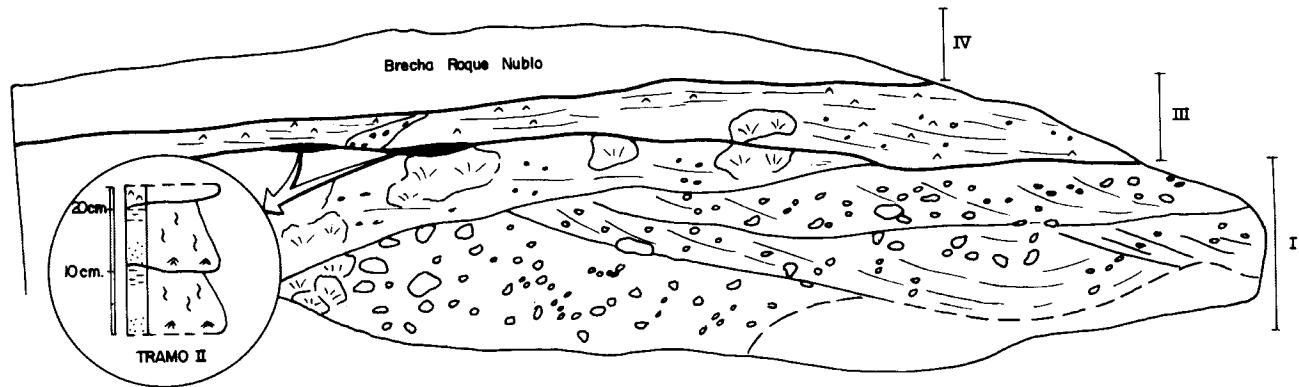


Fig. 2.30.- Panel nº 2 de la playa de Las Meloneras.

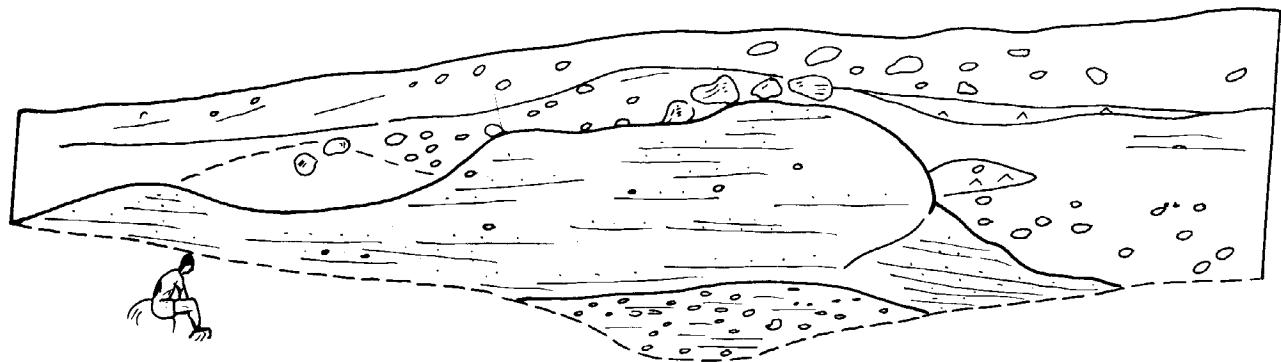


Fig. 2.31.- Esquema de duna intercalada en el corte de Las Meloneras.

Estas características apuntan claramente a una duna intercalada, aunque su posición estratigráfica no está clara:

- Si los conglomerados de la base pertenecen al miembro inferior y han quedado preservados de alguna manera, se podría correlacionar con el miembro medio de la Formación detrítica de Las Palmas. Esta hipótesis no tiene demasiada base, ya que esta unidad va ligada a una subida generalizada del nivel del mar que impediría la sedimentación eólica a una cota tan baja.
- La otra hipótesis posible es aceptar estos conglomerados como pertenecientes a una edad superior y correlacionarlos lateralmente con el tramo I del panel anterior (origen aluvial).

Al otro lado del barranquillo se encuentran una duna adosada, que se caracteriza por el fuerte buzamiento de sus láminas hacia el sur, frente al buzamiento hacia el norte de la duna intercalada.

Siguiendo el corte al SE. se observa, en general, una progradación del sistema en esta dirección. Segundo van siendo más modernas las unidades, aumentan la proporción de materiales piroclásticos frente a los sedimentarios, según se observa en la Fig. 2.32. En esta figura, realizada según una dirección NO.-SE., se observa que el tramo inferior viene representado por sedimentos conglomeráticos de origen aluvial, mientras que a techo se encuentran diferentes unidades de flujos piroclásticos. Dentro de éstos, la secuencia más completa comprende el cuerpo principal del flujo piroclástico (Brecha Roque Nublo) y niveles de "ash-cloud" (¿surges?) a techo, con escapes de gases. Estos niveles representarían los finos elutriados del cuerpo principal.

Interpretación y evolución paleogeográfica del miembro superior. El miembro superior de la Formación detrítica de Las Palmas se diferencia fundamentalmente del inferior por la naturaleza de los cantos (basálticos y tefríticos), así como por la presencia de intercalaciones de materiales piroclásticos en todo él.

Estas características tienen su explicación lógica en la simultaneidad de la sedimentación con la emisión de los materiales volcánicos del Ciclo Roque Nublo.

El funcionamiento es similar al del miembro inferior en los tramos aluviales; tanto éstos como los piroclásticos muestran una clara progradación hacia el E. Es de destacar la mayor presencia de materiales volcánicos en las unidades más modernas, quizá atribuible a una mayor actividad volcánica en la zona.

2.5.- CICLO POST ROQUE NUBLO (Plio-Pleistoceno).

Las emisiones del Ciclo Post Roque Nublo comienzan en el Plioceno, hace unos 3-2,8

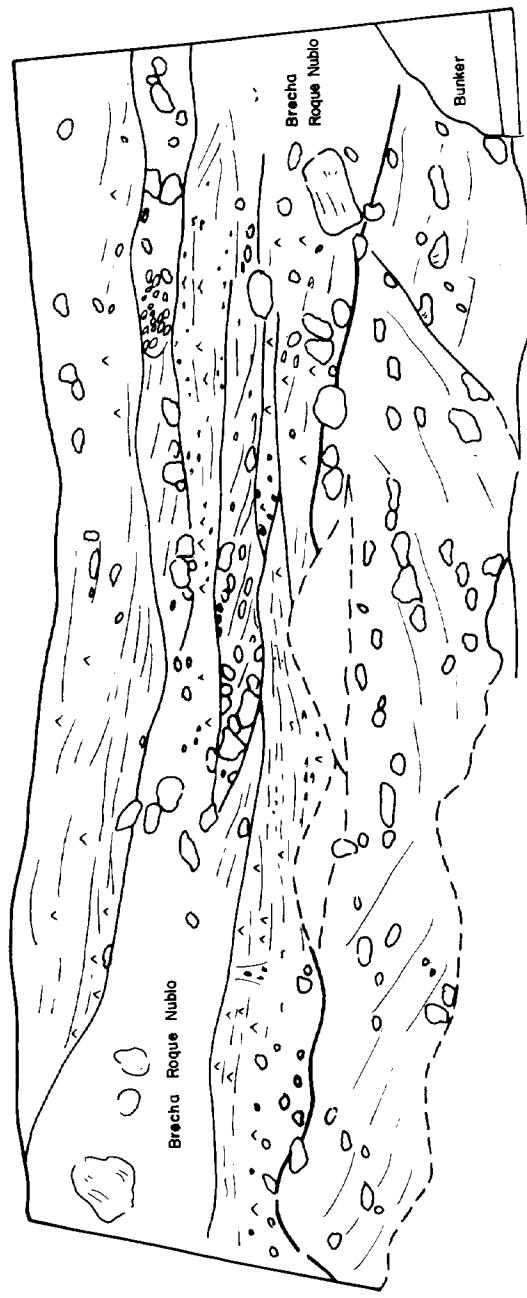


Fig. 2.32.- Panel nº 3 de la playa de Las Meloneras.

m.a., según las dataciones radiométricas disponibles, tras un paréntesis erosivo de relativa corta duración (aproximadamente 0,6-1 m.a.) al término del Ciclo Roque Nublo. Se extienden, sin grandes interrupciones, hasta bien entrado el Cuaternario. Dentro de este ciclo, además de las emisiones volcánicas, se han distinguido una serie de depósitos de deslizamientos gravitacionales que abarcan un gran lapso de tiempo.

2.5.1.-Depósitos de deslizamientos gravitacionales. (27)

Se agrupan en este apartado una serie de depósitos deslizados que pueden tener diversos orígenes y edades, si bien, su característica más común es la falta de ordenación interna y el estar casi siempre ligados a deslizamientos.

Aparecen distribuidos fundamentalmente en tres sectores de la isla: sector occidental, sector oriental y sector centro-meridional, siendo este último donde ocupan mayor extensión superficial. En todos los casos se observa que están ligados a grandes escarpes, constituidos tanto por los materiales del Ciclo Roque Nublo, como por los de las formaciones sálicas miocenas.

Aunque no existen casi referencias bibliográficas que hagan mención a este tipo de depósitos, la mayoría de estos afloramientos ya fueron cartografiados en el mapa E. 1:100.000 de ALONSO et al. (1968) (en FUSTER et al. (1968)). Estos autores consideraron estos materiales como avalanchas, si bien en este trabajo se ha estimado conveniente sustituir este término por el de "deslizamientos gravitacionales", ya que el vocablo avalancha suele relacionarse también como movimientos en los que interviene el agua o el hielo, mientras que en los depósitos estudiados parece que no han intervenido estos agentes. Con todo, sería muy interesante y necesario un estudio monográfico detallado de estos materiales, el cual, por otra parte, queda fuera de los límites del presente proyecto. Recientemente, SCHMINCKE (1987) ha mencionado la existencia de depósitos de este tipo en el área de Tirajana, denominándolos como Formación La Fortaleza. Este autor establece ciertas diferencias entre estos depósitos y los de las facies deslizadas de la brecha Roque Nublo (F. San Andrés), ya que estos últimos están directamente relacionados con la actividad volcánica del Ciclo Roque Nublo y pueden haber sido originados por mecanismos parecidos a los del volcán St. Helens, en los EE.UU.

Dentro del sector occidental, se pueden describir varios afloramientos que tienen características diferentes, según se situén dentro o fuera del Dominio de la Caldera de Tejeda. Así mismo, dentro del Dominio Intracaldera aparecen unos materiales muy poco movilizados y con alteración "in situ" importante, localizados en la zona de Tirma y que ocupan una extensión algo inferior a 2 km². Muchos de estos afloramientos parecen estar relacionados con el nivel de alteración hidrotermal ("azulejos"), el cual puede funcionar como un plano de debilidad y al mismo tiempo, incrementar la plasticidad de estos materiales. En general provocan formas de perfil convexo y se caracterizan

por presentar plantas triangulares con el vértice agudo orientado ladera arriba.

De los dos afloramientos situados al pie del escarpe de la caldera se observa que, mientras el situado en las proximidades de Las Tabladas ha provocado el retroceso del escarpe de la caldera hacia el E., marcando una incisión en el relieve de forma cóncava, el afloramiento de Piedras del Milano, localizado al norte del escarpe, en las cercanías de El Risco, da lugar a un pequeño relieve sobre el sustrato constituido por los materiales basálticos miocenos. En general, están constituidos por rocas sálicas (ignimbritas), traquitas, fonolitas, tobas riolíticas alteradas ("azulejos"), etc., si bien en el primer afloramiento citado predominan, casi exclusivamente, las ignimbritas rojizas idénticas a las observadas en la pared de la caldera. En general se trata de depósitos caóticos y heterométricos, en los cuales la mayoría de los cantos son subangulosos y están comprendidos entre 50-60 cm, aunque hay bloques de hasta 20-30 m³. En algunos puntos se observa que estos materiales están algo empastados por material detrítico fino, de tipo arcilloso-arenoso con cantos inferiores a 1,5 cm que forman una costra superficial de tipo caliche. Estos materiales aparecen en el corte de Las Tabladas, al techo de una colada basanítica del Ciclo Post Roque Nublo, con lo cual su edad quedaría bastante delimitada.

En el sector centro-meridional, en la cabecera del escarpe erosivo de Tirajana y extendiéndose por las cuencas de los barrancos de Fataga, Tirajana y La Data, se localizan los afloramientos más extensos de esta unidad. En conjunto, se puede decir que llegan a cubrir una superficie del orden de 32 km². El área de cabecera del afloramiento presenta una forma semicircular y se encuentra actualmente cubierta por derrubios de ladera que fosilizan y enmascaran la posible cicatriz del deslizamiento. Al pie de estos depósitos de ladera se observan los relieves alomados, con formas de tipo "hummocky", que constituyen los materiales deslizados.

Un lugar privilegiado para contemplar estas formas de modelado, es el mirador del Pico de Las Nieves, situado casi 1000 m por encima de la base de estos depósitos. Dichos materiales están constituidos por fragmentos rocosos de muy distinta naturaleza debido a la composición de las laderas con las cuales se relacionan. Así, en la base de Cruz Grande, los materiales deslizados son ignimbritas de la formación traquítica intracaldera y lavas e ignimbritas de la formación fonolítica; sin embargo, en el área de Agualatente y El Sequero predominan los materiales del Ciclo Roque Nublo, aunque en el fondo de los barrancos hay también materiales de las formaciones sálicas miocenas. Esto puede dar lugar a interpretaciones parciales en cuanto a la edad del depósito, si sólo se contemplan áreas concretas en que afloren unos u otros tipos de material. En general, todo el conjunto está muy fisurado y alterado, si bien, ocasionalmente, pueden observarse masas completas de coladas que podrían plantear ciertas dudas a primera vista. Así, mientras en la parte alta de algunos depósitos casi no hay deformación, en la base de los deslizamientos se observa que ésta es muy intensa, existiendo incluso laminaciones. Un ejemplo de este tipo puede contemplarse en la carretera de S. Bartolomé a Risco

Blanco, donde un paquete de coladas del Ciclo Roque Nublo aparece basculado hacia el norte y con fuerte deformación y laminación en su base, lo cual indica que puede tratarse de fenómenos de tipo "landslide".

En las laderas del barranco de Fataga, al E. de Arteara, existen vestigios de una antigua "cicatriz" que, aunque en la mayor parte de los casos ha sido fosilizada por los depósitos de ladera holocenos, indicaría la existencia de posibles movimientos de deslizamientos en éstas. La naturaleza de los depósitos asociados a este área es casi exclusivamente fonolítica; se trata de grandes bloques y masas de materiales caóticos con arenas y cantos dispersos, que dan lugar a unos relieves muy característicos, alomados y convexos, con formas poco jerarquizadas. En este mismo barranco, pero unos kilómetros al norte de Fataga (Lomo de Los Morales), se observa que estos depósitos pueden ser los responsables del cambio en el sistema de barrancos de Fataga-Tirajana, ya que parece que el primitivo barranco de Fataga continuaba hacia el norte y quedó interrumpido bruscamente, aprovechándose de ello el barranco de Tirajana, que vió incrementada su cuenca.

En toda la cuenca del barranco de la Data hay una gran cantidad de depósitos de esta naturaleza, pudiendo observarse aún, en muchos afloramientos, la estructura de las coladas. Estas presentan basculamientos o intensa fracturación en la base de los paquetes a consecuencia del movimiento que han sufrido después de su emplazamiento original.

En el sector oriental, en el área comprendida entre Tenteniguada y Valsequillo, estos materiales presentan ciertas diferencias con los anteriormente mencionados, ya que se trata fundamentalmente de brechas caóticas, sin ninguna estructuración interna. Están constituidas por fragmentos de fonolitas del Ciclo I, fonolitas haüynicas del Ciclo Roque Nublo y brechas y rocas básicas de este último ciclo. Ocasionalmente, en algunas zonas, las brechas son casi monomicticas y presentan fragmentos muy gruesos, mayores de 40 cm, aunque lo más frecuente es que los fragmentos se sitúen entre 3 y 15 cm. Se encuentran situados al muro de las coladas basaníticas del Ciclo Post Roque Nublo, no habiendo sido observado en ningún punto la base de esta unidad. En algunos puntos, se observan también coladas basaníticas y tefríticas englobadas en el depósito, que fueron arrastradas conjuntamente con el resto, fragmentándose y rompiéndose durante el transporte. En otras ocasiones, el material aparece poco distorsionado, haciendo dudar si se trata de un depósito alóctono o es una simple alteración "in situ", tal como ocurre en la zona de El Cardón o en la ladera norte del barranco de La Plata. El área de procedencia de estos depósitos es el escarpe erosivo de Tenteniguada, desde donde parece que este material se ha canalizado hacia el este por el barranco de San Miguel. Actualmente estos depósitos están seccionados por la red de drenaje, observándose potencias de hasta 100 m.

En cuanto a la edad de estos depósitos, siempre ha existido cierta controversia, ya que, mientras en algunos casos como en Las Tabladas, Risco Blanco y Tenteniguada, se observa que son claramente posteriores al Ciclo Roque Nublo, en otros no está tan claro, puesto que los materiales afectados son exclusivamente miocenos. Tal es el caso de los depósitos de las cuencas de los barrancos de La Data y Fataga. Ahora bien, conviene señalar que, en estas áreas, no existen más que este tipo de materiales (miocenos) y por tanto no se puede utilizar como un criterio decisivo. A este respecto, SCHMINCKE (1987) considera que estos deslizamientos debieron ocurrir en el período erosivo post Ciclo I, situado entre 9-5 m.a., si bien no descarta que hayan seguido funcionando hasta tiempos muy recientes. Por otra parte T.UI (comunicación personal) piensa que muchos de ellos pueden ser muy recientes (post Roque Nublo o incluso cuaternarios) y que el desencadenante podría haber sido un seísmo o terremoto. Esta última hipótesis encajaría dentro de la tectónica regional de la isla, ya que, además, durante el Ciclo Post Roque Nublo se produce un cambio en el tipo de régimen de las emisiones. Así, mientras en el Ciclo I y Roque Nublo se trata de edificios centrales, a partir del Post Roque Nublo el régimen es fisural, con orientaciones preferentes NO.-SE. que, si lleva asociado movimientos sísmicos, pueden ser los causantes de la desestabilización de los relieves y la consiguiente formación de los depósitos de la cuenca de Tirajana y Tenteniguada.

2.5.2.- Lavas, conos de tefra, maares y “fallout” basaníticos, nefeliníticos y, localmente, melilitíticos. (28)

Mayoritariamente se distribuyen a lo largo de la mitad nororiental de la isla, según la diagonal NO.- SE., desde Agaete hasta cerca de la desembocadura del barranco de Tirajana. Al sur de esa línea su extensión es muy reducida, encontrándose escasos aflo-ramientos, aislados entre formaciones más antiguas.

La presencia de frecuentes y notables discordancias intraformacionales a lo largo de toda la secuencia eruptiva del Ciclo Post Roque Nublo indica, que aunque el ritmo de emisión haya sido casi continuo, en un espacio de tiempo relativamente corto, se produjeron interrupciones más o menos prolongadas en la actividad volcánica, durante los cuales predominaron los procesos erosivos. Estos “lapsus” en la actividad eruptiva inducen a establecer, “a priori”, una división en subunidades o tramos dentro del ciclo, siguiendo criterios, principalmente, de estratigrafía relativa, con el fin de acotar y delimitar un poco más la sucesión temporal de los fenómenos volcánicos acaecidos. Los criterios a considerar, basados en aspectos estratigráficos y geomorfológicos, son la existencia de discordancias angulares entre los materiales lávicos, presencia de almagres y depósitos sedimentarios intercalados en las coladas, grado de encajamiento de la red hidrográfica e inversión de relieves, adaptación de las coladas a relieves previos, criterios comparativos, como el grado de conservación tanto de edificios piroclásticos como de coladas, etc. Se pueden emplear también criterios paleomagnéticos con bastante éxito, obteniéndose polaridad negativa en los tramos más antiguos (> de 700.000 años) y po-

sitiva en episodios más tardíos.

En la práctica, sin embargo, la diferenciación cartográfica de los distintos tramos o subunidades no es nada fácil, al menos a escala insular, ya que a menudo esas discordancias son demasiado puntuales o locales y no es posible su seguimiento y control durante grandes distancias, por lo que, la aplicación de algunos de esos criterios, tampoco es efectiva. Contribuye también a esta dificultad, en muchos casos, la desconexión física que existe entre afloramientos, imposibilitando su correlación con otros, al carecer de manera sistemática de diferencias litológicas significativas o contrastadas entre estos materiales y otros más antiguos. Este problema es complejo cuando en una misma sección vertical, sin aparentes discordancias, están en contacto coladas del Ciclo Roque Nublo y del Ciclo Post Roque Nublo, al existir en ambos ciclos composiciones idénticas (basanitas), se hace muy difícil su individualización.

El establecimiento de divisiones dentro de estas emisiones fue ya intentado también por autores anteriores, si bien la edad estratigráfica que les asignan algunos difiere, en parte, con la considerada actualmente para este ciclo, a la luz de las nuevas dataciones radiométricas. Así, BOUCART y JEREMINE (1937) establecen un primer tramo que denominan "basaltes des plateaux" y otro posterior, "basaltes des vallées", división que fue mantenida más tarde por HAUSEN (1962). Basándose en criterios similares a los arriba mencionados, FUSTER et al (1968) establecen unas series basálticas dentro de estas emisiones, denominadas Serie II, III y IV aunque ellos reconocen también las dificultades que entraña tal diferenciación. Las series II, III, y sólo parcialmente la IV, coinciden con lo que aquí se denomina Ciclo Post Roque Nublo. Finalmente, SCHMINCKE (1987 y trabajos anteriores) considera también un "Post Roque Nublo Group", dividido en tres formaciones: Los Llanos de la Pez, Los Pechos y la "Middle Quaternary Basanites", ésta última también comprendida en parte dentro de este ciclo.

En la síntesis geológica del mapa 1:100.000 no se han individualizado tramos dentro del Ciclo Post Roque Nublo, en parte debido a su escala y a las dificultades antes aludidas. En las hojas geológicas de la isla a escala 1:25.000 (Plan MAGNA), sí se ha establecido esa diferenciación cartográfica del ciclo en tres tramos (inferior, medio y superior). No obstante, como se indica en sus memorias respectivas, estos han de tomarse como orientativos, hasta contar con trabajos más detallados y de diversa índole, que los puedan delimitar con mayor precisión.

La superficie originalmente ocupada por estas emisiones debió abarcar la práctica totalidad del sector NE. de la isla, llegando a cubrir, en gran medida, todas las unidades anteriores, Fig. 2.33. La erosión posterior, no obstante, ha excavado profundos barrancos que dejan aquellas nuevamente al descubierto, reduciendo, por tanto, la extensión primitiva de las emisiones Post Roque Nublo. Actualmente los materiales emitidos durante este ciclo eruptivo representan una superficie aproximada cercana a la mitad de

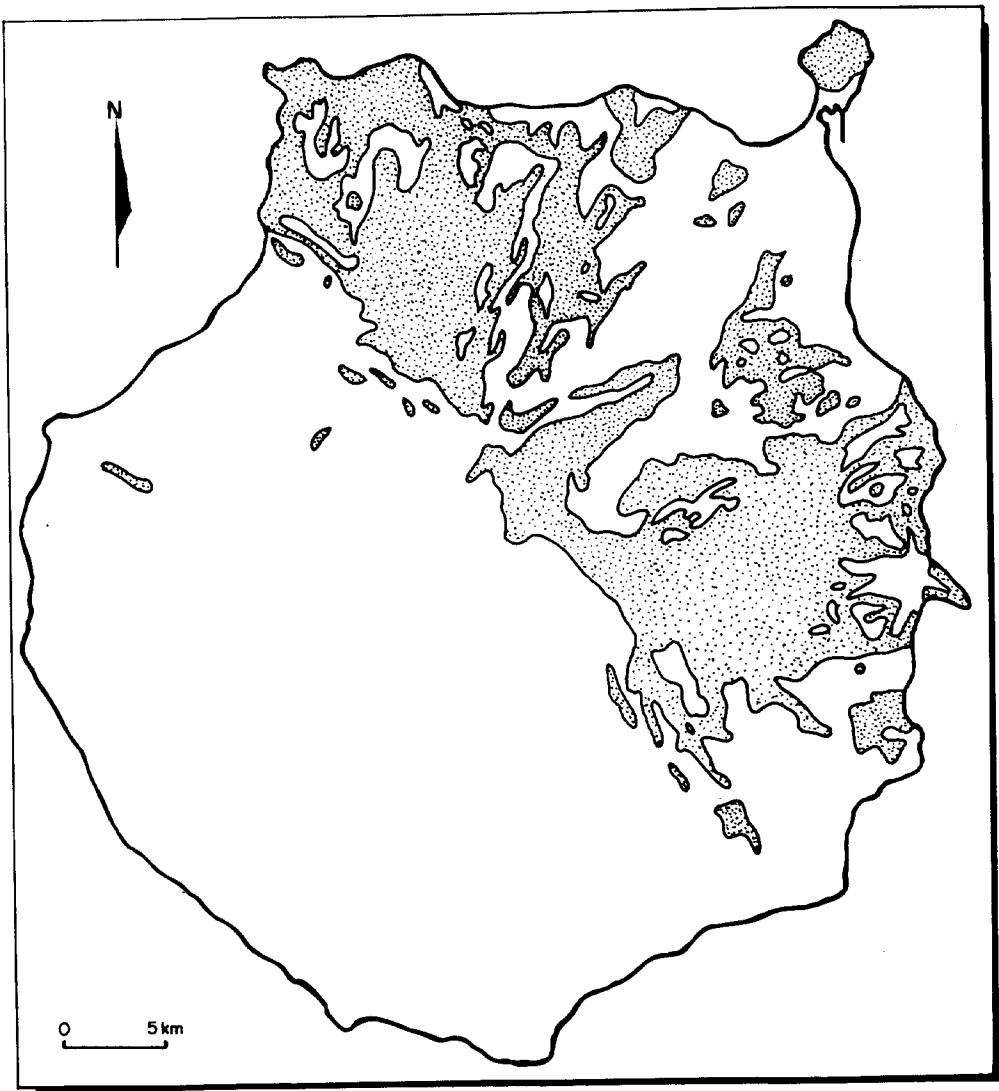


Fig. 2.33.- Extensión superficial del Ciclo Post Roque Nublo y episodio reciente.

la isla. Cuantitativamente, sin embargo, sólo constituyen una delgada cobertura sobre las emisiones anteriores, cuyo volumen fue calculado por MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976) en algo menos de 10 km³, es decir, menos del 1% del volumen total de materiales que configuran la isla.

Las manifestaciones volcánicas de este ciclo están representadas por materiales lávicos y piroclásticos, fundamentalmente de composición básica, con carácter fuertemente alcalino y marcadamente subsaturado.

Desde el punto de vista composicional (este aspecto se trata con mas detalle en el capítulo de petrología y geoquímica), predominan las coladas de tipos basaníticos y nefelíníticos. En menor medida aparecen térmicos melilitíticos, encontrándose, asímismo, composiciones basálticas, pero de carácter muy subordinado con respecto a las anteriores.

La actividad magmática de este ciclo responde a erupciones controladas por un régimen volcánico-tectónico de tipo fisural de alineaciones paralelas, con orientaciones preferentes N135°E, es decir, aproximadamente NO.- SE. Además existen otro tipo de alineaciones conjugadas de componente NE-SO (N³⁰ E). Sobre estas directrices estructurales se desarrollan mayoritariamente edificios piroclásticos estrombolianos, a menudo aliñeados, marcando dichas líneas de debilidad estructural y de fácil penetración magmática. En ocasiones, el volcanismo surge a partir de puntos mas o menos aislados, originando centros eruptivos dispersos por todo el sector nororiental, sin aparente conexión con estructuras tectónicas dominantes.

Gran número de los centros de emisión se encuentran situados en zonas altas y centrales de la isla, a lo largo de dicha alineación preferente NO.- SE. A partir de ellos se derraman enormes cantidades de lava que discurrieron hacia zonas topográficamente más bajas del sector NE. de la isla. La principal vía de canalización fue la red hidrográfica, constituida por valles y barrancos excavados en el relieve anterior, mayoritariamente formado en este sector por las emisiones del Ciclo Roque Nublo y las emisiones fono-lítico-traquílicas del ciclo mioceno. También se desplazaron por los interfluvios o tableros de esas zonas deprimidas, contribuyendo a elevar cada vez más el relieve insular.

La emisión continuada del material lávico por una misma zona iba originando la superposición de coladas de lava, hasta el punto de que, a menudo, sobrepasaban los interfluvios y sepultaban completamente el sustrato. En otros casos, sin embargo, los materiales del Ciclo Post Roque Nublo sólo llenaron hasta cierto nivel los cauces de los valles, rodeando simplemente los relieves más elevados, que quedaron como islotes entre ellos. La disposición cartográfica que adquieren estas situaciones ponen de manifiesto pues, la primitiva red de drenaje de las isla. Se crean así situaciones de inversión de relieve, donde los materiales más modernos quedan en posición topográficamente

más baja. Casos similares a estos se dan por ejemplo en la zona norte, en los valles de Visvique, barranco de Jiménez-Arucas, Brezal, Las Garzas, área de Montaña Amagro, etc.

En ocasiones ocurre que el relieve era tan elevado, que constituía fuertes barreras topográficas para las coladas. Estas eran incapaces de superarlas, chocando contra ellas y desviándose por las zonas deprimidas más próximas. Tal es el caso de los relieves del área del macizo de Tamadaba, en la zona NO. de la isla, constituido por materiales basálticos y sálicos de edad miocena, que no parece que hayan sido cubiertos por estas emisiones (incluso tampoco por las del Ciclo Roque Nublo) procedentes de los centros volcánicos situados al SE. Su elevada altitud favoreció la canalización de las lavas por las zonas más bajas, hacia Agaete. No obstante, sobre el macizo, surgieron algunos centros de emisión que emitieron coladas como las que se canalizaron por barrancos hacia el Puerto de las Nieves. Uno de estos centros de emisión, aún visibles, es el Roque Bermejo, en la ladera oeste del barranco de Berrazales, aunque, según las nuevas dataciones realizadas en ese área, sobre planchones lávicos post-miocenos, parece que pudiera ser del Ciclo Roque Nublo (?).

A medida que las coladas se desplazaban hacia cotas inferiores, se adaptaban a las irregularidades del terreno, originando contactos discordantes con las formaciones anteriores. No siempre este contacto es visible, pues a menudo está cubierto por depósitos detriticos coluviales en las zonas de relleno de paleovalles. Al proceder de zonas más elevadas, las coladas adquieren suaves buzamientos primarios hacia la costa y disposiciones radiales a partir de la zona central de la isla. Originaron extensas superficies o plataformas inclinadas, cuya continuidad lateral es interrumpida por el encajamiento de arroyos y barrancos que, con frecuencia, siguen pautas condicionadas por líneas de drenaje primitivas (caso de los actuales barrancos de San Miguel-Telde, Teror, etc.).

Los sectores preferentes por donde se canalizaron fue hacia el norte y este de la isla, estando probablemente ausentes en el triángulo que comprende el área de Las Palmas. Esto pudo estar motivado por la existencia de barreras topográficas importantes que impidieron su derrame hacia esas zonas.

Los apilamientos tabulares que constituyeron al superponerse unas sobre otras quedan expuestos en las secciones transversales excavadas durante el encajamiento de la red hidrográfica. En ellas se aprecia, a menudo, un relieve en "graderío" o escalonado, originado por un efecto erosivo diferencial entre las zonas internas masivas y brechoides de las coladas. El espesor conjunto de toda la secuencia lávica es enorme, pero variable, según el relieve previo llenado por la coladas y el posterior grado de profundización a que haya llegado el barranco que las corta, siendo las zonas norte (área entre Firgas-Teror-San Mateo y Guía de Gran Canaria) y este (área del barranco de Guayadeque) donde las potencias son más relevantes. Por término medio, las potencias medias visibles en esos sectores de la isla oscilan entre 100 m y 250 m, en barrancos como por ejemplo,

Moya, Azuaje, Andén, Las Lagunetas, cabecera del barranco de Berrazales, La Capellá-
ría, Draguillo, etc. Pueden llegar, en algunos casos, a 300 m o 350 m, si se suman las
potencias de los materiales situados por debajo de la superficie actual, excavadas en los
pozos de captación de aguas subterráneas. Al este de Tejeda, en la zona de Juan Gómez-
Las Mesas, existe también un potente apilamiento de coladas inclinadas ligeramente ha-
cia el NE, de más de 200 m de altura, que se interpreta como el relleno de la depresión
o caldera volcánica generada tras el colapso del edificio estratovolcánico Roque Nublo,
en el Plioceno.

Donde este espesor es especialmente considerable es en las zonas más altas del ba-
rranco de Guayadeque, cuyas paredes alcanzan alturas superiores a los 400 m e incluso,
en algunos puntos (cerca de Montaña las Tierras), más de 500 m y, eso, sin ser visible
la base del apilamiento o teniendo erosionada su parte superior. Espesores de tal mag-
nitud no se dan en otras áreas de la isla, por lo que cabe considerar esta zona de Gu-
yadeque como una anomalía, provocada por algún factor morfológico o tectónico en
la zona, que favoreció la acumulación de semejantes cantidades de lava.

Con frecuencia la erosión a lo largo de algunos barrancos ha sido tan intensa, que
individualiza pequeñas zonas o afloramientos, dejándolos como restos erosivos aislados,
desconectados de su entorno por profundos cortes.

En algunos de estos casos, ponen al descubierto formaciones volcánicas de diferen-
tes edades en una misma sección. Destacan a veces como importantes espigones o fara-
llones verticales, algunos localmente denominados "fortalezas", por lo inaccesible del
lugar, como las del barranco de Tirajana, la Mesa de Acusa o Montaña Gordo, esta úl-
tima en la cabecera del barranco de Berrazales.

En general, se trata de coladas básicas (mayoritariamente basaníticas y nefeliníticas)
de tipo "aa" con bases y techos escoriáceos y partes centrales masivas y compactas, con
potencias individuales variables, que oscilan entre 2 y 12 m, por término medio. De ma-
nera excepcional pueden alcanzar espesores de 20 m a 40 m, como en algunas coladas
en la zona de las Vegas, cerca de Valsequillo. Sus bases y techos de cascajo son, a menu-
do, bastante potentes también, entre 1 m y 3 m, en los casos más inusuales. Caracterís-
tico de estas lavas es la presencia de disyunción columnar en sus partes centrales masi-
vas, en ocasiones muy llamativas, con columnatas prismáticas verticales de 2 ó 3 m de
altura y secciones próximas al metro. Presentan, a veces, formas simples o compuestas,
con morfologías en "organo", como se observa, por ejemplo, en el barranco de Alonso,
en la curva del punto kilométrico 1,500 de la carretera Buenlugar-Moya, bordeando el
barranco de Azuaje, o formas "arrosetadas", como por ejemplo en el barranco de Alonso,
Agüimes, etc. En planta, pueden desarrollar formas hexagonales o pentagonales, a
veces de gran vistosidad, como ocurre en la rasa generada sobre las coladas de la costa
norte de La Isleta, entre Punta de la Vieja y Morro del Pulpo. Tampoco es infrecuente

el desarrollo de alteración o escamación esferoidal.

En menor medida, aparecen algunos paquetes de coladas "pahoehoe" intercalados en las coladas "aa", pero siempre con espesores totales inferiores a los de aquellas. Son lavas mucho más delgadas y con una vesicularidad más acusada.

A escala de muestra de mano son rocas oscuras de matriz afanítica, en la que destacan fenocristales de olivino, a menudo iddingsitzados, y de piroxeno, siendo mediana su vesicularidad y variable la distribución de ésta. El relleno de las vacuolas por productos secundarios (carbonatos y ceolitas, principalmente) no es un carácter específico de estas coladas, aunque sí suele estar menos generalizado que en los de las lavas de la formación basáltica miocena.

Entre las coladas es frecuente la presencia de almagres o paleosuelos de color rojizo, con potencias generalmente no superiores al metro. Asimismo, son comunes las intercalaciones de niveles piroclásticos de composición básica, normalmente oxidados, consolidados y de granulometría media-fina, con espesores variables entre 2 y 6 m. En ocasiones, aparecen con formas onduladas debido al moldeo y adaptación a las irregularidades de la colada sobre la que se apoyan.

Es bastante característico también, la presencia de numerosos edificios de tefra enterrados por las emisiones lávicas. Los contactos entre esos edificios y las coladas inmediatamente superiores que los sobrepasan, son claramente discordantes. Alguno de estos conos enterrados han sido detectados también en pozos de captación de aguas. Aparentemente, parece existir una mayor densidad de conos enterrados en la zona centro-suroccidental de la isla.

Conviene indicar, al menos por lo inusual de su ocurrencia, la existencia de un nivel de tobas piroclásticas, de composición posiblemente sálica, intercalado en estas coladas, hacia la base del apilamiento en el barranco de Guayadeque, cerca de Montañas de las Tierras. Actualmente en él hay excavadas unas cuevas que son aprovechadas como restaurante típico. Es un depósito piroclástico bastante consolidado, de color blanquecino, constituido por una elevada proporción de pómez, que engloban fragmentos líticos de naturaleza básica y sálica. Su posición estratigráfica y la ausencia de este tipo de depósitos asociados al Ciclo Post Roque Nublo en otros lugares de la isla, lleva a replantearse la edad de las coladas más bajas de las paredes de este barranco, al menos cerca de su cabecera pues, pudieran ser de posible edad Roque Nublo.

En ocasiones, coladas y piroclastos presentan un elevado grado de alteración y descomposición, consecuencia de unas condiciones climáticas húmedas, principalmente en las zonas altas del centro y norte de la isla, donde éstas son más acusadas. Sobre ellos se desarrollan procesos de edafización, a menudo bastante intensos, que enmascaran

la roca y dificultan su identificación y caracterización.

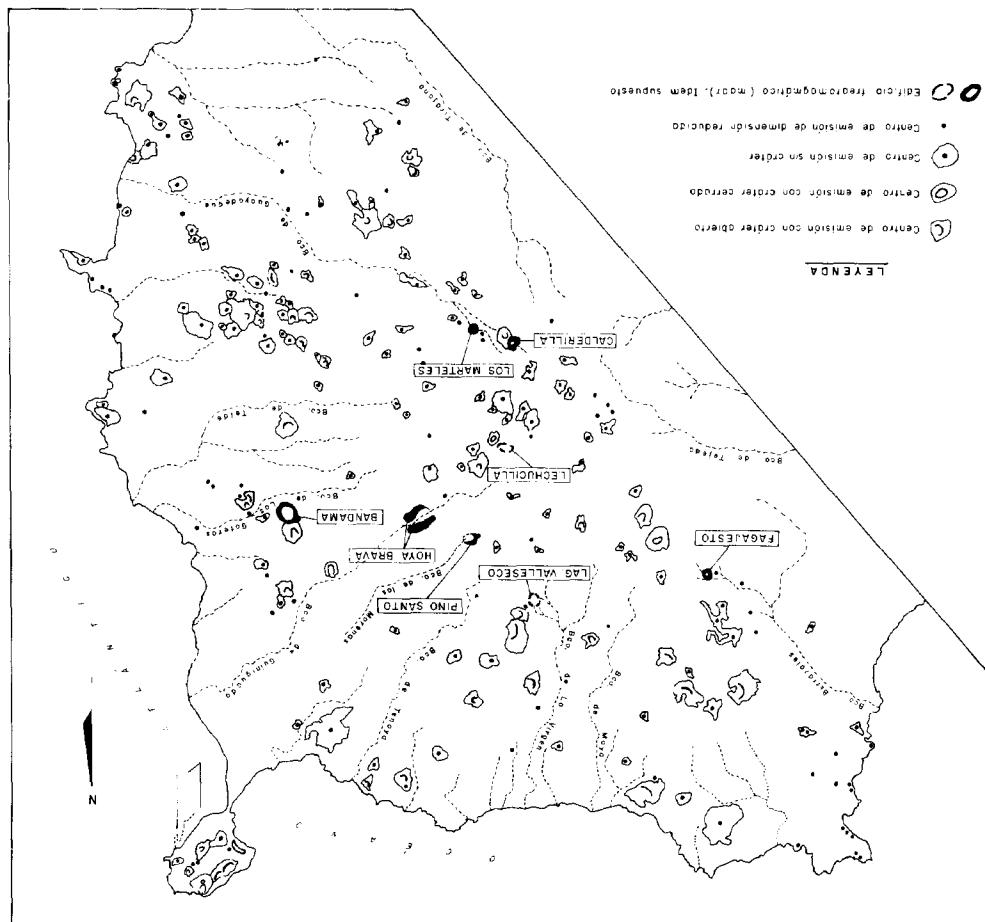
Estas superficies son particularmente importantes en la zona de El Zumacal, Osorio, área de Montaña Doramas, Montaña Vergara, Barranquillo Frío, San Mateo y Lomo Pi-quillo (al sur de Pino Santo), así como también en los Llanos de Pez, Las Mesas y área de Valsequillo. El material originado es un suelo rojizo, de textura granulosa y facilmente disagregable, con espesores a veces considerables, que habitualmente es aprovechado como superficie de cultivo. En él, es frecuente encontrar zonas donde la roca aún se muestra como tal, aunque bastante descompuesta y con formas esféricoidales, que evi-dencian un estado ya muy avanzado del proceso de alteración.

En la cartografía, gran parte de estas superficies se han cartografiado como coladas, aunque se es consciente que en algunas de estas zonas, el material original era piroclás-tico.

Edificios volcánicos.- Los centros de emisión de donde surgieron todas las coladas aparecen representadas por los numerosos edificios de tefra distribuidos a lo largo del sector noreste de Gran Canaria, Fig. 2.34. Muchos de ellos se encuentran enterrados por emisiones lávicas posteriores, incluso de este mismo ciclo y, otros, también en gran nú-mero, aparecen en superficie con variable grado de conservación. Generalmente no apa-recen aislados (aunque a veces aparentemente lo parezca) sino en grupos y de forma alineada, definiendo con su presencia alineaciones o directrices tectónicas profundas, dominantes o conjugadas de éstas, que condicionan el volcanismo no sólo de este ciclo, sino también el que se desarrolla posteriormente, en épocas más recientes. Como se ob-serva en la Fig. 1.4, algunas de estas directrices son de primera magnitud incluso a escala regional.

La concentración de edificios en un área determinada define a menudo extensos campos de volcanes a los que se les puede atribuir las coladas circundantes, e incluso a veces lejanas. No obstante, a menudo es difícil asignar a cada edificio sus emisiones, salvo casos particulares. La repetición de erupciones en áreas muy localizadas origina a veces la superposición espacial de edificios sucesivos, que funcionaron en tiempos dife-rentes, como por ejemplo en Montaña de Barros (SE. de Valsequillo) donde, sobre un centro de emisión más antiguo (perteneciente al Ciclo Post Roque Nublo), surgió otro ya en tiempos más recientes (Holoceno), o también en el barranco del Draguillo. Esto pone de manifiesto la existencia de zonas de debilidad cortical generalizadas, que fun-cionan repetidamente como vías de penetración magmática hacia la superficie.

Los volcanes son de morfologías típicamente cónicas o tronco-cónicas, a veces tam-bién calderiformes, con perfiles en general asimétricos (Pico del Viento, Montaña Verga-ra, Alta, Drago, Firgas, Osorio, Morán, Doramas, Las Palmas, El Atillo, La Bodeguilla, La Gruesa, Mujana, etc.). Habitualmente tienen una escotadura o cráter abierto én herra-



dura en el sentido de procedencia del viento dominante durante la erupción, si bien la presencia de este rasgo morfológico también va a depender fundamentalmente del grado de erosión que afecta al edificio, que a su vez está condicionado, en parte, por su edad. En general, otro aspecto que también depende de la edad, es la pendiente del edificio, la cual disminuye con aquella. Sus dimensiones y volúmenes son muy variables, con alturas que oscilan entre los 20 m de los edificios más pequeños a los 200 o 300 m de los mayores. En ocasiones, son edificios compuestos por la superposición de uno o más centros de emisión, como ocurre, por ejemplo, en Montaña Gallego y Montaña Peñada, en Santa María de Guía y Jinámar, respectivamente.

Son edificios de cinder constituidos por lapillis, escorias, bloques y bombas, de diversos tamaños, dispuestos en mantos estratificados que buzan entre 20° y 35° hacia el exterior del edificio. Puntualmente, aparecen planchones de lava intercalados en la tefra. El color y grado de compactación del depósito varía de un edificio a otro: rojizo, cuando está oxidado y más compactado o consolidado (por lo general en los más antiguos), y, negro-gris, a menudo más sueltos, en los más modernos. Sus composiciones son idénticas a las de los materiales lávicos.

Las emisiones correspondientes a estadios finales o más tardíos del Ciclo Post Roque Nublo (no individualizados en esta cartografía) se extienden aproximadamente entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior. Desde el punto de vista estructural y compositivo presentan las mismas características que los materiales emitidos con anterioridad durante el mismo ciclo. Como se dijo antes, su mejor grado de conservación y, principalmente, sus relaciones geomorfológicas con aquellos y las dataciones absolutas que se poseen, permiten suponer momentos eruptivos distintos separados por períodos de erosión más o menos prolongados.

Surgen también en estos estadios tardíos numerosos edificios de cinder, tanto en las zonas internas y centrales de la isla, como en zonas periféricas cercanas a la costa. Constituyen, asimismo, campos de volcanes, con frecuencia alineados y ligados a fisuras profundas de direcciones dominantes, en gran medida coincidentes con las anteriores o paralelas a ellas. Parece observarse, no obstante, que en esta etapa más tardía del ciclo, la actividad volcánica se sitúa en una banda más estrecha que en la anterior y, desplazada paralelamente a ella, hacia el noreste. Se pone de manifiesto pues una emigración espacio-temporal de las estructuras fisurales, desde las partes centrales y altas de la isla hacia las zonas periféricas bajas y nororientales, originando el rejuvenecimiento de la isla, así como su crecimiento en este sentido.

Estos volcanes más tardíos muestran menor grado de erosión, con sus morfologías originales aún relativamente bien conservadas y cierta frescura, tanto en sus constituyentes piroclásticos como en sus emisiones lávicas. En los que están situados en el litoral, sin embargo, la fuerte acción erosiva del mar ha acelerado su proceso de destrucción y

desmantelamiento, borrando prácticamente su presencia en algunos casos. Sus emisiones se desplazaban por los interfluvios o tableros constituidos por el apilamiento de lavas emitidas en etapas anteriores y por los valles excavados en ellos, adaptándose a su relieve y originando derrames y discordancias locales de mayor o menor magnitud. En conjunto, contribuyen a la elevación progresiva del relieve insular.

Son bastante patentes los numerosos centros de emisión que jalonan gran parte de la costa norte y este: conos de Sardina, Punta del Cardonal, Arrastradero, Punta del Clavo, Montaña de Gáldar, Gallegos, Arucas, Melenara, Taliarte, Tufía, conjunto de volcanes de la península de Gando, playa del Burrero, Montaña Cercada, conjunto de Arinaga y otros situados más hacia el interior, como Rosiana, Topino, Cuatro Puertas, Talagueta, Malfú, etc. Al llegar al mar sus emisiones incrementaron el perímetro insular, originando líneas costeras irregulares y con morfologías avanzadas, que denotan su relativa juventud. Son llamativas, en este sentido, la costa norte de Sardina, Gáldar, la Isleta, Gando y Arinaga. A pesar de la penetración de estas coladas en el mar, no quedan signos de estructuras de "pillow-lavas" en ellas.

A veces, la actividad volcánica estuvo localizada fuera de la línea de costa, aunque a escasa distancia de la isla, como en el caso de La Isleta o la península de Gando. La continuidad de esta actividad efusiva, también fisural, en estas zonas, originó la emergencia gradual de pequeñas islas, como Gando, durante el Pleistoceno medio-superior (?) o, en el caso de la Isleta, posiblemente entre el Pleistoceno inferior-medio. Su formación en ambos casos continuó durante el Pleistoceno superior e incluso, en La Isleta, durante el Holoceno, con el emplazamiento en superficie de la alineación de volcanes del grupo del Vigía.

En las zonas interiores y centrales de la isla la actividad eruptiva de los estadios avanzados del ciclo ha quedado en evidencia por la presencia de centros de emisión relativamente bien conservados e incluso con coladas fácilmente atribuibles a ellas, como por ejemplo, los edificios Camaretas, Cruz de la Lechucilla, Montaña de las Arenas, Codero, Fuente del Mimbre, El Espigón, Helechal, Valsequillo, estos tres últimos situados en la base del circo erosivo de Tenteniguada. De ellos surgieron posiblemente gran parte de las coladas donde se asientan la población de Valsequillo.

Otros edificios más o menos contemporáneos a éstos pueden ser también Montaña Jordán, al sur de Arucas, emplazado sobre coladas fonolítico-traquíáticas de edad mioceña, Montaña Cabreja (en San Mateo), emplazado sobre una intrusión de fonolitas haüynicas de edad Roque Nublo, cuyas coladas no son fáciles de delimitar al estar la zona intensamente antropizada y afectada por procesos edáficos. El edificio Hoya de Panteleón, al sur de Teror, pudo haber emitido desde su base coladas cuyos frentes actuales se hallan cerca de esta población.

Cerca de la ciudad de Las Palmas, en la zona de Tafira, surgen también algunos centros de emisión alineados según una directriz N-E, de los que el más importante es la Montaña de Tafira. Sus emisiones se dirigen hacia el NE, siguiendo la inclinación de la pendiente, fosilizando parte de los depósitos detríticos pliocenos de la F.D.P.

El edificio más meridional originado durante este ciclo, y situado en zonas interiores de la isla, es Montaña Teheral. Está emplazado prácticamente sobre el borde más meridional de los escarpes de la Caldera de Tejeda y, al estar destruido su flanco sur, es posible apreciar su constitución interna y numerosos diques básicos atravesando el cono.

Las composiciones de estos edificios y sus emisiones son también, de manera prácticamente invariable, basaníticas y nefeliníticas, si bien existen de forma subordinada términos melilitíticos. Algunos de estos edificios (bastante desmantelados) con esta última composición, se encuentran en la zona de Los Pechos, en el borde del circo erosivo de Tirajana, SCHMINCKE (1987). A partir de los cuales, este autor, definió años atrás su "Formación Los Pechos", SCHMINCKE (1976). Emitieron coladas de 10 a 15 m de potencia, que recorrieron grandes distancias sobre coladas emitidas en etapas anteriores, poniendo de manifiesto la discordancia con ellas al truncar, a su paso, algunos diques que las atraviesan. Estas coladas pueden observarse actualmente en el punto kilométrico 45,100 de la carretera Agüimes-Santa Lucía, siendo el rasgo más característico que presentan, además de su composición melilitítico-nefelinítica, la presencia de abundantes nódulos de peridotitas. Sobre la Montaña de Amagro, en el norte de la isla, surgió también un edificio que emitió coladas de melilitita, si bien en ellas, al contrario que en el caso anterior, la presencia de la melilita es sólamente normativa.

Durante los períodos de inactividad del Ciclo Post Roque Nublo, se tallaron profundos barrancos que sirvieron de vías de canalización de coladas emitidas, en estadios posteriores, desde centros de emisión localizados en áreas internas de la isla. Estos episodios "intracanyon" son, en general, bastante frecuentes en diversos sectores, originando situaciones de inversión de relieve que suponen, a menudo, cortes abruptos con líneas rectas y planas en el relieve.

Cabe destacar los episodios existentes en el barranco de Tirajana (el cual ya venía funcionando como sistema de drenaje desde el Mioceno, con diversos rellenos "intracanyon" durante el Ciclo Roque Nublo). También los del barranco de Azuaje y Moya, en la zona norte de la isla, donde existen numerosos retazos de coladas adosadas o "colgadas" en sus laderas; lo mismo ocurre en el barranco de Tamaraceite, sobre cuyo centro de emisión, ya prácticamente desmantelado, se encuentra asentada parte de esta población. La amplia depresión o zona de ramblas que se abría desde Telde hacia el sur fue también rellenada por las emisiones de los volcanes del área suroccidental de Telde (Tio Pino, Rosiana, etc.), cubriendo, en gran medida, los depósitos de la F.D.P. que se extendían en la zona.

El sistema de drenaje definido por los actuales barrancos de Teror-Lezcano-Tenoya, en la zona norte, sirvió de vía de derrame de coladas "intracanyon", que desde algún centro de emisión situado en el área de Teror (y hoy no fácilmente identificado como el área fuente), corrieron hasta la costa. Posiblemente se trata de una única pero potente colada basanítica, cuyos restos quedan actualmente diseminados y aislados, adosados a las paredes de dichos barrancos, los cuales han seguido encajándose a través de ella.

Otro de estos episodios "intracanyon" es el del barranco de Alonso, cuya colada se adapta perfectamente al ensanche originado en el mismo por la explosión freatomagmática, que dió lugar al maar de Hoya Brava.

El afloramiento más occidental de coladas del Ciclo Post Roque Nublo es el retazo de colada "intracanyon" que se encuentra en la parte alta del escarpe de Las Tabladas, en las proximidades de San Nicolás de Tolentino. Dicha colada se desplazó a través del barranco de La Aldea, procedente de algún centro de emisión actualmente no identificado.

Durante este ciclo, e incluso en las erupciones recientes, se desarrollan también edificios de morfología calderiforme, relacionadas con fases freatomagmáticas. Correspondientes a este ciclo pertenecen los edificios Hoya Brava (situado en el barranco de Alonso, al NE. de San Mateo), y Pino Santo (al SO de Teror, en la cabecera del barranco de las Morenas). Ambos pueden ser clasificados como maares, con su fondo por debajo del sustrato sobre el que se apoyan, y anillos de tobas bordeando el cráter.

El más espectacular es el de Hoya Brava, que presenta depósitos hidroclásticos con intercalaciones de niveles de lapilli, los cuales se hayan adosados a las partes superiores del barranco, buzando suavemente hacia el exterior del edificio. Sus partes internas, verticales, están constituidas por la brecha Roque Nublo. Este edificio, a pesar de su magnitud y abundancia de depósitos, no había sido detectado hasta la ejecución del Plan Magna.

Tanto Hoya Brava como Pino Santo tienen un edificio estromboliano asociado, generado en otra fase durante la misma erupción. En las erupciones que originaron ambos edificios freatomagmáticos tuvo lugar una interacción altamente explosiva entre la columna magmática ascendente y las aguas superficiales. Esto dió lugar a fases freatomagmáticas, las cuales, en determinados momentos, alternaron con fases estrombolianas, que finalmente construyeron los edificios de escorias.

El edificio La Laguna de Valleseco, localizado al oeste de Teror, es posiblemente otro edificio freatomagmático (quizás un "tuff-ring" o anillo de tobas, por la morfología que presenta), aunque en este caso no se han encontrado depósitos que puedan probarlo.

Diques.- La red filoniana asociada a estas formaciones relativamente recientes es poco importante, al contrario de lo que ocurre en otras más antiguas, donde el grado de erosión ha profundizado más, sacándolos a la superficie. Los diques relacionados con estas emisiones aparecen en general bastante aislados, dispersos y, en ocasiones, erráticos, aunque considerados en conjunto muestran una orientación NO-SE, coincidente en gran medida con la linea estructural dominante del volcanismo del Ciclo Post Roque Nublo. En su mayoría, son diques subverticales que tienen direcciones comprendidas entre N110°E y N140°E. De manera frecuente aparecen en áreas cercanas a los centros de emisión, atravesando a los depósitos piroclásticos, correspondiendo a sus conductos eruptivos o raíces (por ejemplo, en el edificio la Hornilla) y muestran direcciones entrecruzadas y divagantes. Su espesor medio oscila entre 30 cm y unos 4 m.

La composición de estos diques suele ser de tendencia básica a ultrabásica, con predominio de los tipos basaníticos y nefeliníticos y, en menor medida, melilitíticos o nefelinítico-melilitíticos, siendo en general rocas afaníticas, de cristalinidad moderada.

Con respecto a los diques de melilititas, hay que mencionar los que existen en la ladera norte de Montaña del Viento, al sur de Gáldar. Tienen direcciones aproximadas N120° E y espesores casi siempre inferiores a 40 cm, aunque muestran engrosamientos locales. Fueron estudiados con cierto detalle por IBARROLA y MARTORELL (1973). Otro dique de esta composición (también de orientación N120°E.), situado junto a la carretera de Cruz de Tejeda a Telde, en el desvío hacia el Pico de Las Nieves, fue datado en 1,79 m.a. por McDougall y SCHMINCKE (1976).

2.6.-EPISODIOS RECENTES (Cuaternario).

Como episodios volcánicos recientes se consideran las últimas erupciones volcánicas ocurridas en la isla de Gran Canaria, todas ellas, antes de fecha histórica, es decir, antes de la conquista del archipiélago en el siglo XV. No se tienen noticias de erupciones acaecidas en la isla incluso en época pre-hispánica.

Todos estos volcanes recientes se localizan espacialmente en el sector NE. de la isla, donde aparecen emplazados formando grupos en distintas zonas de este sector. Esta disposición agrupada indica, en cierta medida, que estos edificios no surgieron de manera aislada, sino que constituyen diversos salideros originados, en algunos casos, durante el mismo episodio eruptivo, dando lugar a campos de volcanes de cierta extensión en cada una de esas zonas. En conjunto, tienen una extensión superficial pequeña y los materiales emitidos representan cuantitativamente un volumen ínfimo con respecto a las emisiones más antiguas.

La falta de suficientes dataciones absolutas en estos episodios, hace que los criterios empleados en su delimitación sean básicamente criterios de campo, tanto puntuales

como relativos. La pauta principal de selección ha sido su grado de conservación. Los rasgos más distintivos de este grupo de volcanes "recientes" son, precisamente, el buen estado de conservación natural que presentan los edificios, con sus morfologías originales prácticamente intactas, el color negro de sus piroclastos y, a menudo, también sus malpaíses (campos de lavas escoriáceas) bien preservados, aunque en casi todos los casos estos ya están incididos por la red de drenaje actual.

Aunque el grado de conservación natural de estos edificios y sus coladas es relativamente alto, éste, con frecuencia, se ve modificado por actividades antrópicas ejercidas sobre ellos o en su entorno. Esta circunstancia producen afecciones o alteraciones de cierta consideración en su fisonomía primitiva, haciendo aún más aparente la aplicación de los criterios mencionados.

La carencia de dataciones o edades absolutas impone, por tanto, que el límite inferior establecido para estos episodios sea bastante impreciso y subjetivo. Atendiendo a aquellos criterios y, ante la necesidad de acotarlos, su límite inferior se ha establecido en 300.000 años, que es la edad radiométrica obtenida por LIETZ y SCHMINCKE (1975) en el volcán de Arucas, un edificio de aspecto relativamente reciente. Por otro lado, el volcán más reciente hasta ahora datado en la isla, es el Montañón Negro, cuya edad absoluta obtenida es de 3075 años, NOGALES y SCHMINCKE.

Así pues, y a falta de datos más concluyentes, en el intervalo comprendido entre unos 300.000 años (finales del Pleistoceno medio) y épocas prácticamente subhistóricas, se sitúan todos los episodios volcánicos recientes de la isla.

Aunque se podría establecer una secuencia cronoestratigráfica relativa dentro de estos edificios, en la presente cartografía se han considerado todos conjuntamente, sin ninguna distinción temporal relativa. Sin embargo, en alguna ocasión, se describe la sucesión de erupciones, por estar clara la superposición de edificios.

Desde el punto de vista magmático, existe continuidad e incluso solape en las composiciones entre estas emisiones recientes y las del Ciclo Post Roque Nublo, por lo que se les puede considerar geoquímica mente como de un mismo ciclo eruptivo o serie de diferenciación.

El motivo principal de individualizar estos episodios, es el resaltar y destacar su modernidad y, por tanto, la ocurrencia de fenómenos volcánicos en épocas relativamente próximas, en una isla donde tradicionalmente en el ámbito popular, el volcanismo se considera ajeno, propio de otras islas canarias, o ya remoto y extinto desde épocas mucho más antiguas y sin incidencia de ningún tipo.

Los edificios incluídos dentro de los episodios recientes son equivalentes, en gran

parte, a los de la Serie IV de FUSTER et al. (1968); así mismo, se corresponden con la parte más moderna de la Formación "Middle Quaternary basanite and nephelinite lavas", y, totalmente, con la Formación La Calderilla, de SCHMINCKE (1987). En cuanto a la bibliografía relacionada con estas erupciones, los trabajos existentes son escasos. Destacan, además de las referencias a ellos en estudios generales de la isla, los de SCHMINCKE et al. (1974), ARAÑA et al. (1988) y el estudio geomorfológico de HANSEN (1987).

2.6.1.- Lava, conos de tefra, maares y "fallout" basaníticos.

Estos últimos episodios volcánicos están representados por numerosos conos de tefra y edificios freatomagmáticos, así como por coladas de lava asociadas a ellos. En conjunto responden a típicos mecanismos eruptivos estrombolianos e hidromagmáticos, a menudo con alternancia de ambos en la construcción de un mismo edificio. Las emisiones de lava características de estos episodios surgen principalmente de la base de los edificios, a veces del propio cráter, y alcanzan con frecuencia grandes recorridos gracias a su fluidez, elevada tasa de emisión, así como condiciones topográficas favorables. En ocasiones, éstas suponen volúmenes considerables con respecto al del edificio piroclástico.

Composicionalmente, los materiales emitidos corresponden en su mayoría a rocas básicas alcalinas subsaturadas, con predominio de tipos basaníticos y, en menor medida, nefeliníticos y tefríticos. Los únicos términos diferenciados presentes en estas erupciones corresponden a los materiales del volcán de Arucas, que tienen una composición de fonolitas tefríticas.

En cuanto al carácter de las erupciones, éstas responden también a un volcanismo claramente de tipo fisural, condicionado por una tectónica profunda, que se manifiesta en superficie por la aparición de los edificios volcánicos, alineados según las direcciones de las fisuras. Algunas de estas directrices tectónicas son las mismas que definen alineaciones de edificios en el Ciclo Post Roque Nublo, por lo que se trata de direcciones estructurales de primera magnitud en la evolución de la isla, que se van reactivando sucesivamente desde el Mioceno superior. Las direcciones dominantes son N135°-140° E o conjugadas a ellas y N30° E. Aparecen también algunos edificios aparentemente aislados, pero que, seguramente, están, así mismo, ligados a fisuras de dirección no claramente apreciables al carecer de suficientes elementos volcánicos alineados.

Todos estos edificios de tefra son prácticamente idénticos entre sí y similares a los edificios de ciclos anteriores. Se diferencian de éstos más antiguos, principalmente, en el buen estado de conservación de su morfología original, el estado fresco de sus piroclastos y coladas, y en que el depósito suele estar menos oxidado y relativamente suelto, siendo, por tanto, fácilmente ripable.

Su descripción se hará pues de manera conjunta, pero agrupados los edificios por zonas geográficas, habiéndose establecido cinco zonas.

- Alineación Berrazales-Caldera de los Marteles.

Desde la cabecera del barranco de Berrazales, en la zona NO. de la isla, hasta la cabecera del barranco de Guayadeque, en el extremo SE., se hallan emplazados, a lo largo de una franja de unos 23 km de longitud, numerosos edificios piroclásticos de edad relativamente reciente. Su composición define alineaciones más o menos paralelas de edificios volcánicos, con una orientación general NO.-SO. y dirección dominante N135°-140° E.

En el extremo más nororiental de esa alineación se sitúan los edificios **Berrazales** y **Caideros**, adosados a las laderas orientales del barranco de Berrazales-Agaete. Constituyen dos bocas eruptivas, probablemente sincrónicas durante el mismo episodio eruptivo, emitiendo lavas basaníticas (de potencias entre 6 y 10 m) que se encauzaron por dicho barranco hasta llegar a la costa, en Agaete. SCHMINCKE (1987) sugiere para estas emisiones una edad inferior a 1000 años.

Cercanos a ellos se sitúa el complejo volcánico de Fagajesto y El Sao, constituido por un maar y un cono de tefra gruesa, respectivamente, originados en distintas fases durante la misma erupción. El primero de ellos, también denominado Hondo de Fagajesto por HANSEN (1987), es un maar de paredes verticales, formado durante paroxismos explosivos freatomagnéticos, en cuyo fondo aflora el sustrato sobre el que se apoya. Bordeando el cráter hay un anillo de tobas. Está emplazado en el cauce de un antiguo barranco. Junto a él, a poca distancia, está el cono de El Sao, un edificio estromboliano, posiblemente edificado con posterioridad a aquél, de cuya base surgieron, al final de la erupción, coladas basaníticas que desde el barranco del Sao cayeron en cascada al de Berrazales-Agaete.

Por el área circundante a ambos edificios se extienden los depósitos piroclásticos dispersados por el viento durante la erupción, observándose en algunas zonas (carretera de Fagajesto junto al cruce con la de Juncalillo-Fontanales) unos niveles de posibles "surges" originados durante las fases freatomagnéticas.

En la zona de cumbres de la isla, a una cota cercana a los 1500 m sobre el nivel del mar, surgieron otros dos edificios similares, pero de mayores dimensiones, denominados **Montañón Negro** y **Caldera de los Pinos de Gáldar**. Su edad de emplazamiento es de unos 3075 años, según una datación C-14 en un pino enterrado bajo los lapillis del Montañón Negro realizada por NOGALES y SCHMINCKE (1969). Mientras que el Montañón Negro, es un cono estromboliano formado por lapillis finos, la Caldera de los Pinos de Gáldar es un cráter circular de explosión, en cuya génesis intervinieron, en algún mo-

mento, fases freatomagmáticas, según ha quedado registrado en algunos depósitos circundantes al cráter.

De la base de ambos edificios se emitieron coladas escoriáceas de composición basanítica, y de 8-12 m de potencia, que inicialmente se hallaban divididas en ramales, algunos de las cuales, tanto de uno como de otro edificio, convergieron más abajo, en el barranco Brezal-Los Tiles-Moya. Las coladas de otro ramal del Montañón Negro se canalizaron por el barranco de la Virgen-Azuaje, alcanzando también un recorrido superior a 10 km.

Los lapillis de dispersión de ambos edificios tapizan las formaciones volcánicas anteriores y ocupan una extensa área inmediatamente al sur de ambos.

En la zona central de la isla, aparecen también varios edificios recientes, como: el **Morro de la Armonía**, cuyas lavas basaníticas se canalizaron por el barranco de Tejeda, quedando actualmente pequeños retazos aislados a lo largo de su corredor. Estas coladas han sido datadas en este proyecto en $0,14 \pm 0,01$ (m.a.). **El Salado**, con sus lavas también diversificadas en ramales, y el edificio **La Vinculación**, con un cráter abierto en hendidura hacia el norte. **Montaña de Troya** es otro edificio de cínder, situado al SE. de San Mateo, al cual aparece asociada una depresión semielíptica, poco profunda (La Lechuza), cuya génesis, aunque incierta, parece relacionada con procesos freatomagmáticos. En relación con ella, aparecen en sus inmediaciones unos depósitos atribuibles a dichos procesos. Están constituidos por materiales de aspecto arenoso muy finos, con laminaciones paralelas o de bajo ángulo y abundantes líticos, interestratificados con niveles de lapilli, indicando en conjunto ese supuesto origen freatomagmático.

En el extremo SE. de la alineación, en la zona de cabecera del barranco de Guayadeque, al este de Los Pechos, se encuentra otro conjunto volcánico, constituido también por maares y conos de tefra, originados durante una actividad sincrónica. Los maares fueron ya reconocidos como tales por SCHMINCKE et al. (1974), quienes publican un trabajo escueto, pero interesante, sobre la Calderilla, Marteles y Bandama. Se trata de los maares de **La Calderilla** y **Caldera de los Marteles**, emplazados ambos en la cabecera de antiguos barrancos (Guayadeque), lo que indica, junto a los depósitos asociados a ellos, su génesis en etapas freatomagmáticas de la erupción. El emplazamiento de Marteles en el curso alto del primitivo barranco de Guayadeque provocó su cierre, abriendo la erosión un nuevo barranco, aunque con una orientación más hacia el NO. Al surgir más tarde La Calderilla en la cabecera de ese nuevo barranco, sus emisiones se canalizaron por él hacia el SE.

Ambos edificios son cráteres circulares bordeados por anillos de tobas constituidos por una secuencia de depósitos freatomagmáticos con abundantes líticos, niveles de lapilli acrecionarios, capas de bloques y lapillis finos. Con frecuencia se observan facies

transicionales entre estadios puramente freatomagmáticos, en donde el aporte de agua era mayor y, por tanto, más alta la relación agua/magma y, estadios de explosividad moderada, con predominio de la fracción magmática juvenil, al decrecer dicha relación. La Calderilla emitió una colada basanítica que fue datada en 0.15 m.a. por LIETZ y SCHMINCKE (1975).

Junto a estos edificios aparecen también conos de tefra de pequeñas dimensiones, cuyos depósitos están interestratificados con los de aquellos, indicando su actividad simultánea. En el caso de la Caldera de los Marteles, son varias las bocas eruptivas asociadas a ella, siendo las principales el **Morro de la Caldera**, el **edificio de la cabecera del barranco del Cernícalo** y el de la **carretera de Cazadores**, próximo a Marteles.

Apartados de esta alineación Berrazales-Caldera de los Marteles, aparecen otros edificios aparentemente alineados entre sí, pero paralelos a aquellos: **La Breña**, **Mocanes**, (ambos al oeste de Telde), y **Las Montañetas**; los dos primeros, probablemente, algo más antiguos que todos los edificios nombrados hasta ahora.

Del edificio Mocanes surgió una potente colada basanítica "aa", que se canalizó hacia Telde por el barranco de los Cernícalos, alcanzando una potencia visible de unos 30-40 m. Las Montañetas es el edificio principal de un conjunto de tres bocas eruptivas situadas en las cercanías de Lanzarote (Valleseco), que emitieron también coladas "intracanyon", aunque mucho más delgadas, alcanzando gran recorrido por el barranco de Valleseco hasta unirse con las que procedían del Montañón Negro por el barranco de la Virgen. En cuanto a La Breña, no es seguro que haya emitido coladas. Es de destacar, sin embargo, la existencia de moldes difusos de palmeras en los piroclastos de este edificio, SCHMINCKE (1987).

- Area de Lomo Magullo-Montaña Santidad.

Este grupo de volcanes está situado en la zona oriental de la isla, entre las poblaciones de Telde, Valsequillo e Ingenio y consta de cinco edificios principales, algunos de ellos con cráteres secundarios o adventicios: **Lomo Magullo**, **Montaña de Barros**, **Montaña Santidad**, **Montaña Melosal** y **edificio del barranco del Draguillo**, este último, el más pequeño y prácticamente desmantelado. En conjunto, salvo este último, fueron estudiados con cierto detalle, desde un punto de vista geomorfológico, por HANSEN (1987).

Todos emitieron coladas "aa", muy escoriáceas y de composición basanítica, con espesores similares, que oscilan entre 2 y 8 m. En casi todos ellos, las lavas a la salida de los centros de emisión se diversificaron en ramales, a veces tres, como en Montaña Santidad. En este último caso, sus coladas se encauzaron por distintos barrancos hasta confluir posteriormente en una única corriente que siguió alejándose del punto de salida.

En algunos casos, la confluencia es entre coladas de edificios diferentes, como las de Lomo Magullo y Montaña de Barros que, juntas y, de manera indiferenciada, llegaron hasta la actual población de Telde.

- Area de Jinámar-Bandama-Monte Lentiscal.

Otro campo de volcanes muy recientes se extiende entre Jinámar y La Calzada, en Tafira. Se agrupan en una franja de 3 km de ancho por 7 km de largo y aparecen alineados según una dirección media N135° E.

En las inmediaciones de la población de Jinámar se localiza un grupo de cinco volcanes de dimensiones reducidas, que corresponden a típicos edificios estrombolianos, los cuales emitieron coladas escoriáceas, de composición basanítica. Los malpaíses que originaron inicialmente sus lavas están prácticamente desmantelados, debido a la fuerte antropización que existe en la zona. El mejor conservado es el que rellena parte del cauce del barranco del Cascajo, en las cercanías de Hoya Niebla, generado por los edificios de Sima Jinámar y Montaña Rajada, ambos emplazados sobre los depósitos brechoides de edad Roque Nublo. Los malpaíses de Montaña Gallego y Cuesta de las Gallinas (situados entre el km 10 y 11 de la carretera Jinámar-Telde) han desaparecido casi por completo. El edificio más alejado del grupo es Montaña Jinámar, emplazado sobre los depósitos detríticos de la F.D.P.

Sin duda, el edificio más interesante de toda esta área, por su magnitud y complejidad, es el complejo eruptivo de Bandama, localizado en el área de Tafira. Está constituido por un maar (conocido por Caldera de Bandama) y un edificio estromboliano, el Pico de Bandama.

El Pico de Bandama es un cono de cínder, de cuya base surgieron coladas que se canalizaron de manera "intracanyon" por el barranco de los Hoyos, originando un malpaís aún relativamente bien conservado.

La Caldera de Bandama es un edificio de tipo maar, que consiste en una enorme depresión semielíptica de unos 200 m de profundidad, en cuyas paredes internas se observa el sustrato perforado durante las violentas explosiones freatomagmáticas que lo originaron. Estas paredes, debajo del anillo piroclástico, están constituidas en su parte inferior por brechas fonolíticas miocenas, (por error de coloración indicadas en el mapa 1:100.000 como lavas del Roque Nublo), sobre las que se apoyan los depósitos brechoides del Ciclo Roque Nublo. El borde superior del maar es un anillo de piroclastos, constituido en su parte baja por depósitos freatomagmáticos mal clasificados que contienen abundantes líticos muy heterométricos y niveles de "surges" con laminaciones cruzadas y bases erosivas. Hacia la parte superior del anillo aumenta la proporción de lapilli, ya de origen magmático, producto de la actividad estromboliana final de la erupción.

Las erupciones que dieron lugar a estos aparatos volcánicos tuvieron lugar hace unos 5000 años, HANSEN (1987). Comenzaron con fases de explosividad moderada que fueron edificando el Pico. Al desplegarse el foco eruptivo hacia el sur, en un estadio determinado, el magma ascendente entró en contacto con acuíferos profundos, desencadenándose una violenta evaporización del agua, resolviéndose en fuertes explosiones freatomagmáticas que provocaron el cráter.

Los repetidos eventos o fases freatomagmáticas originaron sucesivas emisiones de depósitos que se acumularon alrededor de la boca eruptiva. Al mismo tiempo eran lanzadas oleadas piroclásticas, principalmente hacia el sur, donde cubrieron una extensa área. Las facies más distales se han observado en lugares tan alejados como el área de Montaña Rosiana, al SO. de Telde, es decir, a unos 10 km de distancia del centro de emisión. Los depósitos de dispersión más representativos son los que se localizan en el Lomo del Seminario (margen meridional del barranco de las Goteras) donde tapizan la topografía previa (constituida por apilamientos de coladas de edad Roque Nublo), con espesores, a veces, superiores a los 7 m.

Ya desde los primeros estudios geológicos realizados en Gran Canaria, la génesis de la Caldera de Bandama atrajo la atención de muchos investigadores, siendo numerosas las hipótesis propuestas. Estas se agrupan principalmente en dos tendencias, las que proponen una génesis de hundimiento, defendida por GONZALEZ y GUTIERREZ PALACIOS (1910), BOUCART y JEREMINE (1937) y MACAU (1959) y, las que apuntan a un origen explosivo, sugerido por HAUSEN (1960 y 1962) y FUSTER et al. (1968), siendo HAUSEN (*op. cit.*) el primer autor que denomina maar a este edificio volcánico.

Más recientemente aparecen otros trabajos como el de SCHMINCKE et al. (1974), quienes, de manera breve, describen los mecanismos eruptivos que originaron el maar. Posteriormente, HANSEN (1987) hace un estudio geomorfológico sobre ambos edificios, que luego ARAÑA et al. (1988), tomándolo como base, completan con conceptos volcánicos, petrológicos y geoquímicos, analizando las facies presentes en los depósitos piroclásticos.

El último edificio de todo este conjunto de volcanes es el Monte Lentiscal, situado sobre los depósitos de la F.D.P. en la zona de la Calzada. De la base del cráter salió una potente colada basanítica de tipo "aa" (15-20 m de potencia) que se desplazó por el barranco de Guiniguada, alcanzando unos 6 km de recorrido.

El área de dispersión de piroclastos expulsados durante la erupción se encuentra al sur del cono, cubriendo una enorme superficie al entremezclarse con los procedentes de la erupción del Pico de Bandama.

- La Isleta y volcán de Tinoca.

La parte meridional de La Isleta está constituida por un grupo de volcanes alineados según una dirección principal N30° E evidenciando la existencia de fracturas profundas con esa orientación. A lo largo de dicha directriz se emplazan, al menos, seis edificios, alguno de ellos ya muy desmantelado por las extracciones de picón. El más importante es el cono de **Montaña del Vigía**, constituido por lapillis relativamente gruesos. Sus dimensiones surgieron de la base, fluyendo radialmente y tienen también composición basanítica. Engloban, tanto las lavas como los piroclastos, enclaves blancuzcos, aparentemente de naturaleza sálica, muy recristalizados.

El **volcán de Tinoca** está situado junto al caserío del mismo nombre, en la costa norte. Aparentemente está aislado de otros centros de emisión recientes. Sus coladas, de composición basanítica, y hoy ya únicamente visibles entre las escorias del cono, se dirigieron hacia la costa.

- Área del volcán de Arucas y domo de Cardones.

Por el grado de conservación que presenta este área es, tal vez, la más antigua de las cinco distinguidas.

El volcán de Arucas surgió hace unos 300.000 años en la zona norte de la isla, según una datación radiométrica de LIETZ y SCHMINCKE (1975). Es un cono piroclástico, sin cráter visible, constituido fundamentalmente por lapillis y bloques, así como por coladas de lava interestratificadas en ellos. Emitió coladas que se dirigieron principalmente hacia el norte, hasta llegar a la costa. En conjunto, cubren una extensa superficie, actualmente disectada en algunos puntos por barrancos encajados (por ejemplo, el barranco de Cardones).

Los materiales emitidos por este volcán son los más diferenciados y alcalinos de todos los episodios recientes de la isla, correspondiendo a tefritas fonolíticas. En muestra de mano son bien visibles abundantes cristales de haüyna de tamaños milimétricos. Su geoquímica fue estudiada por HERNANDEZ-PACHECO (1969) y DORRONSORO (1979), quienes, siguiendo la nomenclatura de autores anteriores, BOUCART y JEREMINE (1937) y HAUSEN (1962), las denominaron también tahititas, término acuñado por LACROIX (1910).

Una composición idéntica a la de los materiales del volcán de Arucas la tiene el cuerpo extrusivo de carácter domático, HERNANDEZ-PACHECO (op. cit.), que aflora en la ladera NE. del domo de Cardones. En él aparecen enclaves, tanto de carácter xenolítico como magmático, que fueron estudiados por HERNANDEZ-PACHECO (op. cit.) y DORRONSORO (op. cit.). Los primeros corresponden a sienitas y gabros, que provienen de

formaciones subvolcánicas. Los otros son acumulados de las lavas encajantes y, al estar constituidos mayoritariamente por haüyna, estos autores los denominan "haüynófiros". Basándose en criterios petrológicos y geoquímicos, el primer autor mencionado le asigna una edad de extrusión sincrónica con la del volcán de Arucas.

2.7.-EPISODIOS SEDIMENTARIOS RECIENTES (Cuaternario).

Corresponden a los depósitos detríticos sedimentarios que, aunque algunos puedan haberse formado desde el plioceno superior, la mayoría se han desarrollado durante el Cuaternario.

2.7.1.- Depósitos de conglomerados y fanglomerados. (30)

Los materiales aquí descritos se extienden por las zonas bajas del SE. de la isla ocupando una extensa zona, desde el barranco de Guayadeque (al norte), hasta las proximidades del aeroclub de Tarajalillo (al sur). Están constituidos por gravas, arenas y, en menor medida, limos, de color marrón.

Se trata de una serie de abanicos aluviales con componente noroeste, imbricados y relacionados, muchos de ellos, con el cauce del barranco de Tirajana.

Estos materiales se apoyan discordantemente sobre los materiales volcánicos de los Ciclos I y Post Roque Nublo, principalmente. LIETZ y SCHMINCKE (1975) han datado una colada, en los Llanos de La Aldea, que constituye la base de los materiales sedimentarios, obteniendo una edad de 2,76 m.a. De esta manera, puede decirse que la deposición de estos sedimentos se ha prolongado desde esa época casi hasta la actualidad. Al no existir emisiones volcánicas del Ciclo Reciente en este área, sólo puede precisarse que estos materiales son anteriores al desarrollo de la red de drenaje, pues se observa que ésta se ha encajado unos 20 m en estos sedimentos.

Según la información obtenida en columnas litológicas de los pozos realizados para abastecimiento de aguas (Proyecto MAC-21) se puede indicar que la potencia de esta unidad aumenta hacia el SE., ya que mientras en un pozo realizado junto a Sardina se atravesaron 40 m de sedimentos aluviales, en otro, próximo a El Doctoral (2 km al SE del primero) la potencia es del orden de 80 m.

No existe casi ninguna referencia bibliográfica sobre estos sedimentos. En la cartografía de ALONSO et al. (1968) (en FUSTER et al. (1968) fueron considerados como aluviones en sentido amplio; más recientemente, SCHMINCKE (1987) denomina a estos materiales como Formación Tirajana, y reconoce que es la formación sedimentaria menos estudiada de la isla.

Estos materiales pueden ser observados principalmente en los cortes de los Barrancos de Tirajana, Balos, Rodeo y Juan Grande, así como en las trincheras de la autopista (GC-1). De todas estas áreas mencionadas, los mejores afloramientos son los del escarpe del barranco de Tirajana, en los cuales se han medido potencias de hasta 20 m. Sin embargo, en los cortes, tanto de la carretera (C-812) como de la autopista (GC-1), la potencia es muy reducida, del orden de 1 a 3,5 m. En este área se observa que sobre las gravas hay un nivel bastante continuo de limos finos de color marrón, sobre el que se ha desarrollado el suelo actual. Estas facies de granulometría fina pueden corresponder a posibles llanuras de inundación. No debe ser casual que en la toponimia local existan en esta zona términos como barranco del Polvo y Tierras de Polvo, sin duda, alusivas a la existencia de limos en estas áreas.

En conjunto, esta unidad está constituida por conglomerados cuyos cantos son mayoritariamente fonolíticos, con tamaños comprendidos entre 4 y 22 cm, si bien ocasionalmente se observan algunos bloques que superan los 30-40 cm de diámetro. Además de los fragmentos sálicos mencionados, también aparecen cantos básicos (basaltos, basanitas, tefritas y nefelinitas olivínicas) que indican que estos depósitos son posteriores al Ciclo Post Roque Nublo, ya que las nefelinitas y basanitas son características de este ciclo. En conjunto, estos depósitos se caracterizan por su poca clasificación, mostrando en la vertical secuencias granodecrescentes, típicas de abanicos aluviales. Estos abanicos van migrando hacia el SE. imbrincándose unos sobre otros, de modo que en planta la granoselección sería negativa.

En la sección del barranco del Rodeo se han medido potencias de unos 5,5 m en gravas algo encalichadas, recubiertas por una capa de unos 0,5 m de arenas finas de color marrón. Este encalichamiento superficial en las gravas se ha observado en otros puntos y parece indicar la existencia de un lapso erosivo entre la deposición de las gravas y la capa delgada de arenas que suele aparecer al techo.

En las proximidades del Cruce de Arinaga no se ve claramente la relación estratigráfica entre estos sedimentos y las coladas del Ciclo Post Roque Nublo que forman la planicie de Arinaga. Esto podría sugerir una edad más reciente para este campo de volcanes el cual plantea problemas en cuanto a su datación. En esta zona, entre las gravas de los abanicos aluviales se observan delgadas intercalaciones de finos, cuyo espesor no sobrepasa los 30 cm.

2.7.2.- Arenas eólicas (dunas pleistocenas). (31)

Estos depósitos se localizan principalmente en el litoral E. de la isla, así como en un pequeño afloramiento localizado en la costa occidental (Punta de Góngora), al pie de los acantilados del Andén Verde.

El más septentrional de los afloramientos de la costa oriental se halla situado en la Península de Gando, al techo de las coladas y piroclastos del Ciclo Post Roque Nublo. Se observa que en la construcción de este campo de dunas existen períodos alternativos secos y húmedos, con mayor o menor predominio de vientos e influencia continental, con aportes detriticos. Así, durante las épocas secas predominan la actividad eólica y se acumulan arenas blancas, con escasos gasterópodos y pequeñas bolsadas de cantos (aluvial-coluvial). Sin embargo, durante los períodos de mayor pluviosidad, crece vegetación, aparecen gasterópodos y las dunas adquieren tonos asalmonados. Finalmente las dunas terminan con un nivel de cantos angulosos, con estructuras de moldes vegetales y gasterópodos continentales *Hemicycla sp.* y *Trochoidea despreauxii* (d'Orbiguy). El tamaño de los *Hemicycla* es cada vez menor a medida que las dunas son superiores y por lo tanto más recientes. El proceso se repite otra vez, con nuevas épocas secas, encalichamiento, compactación de la arena y formación de nuevos campos de dunas que fosilizan a las anteriores, originándose así una sucesión como la que se observa entre Gando y Tufia.

También en la costa oriental de la isla, pero unos 6 km al sur del área anterior, se puede observar un amplio campo de dunas que debió recubrir casi totalmente a los conos de Arinaga y Faro de Arinaga. Esta parece ser la causa por la que el primer edificio mencionado ha quedado prácticamente preservado de la erosión. Se trata de arenas de granulometría fina, bien seleccionadas, de color gris en fresco y crema-blanquecino en superficie, al estar más alteradas. Intercalado entre las arenas se observan niveles con fauna y rizoconcrecciones. Ocasionalmente se ha observado un encalichamiento superficial de algunos centímetros de espesor. Debido al mecanismo de transporte (de tipo eólico) están muy bien seleccionadas, pudiendo sugerirse como desencadenante del proceso, a los vientos alisios de componente NE. A veces se han observado potencias de 20 m, lo cual ha favorecido su explotación.

Por último, se ha incluido dentro de este apartado, aunque con algunas reservas, el afloramiento de arenas eólicas de Punta Góngora. Son arenas finas, bien seleccionadas, de color blanco, con estratificación cruzada y niveles de bioturbación y rizoconcrecciones. Se observa que están seccionadas por la red de drenaje actual. En el acantilado costero pueden alcanzar potencias de varios metros. Asimismo, se aprecia que se indentan con los conos de deyección pero, debido a la falta de criterios paleontológicos y a la ausencia de volcanismo post mioceno en este área, pueden existir dudas en cuanto a la asignación estratigráfica. Sin embargo, GUITIAN et al. (1982) consideran a esta formación dunar coetánea con los sistemas de dunas de Maspalomas y Guanarteme. Esto parece poco probable según los datos expuestos anteriormente ya que las dunas de Maspalomas están prácticamente desprovistas de vegetación y de intercalaciones grises de cantos, y evidencian una edad más moderna.

En el caso de los campos de dunas de Gando y Arinaga, al existir en su base un

volcanismo de edad pleistocena y, por semejanza con las de la isla de Fuerteventura, PETIT-MARIE et al. (1986, 1987), puede sugerirse para ellas una edad pleistocena superior.

2.7.3.- Arenas marinas y conglomerados (rasa jandiense). (32)

A lo largo de todo el litoral oriental y meridional de la isla, desde Las Palmas hasta Maspalomas, aparecen, aunque de manera discontinua, depósitos marinos fosilíferos de inicios del Pleistoceno superior, denominados jandienses por MECO et al. (1987) y MECO (1988). Toman el nombre de depósitos similares situados en Fuerteventura, donde tienen mayor representación, siendo Jandía, en la zona sur de la isla, la localidad tipo.

Fueron dados a conocer por LYELL (1895) en el área de la ciudad de Las Palmas, donde originalmente alcanzaban gran extensión. Constituyen la denominada "terraza baja de Las Palmas", la cual se extendía desde el istmo arenoso de Guanarteme, que une la isla con La Isleta, hasta la zona sur de la ciudad. Posteriormente, fueron mencionados por ROTHPLETZ y SIMONELLI (1890), BENITEZ (1912), ZEUNER (1958), LECOINTRE et al. (1967), KLUG (1968), MECO (1975, 1977, 1981, 1982, 1983) y POMEL et al. (1985). Actualmente, figuran algunas colecciones de fósiles procedentes de estos depósitos en museos extranjeros como el Museo Británico de Londres, Museo de Historia Natural de París y en la Academia de Ciencias Naturales de Filadelfia.

En cuanto a la altura de estos depósitos, en el área de Las Palmas se sitúan entre 7 y 10 m sobre el nivel actual del mar, altura considerablemente superior a la observada en Lanzarote y Fuerteventura, así como en otros puntos de la isla.

En la actualidad, en Las Palmas, estos depósitos han desaparecido prácticamente por completo, debido a que gran parte de la ciudad ha sido construida sobre ellos. Pueden encontrarse restos de los mismos en algunos solares aún sin construir, o en la zona del Confital, en La Isleta, donde están semicubiertos ya por diverso tipo de materiales detriticos. En esta zona están constituidos por algas calcáreas que forman concreciones esféricas, a las que localmente se las denomina "confites" o "caracolillo", habiendo sido explotadas en la antigüedad para obtención de cal, BENITEZ PADILLA (1963). Otro depósito jandiense en este área de la ciudad es la barra de areniscas que cierra la playa de las Canteras, la cual queda emergida en bajamar.

Hacia el sur, los afloramientos son ya muy discontinuos, apareciendo a alturas entre 0,5 m y 1 m sobre el nivel del mar, en lugares como Melenara, zona de Gando, bahía de Arinaga, playas de Maspalomas y las Meloneras, donde quedan al descubierto también al bajar la marea.

En general, están constituidos en su base por una arenisca bastante compactada de color beige-claro, compuesta a su vez por fragmentos de algas, caparazones calcáreos y fósiles, cementando un conglomerado de cantos básicos redondeados, situados principalmente en su parte superior. Desde el punto de vista paleontológico están caracterizados por la presencia de *Strombus bubonius*, diverso tipo de patellas de variada morfología y un considerable número de *Thais haemastoma* (Linné), que son faunas de climas cálidos de África ecuatorial.

Aunque no representado en la cartografía, sobre los depósitos jandieños se sitúan otros más modernos, en forma de "beach rocks" en la zona intertidal o en cubiertas labradas sobre ellas, a alturas entre cero metros y 0,5 m sobre el nivel del mar. Se trata de niveles marinos también fosilíferos, denominados erbanense por MECO et al. (1987) y MECO (1988) (de Erbani, el antiguo nombre de Fuerteventura) que representan otro episodio marino transgresivo ocurrido hace unos 2000 a 4000 años.

2.7.4.- Depósitos sedimentarios (aluviales, coluviales y suelos). (33)

Debido a la escala del mapa se ha optado por agrupar en una sola unidad a estos materiales sedimentarios.

Los Depósitos aluviales suelen relacionarse con los cauces de los barrancos principales de la isla: Fataga, Tirajana, Balos, Guayadeque, Real de Telde, Las Goteras, Guiniguada, Tamaraceite, del Risco, La Aldea, Tasártico, Tasarte, Veneguera, Mogán, Tauro, Lechugal, Pto. Rico y Arguineguín. La mayoría de estos barrancos suele adoptar una disposición radial, si bien, los depósitos tienden a acumularse en las zonas próximas a la desembocadura. Estos materiales son arrastrados muy esporádicamente, en forma de avenidas torrenciales, ya que los barrancos suelen estar secos y sólo funcionan en determinados momentos, si las lluvias son muy intensas. En general, son depósitos detriticos, poco potentes, constituidos por arenas oscuras y gravas heterométricas. El tamaño de los cantos es muy variable desde, 1-2 cm los más pequeños, hasta bloques de 40-50 cm de tamaño máximo. Las potencias no suelen superar los 4-5 m medidos en los barrancos de Arguineguín, Tirajana y Fataga; más frecuentes son los valores de 1-3 m.

La naturaleza de los cantos es muy variada, debido sobre todo a la enorme cuenca que abarcan algunos de estos barrancos principales. Así, se puede encontrar todo un muestrario de los distintos tipos litológicos existentes en la isla (sienitas, gabros, riolitas, traquitas, fonolitas, fonolitas haüynicas, tefritas, basanitas, nefelinitas, basaltos y gran cantidad de tobas fragmentarias, ignimbritas y brechas).

Los depósitos coluviales se localizan preferentemente adosados a las laderas de los relieves de mayor cantidad y también en el área de cabecera, así como en las laderas de casi todos los grandes barrancos. En muchas ocasiones constituyen un recubrimiento

tan delgado que se ha optado por suprimirlos en cartografía para dar mayor énfasis y continuidad a las formaciones geológicas infrayacentes.

En planta se caracterizan por presentar formas "triangulares o de abanico" que tapizan las laderas pero con un espesor muy reducido, sobre todo en el área de cabecera, ya que la mayor parte del material se acumula al pie del escarpe. La edad de estos coluviones es algo imprecisa y variable de unos afloramientos a otros, si bien se han agrupado todos ellos por conveniencias cartográficas; así, hay algunos depósitos que se encuentran cortados por la red de drenaje actual mientras que, en otros casos, se trata de depósitos muy recientes que constituyen un auténtico canchal aún sin vegetar. Un ejemplo muy bonito de este último tipo de depósitos se observa en la ladera occidental del barranco de Fataga, en las proximidades de Arteara. En la zona de cabecera de este coluvión, próxima a la Degollada del Gigante, se aprecia la existencia de una cicatriz que induce a pensar en un desprendimiento importante. Son bloques muy grandes, exclusivamente de composición sálica que recuerdan a los canchales de origen glaciar. Sin embargo, en otros barrancos como en Veneguera y Arguineguín estos depósitos están parcialmente encalichados y seccionados por la red de drenaje. Como ya se ha comentado anteriormente, estos materiales aparecen relacionados con grandes escarpes y relieves. Así, pueden destacarse, los coluviones adosados al escarpe erosivo de Tirajana, al pie de las cumbres del Pico de Las Nives y Roque Redondo. También son muy importantes los del sector occidental, adosados a los relieves de Montaña del Cedro-Hogarzales y al borde externo de la Caldera de Tejeda. Mención aparte merecen los depósitos existentes en la Punta de Góngora (costa del Andén Verde) ya que pueden estar relacionados con un deslizamiento de gran magnitud que ha provocado gran acumulación de materiales en esta zona costera. Por último, entre estos, hay que mencionar los depósitos situados en las faldas de Montaña de Guía y los Montañones, en el sector NO. de la isla.

Los depósitos edáficos o suelos son más abundantes en la mitad NE. de la isla, dado que el clima húmedo es más propicio para su formación. Estos materiales ocupan una gran parte de las "Vegas", Arucas y Gáldar; recubren también el área comprendida entre Jinamar y el aeropuerto. Conviene señalar que en esta cartografía, se han incluido dentro de este mismo apartado algunos recubrimientos antrópicos, especialmente abundantes en las proximidades del aeropuerto de Gando. Asimismo, es de destacar que estos episodios edáficos tienden a desarrollarse sobre superficies fácilmente alterables, tales como las áreas de dispersión de piroclastos de los conos de cínder. En general, las características del depósito varían de unos afloramientos a otros, si bien, no se observa estructuración interna. Los depósitos suelen estar constituidos por limos arcillosos con cantos dispersos y textura granulosa. En ocasiones pueden observarse pequeñas intercalaciones de material piroclástico retrabajado y algo encalichado. Las potencias visibles suelen ser reducidas y siempre inferiores a 2-3 m.

2.7.5.- Arenas eólicas (dunas holocenas). (34)

Estos materiales se localizan en los afloramientos situados, respectivamente, en la costa oriental (zona de Tufía-Ojos de Garza) y en el extremo sur de la isla (Maspalomas). Forman campos de dunas amplios, sobre todo el del sur.

El primero de los afloramientos mencionados se sitúa entre las playas de Tufía y Ojos de Garza ocupando una extensión algo inferior a 1 km². Se trata de arenas eólicas blancas con estructura de duna que recubren parcialmente otras más antiguas, de edad pleistocena. Las arenas presentan estratificación cruzada, restos de conchas y fauna de gasterópodos. Debido a la intensa urbanización y poblamiento de este sector E., estos materiales están más degradados que los del sur, que a continuación se describen.

Las dunas de Maspalomas son uno de los parajes más característicos y de mayor atractivo turístico que posee la isla, y están, por tanto, protegidas por la ley canaria de Espacios Naturales. Ocupan una extensión aproximada de unos 3-4 km² y estratigráficamente se sitúan sobre los depósitos marinos de edad erbanense. Estos conglomerados marinos forman un cordón litoral o rasa marina holocena, NADAL y GUITIAN (1983), que podría indicar la situación de la línea de costa, en ese momento que es rebasado y recubierto por las dunas. Como es normal en este tipo de sedimentos eólicos aparecen estructuras de estratificación cruzada, rizaduras o "ripple-marks" y, en ocasiones, laminación subparalela. En general están constituidas por arenas muy finas de color marrón-grisáceo con potencias de 5-10 m, si bien, ocasionalmente, llegan a alcanzar unos 20 m. Están prácticamente desprovistas de vegetación y conservan la típica morfología en media luna.

Recientemente MARTINEZ (1985) y MARTINEZ et al. (1986) han estudiado detalladamente este campo de dunas, distinguiendo cuatro tipos principales:

- 1 - dunas transversales del NE.
- 2 - dunas transversales del SE.
- 3 - dunas tipo barjan del NE.
- 4 - dunas tipo barjan del SE.

Estadísticamente se observa que son los vientos del NE. los dominantes, puesto que las dunas transversales del NE. representan casi un 60%. Asimismo, los barjanes (también del NE.) constituyen casi un 30% de las dunas registradas. Esto indica un buen aporte de arena desde la playa del Inglés (situada al NE. del campo dunar) ya que las dunas orientadas según este régimen de vientos representan un 85% del total.

Conviene señalar, también, la existencia de un pequeño afloramiento situado en la costa oriental al sur de la playa de S. Agustín, próximo al aeropuerto. Presentan carac-

terísticas semejantes a los depósitos anteriormente citados, pero no han sido señalados en esta cartografía, debido a su escasa entidad.

Por último, hay que mencionar otros dos pequeños depósitos, no cartografiados, localizados en el extremo NO. de la isla, en las proximidades de la Punta del Arrastradero y Puerto de Sardina. Se trata de arenas eólicas blanquecinas muy homogéneas que se instalaron sobre las vertientes nortes de la pequeñas elevaciones basálticas.

3.- TECTONICA.

En la isla de Gran Canaria y desde un punto de vista macrotectónico, las emisiones volcánicas están controladas por un desplazamiento de las áreas principales de erupción que migran desde el OSO. hacia el ESE., a lo largo de todo el período eruptivo de la isla (Mioceno sup. a Holoceno). Esto es el reflejo de una tectónica alpina más amplia, que afecta a todo el archipiélago y que está relacionada con la tectónica de la cordillera del Atlas en el cercano continente africano.

A nivel más puntual, cada uno de los ciclos volcánicos presenta unas características tectónicas propias, con sus elementos geométricos particulares que se describen independientes y cronológicamente.

En conjunto, los elementos volcano-estructurales más representativos de la isla, que reflejan la fracturación sufrida por la corteza durante el ascenso del magma, son: redes filonianas de la formación basáltica I, del Ciclo Roque Nublo y del Ciclo Post Roque Nublo; caldera volcánica de Tejeda, "cone-sheet" traquifitolítico y eustatismo de los niveles de playa (rasas marinas).

A escala menor, la tectónica se completa con fallas de asentamiento, fallas de deslizamientos y alineaciones de conos, que marcan las directrices de debilidad de subsuelo de la isla.

Formación basáltica I

Considerando los afloramientos de esta formación en su conjunto, es probable que, durante la emisión de estos basaltos miocenos, se generará en la isla uno o varios edificios estratovolcánicos compuestos, en los que mayoritariamente abundaron las erupciones de lavas, con pocos conos estrombolianos adventicios en sus laderas. El posterior hundimiento de la parte central de la isla, así como las emisiones siguientes que cubrieron a esta formación, hacen difícil la determinación de la tectónica que afectó a la misma.

De todas las superficies aflorantes de esta formación en la isla, la de mayor exten-

sión y, en la que se encuentran mejor representados los elementos volcano-estructurales, es la zona del Andén Verde-Mogán, pues constituye un afloramiento bastante continuo, en donde se aprecia con gran magnitud la red de diques y los buzamientos de las coladas.

La red de diques está ampliamente representada en el arco del Andén Verde-Mogán, Fig. 3.1. La pauta general de la dirección de estos diques basálticos es claramente radial, teniendo su punto de convergencia aproximado en la zona ocupada hoy en día por la Mesa del Junquillo, en el barranco de la Aldea. Se observa claramente un cambio progresivo en la dirección de los diques a lo largo de todo el arco. Así, los diques de la zona de cabecera del barranco de Mogán tienen direcciones preferentes NS; los del área de San Nicolás, N100° E. y los de Guayedra-Risco de Faneque, N160° E. Esto evidencia el giro pequeño en la dirección dominante. Es posible que no hubiera un solo centro de emisión, sino varios próximos entre sí, que configurarían la cima eruptiva del estratovolcán.

No es fácil determinar si el resto de los afloramientos de estos basaltos que aparecen por otras zonas de la isla pertenecieron o no a este mismo edificio reseñado. Si se tiene en cuenta la distancia entre ellos, y la cota topográfica del techo de las mismas, se observa que todos los afloramientos del norte y este de la isla están algo más bajos de lo que cabría esperar, de ser todo el conjunto un único edificio estratovolcánico con pendientes periclinares hacia el mar. Este hecho, unido al de la pauta radial de los diques del Andén Verde-Mogán (que centra un edificio en la zona de la Mesa del Junquillo) hacen pensar en la existencia de más de un edificio, o que, de ser uno solo, sea asimétrico.

También puede pensarse en la acción de una tectónica distensiva que desplazó, por hundimiento sectorial (tal vez escalonadamente) algunas de las laderas del edificio principal, rebajándolas hasta los niveles en que se observan actualmente (zona de Agüimes y Sta. Brígida). Una tectónica de este tipo estaría representada por fracturas semicirculares respecto a la cima, como las que se tiene constancia posteriormente, durante la emisión de las formaciones sálicas del Ciclo I. Parece evidente que esta clase de tectónica debe corresponder a los fenómenos de asentamiento propios de estratovolcanes de estas magnitudes.

Es muy probable también que, en algunas de las laderas del edificio principal, se hayan producido deslizamientos violentos que dieron origen a depósitos epoclásticos mal clasificados y brechas íticas como las que afloran en la base del tramo superior en la ladera oeste de Horgazales. Estas brechas, de aspecto propio al de un "debris avalanche", representarían la desestabilización de las partes altas del edificio o la respuesta a los fenómenos sísmicos acompañantes de estos estratovolcanes. Se produciría una "cupeta" o valle tectónico, que es ocupado posteriormente por las emisiones de los tramos

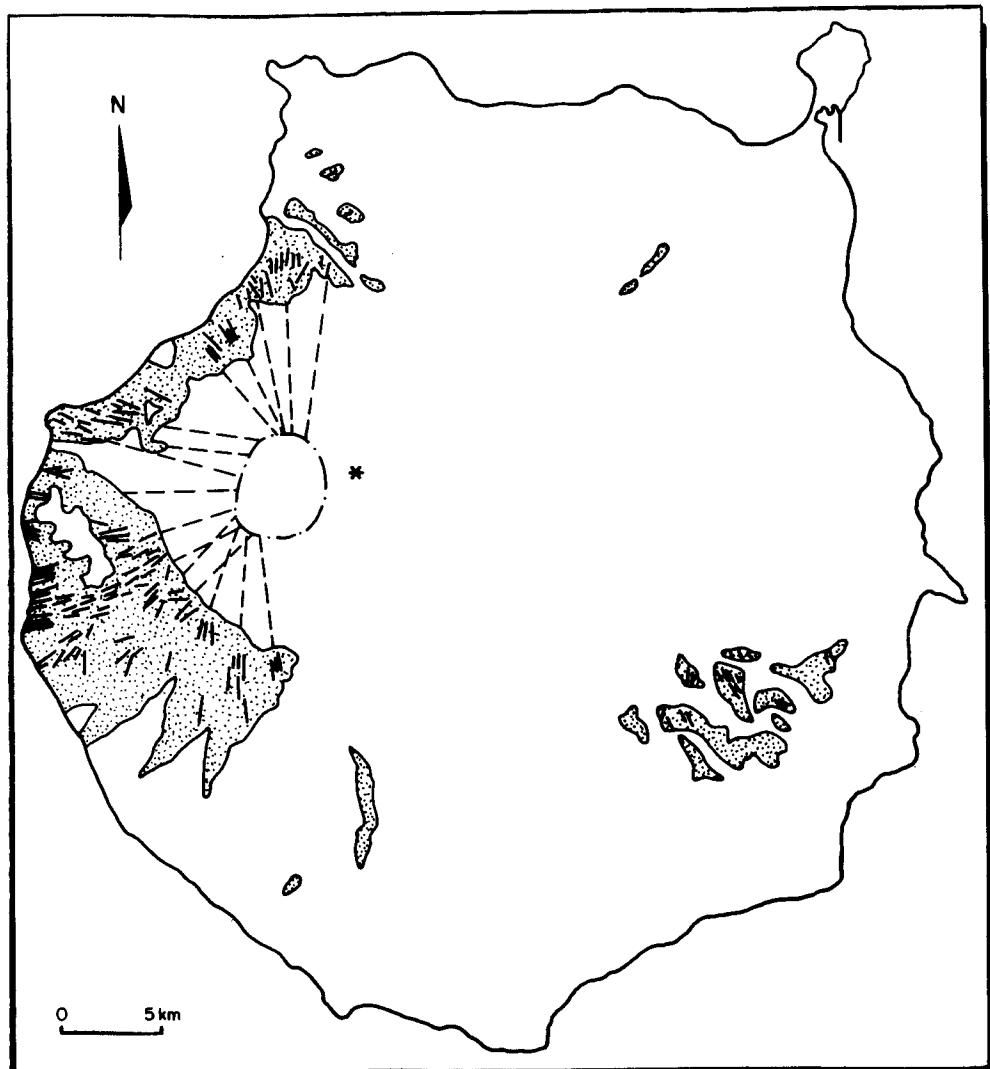


Fig. 3.1.- Esquema de distribución de la red de diques basálticos de la formación basáltica I.

superiores.

En la zona de Agüimes, el complejo filoniano de diques básicos está lo suficientemente representado como para poder definir varias pautas. Por un lado, hay una población de diques paralelos o subparalelos que, con una dirección ligeramente variable entre N135° E, apuntan hacia la zona de Tejeda y, podrían corresponder al cortejo radial del estratovolcán principal de la isla, como ya se vió en la disposición de diques del Andén Verde-Mogán. Hay una segunda población de diques, también paralelos entre sí, de dirección N90° E (zona de Montaña Caraballo y, en menor cantidad, vértice Masaciega) que se aparta algo de la tendencia radial regional. Por último, hay zonas, como los pequeños afloramientos al norte de la carretera Agüimes-Temisas, donde los diques siguen direcciones cambiantes sin pauta común alguna. Hay que suponer, a la vista de estas dos últimas poblaciones no radiales, que dichas direcciones puedan corresponder a los complejos filonianos de otros edificios menores y que, tal vez, se solapasen como edificios adventicios sobre el gran edificio central.

El apilamiento de las coladas de la formación basáltica I corresponde a la ladera de uno o varios edificios estratovolcánicos construidos en tiempos miocenos. Hoy en día, se encuentran fuertemente desmantelados por la acción erosiva y por el hundimiento de la parte central de la isla. Haciendo un análisis de las direcciones y buzamientos de las coladas se observan que son variables. En general, todos los buzamientos son menores de 10° excepto en la Unidad del Peñón Bermejo, donde su parte inferior presenta buzamientos del orden de unos 25-30° hacia el SE, lo cual indica que podría tratarse de un pequeño edificio adosado a las laderas del estratovolcán central, máxime cuando se observa que en el techo de esta unidad existe una formación tabular subhorizontal.

En el arco del Andén Verde-Mogán, la tendencia de las coladas es a buzar hacia el mar, lo cual indica una procedencia desde el centro de la isla. Sin embargo, en toda la banda de afloramientos próxima al límite de la Caldera de Tejeda, se observa un cambio en el sentido del buzamiento. Las coladas presentan direcciones más o menos paralelas al borde de la caldera y siempre buzantes hacia el interior de la isla, cuando lo esperado sería que buzaran hacia el exterior, caso de suponer la existencia de un estratovolcán central. Desde luego, lo que conviene plantearse es si el buzamiento es primario, o ha sido modificado por algún fenómeno posterior. En el primer caso, habría que pensar en la existencia de un volcán cuyo centro estuviera situado hacia el NO. (en la zona de El Risco de Faneque-barranco de Berrazales), pero realmente no hay datos ni petrológicos ni estructurales (hay continuidad total estratigráfica y espacial en toda la formación a lo largo de la costa de la isla) para suponer tal cosa. En el segundo caso, puede pensarse que el hundimiento progresivo de la Caldera de Tejeda, modificará la inclinación de las coladas que originalmente pudieran haber estado inclinadas hacia fuera. Este hecho no es nuevo, pues es común en otras islas oceánicas con formaciones basálticas semejantes. En conclusión, la formación basáltica I se formó por erupciones fisurales a par-

tir de centros eruptivos situados en el centro de la isla y hoy en día desaparecidos.

Es posible que haya existido una migración en sentido este de los centros principales que, como se verá posteriormente, ha continuado produciéndose hasta, prácticamente, el holoceno, gobernada, sin duda, por una tectónica global a nivel del archipiélago.

Formaciones sálicas.

Durante los últimos estadios eruptivos de la formación basáltica, y los primeros de las riolitas, traquitas y fonolitas, se produce una de las estructuras más importantes y de mayor transcendencia de la isla: La Caldera de Tejeda. Este accidente, junto con la posterior intrusión del sistema de diques cónicos ("cone sheet") son los elementos estructurales más llamativos que se producen durante este período.

Otros elementos que, aunque de menor importancia, marcan muy bien la configuración estructural de la isla en los tiempos miocenos son: las fallas exteriores a la caldera, desarrolladas en las faldas del estratovolcán; los diques sálicos exteriores que siguen dibujando una estructura radial, como continuación de los de la formación basáltica y los intrusivos fonolíticos (domos y pitones), concentrados preferentemente en el área central de la isla (zona de Cruz Grande).

Del análisis conjunto de estos elementos, se desprende una cierta continuidad de carácter puntual-central en la manera de manifestarse el volcanismo con el mioceno superior.

En la Fig. 3.2 están representados todos éstos elementos mencionados que, a continuación, se describen.

La Caldera de Tejeda es una macroestructura de dimensiones regionales, con un eje mayor de unos 20 km de longitud en dirección E-O (la parte oriental está oculta por las emisiones posteriores) y otro menor en dirección N-S de unos 16-18 km. Se trata de una caldera de hundimiento y, en parte explosiva, cuyo desarrollo geométrico se hace progresivamente, durante la casi totalidad del tiempo de emisión de las formaciones sálicas.

El perímetro de la caldera no es visible en su totalidad. Por el borde norte y este se ha señalado como supuesto, siguiendo criterios cartográficos de los afloramientos sálicos, extra o intracaldera, que aparecen por esas áreas de la isla. El límite de la caldera está marcado por la presencia de una falla bien visible en varios puntos, p.e.: cabecera del barranco de Agaete, Presa del Mulato (pista que sube desde Mogán a Ayacata).

Esta falla (la macroestructura más importante de la isla) se debe prolongar, teórica-



Fig. 3.2.- Estructuras tectónicas mayores correspondientes a las formaciones sálicas del Ciclo I.

mente, hacia el este, todo a lo largo de la hoja de Teror, para ir girando en forma de arco hacia el sur, hasta enlazar con el afloramiento de las casas de Temisas (hoja de Santa Lucía), y cerrar el perímetro de la caldera. Precisar en profundidad por donde pasa la falla, en el área de Teror, es una cuestión difícil. Muy probablemente, cabe pensar que la falla debe pasar entre Teror y San Mateo, por el norte de San Bartolomé de Fontanales y Valleseco.

La traza de la caldera delimita la existencia de dos dominios en las sucesivas emisiones sálicas que hubo: el dominio extracaldera y el intracaldera. Este último fue rellenado por la actividad volcánica posterior. La superficie de contacto definida por la falla no es muy vertical y, en el punto que más buzamiento adquiere es de unos 45° (carretera de Mogán a San Nicolás), siempre inclinada hacia el interior de la isla.

La existencia de esta fractura ha sido ampliamente discutida, siendo SCHMINCKE (1968,a) el primero en describirla como tal. Se extiende desde el Valle de Agaete hasta la cabecera del barranco de Mogán, adquiriendo una forma pseudocircular. Hacia el E. de este barranco es difícil continuarla, ya que los materiales del Ciclo Roque Nublo cubren parcialmente esta zona (como p.e., entre Soria y Cercado de Espino) por lo que se ha trazado este contacto como supuesto, debido también a la similitud de facies. Sólo se ha podido señalar su existencia en afloramientos locales limitados al fondo del barranco de Tirajana y en la zona de Temisas.

Otros autores como FUSTER et al. (1968) defendieron hipótesis erosivas para explicar la presencia de esta superficie inclinada, basándose en factores como la falta de milonitas de falla y la baja inclinación de la superficie de la misma. Una discusión más amplia sobre una u otra hipótesis puede encontrarse en HERNAN (1976).

Asociadas al borde de la caldera aparece una actividad hidrotermal intensa que se canalizó por las, resurgencias, fallas y fracturas desarrolladas en su perímetro. Esta actividad provocó la alteración de las tobas riolíticas del borde, las cuales adquieren unos colores verdosos-anaranjados muy llamativos ("los azulejos") que marcan perfectamente los límites de la gran estructura.

Muy probablemente y, como consecuencia del hundimiento de la caldera, se producen otras **fracturas menores** relacionadas con el proceso. Así podría interpretarse la falla situada en el vértice Blanca (1 km al O. de la Montaña de Tirma) que separa la formación basáltica I de la formación traquítico-riolítica. Según SCHMINCKE (1968,a), esta falla tiene un desplazamiento vertical de unos 250 m.

Otra de estas fallas de gran envergadura, es la que atraviesa, aproximadamente N-S. la zona de Horgazales, en donde el nivel del vitrófido sufre un desplazamiento de unos 80 m. También a lo largo del barranco de Arguineguín son visibles varias de estas frac-

turas, que afectan al vitrófido y, por tanto, se observan con bastante claridad, por cortar a un nivel guía tan llamativo.

Consideradas en conjunto estas fracturas menores, parecen corresponder a estructuras concéntricas de fallas en escalones, desarrollados en las laderas del gran edificio mio-ceno. En la mitad noreste de la isla, estas fracturas pudieron ser las responsables del "desplome y hundimiento" de la formación basáltica hasta los niveles vistos actualmente. Un caso concreto de fallas de este tipo puede ser la que aparece en un barranco subsidiario del de Arguineguín, en las proximidades de Huesa Bermeja, donde se ha observado una pequeña fractura que afecta a los materiales de la base de la formación traquítico-riolítica. Tiene una orientación aproximada N.10° E, con salto de unos 40 m, siendo su labio hundido el sur. La falla está fosilizada por las coladas superiores de esta formación, lo cual da idea de su antigüedad, pudiendo pensarse que se tratan de ajustes tectónicos contemporáneos con el desarrollo de la Caldera de Tejeda, los cuales se producen progresiva y sincrónicamente con el hundimiento de ella.

Los diques sálicos son menos numerosos que los basálticos de la formación precedente pero, al igual que ellos, se disponen según una geometría radial, convergente hacia la zona central de la caldera. Particularmente importante, por la densidad de los mismos, es el área de Cruz Grande-La Plata, en donde también son numerosas otras manifestaciones intrusivas de tipo **domo-pitón** de composición fonolítica.

Las observaciones de campo parecen indicar que los materiales de la formación traqui-fonolítica surgieron de fracturas semicirculares o ligeramente curvas desde el área que va de Cruz Grande a Ayacata. Asociado con las fracturas, debieron existir algunos edificios subaéreos, hoy en día desmantelados por la erosión. El área mencionada está dominada por frecuentes diques alterados hidrotermalmente, "plugs" y niveles pumíticos, indicativos, tal vez, del borde sur de una nueva estructura de caldera (?), entre La Culata de Tejeda y Ayacata, desarrollada en este período. Su comprobación morfológica parece casi imposible, dado el volumen de recubrimientos que presenta la zona. Por otro lado, alguna estructura de origen explosivo violento tuvo que existir para explicar los niveles (a veces potentes) de brechas "block and ash" que se esparcieron mayoritariamente hacia el sur de la isla y que suelen ir acompañados por otras coladas piroclásticas.

El "**cone-sheet**". Posterior a la emisión de las tobas y lavas sálicas, tuvo lugar al ascenso de las cámaras magmáticas o, lo que es lo mismo, la resurgencia del vulcanismo en la parte central de la caldera. Esta resurgencia, representada por los cuerpos sieníticos (equivalente a la actividad subvolcánica) dió origen, muy probablemente, a la aparición de un nuevo edificio subaéreo en esa zona. La aparición de sienitas a cota casi 1300 m, en el área del Roque Bentaiga, hace pensar, sin duda, que la Caldera de Tejeda estuvo ocupada en su parte alta por dicho edificio. Posteriormente fue intruido por varias generaciones de diques cónicos ("cone-sheet") de composición sálica que dan lugar

a una de las estructuras más importantes y espectaculares de la isla. La sección horizontal de la estructura cónica tiene una forma ligeramente elipsoidal, con un eje mayor de dirección este-oeste de 13-14 km, y otro menor norte-sur de 10-11 km. Dicha estructura aflora sólo parcialmente ya que, en la parte del este, está cubierta por las emisiones posteriores del Ciclo Roque Nublo y Post Roque Nublo. Considerado en su totalidad, en el Dominio intracaldera se han delimitado tres zonas dentro del mismo, según sea la densidad de los diques, con el fin de separar el área específica del "cone-sheet", del resto de áreas con diques.

Los límites entre las zonas son subjetivos debido a que las variaciones en densidad son más o menos rápidas en unos puntos y más graduales en otros. La zona externa del dominio se caracteriza por tener < 10% de diques, algunos de los cuales son claramente tardíos, dada su dirección, buzamiento y el hecho de cortar a otros concordantes con la estructura de la caldera. En la zona media, el porcentaje de diques está entre 10 y 60%, observándose un aumento gradual progresivo hacia el interior del dominio. El paso de esta zona a la zona interna (lo que es propiamente el "cone-sheet") es brusco aunque no tajante; es decir, se advierte que el porcentaje de diques aumenta considerablemente en proporciones de > 75%. Propiamente en el "cone-sheet", el buzamiento de los diques es relativamente constante, entre 30-40° si bien hacia el centro se van verticalizando poco a poco y perdiendo su carácter cónico, siendo algunos más tardíos los que marcan la pauta general. SCHMINCKE (1967,a) y posteriormente HERNAN (1976) y HERNAN y VELEZ (1980) han sido los que han tratado con cierto detalle el estudio de esta estructura. Estos últimos autores (*op. cit.*) realizan una estimación estadística de los parámetros geométricos del "cone-sheet" y concluyen que la profundidad del foco (hipotético) del cono invertido estaría a 1698 m de cota bajo el nivel del mar, en la vertical de un punto cercano a Los Reyes (dentro de la hoja de S. Bartolomé de Tirajana) próximo al límite de cuatro hojas (Vecindad de Enfrente, Teror, S. Nicolás de Tolentino y la mencionada de S. Bartolomé de Tirajana). Este punto quedaría situado entre la divisoria de los barrancos de Tejeda y El Chorrillo.

Ultimamente, FERRIZ y SCHMINCKE (1989) han realizado un estudio detallado de las distintas etapas de intrusión que constituyen esta unidad de diques cónicos. Estos autores reconocen seis estadios mayores de intrusión.

Después de la emisión de la formación fonolítica, y probablemente antes del inicio del Ciclo Roque Nublo, vuelven a producirse otros reajustes tectónicos de tipo distensivo visualizables en los barrancos de Fataga y Arguineguín. En este último barranco, en las proximidades de Cercados de Espinos, se observa una falla normal (hoja de Mogán) de más de 200 m de salto vertical, que afecta a los materiales de la formación traquítico-riolítica extracaldera. La fractura mencionada en el barranco de Fataga se localiza a unos 700 m al sur de la presa. Se trata también de una falla normal, de pequeño salto, cuyo labio hundido es el meridional.

Ciclo Roque Nublo

En este ciclo volcánico se empieza ya a observar que el régimen tectónico de carácter puntual-central, que se había asentado durante el desarrollo del Ciclo I, comienza a evolucionar hacia otro de tipo lineal-fisural en los estadios finales del ciclo.

Durante los primeros tiempos de emisión (plioceno superior) la extrusión de los materiales volcánicos continua aún controlada por un régimen puntual central. Esto viene demostrado por el desarrollo de otro sistema de diques radiales, Fig. 3.3., (similar al presente en la formación basáltica I) que obedece a la implantación de otro nuevo estratovolcán, cuyo centro queda desplazado hacia el este respecto al del Ciclo I (Fig. 3.4). La base de este estratovolcán parece tener unas dimensiones aproximadas de 17 km, según su eje mayor, por 11 km del menor.

La gran explosión central que produjo el colapso de una columna eruptiva rica en líticos y que generó la brecha Roque Nublo, tuvo que quedar registrada en la aparición de una estructura calderiforme. Esta nueva caldera de explosión debió situarse en la zona anteriormente mencionada y se encuentra rellena y desbordada por los episodios volcánicos y, en menor medida, sedimentarios posteriores. Por tanto, el perímetro de la misma resulta difícil definirlo; lo que sí parece claro es que conductos de emisión existieron en la zona de Ayacata y Presa de Los Hornos, pues allí afloran gran cantidad de materiales brechoides alterados hidrotermalmente, acompañados de masas plutónicas intrusivas (gabros diversos) indicativos de salideros violentos, así como domos colapsados y brechificados.

Entre las sucesivas explosiones que produjeron las brechas Roque Nublo fueron apareciendo discordancias intraformacionales, visibles en varios puntos (ladera frontal de La Culata de Tejeda, debajo del Roque Nublo) y fallas que segmentaban las laderas del edificio (falla de Cruz Grande, con dirección norteada), estas últimas producidas, probablemente, por la microsismicidad asociada con los eventos extrusivos del ciclo.

Durante el desarrollo póstumo del estratovolcán Roque Nublo, se produjeron fenómenos de asentamiento con aparición de fallas, algunas de las cuales debieron ser las causantes de los grandes desprendimientos y deslizamientos de las facies de brechas deslizadas que pueden verse masivamente al sur (área del barranco de Tauro, Taurito, Lechugal, Arguineguín, etc.), este (barranco del Cernicalo) y norte (barranco del Río, entre otros). En varios afloramientos de estos depósitos de "landslide" aparecen estriadas de fricción que indican su movimiento en estado sólido. Sin duda, muchas de las fallas que se debieron producir en esos momentos (¿como respuesta a la sismotectónica propia de esos macroedificios?) deben de haber quedado ocultas por las emisiones volcánicas del ciclo Post Roque Nublo.

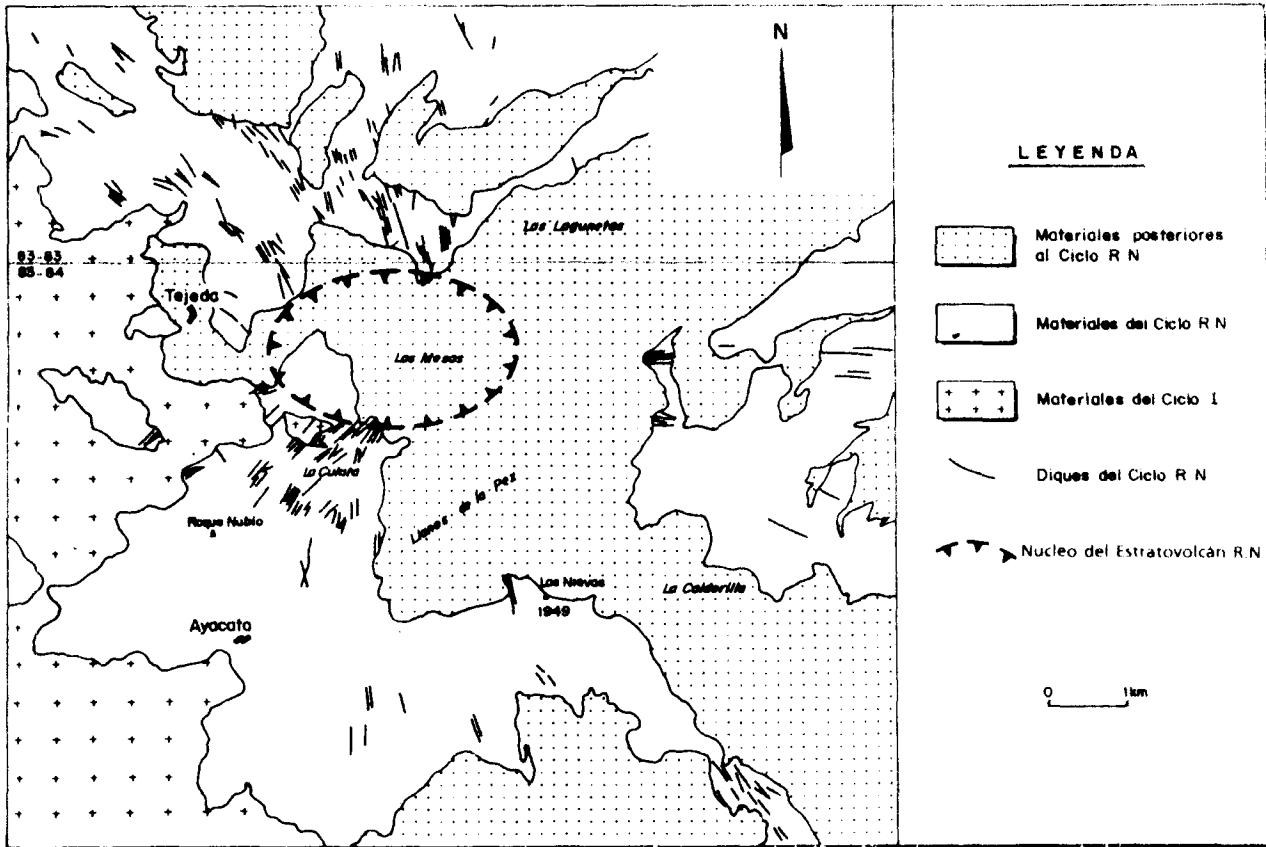


Fig. 3.3.- Esquema radial de los diques del Ciclo Roque Nublo.

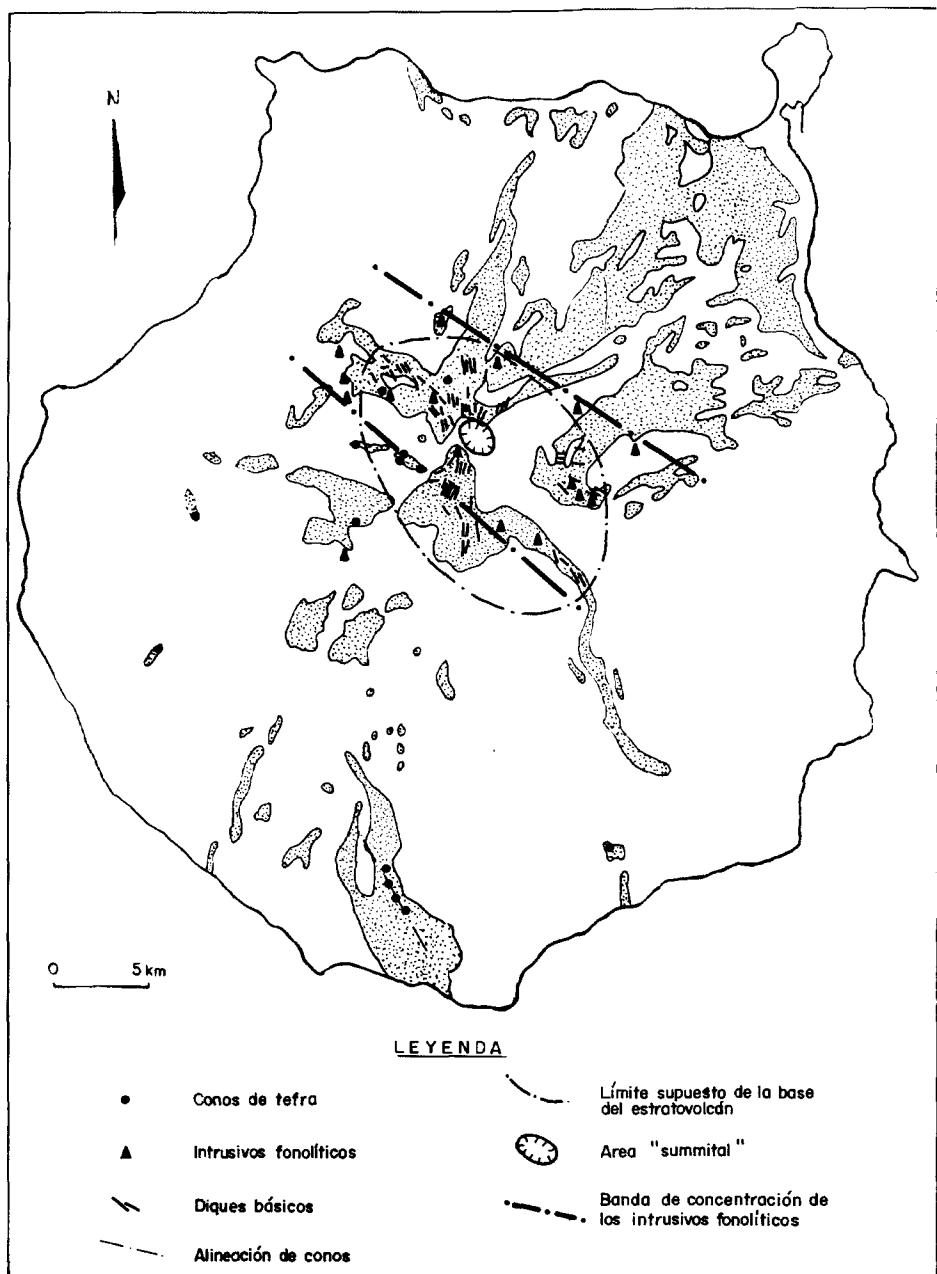


Fig. 3.4.- Elementos volcano-estructurales del Ciclo Roque Nublo.

Considerando en su conjunto la situación espacial de los tres centros puntuales de macroestructuras establecidos en la isla hasta tiempos pliocenos (estratovolcán basáltico del Ciclo I, "cone sheet" y estratovolcán del Roque Nublo) se aprecia una clara alineación sobre ellos. Esta alineación presenta una dirección aproximada este-oeste, con un desarrollo progresivo del vulcanismo en sentido este, Fig. 3.5. Es decir, el vulcanismo en Gran Canaria se desplaza en sentido este desde los tiempos miocenos. Como se verá posteriormente, el desplazamiento en sentido este, más bien hacia el NE, continua durante todo el Cuaternario, prácticamente hasta los últimos acontecimientos volcánicos de importancia acaecidos con la isla. Este es, tal vez, uno de los fenómenos dinámicos más llamativos de la historia geológica de Gran Canaria.

Sincrónico con toda la evolución volcánica del estratovolcán, y fuera de la pauta radial del mismo, un abundante número de intrusiones fonolíticas (domos endógenos y pitones) se desarrollan, preferentemente, en la mitad NE. del edificio. Estas intrusiones, consideradas conjuntamente, se concentran en una banda de dirección N135° E, con una anchura de unos 8 km. Este cambio de régimen estructural, de una pauta radial a otra fisural, pudiera ser el precursor del régimen que se instala ya en los Ciclos Post Roque Nublo y episodios reciente, y que, durante el Ciclo Roque Nublo, comienza ya a desarrollarse.

La directriz mencionada coincide con una alineación muy común en el archipiélago canario ("directriz atlántica" de HERNANDEZ PACHECO (1979)) y además parece indicar el cambio de un régimen radial a otro de tipo fisural. Conviene destacar la coincidencia de esta banda estructural con la dirección de la discutida falla de BOUCART et JEREMINE (1937), del barranco de Agaete-barranco de Tirajana, que separa la paleocanaria de la neocanaria. Si la presencia de estas alineaciones fisurales son o no reflejo de estructuras más profundas inducidas, de alguna manera, por esta indemostrada falla, o, supone prueba indirecta de su existencia, es una cuestión que queda sin aclarar.

Aunque en superficie no existen datos claros a favor de su existencia, sí es posible que estas alineaciones fisurales sean reflejo de alguna estructura profunda. Además, por otra parte, en el sector suroriental de esta linea estructural se desarrollan una gran cantidad de depósitos de deslizamientos gravitacionales que pudieran estar condicionados por algún movimiento tectónico o sísmico relacionado con esta supuesta falla.

Una vez equilibrado el relieve producido por el vulcanismo Roque Nublo y, superada la crisis paroxismal del mismo, nuevos deslizamientos tuvieron lugar, principalmente en el flanco SE. del estratovolcán. En esta ocasión, los desplomes afectaron a todos los materiales emitidos (brechas y coladas) una vez ya consolidados, como lo demuestra las estructuras frágiles de rotura observadas sobre los materiales. Estos derrumbes debieron estar provocados, además de por los posibles fenómenos microsísmicos, por la acción erosiva local. Las cicatrices de los deslizamientos se intuyen solamente, ya que los agen-

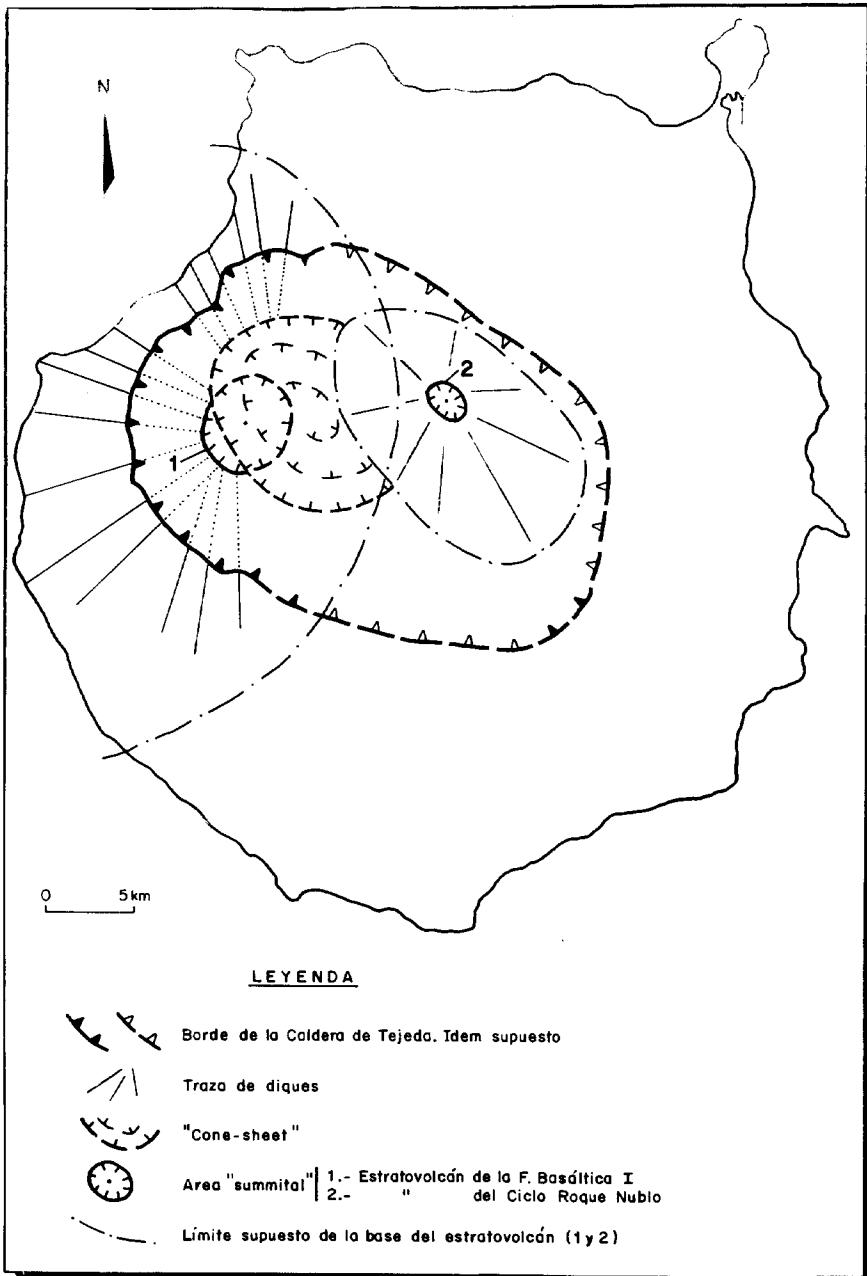


Fig. 3.5.- Distribución espacial de las macroestructuras del Ciclo I y Ciclo Roque Nublo.

tes erosivos posteriores las han ido retocado hasta desdibujarlas en gran medida.

Ciclo Post Roque Nublo y episodios recientes.

El volcanismo de este período (mayoritariamente cuaternario) corresponde a erupciones puntuales de tipo estromboliano, ligados a fisuras profundas. Estas fisuras, detectables por alineaciones de conos, se desarrollaron exclusivamente en la mitad NE. de la isla, en parte, sobre las laderas del estratovolcán Roque Nublo. A lo largo de estas alineaciones, se abrieron diversos puntos de emisión, con la aparición de abundantes conos de tefra dispersos por dicho sector noroccidental. Al no saber, en muchos casos, la edad relativa entre ellos, se hace difícil establecer su conexión geométrica. De cualquier forma, lo que sí resulta evidente es la formación de fisuras paralelas, preferentemente con una dirección aproximada N135° E, Fig. 3.6, que controlan la mayoría de las emisiones. Los agentes erosivos que afectaron a la parte alta de la isla, en su vertiente norte, han dejado al descubierto numerosos diques con estas direcciones, así como pitones básicos (salideros) relacionados con ellos. También son visibles los diques propios de cada uno de los edificios que, esos sí, a veces, se disponen radialmente respecto al centro eruptivo. Como un caso particular, hay que señalar la presencia de un dique semicircular que aflora 700 m al N. del Pico de Las Nieves, entre los km 6 y 7 de la carretera de la cumbre. Según puede apreciarse, esta dirección preferente es, más o menos, coincidente con la banda definida por los domos y pitones fonolíticos del Ciclo Roque Nublo. Hay que señalar que esta geometría fisural se extiende por toda la superficie de la mitad NE. de Gran Canaria, migrando, tal vez, con una polaridad en sentido NE.

Un caso particularmente interesante por su posible conexión con la falla de BOUCART et JEREMINE (1937) es el de algunas erupciones muy recientes (¿holocenas?). La colada basanítica reciente del Valle de Agaete proviene de un centro de emisión localizado en Los Berrazales (hoja de Teror) que a su vez se encuentra dentro de una alineación de varios conos de dirección N145° E: Montañón Negro, Pinos de Gáldar y Fagajesto. Curiosamente se sitúa prácticamente encima de la línea estructural NO.-SE. que divide a la isla en dos sectores volcánicos distintos.

Considerados en conjunto los datos sobre edades relativas entre los conos, parece detectarse que las primeras manifestaciones se localizan en bandas amplias de dirección N120° E. Las posteriores, también se encuentran dentro de una banda, algo más estrecha, de parecida dirección N110° E. aunque desplazada paralelamente respecto a la anterior, según un sentido NE. Esto indica, como se ha comentado anteriormente, la existencia de una ligera emigración espacio temporal de las estructuras fisurales desde las partes más altas de la isla. Esto es muy patente en el sector costero de Gáldar y en la Punta del Camello, donde las coladas procedentes de los volcanes de Gáldar y Arucas dibujan morfologías más avanzadas de la costa. Lo mismo se observa en el área de Agaete donde el jalonamiento de conos a lo largo de la costa oeste y norte, evidencian

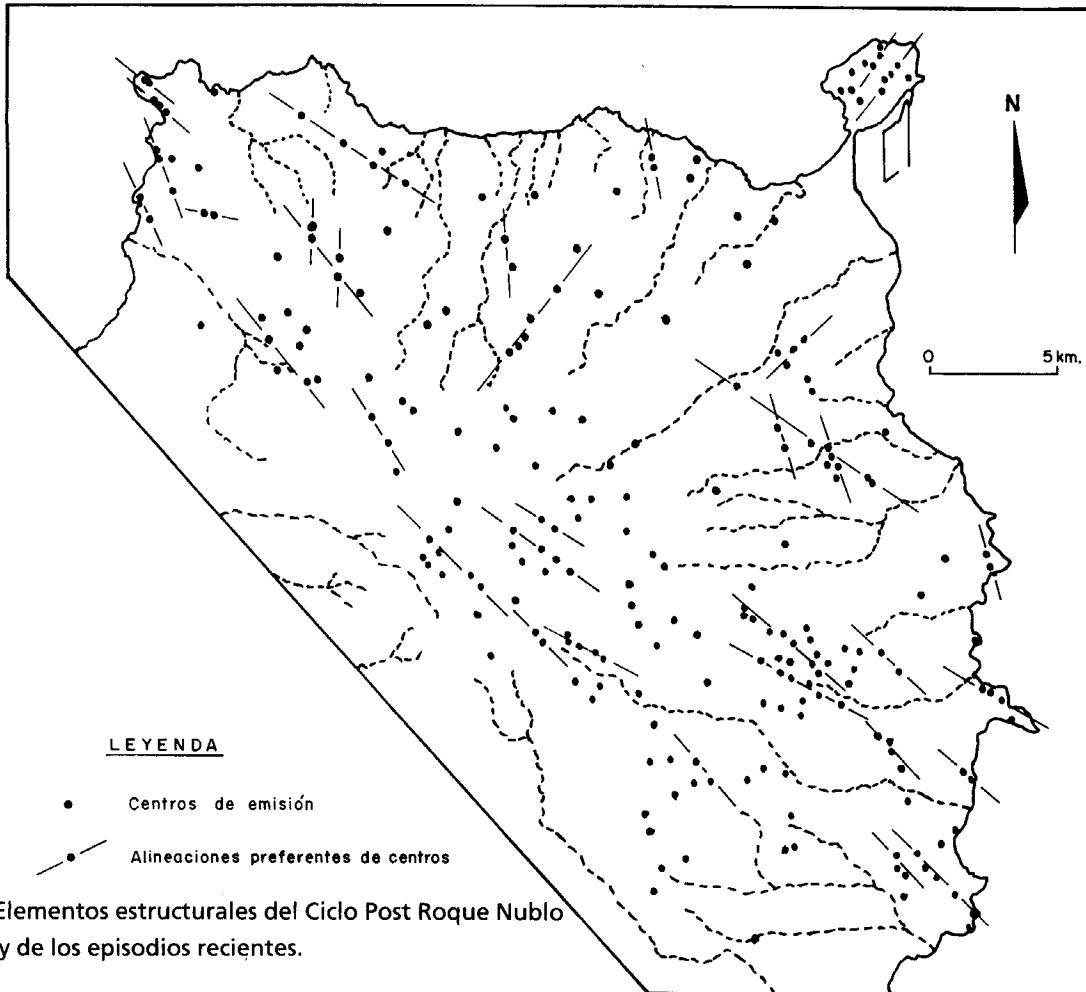


Fig. 3.6.- Elementos estructurales del Ciclo Post Roque Nublo y los episodios recientes.

una expansión de la isla según esas direcciones. Hay que señalar que el barranco de Tirajana marca la diagonal de la isla desde donde, migrando en sentido NE, aparecen estas alineaciones que progresan durante la emisión del ciclo.

Además de la dirección preferente N135° E, existen otras, menos generalizadas, con valores N160°-170°, N30° E. y NS. Algunas de estas direcciones, como la N30° E, están bien representadas en el dominio de La Isleta (Las Palmas), en donde, ya en los primeros períodos del ciclo, se aprecia una alineación NNE-SSO, considerando que la toba palagonítica de la rasa actual de la playa del Confital es un centro de emisión submarino de este ciclo. En los episodios posteriores, lo mismo sucede con la alineación del Vigia, constituida por cinco conos de lapillis preferentemente alineados en dirección N30° E. Un pequeño dique del que salen coladas de esta alineación tiene la misma dirección. Por tanto, el dominio de La Isleta se caracteriza por la presencia de fisuras paralelas con dirección N30° E. que vienen activándose ininterrumpidamente desde hace 1 m.a, edad de la rasa lávica que la circunda. Direcciones no muy diferentes de ésta, como son la N48° E, aparecen frecuentemente en el archipiélago canario para emisiones modernas (500.000 años). En el área de Arucas, esta dirección parece haber sido la que configura los edificios de La Caldera, Arucas y Cardones, HERNANDEZ-PACHECO (1969).

Un claro ejemplo de alineación NS. es la del volcán Osorio (hoja de Teror), que se encuentra constituida por cinco salideros.

Además de los elementos estructurales citados anteriormente, hay que mencionar la existencia de una falla muy clara en la costa norte, en el área de El Rincón. Esta falla, con dirección N45° E. y un salto de aproximadamente 20 m, afecta a todos los materiales anteriores al ciclo, pues parece que está cubierta por las coladas y piroclastos del edificio La Costa. La parte hundida es la del sector éste y su juego ha sido vertical. No se puede afirmar si la dirección de esta falla está relacionada con la dirección volcano-estructural N48-50° E, propia del archipiélago, pero no tendría nada de extraño que así fuera, dada su similitud direccional y espacial.

También relacionado con procesos de fracturación, pero sin emisiones volcánicas, está el potente apilamiento lávico del barranco de Guayadeque. Tiene 400 m de potencia visible, lo cual, comparado con el poco espesor que las lavas de este ciclo tienen en la zona de La Breña y Valsequillo, es una potencia muy considerable. Este hecho supone, sin duda, la existencia de una depresión, a modo de profundo valle, en el sector de Guayadeque, por donde se encauzaron las coladas del ciclo. La pregunta que surge ante este fenómeno es ¿qué naturaleza tenían los límites de esta depresión?, ¿serían tectónicos o erosivos?. En caso de que fueran tectónicos se estaría ante un caso de graben radial, aunque tal vez, fenómenos de deslizamientos a gran escala, serían los responsables de la ausencia de los materiales del Ciclo Roque Nublo que deberían estar ocupando ese espacio previamente a la emisión de las lavas del Ciclo Post Roque Nublo.

Los movimientos verticales de la isla y/o del nivel del mar, han quedado registrados a través de los niveles sedimentarios marinos.

Las frecuentes terrazas marinas que afloran en todo el sector NE. ponen de manifiesto la existencia de estos movimientos desde los tiempos pliocenos. Los distintos niveles van desde posiciones de 100 m de altura sobre el nivel actual del mar hasta aproximadamente los 4 m, habiéndose distinguido de entre todas, tres más importantes, que son las que figuran en la cartografía. El nivel hoy en día más alto es el de unos 100 m, que corresponde con una transgresión ocurrida en el Plioceno inferior y que dejó un amplio registro fósil en todo este sector NE. de la isla. Posteriormente, se entró en un período de regresión (con algunos pequeños momentos transgresivos del Pleistoceno medio (400.000 años) que quedó marcada en la terraza de 25-30 m de la Punta de Arucas. En el resto del Cuaternario siguieron produciéndose períodos regresivos y transgresivos, de los cuales el más importante es la transgresión jandiense (100.000 años) que dió lugar a los depósitos de la terraza baja de Las Palmas y a varios de los que aparecen en la zona del Confital, en La Isleta, hoy en día elevados a unos 7,5 m. Por el sur de la isla, sin embargo, esta rasa se encuentra al nivel del mar.

Varias son las causas y procesos que han debido actuar para producir los fenómenos transgresivos y regresivos. Cambios eustáticos en el nivel del mar, movimientos isostáti- cos en la vertical y movimientos propios de la construcción de grandes edificios volcánicos, han debido de conjugarse como causas más importantes. Trabajos más detallados, sobre todo considerando el conjunto global de la isla, son los que aclararían la importancia relativa de cada uno de ellos. En el trabajo de LIETZ y SCHMINCKE (1975) hay una discusión más amplia sobre las posibilidades de cada una de estas hipótesis.

4.- GEOMORFOLOGIA.

El presente estudio y el mapa geomorfológico adjunto a esta memoria, a escala 1:100.000, corresponden a la síntesis de la cartografía geomorfológica a escala 1:25.000 realizada para las hojas geológicas del Plan MAGNA. En sus memorias correspondientes se pueden encontrar más detalles de los aspectos geomorfológicos de la isla.

4.1.- MATERIALES.

La relación entre la morfología y la litología ha sido un hecho observado ya por otros autores antes de ahora, BOUCART (1935). Según ellos, la isla queda dividida en dos partes por un eje NNO.-SSE. Mientras en la mitad sur predominan los materiales del Ciclo I (basaltos, traquitas y fonolitas), en la mitad NE. lo hacen materiales volcánicos muy variados y de edad más reciente (basaltos, tefritas, basanitas, nefelinitas, etc.). A pesar de todo, los mismos materiales del Ciclo I están también presentes en la mitad NE., actuando como sustrato de los más jóvenes y, en algunos casos, dando lugar a re-

ligeves residuales que han canalizado sus movimientos.

Los materiales correspondientes al Ciclo I son los que dan lugar a los relieves más masivos, como es el caso del acantilado marino de la costa occidental, que se extiende de manera casi continua desde Agaete hasta Mogán. También en este tipo de materiales se han desarrollado los valles más amplios y con mayores encajamientos (barrancos de La Aldea, Arguineguín, Mogán, Tasarte, Tasartico y Tirajana), o incluso grandes depresiones como las de San Bartolomé de Tirajana, Valle de los Berrazales, o San Nicolás de Tolentino.

Finalmente, las superficies con mayores desarrollos se han conservado, precisamente, sobre este tipo de materiales.

Este hecho, generalizado a cualesquiera que sea el tipo de forma a la que se haga referencia (cónica, convexa o plana), puede ser interpretado de muy diversas maneras. Por una parte, se trata de los materiales más antiguos de la isla y, por ello, sobre los que los procesos geodinámicos externos han tenido posibilidad de desarrollarse con una mayor continuidad, al no haberse superpuesto a ellos otros procesos agradativos más modernos de carácter volcánico o no, (p.e., los episodios erosivos del Ciclo Roque Nublo o del Ciclo Post Roque Nublo, mejor representados en la zona nororiental de la isla).

Por otra parte, se trata de episodios que corresponden, sin duda, a la fase de mayor actividad volcánica, al menos en cuanto al aporte de materiales se refiere, ya que es durante ella cuando se constituye la morfología de la isla.

Finalmente, como tercera razón de la masividad del relieve desarrollado sobre estos materiales, está el hecho de que los basaltos, traquitas y fonolitas del Ciclo I parecen corresponder a materiales más resistentes a la degradación (erosión y alteración), lo que va a permitir que en ellos se conserven relieves, como en el caso de los tableros de materiales fonolítico-traquílicos del área de Mogán, Arguineguín y Maspalomas, relieves sin duda muy degradados, aunque correspondientes al Mioceno superior.

Por lo que se refiere a la mitad NE. de la isla, en su superficie predominan los materiales más jóvenes (desde el Plioceno hasta la actualidad), esencialmente del Ciclo Roque Nublo y Post Roque Nublo, además de los episodios volcánicos recientes. Es precisamente en este área donde se conserva mejor la morfología volcánica, lo que viene probado por un predominio allí de formas volcánicas (conos, coladas lineales, malpaíses, campos de piroclastos, etc.). A pesar de todo, se trata de afloramientos películares, que se apoyan sobre un sustrato de materiales del Ciclo I, fuertemente incidido por la erosión, canalizándose a través de esa red de drenaje fósil las emisiones del Ciclo Roque Nublo (véase el caso de los barrancos de Azuaje, Moya, El Río, etc, en el norte de la isla). En esta zona, el sustrato mioceno, representado por materiales fonolítico-traquí-

ticos, ha llegado a deflectar las coladas de materiales del Ciclo Roque Nublo y Post Roque Nublo, e incluso, es posible, pensar que, en algún caso, (por ejemplo Montaña Amagro), haya podido aflorar siempre sin recubrimientos desde que se diferenciaron, a consecuencia del ciclo erosivo fini Ciclo I o pre Roque Nublo hasta la actualidad.

Es un hecho evidente, el que las mayores alturas se alcanzan sobre materiales del Ciclo I y que en la mitad NE. de la isla, la diferente altura del sustrato (Ciclo I), ha sido suplida (o disimulada), por una mayor cantidad de aportes en materiales de los Ciclos Roque Nublo y Post Roque Nublo. La explicación avanzada por BOUCART (1935) para esta anomalía, acudiendo a una gran fractura cuya dirección viene delimitada por los barrancos de Tirajana (extremo final) y el barranco de Agaete, es el menos verosímil, aunque sea también de edad muy antigua y no se hayan presentado hasta el momento pruebas irrefutables sobre su actuación. La edad de este accidente, si existió, puede situarse al inicio del episodio Roque Nublo (Plioceno).

Geomorfológicamente, para explicar estas anomalías, en cuanto a la diferente altura a uno y otro lado de la línea antes señalada, está el hecho, de que todos los canales de drenaje que se desarrollan en el sector NE. de la isla, no son totalmente radiales, como sucede en el resto de la misma, sino que, por el contrario se inician ortogonalmente con respecto a la citada línea Agaete-Tirajana, con excepción del sector incluido entre Telde y Arinaga, donde la influencia de las series volcánicas Post Roque Nublo han determinado decisivamente relieve y drenaje.

4.2.- FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE.

La primera etapa en la generación del relieve de Gran Canaria, se sitúa en el final del Ciclo I, cuando, como consecuencia de un proceso de acreción queda conformado el relieve, con un gran estratovolcán para toda la isla. De este relieve inicial, se identifican como únicos restos, aquellos que corresponden a las superficies de los tableros realizados sobre traquitas, riolitas y fonolitas, que se preservan esencialmente en la parte más antigua de la isla (sector SO.). Después de esta fase de acreción viene un intenso período erosivo. En algunos casos pueden reconocerse sobre estos "tableros", restos de paleocanales que han sido fosilizados en algunos tramos por capturas de la red actual, mucho más activa, como ocurre, con frecuencia, en algunos barrancos de la zona meridional. Tal vez, a esta misma etapa podrían corresponder los relieves exhumados en el norte de la isla, bajo las coladas de materiales del Ciclo Roque Nublo.

Con posterioridad a esta fase erosiva, de gran importancia y, durante la que se generan los barrancos del sector SO. de la isla, así como algunos de los semifosilizados del sector NE, debe tener lugar el accidente tectónico (hundimiento, falla, etc.), que produce el desnivelamiento de la mitad NE. de la isla. En efecto, los materiales del Ciclo Roque Nublo se van a apoyar ya sobre un sustrato diferenciado según un sistema de barrancos.

De esta etapa previa, lo más representativo son los glacis-cono encalichados del barranco de La Aldea.

Los depósitos de la brecha Roque Nublo rellenan con mayor eficacia estos barrancos hacia el norte que hacia el sur. El encajamiento, por ejemplo del barranco de Arguineguín ya existía en este periodo y, no debió de ser colmatado en su totalidad por los materiales del Ciclo Roque Nublo ni tampoco por los posteriores. Lo mismo debió de suceder con el barranco de La Aldea de San Nicolás de Tolentino.

Con posterioridad al Ciclo Roque Nublo, se reconoce morfológicamente al menos, otro período erosivo, que va a producir la incisión de la red en ese relleno de materiales Roque Nublo, así como la canalización de las coladas del Ciclo Post Roque Nublo. En la zona norte, el relleno aún permite adivinar el relieve previo en el afloramiento de los cerros residuales de Montaña Amagro, Montaña de Guía, Las Tres Palmas, Los Portales, entre otros, pero es en las zonas del sur de la isla donde mejor se ha preservado el relieve residual previo.

Con posterioridad a este Ciclo Roque Nublo, tiene lugar una nueva fase erosiva, que va a originar una incisión del relieve y afecta a todos los materiales existentes. Durante el ciclo siguiente, el Post Roque Nublo, tiene lugar una nueva etapa agradativa, principalmente en el sector NE. de la isla. Finalmente, los episodios volcánicos recientes se canalizarán claramente por los fondos de valle o superficies previas, sin producir más que una colmatación parcial de éstos, con ocasionales represamientos de la red de drenaje, como es el caso de Bandama y Monte Lentiscal, o incluso con la generación de algunos edificios freatomagmáticos (Bandama, Hondo de Fagajesto, etc.).

La etapa final en la definición de la geomorfología de la isla tiene lugar con posterioridad a los episodios recientes y va a consistir tan sólo en pequeños retoques en el relieve, entre los que destacan la edificación de los abanicos aluviales de las desembocaduras de los barrancos de Tirajana, Agüimes y Maspalomas, a los que se superponen luego episodios eólicos (Punta de Góngora, Telde, Agüimes, Maspalomas), que verosimilmente pueden corresponder a fases marinas regresivas (pluviales?).

4.3.- FORMAS DIFERENCIABLES EN LA ISLA DE GRAN CANARIA.

4.3.1.- Formas de origen endógeno.

4.3.1.1.- Formas volcánicas.

Aún considerando el origen volcánico de la isla, no hay duda de que cada uno de los ciclos de la historia de ésta, da lugar a distintos tipos de formas. La actividad correspondiente al Ciclo I es aquella en la que mayor intensidad alcanzan los fenómenos vol-

cánicos. No se conservan, sin embargo, restos morfológicos del aparato volcánico externo de esta primera etapa, ni de la etapa basáltica fisural del Ciclo I, ni de la etapa del volcanismo traquítico-fonolítico. Por ello, de aquella primera etapa sólo pueden reconocerse, razonablemente, formas en las superficies de los tableros, sobre todo presentes en el arco comprendido entre los barrancos de Tasarte y Tirajana. Se han cartografiado como superficies o restos de superficies y, corresponden al relieve subaéreo de mayor antigüedad de la isla y, por ello, también al más degradado por erosión. Los "tableros" en fonolitas y traquitas corresponderán, pués, a formas de agradación volcánica.

Otras formas de agradación volcánica o de acumulación, son las superficies de colada de desarrollo lineal, reconocibles desde el Ciclo Roque Nublo, en adelante, si bien, donde mejor representadas están es en los episodios volcánicos recientes, donde dan lugar a malpaíses bien conservados, como los del Valle de Agaete, Montañón Negro, Pico de Bandama, Sima de Jinámar, etc.

Finalmente, dentro de las formas de origen volcánico pueden destacarse también los conos volcánicos, algunos con su cráter aún conservado, edificios freatomagmáticos, etc., con diferentes grados de conservación, que es a veces, el único criterio que permite situarlos cronológicamente en la historia de la isla.

4.3.2.- Formas de origen exógeno.

Se agrupan aquí todos los tipos de formas generadas por procesos geodinámicos externos: marino, fluvio-torrencial, eólico y de vertiente o gravitatorios. También se agrupan en este apartado otras formas de talla menor que pueden aparecer en varios de estos ambientes, como formas de alteración (tafone, alvéolos), rasas de abrasión, etc.

4.3.2.1.- Formas de origen marino.

Acantilados.

Sin duda los mejor desarrollados se relacionan con los afloramientos de basaltos del Ciclo I, en el sector occidental de la isla. Las dimensiones de éstos, en el área del Andén Verde superan en algunos puntos los 500 m de desarrollo vertical, hacen sospechar la intervención de movimientos tectónicos o isostáticos, con los que poder explicar estas alturas anómalas. Sin embargo, la existencia de este tipo de acantilados en otras islas volcánicas se explica únicamente por intensos procesos erosivos, similares a los que han podido tener lugar aquí. Por otra parte, en el sector N. y NE. de la isla sí han quedado registrados movimientos en la vertical, como lo ponen de manifiesto la presencia de niveles marinos fosilíferos y "pillow-lavas", elevados un centenar de metros por encima del nivel actual del mar.

La tónica general para la costa de Gran Canaria es de pequeños acantilados formados por erosión marina de las series volcánicas que no superan unas decenas de metros de altura, excepto cuando lo que se erosiona es un edificio volcánico, en cuyo caso pueden alcanzarse mayores desarrollos (Gáldar, Arinaga, Gando, etc.).

Playas.

La intensidad de los procesos erosivos actuantes en toda la costa ha propiciado, más que cualquier otra cosa, la generación de zonas de playa. Por lo general las playas se asocian a zonas de deltas aluviales -barrancos de Fataga, Tirajana, Guayadeque, La Aldea, Guiniguada, Arguineguín- entre los más importantes. En algunos casos, El Risco, Punta de Góngora, se relacionan con deslizamientos gravitacionales que el mar retrabaja aprovechandolos para la formación de las playas.

En ocasiones estos depósitos se relacionan con acumulaciones de materiales eólicos (Góngora, Arinaga, Las Palmas, Gando, Maspalomas), que han actuado, ahora o en el pasado sobre los materiales playeros para dar lugar a campos de dunas de variada morfología (placas eólicas, barjanes, médanos, etc.).

Rasas marinas.

La existencia de rasas marinas bien desarrolladas no es frecuente en este tipo de relieve, dada la rapidez con la que los eventos volcánicos modifican el relieve previo. En todo caso sólo es a partir del final del Ciclo Post Roque Nublo cuando, por un lado, la estabilidad de la isla ante los procesos volcánicos y por otro, la actuación continuada del mar, van a permitir un desarrollo apreciable hoy de este tipo de morfologías.

En general, las rasas marinas se localizan a lo largo de todo el perímetro de la isla, con excepción del sector de máximo desarrollo de acantilados, como es la costa occidental. En el resto, son distinguibles desarrollos de pequeñas rasas, sólo en un caso (Las Palmas), con dimensiones notables y asociadas a depósitos marinos. En algunos casos, como ocurre en la costa desde Telde hasta la desembocadura del barranco de Tirajana, las coladas volcánicas del Ciclo Post Roque Nublo o aún en los depósitos aluviales, se superponen a una topografía plana (probablemente con un origen marino de arrasamiento), pero que no se han considerado como rasas marinas. En otros casos, como en los tableros de Cabo Verde o Lomo Blanco, en el norte y, en otros, en el área suroriental, aparecen pequeños retazos de una superficie desarrollada sobre lavas básicas de una superficie incidida por la red fluvial, que por su elevación sobre el nivel (200-400 m), corresponden mejor a superficies de acumulación de materiales lávicos que a rasas marinas.

4.3.2.2.- Formas de origen fluvial.

Los procesos volcánicos agradiativos, como el activo diastrofismo de la isla, desde el final del Cenozoico, han prestado a la dinámica fluvio-torrencial unas características de especial dinamismo. Los restos de las coladas del Ciclo I conservados en el sector SO. de la isla, confirman incisiones de hasta 500 m, que las sucesivas fases de agradiación Ciclo Roque Nublo o Post Roque Nublo ponen de nuevo en evidencia, al haber sido igualmente erosionados por las aguas continentales. Este hecho, de que las incisiones sucesivas en el relieve vuelvan a detenerse al mismo nivel siempre, lo que parece probado, a juzgar por la posición topográfica de los retazos de las coladas de materiales volcánicos de edades sucesivas que se conservan en el fondo de los valles, indica, sin lugar a dudas, que desde el final del Ciclo I, la actividad de la isla ha sido sólo la volcánica (el nivel marino de Las Palmas está situado en la base del Ciclo Roque Nublo).

Formas fluviales erosivas.

Hay dos tipos de formas fluviales erosivas: valles o barrancos fluviales, de desarrollo rectilíneo, paredes subverticales o escalonadas, cuando corresponden a apilamientos tabulares de materiales (barrancos de Arguineguín, Mogán, Guayadeque, Maspalomas) y valles amplios de paredes verticales (final del barranco de La Aldea, cabecera del barranco de Fataga y de San Bartolomé de Tirajana, El Risco, Tejeda). En el primer caso se corresponden con materiales muy coherentes que permiten una mayor estabilidad de las paredes verticales y una evacuación muy efectiva de los depósitos aportados por las vertientes. Los casos mejor desarrollados corresponden a las áreas meridionales o a las septentrionales, donde la incisión es únicamente en la vertical en algunos casos (barranco del Toro, barranco del Aguila, etc.).

Otro caso corresponde a los valles amplios de paredes verticales. Se desarrollan sobre materiales muy alterados (Los Azulejos), por ejemplo por fragmentación tectónica de los materiales (San Bartolomé de Tirajana, Tejeda, San Nicolás de Tolentino, El Risco). El bajo grado de cohesión de los materiales en esos puntos ha propiciado una fácil movilización de los materiales por las aguas superficiales o subterráneas (veáñse los casos de sufusión en San Bartolomé de Tirajana), a los que se han añadido los deslizamientos gravitarios, aún activos, del valle del Risco o de San Nicolás de Tolentino. La dinámica de las aguas continentales actual es incapaz de evacuar, en muchos casos, estos materiales que persisten en posiciones altamente inestables.

Formas fluviales agradiativas.

Personalizadas en forma de abanicos aluviales actuales o fósiles: Maspalomas, Arguineguín, barranco de Tirajana, Guayadeque, Telde entre los casos de mayores dimensiones.

De menor tamaño son los sistemas de terrazas como los observables en San Nicolás de Tolentino, Arguineguín, Fataga y Tirajana.

4.3.2.3.- Formas de vertiente.

Los procesos de evolución de vertientes son especialmente activos en este tipo de medios, dadas sus características: velocidad de acumulación de productos volcánicos muy rápidas, baja cohesión de los mismos, (piroclastos), procesos de alteración muy activos debido a las altas temperaturas e incisión también muy acelerada del relieve, tanto en el interior de la isla como a lo largo del borde costero.

La dinámica de las vertientes es pues variada y activa, enlazando en sus variantes extremas, bien con movimientos puramente gravitatorios, o con los producidos por aguas superficiales, en los casos de mayor energía. Ejemplos del primer caso coinciden con las vertientes de gran desarrollo vertical (cabecera del valle de San Bartolomé de Tirajana). Del último tipo se tienen en los grandes abanicos de piedemonte de San Nicolás de Tolentino, o en los deslizamientos gravitacionales del Risco, San Bartolomé de Tirajana o Tejeda, entre los casos más significativos.

4.3.2.4.- Formas de origen eólico.

Aunque con escasa representación areal, los ambientes eólicos aparecen muy bien caracterizados en esta isla, indicando condiciones eustáticas diferentes a las actuales (pluviales?). El hecho de que no se hallen más extendidas hacia el interior de la isla, se debe, sin duda, a una razón topográfica, al estar caracterizada la isla, en su mayor parte, por un borde costero acantilado y a la fuerte pendiente del talud continental adyacente, lo que impide la conservación de los materiales arrastrados desde el interior por los cursos fluvitorrenciales, en sus zonas de plataforma, restando posibilidades a su emersión durante oscilaciones eustáticas negativas en el nivel del mar. Aún así, existen ejemplos de acumulaciones eólicas insólitas por su situación geográfica (caso de los Llanos Blancos o Punta de Góngora), donde los depósitos eólicos se interdigitan con depósitos de vertiente, en un área de la costa con los mayores gradientes topográficos de toda la isla. Sin embargo, la mayoría de los casos son más explicables, perteneciendo, como en el caso de Bañaderos, en el norte, a una trasera de playa, donde el avance de las dunas ha podido progresar brevemente antes de chocar con el relieve del paleoacantilado. En otros casos, como en la zona de Las Palmas, el desarrollo de la capital de la isla impide reconocer el aspecto original del arenal, pero las reconstrucciones a partir de textos históricos permiten suponer una situación similar a la de Bañaderos. Aquí el papel deflector del grupo de volcanes de La Isleta ha podido justificar la formación de un pequeño tóbolo (al menos funcionaría como tal durante fases interpluviales) y la carrera eólica ha permitido la fosilización de los acantilados de la parte alta de la ciudad (zona del Estadio Insular), por placas eólicas.

En la costa SE. de la isla, los depósitos eólicos aparecen recubriendo en parte algunos edificios volcánicos como los de Gando y Arinaga, sin presentar una morfología primaria. Sobre ellos se han desarrollado encostramientos y rizoconcreciones, lo que indica un período húmedo de estabilización (pluvial,?). Esto hace pensar en una cierta antigüedad para estos depósitos y en ello hay que basarse para hablar de equivalencia con los de otras zonas de la isla.

El único depósito eólico actual es el que corresponde a la playa de Maspalomas (dunas de Maspalomas) en donde la morfología de las dunas es actual, si bien ello no contradice que se trate de una formación con origen más antiguo. La inflexión en la topografía de la costa sumergida parece corresponder a una zona de antiguo delta, sobre el que se habría desarrollado luego el arenal.

4.3.3.- Formas de origen diverso.

4.3.3.1.- Formas de disyunción de origen volcánico.

Disyunción columnar.

No se hallan especialmente bien desarrollados en esta isla, si bien existen localidades en donde pueden ser observados distintos ejemplos de este tipo de formas. Aparecen tanto sobre materiales del Ciclo I, como por ejemplo en el barranco de Tasartico, en las ignimbritas del barranco de la Aldea, etc., así como sobre rocas básicas del Ciclo Roque Nublo Roque del Mulato) y del Ciclo Post Roque Nublo y episodios recientes (Mesa de Acusa, barranco de Alonso, La Isleta, etc.).

Disyunción esferoidal.

Sólo distinguible en contadas ocasiones, pero muy claramente manifestada en basaltos del Ciclo Roque Nublo y del Ciclo Post Roque Nublo, como por ejemplo, en la carretera de Acusa a Artenara o en la zona de Casas de las Hoyas, en las cercanías del embalse de los Pérez.

Lavas almohadilladas ("pillow-lavas").

No es una forma frecuente, aunque en los escasos ejemplos conocidos aparece muy bien representada. En el área de Las Palmas, en los barrancos de las Majadillas y en el barranco Tenoya, aparecen asociadas a depósitos marino-fluviales y formas de erosión (marítimas turbillonares).

En el norte, en la Punta del Camello, pueden distinguirse formas de este tipo aunque sin serie sedimentaria asociada y, de mayor antigüedad que las anteriores.

Formas de disyunción en “grano de millo”.

Sólo se ha podido encontrar un caso con buena representación en la vecindad del Pico de Las Nives.

4.3.3.2.- *Formas de degradación química.*

Tafone.

Se desarrollan preferentemente sobre ignimbritas dando lugar a morfologías típicas con estructura “en panal” asociada, presencia de visor, zonación vegetal, etc. y en general todas las características propias de este tipo de formas. Algunos ejemplos notables se encuentran en la división entre el barranco de Siberio y el de La Aldea, al pie del embalse del Caidero de la Niña, en el Lomo de la Ventanilla, Lomo de las Cuevas Caidas y en general en la zona suroccidental de la isla, cerca de la costa.

Alveolizaciones.

Se desarrollan sobre basaltos y fonolitas y preferentemente corresponden a dominios costeros y a escasa altura sobre el nivel del mar, o al menos en zonas de fácil acceso de las brumas o vientos marinos. También aparecen en zonas interiores, como en el barranco de La Aldea.

4.3.3.3.- *Formas de erosión eólica.*

Aunque debieron ser importantes en la época de formación de las acumulaciones eólicas, en la actualidad se reducen a puntos muy concretos (por ejemplo en el campo de ventifactos de Las Longueras, al sur de Agaete), o en zonas de reactivación de acumulaciones arenosas (Gando, Arinaga, Punta de Góngora, Maspalomas).

4.3.3.4.- *Formas de origen biológico.*

Por su belleza cabe distinguir sólo una localidad, en la que este tipo de formas alcanza una buena representación. Se halla situada al norte de Gando, en un área comprendida en el borde costero, entre Punta del Ambar y Punta de Silva. Su situación es de peligro inminente de destrucción. En mucha menor abundancia aparecen en las acumulaciones arenosas de Arinaga y Punta de Góngora.

5.- PETROLOGIA Y GEOQUIMICA.

En este apartado se describen las características petrológicas y geoquímicas generales de las distintas formaciones geológicas de la isla.

El estudio petrográfico está basado en la revisión de casi 2000 láminas delgadas provenientes de la ejecución de las hojas del Plan MAGNA, I.T.G.E. (1990, a-o). Se han agrupado todas las muestras de cada unidad volcánica, describiéndose las características petrográficas más sobresalientes de las mismas.

Para la caracterización geoquímica de los episodios volcánicos de Gran Canaria se han seleccionado más de 600 análisis químicos, que en su mayoría fueron recopilados durante la ejecución de las hojas geológicas MAGNA, a escala 1:25.000.

Su localización o distribución espacial abarca toda la isla. El tratamiento geoquímico se ha hecho considerando, tanto términos lávicos como piroclásticos (ignimbritas principalmente), pero teniendo en cuenta las posibles variaciones que estos últimos puedan introducir.

En cuanto a su distribución temporal, no obstante, aunque comprenden todas las formaciones volcánicas y plutónicas presentes de la isla, representan, sin embargo, un muestreo direccional y polarizado hacia determinadas formaciones y no una selección homogénea o sistemática, no así tampoco, proporcional o equitativa en cada una de ellas. Esto se debe, a que en su mayoría estos análisis proceden de trabajos que tenían como objetivo el estudio de alguna formación geológica determinada, o incluso alguna unidad concreta dentro de ella y no el tratamiento conjunto o globalizado del volcanismo insular. Por otro lado, también se da el caso, con frecuencia, de la existencia de diferencias significativas en los contenidos de algunos elementos de rocas similares, que pueden deberse a la diversa procedencia de los análisis, principalmente a las técnicas analíticas empleadas en su determinación.

Los análisis seleccionados proceden, mayoritariamente, de la bibliografía publicada, HAUSEN (1962), SCHMINCKE y SWANSON (1967), HERNANDEZ-PACHECO (1969), FUSTER et al. (1968), IBARROLA (1970), ANGUITA (1972), IBARROLA y MARTORELL (1973), LIETZ y SCHMINCKE (1979), FURNES y STURT (1976), SCHMINCKE y STAUDIGEL (1976), HERNAN (1976), SCHMINCKE (1976, 1982 y 1987), DORRONSORO (1979), FERAUD et al. (1981), CRISP (1984), HOERNLE (1987), ARAÑA et al. (1988), DE LA NUEZ (1989) y NADERMAN (1989); el resto de los análisis, fueron tomados del MAGNA, I.T.G.E. (1990-a-o).

En las respectivas memorias de las 15 hojas geológicas de la isla, a escala 1:25.000, aparecen listados todos los análisis químicos correspondientes al ámbito que abarcan y con la indicación aproximada de la localización geográfica. Los análisis de NADERMANN (1989) no se incluyeron en ellas, al haber aparecido su trabajo al término de la realización de dichas hojas, aunque aquí sí se han considerado. Junto con los análisis de elementos mayores, figuran además, la norma C.I.P.W., índices de diferenciación y peralcalinidad, la relación Fe/Mg de los ferromagnesianos y, en algunas muestras, los elementos menores determinados. Al tratarse de un elevado número de análisis y estar estos ya

incluidos en aquellas memorias, se ha considerado no incorporar aquí, las tablas analíticas.

Dada la diversidad de procedencia de los análisis químicos, su tratamiento se ha hecho conjuntamente, siguiendo un criterio único. La clasificación de las muestras se ha realizado mediante el diagrama T.A.S. de la I.U.G.S. (Total Alkalies Silica), LE BAS et al. (1986), siguiendo las reglas expuestas para su utilización. Una restricción impuesta para la clasificación T.A.S. es que para clasificar las muestras ha de eliminarse el agua del análisis, reduciéndolo posteriormente a 100. Igualmente no deben considerarse aquellos análisis con un contenido en agua superior al 2%, puesto que su proyección en el diagrama puede quedar entonces completamente distorsionada.

En los diagramas T.A.S. siguientes, (Fig. 5.1-5.5) se han representado individualmente los análisis (con $H_2O < 2\%$) correspondientes a cada uno de los grupos o unidades establecidos dentro de cada formación o ciclo volcánico. En otros diagramas del mismo tipo (Fig. 5.6-5.8) se representa por separado cada ciclo magmático, permitiendo así observar su evolución. En las tablas 5.1 a 5.3 se indican los tipos litológicos que resultan de la clasificación T.A.S., presentes en cada unidad, indicando los porcentajes de cada uno de ellos, tanto con agua como sin ella.

5.1.- CICLO I.

5.1.1.- Formación basáltica I.

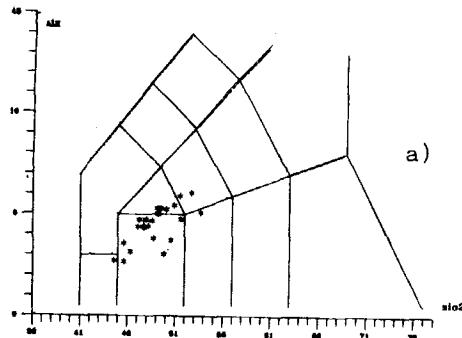
5.1.1.1.- Lavas y piroclastos basálticos (s.l.). (1 y 2)

Petrología.

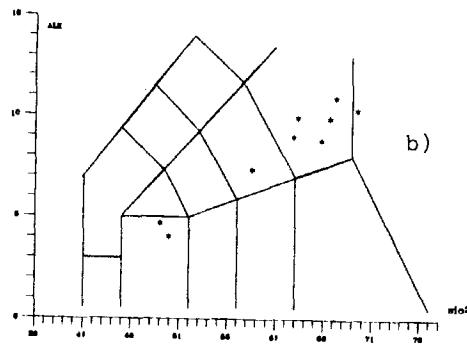
Esta formación basáltica aflora en la parte occidental de la isla y con menor extensión en el área SE. de la misma.

Se trata en este apartado de la formación en su conjunto, pues aunque efectivamente existen diferencias entre los diferentes tramos, petrológicamente la serie es continua, marcándose únicamente una tendencia en cuanto al predominio de tipos petrográficos de los tramos más antiguos a los modernos.

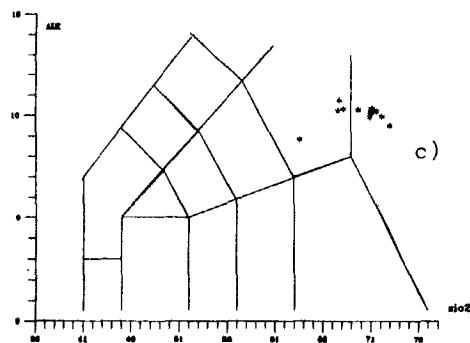
Así pues, aunque la serie es monótona y uniforme, hacia la base del tramo inferior predominan los términos olivínico-augíticos o augítico-olivínicos, a veces de tendencia ankaramítica, que van pasando hacia el techo a términos más plagioclásicos. Los traquibasálticos, son ya claramente predominantes en el tramo medio, aunque alternen con términos basálticos más afaníticos, y por último pasan a rocas fundamentalmente traquibasálticas y traquibasáltico-plagioclásicas en el tramo superior, ya en contacto con



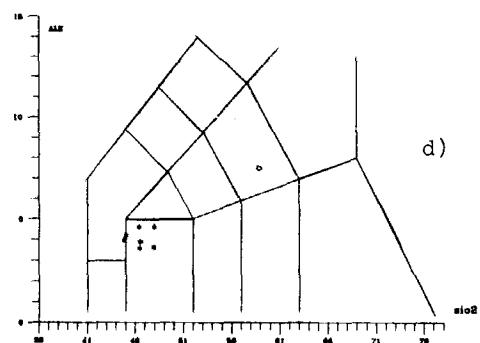
F. basáltica



'Composite flow'



Lavas riolíticas



Lavas basálticas intercaladas (T4).

Fig. 5.1.- Diagramas T.A.S. de las unidades del Ciclo I: F. basáltica I, "Composite flow", Lavas riolíticas y Lavas basálticas intercaladas.

TABLA 5.1. CICLO I.- Clasificación normativa según diagrama T.A.S. en porcentajes, sobre el total de análisis disponibles.

	F.basáltica	Composite-Flow	Lavas Riolíticas	Intercalac. basálticas	Ignimbritas riolíticas	Ignimbritas traq.-riol.
TOTAL ANALISIS	24 / 25	9 / 14	15 / 17	8 / 8	132 / 145	25 / 27
Picropasalto	4,2 - 4,0					
Basalto	12,5 - 12,0			37,5 - 37,5		
B.alcalino	8,3 - 8,0			12,5 - 12,5		
B.subalcalino	37,5 - 40,0	22,2 - 14,3		25,0 - 25,0		
Andesita basáltica	4,2 - 4,0					
Andesita					0,8 - 0,7	3,7
Dacita						
Traquibasalto	25,0 - 24,0					
Traquiandesita bas.	8,3 - 8,0					
Traquiandesita		11,1 - 7,1				
Traquita s.s.		55,6 - 57,1	20,0 - 23,5	12,5 - 12,5	7,6 - 8,3	52,0 - 51,8
Traquita peralcalina			6,7 - 5,9		59,8 - 55,9	36,0 - 33,3
Riolita s.s.		7,1	26,7 - 29,4		3,8 - 4,8	8,0 - 7,4
Riolita peralcalina		11,1 - 7,1	46,7 - 41,2		25,0 - 26,2	4,0 - 3,7
Basanita				12,5 - 12,5		
Tefrita						
Tefrita fonolítica						
Fonolita tefrítica						
Fonolita						
Foidita						

* La primera columna de cada bloque representa los análisis recalculados, sin considerar el H₂O la segunda considerándolo.

TABLA 5.1. (Cont.).- Clasificación normativa según diagrama T.A.S. en porcentajes, sobre el total de análisis disponibles.

	Sienitas	Ignimbritas fonolíticas	Intercalac. basálticas	Lavas fonol. traquíticas	"Cone-Sheet"	Pitones fonolíticos
TOTAL ANALISIS	8 / 10	17 / 27	2 / 2	22 / 38	12 / 17	2 / 4
Picrobasalto Basalto B.alcalino B.subalcalino Andesita basáltica Andesita Dacita						
			3,7			
Traquibasalto Traquiandesita bas. Traquiandesita Traquita s.s. Traquita peralcalina Riolita s.s. Riolita peralcalina						
	75,0 - 80,0 12,5 - 10,0	64,7 - 63,0 29,4 - 22,2		13,6 - 31,6 54,5 - 34,2	58,3 - 58,8 25,0 - 23,5	25,0
		5,9 - 3,7				
Basanita Tefrita Tefrita fonolítica Fonolita tefrítica Fonolita			50,0 - 50,0	2,6		
	12,5 - 10,0	3,7				
Foidita			50,0 - 50,0			

* La primera columna de cada bloque representa los análisis recalculados, sin considerar el H₂O, la segunda considerándolo.

las unidades sálicas del dominio extracaldera.

Las características de la serie se mantienen muy uniformes a lo largo de todos los afloramientos de la superficie de la isla, siendo básicamente las mismas para todos ellos.

Basaltos olivínico-augíticos. Están formados por fenocristales de olivino, augita y minerales opacos, éstos aunque no siempre, empastados por una matriz de plagioclasa, augita titanada, minerales opacos y olivino. La textura suele ser porfídica microcristalina, que en algunos casos es seriada y en algún otro intergranular.

Los fenocristales son bastante abundantes, entre el 20 y 30%. Los de olivino son los más numerosos pudiendo medir hasta 6-7 mm, son idiomorfos y suelen estar alterados por las grietas y en los bordes a minerales de tipo serpentina e iddingsita. Los fenocristales de augita son de menor tamaño (0,5 mm), idiomorfos, maclados, en ocasiones con zonado concéntrico, en "reloj de arena" o de carácter complejo y pueden estar agrupados en forma de glomerulós. Los minerales opacos son idiomorfos, aparecen como microfenocristales y no siempre tienen que estar presentes.

La matriz está formada normalmente por microlitos maclados de plagioclasa que a menudo se disponen en un entramado en cuyos huecos se encuentran abundantes cristales idiomorfos de augita, minerales opacos, también abundantes, con formas equidimensionales y otras casi aciculares (ilmenita) y por olivino en mucha menor proporción en pequeños cristales idiomorfos. El apatito se presenta a menudo como mineral accesorio. En alguna muestra se ha podido observar algo de vidrio intersticial alterado a minerales arcillosos. Si existen vesículas, éstas suelen estar llenas en parte por carbonatos.

Basaltos augítico-olivínicos.- A grandes rasgos son similares a los anteriores, con texturas frecuentemente vesiculares, de carácter porfídico seriado subofítico diferenciándose de ellos fundamentalmente en que en este caso los fenocristales de augita titanada son los más grandes y mejor desarrollados. Los de olivino son de menor tamaño y muestran, a veces, un hábito esquelético; en algunos casos también pueden llevar algún fenocristal de plagioclasa. La matriz suele ser bastante más fina que la de los basaltos olivínico-augíticos, presentándose con ciertas heterogeneidades texturales, generalmente debidas a la distribución irregular de los minerales opacos, que a menudo son de carácter casi pulverulento. La augita aparece en cristales con forma de bastoncitos, mientras que la plagioclasa lo hace en microlitos casi aciculares y maclados. El olivino, mucho menos abundante, aparece en cristalitos idiomorfos de secciones rómbicas o también en cristalitos de hábito esquelético.

También se han encontrado variedades de tendencia ankaramítica con abundantes fenocristales (30-45%) de augita y olivino de hasta 5-6 mm de tamaño, en una matriz

subofítica.

Dentro de estos basaltos augítico-olivínicos existen algunos que son predominantemente augíticos, caracterizados por una textura microporfídica microcristalina, siendo poco abundantes los microfenocristales de augita y muy escasos o inexistentes de olivino. La matriz es fundamentalmente augítica (titanada).

Estos basaltos augítico-olivínicos van aumentando la proporción de fenocristales de plagioclasa, para llegar a los basaltos plagioclásicos más típicos, en los que los fenocristales de olivino y augita son muy escasos.

Basaltos plagioclásicos. Están formados por fenocristales de plagioclasa, augita, olivino y minerales opacos inmersos en una matriz de cristales de plagioclasa, augita, minerales opacos y olivino; el vidrio puede ser desde el constituyente más abundante hasta accesorio. Una característica casi permanente es la presencia de vacuolas.

Los fenocristales suponen el 30-40% del total de la roca con tamaños de hasta 1 cm, que en algunos casos no llegan ni a la mitad. Los fenocristales de plagioclasa son mucho más abundantes que el resto, se agrupan en glomérulos estrellados formados por listones con abundantes maclas de leyes diferentes (albita, karlsbad, periclina). El resto de los cristales son idiomorfos, de mucho menor tamaño y menos abundantes, pudiendo incluso faltar; el olivino muestra a veces hábito esquelético.

La matriz la constituyen cristales prismáticos de plagioclasa maclada, cristales idiomorfos de augita y minerales opacos, a menudo de hábito acicular; los pequeños cristales de olivino son mucho menos abundantes que el resto, pudiendo llegar a estar ausentes. El vidrio a menudo es relativamente abundante, presentando un color castaño.

Algunos de estos basaltos plagioclásicos se pueden considerar como traquibasaltos plagioclásicos, con un 15% aproximadamente de fenocristales.

Traquibasaltos. Los términos traquibásalticos están constituidos por una fina matriz de plagioclasa, augita, minerales opacos y olivino, con vidrio en mayor o menor proporción y apatito como mineral accesorio.

La textura es siempre microcristalina, en ocasiones afieltrada; en algunos casos de tendencia intergranular o intersticial. Generalmente no existen fenocristales y cuando existen es en forma de microfenocristales. Son de augita y menos frecuentemente de plagioclasa o minerales opacos, todos ellos idiomorfos, maclados los dos primeros y corroídos a menudo por la matriz. La augita puede estar sustituida por calcita.

La matriz la constituyen finos microlitos de plagioclasa maclada, cuyos intersticios

están ocupados por cristales alargados de augita titanada y minerales opacos equidimensionales o aciculares, a veces, casi pulverulentos, dando lugar a heterogeneidades texturales. El olivino mucho menos abundante, en ocasiones accesorio, aparece en cristalitos idiomorfos, alargados, iddingsitzados, con hábito esquelético algunas veces; en algunos casos la alteración es a minerales serpentínicos. El vidrio, de color castaño, ocupa posiciones intersticiales en mayor o menor proporción. En algunas muestras se observan vesículas llenas de minerales arcillosos o de adularia.

Geoquímica.

Desde el punto de vista geoquímico, el primer episodio volcánico de la isla, durante el que se construyó el estratovolcán mioceno, está constituido por materiales de naturaleza básica. Los tipos rocosos más representativos son los picrobasaltos, basaltos y traquibasaltos, si bien existen, aunque de manera subordinada, traquianandesitas basálticas y andesitas basálticas, Fig. 5.1a. Como se observa, tanto en el diagrama T.A.S., como en la Tabla 5.1, los tipos más representativos son los basaltos, hecho confirmado en el estudio petrográfico de las muestras de rocas que constituyen esta formación.

Dentro de este grupo basáltico, se observa la coexistencia de dos grupos o tendencias, Tabla 5.1. Una de carácter alcalino (basaltos alcalinos) o incluso de alcalinidad normal (basaltos) y otra de carácter subalcalino o toleítico, en cuyos análisis se pone de manifiesto la presencia de cuarzo e hyperstena normativos. Este carácter toleítico, no obstante, no aparece siempre bien definido. En general, son rocas con bajo índice de diferenciación, alcanzando el máximo grado de evolución con las emisiones traquibásalticas, lo que indica cierto grado de diferenciación en cámaras magmáticas someras.

5.1.1.2.- Diques básicos y sálicos.

Atravesando los materiales de la formación basáltica I existen numerosos diques que presentan composiciones petrológicas semejantes a su roca encajante, aunque a menudo también se encuentran diques de naturaleza sálica (preferentemente en el ángulo NE. de la isla) y que, con toda seguridad, corresponden a los conductos de emisión de formaciones volcánicas posteriores. De este modo, se han descrito diques basálticos y traquibásalticos respecto al primer caso, y fonolíticos en el segundo caso.

Basaltos.- Se trata de basaltos olivínicos, olivínico-augíticos, augíticos-olivínicos con plagioclasa o basaltos plagioclásicos, en función de las proporciones de sus componentes. Sus texturas son a menudo porfídicas seriadas subofíticas o microcristalinas, glomeroporfídicas y, menos frecuentemente, microcristalinas, con algún fenocristal.

En los casos de las texturas porfídicas, los fenocristales suelen ser bastante abundantes, alcanzando el 30-40%. Los más numerosos son los de augita y olivino, excepto en

los basaltos plagioclásicos, donde los de plagioclasa son, lógicamente, los más abundantes. Los tamaños alcanzan los 3-4 mm como máximo.

Los fenocristales de olivino son idiomorfos, algo corroídos a veces por la matriz, con golfos de corrosión, llegando incluso a mostrar hábito esquelético; su alteración comienza por los bordes en forma de coronas y por finas grietas interiores. La augita, a veces con fuerte tinte rosáceo (titanada), suele mostrar cristales de mayor tamaño que el olivino, excepto cuando forma glomérulos. Sus cristales son idiomorfos, a veces con zonas complejas y también en reloj de arena, con maclas y algo corroídos por la matriz. Los de plagioclasa son, en general, poco abundantes, con formas prismáticas, alistonadas, con maclas según la ley de la albite y tipo karlsbad y agrupándose dos o más cristales entre sí. Los fenocristales de minerales opacos, si existen, son de muy pequeño tamaño e idiomorfos.

La matriz está constituida por cristales de plagioclasa, augita, opacos y olivino. A menudo está formada por un entramado de listones de plagioclasa maclada que engloba parcialmente a cristales idiomorfos de augita titanada y otros minerales, con un tamaño medio de 0,4 mm; en otras ocasiones son cristales alargados idiomorfos de augita, englobando parcialmente a los de plagioclasa. Los minerales opacos pueden ser muy abundantes, con hábitos aciculares o esqueléticos y también equidimensionales, correspondiendo posiblemente a cristales de ilmenita y magnetita. Los cristales de olivino son de pequeño tamaño, con secciones rómbicas o alargadas.

Se puede observar también de forma accesoria, la presencia de vidrio intersticial, algún cristal aislado de apatito ahumado y adularia en alguna venilla posterior.

La alteración de los cristales de olivino puede ser en algunos casos elevada o total, dando como resultado la presencia de iddingsita, fundamentalmente, y en menor proporción de talco y minerales serpentínico-arcillosos. En algunas muestras aparecen óxidos de hierro producto de la alteración de minerales opacos.

Traquibasaltos. Son rocas porfídicas de textura intergranular, a menudo intersticial y generalmente vesiculares.

La plagioclasa es el componente mineralógico principal; son microlitos maclados polisintéticamente, zonados y sus tamaños son muy variables (< 0,5 mm hasta 2,5 mm). La augita es también abundante, presenta cristales con un ligero tono verdoso, en secciones prismáticas o subhexagonales y generalmente aparece entre el entramado de microlitos de plagioclasa. Mucho menos frecuente es el olivino que está siempre alterado a iddingsita.

La matriz de estas rocas es fundamentalmente plagioclásica, con algunos microlitos

de augita, olivino y numerosos minerales opacos que a veces forman pequeños glomérulos. Los cristales aciculares de apatito se encuentran de manera accesoria y pequeñas zonas de vidrio amarillento aparecen en los intersticios. Las vesículas a menudo están llenas por sílice o carbonatos.

Traquifonolitas. Son rocas de textura traquíctica, prácticamente afanítica, formadas casi exclusivamente por microlitos de feldespato alcalino maclados, alargados en la dirección de flujo. Como fenocristales destacan alguna anortoclasa y más raramente augita egirírica en secciones rómbicas y pequeñas plaquitas de biotita. Es posible, sin embargo, que exista nefelina aunque su identificación como tal a menudo es dudosa.

5.1.2.- Formación traquítico-riolítica. Dominio extracaldera.

5.1.2.1.- Ignimbritas riolítico-mugearíticas (composite-flow). (3)

Petrología.

Las rocas pertenecientes a esta unidad han sido ampliamente muestreadas en todos sus niveles, especialmente en la zona SO. de la isla (barranco de Mogán, Veneguera, etc.), que es donde mejor aflora.

El nivel del vitrófido propiamente dicho mantiene unas características constantes a lo largo de todos sus afloramientos en la isla, tanto en el área SO. como en la NE. Desde el punto de vista petrológico las rocas que forman este nivel pueden considerarse como ignimbritas traquíticas vitrocristalinas, con una textura fragmentaria de matriz vítreo y muy raramente soldada.

Los fragmentos son de tipo cristalino exclusivamente, encontrándose excepcionalmente algún fragmento lítico de traquibasalto o basalto y alguno de carácter juvenil. Aquellos son de anortoclasa, anfíbol y minerales opacos; sólo en raras ocasiones se ha encontrado algún cristal aislado de clinopiroxeno, estando ausente en la mayoría de las muestras.

Los fragmentos cristalinos son muy abundantes, oscilando entre el 40% y 50%. En su gran mayoría son de anortoclasa, destacando sobre la matriz vítreo y dando a estas rocas un aspecto "de visu" característico, ya descrito en anteriores capítulos.

El tamaño de los fragmentos oscila entre 0,2 y 7 mm encontrándose los tamaños más habituales entre los 2-3 mm. Los cristales de anortoclasa son idiomorfos, pudiendo aparecer rotos con hábito prismático corto; se presentan maclados frecuentemente, con maclas en enrejado y de tipo karlsbad; a menudo los cristales ofrecen un aspecto criboso debido a su reacción con la matriz. La presencia de anfíbol es muy inferior a la de an-

toclasa y sus cristales de un tamaño muy inferior; éstos son de color castaño verdoso, idiomorfos, maclados, con inclusiones de apatito y en ocasiones de minerales opacos. Los fenocristales de minerales opacos son todavía más escasos y de menor tamaño (0,3 mm de media) y normalmente muestran formas idiomorfas. Los de clinopiroxeno son casi inexistentes, encontrándose sólo algún cristal aislado en alguna muestra.

Los fragmentos líticos, como se ha dicho, son escasos, siendo generalmente fragmentos de traquibasalto, con formas irregulares, y más raramente de basalto.

Los fragmentos juveniles no suelen estar presentes, pero en algunas muestras se observa una cierta proporción de fragmentos de escoria que van desde los 3 mm de tamaño hasta un tamaño de ceniza fina, formando parte de la matriz. En estos casos la roca tiene una cierta tendencia traquibásaltica.

La matriz está formada por vidrio castaño claro que a menudo muestra una textura fluidal y, en alguna ocasión, disyunción perlítica. En algunos casos esta matriz está parcialmente desvitrificada a microlitos de feldespato alcalino con una disposición radial; en otros casos sólo llega a dar una textura criptocristalina. Por último, en alguna muestra se pueden observar fragmentos o flamas de pómex desvitrificados, formando parte la de la matriz y, esquivirlas ("shards") aplastadas, empastadas en cenizas de grano más fino todavía.

Se han podido observar finos rellenos de una variedad de cuarzo (cristobalita o tridimita) en las vesículas o cavidades de alguna muestra.

Como minerales accesorios se pueden encontrar cristales generalmente idiomorfos de apatito, circón y esfena, a menudo como inclusiones en otros minerales.

Sobre el nivel del vitrófido descrito previamente, se emplazan en algunas zonas, unos niveles de ignimbritas grises no soldadas, bastante afaníticas de composición traquibásaltica, que hacia arriba pasan a coladas lávicas traquibásalticas.

Estas rocas de color gris oscuro muestran una textura fragmentaria de grano muy fino. Los fragmentos son fundamentalmente líticos y en mucha menor proporción cristalinos. Significan entre un 10 y un 15% del total de la roca y en algún caso pueden llegar al 20%. Los líticos suelen ser de traquibasalto y también en menor medida de basalto plagioclásico. Generalmente alcanzan tamaños de hasta 3 mm, aunque en algunas ocasiones pueden llegar a 1 cm, con formas irregulares equidimensionales que también pueden presentarse aplastados.

Los fragmentos cristalinos, como se ha dicho, son menos abundantes y de menor tamaño, como máximo de 1,2 mm. Son de anortoclasa, plagioclasa, augita, minerales

opacos y muy raramente de olivino. Los más numerosos son los de anortoclasa, que son idiomorfos, a veces rotos, maclados y con frecuencia con una corona de reacción con la matriz de aspecto criboso. El resto son muy escasos, muestran formas idiomorfas y los de plagioclasa y augita pueden estar maclados.

La matriz está constituida por cenizas muy finas, formadas por microlitos de feldespato, augita y abundantes minerales opacos. El olivino se presenta como mineral accesorio. Como minerales secundarios se puede encontrar iddingsita, productos arcillosos criptocristalinos y óxidos de hierro.

Estas ignimbritas grises no soldadas pasan a techo a coladas traquibasálticas oscuras que muestran una textura microcristalina, a veces afieltrada, en ocasiones vesicular y con escasos fenocristales. Estos, cuando existen, son fundamentalmente de anortoclasa, y en proporción muy inferior, de minerales opacos, plagioclasa y augita. Los de anortoclasa son normalmente muy pequeños (< 1 mm) y excepcionalmente pueden llegar a 4 mm; son idiomorfos, con maclado en enrejado y tipo karlsbad y reaccionan con la matriz, adquiriendo por ello un aspecto criboso. El resto aparecen como microfenocristales idiomorfos.

La matriz está formada por finísimos microlitos de plagioclasa maclada, a veces de anortoclasa; minerales opacos casi pulverulentos, que se distribuyen de forma irregular dándole un aspecto heterogéneo a la textura, y augita, en menor proporción, como microlitos subidiomorfos. El olivino raramente está presente y si lo hace es muy escaso. El apatito, en pequeños cristalitos idiomorfos y ahumados, y el rutilo, en cristalitos irregulares, pueden aparecer como minerales accesorios. En algunos casos se observan vesículas llenas por productos arcillosos, carbonatos, ceolitas en disposición radial y raramente por una variedad de cuarzo. Los minerales opacos pueden estar alterados a óxidos de hierro.

Entre estos niveles traquibasálticos se encuentran a veces brechas autoclásticas con vacuolas y grietas llenas por carbonato.

A continuación se depositan unas tobas de tonos violáceos no siempre presentes. Son tobas de lapilli, de composición traquitico- traquibasática. Su textura es fragmentaria vesicular de grano fino.

Los fragmentos son en unos casos muy abundantes (50% o más) y en otros mucho menos. Fundamentalmente son fragmentos líticos y en algunos casos únicos, siendo siempre más abundantes los de traquibasalto. También se encuentran fragmentos de escorias, de traquitas vítreas y de cineritas, cuyos tamaños oscilan entre 1 mm y 1 cm, estando la media en 7-8 mm. Los fragmentos cristalinos son muy escasos o inexistentes. En su mayoría son de plagioclasa maclada, estando a menudo rotos. Los de anortoclasa,

augita y olivino son muy pequeños y escasos y no siempre están presentes.

La matriz, fina o muy fina está formada por cenizas constituidas por esquirlas de vidrio castaño y finos microlitos de plagioclasa y minerales opacos y en menor proporción de olivino y augita. En algún caso se ha encontrado en la matriz también algún cristalito de anortoclasa y de anfíbol castaño.

En la parte alta de las coladas pertenecientes a lo que se denomina "grupo del vitrórido", se localizan unos niveles de tobas ignimbriticas rojizas, ya descritas en el capítulo 2, sólo aflorantes en el SO. de la isla. Son tobas traquítico-traquibásalticas, algo vesiculares, de textura fragmentaria y soldada en algunos casos. Los fragmentos suponen un 30-40% del total de la roca. Los más abundantes son los fragmentos líticos, aunque también se encuentran fragmentos juveniles de pómex y fragmentos cristalinos. Sus tamaños oscilan entre los 3 y 8 mm. Los líticos más abundantes son de traquibasalto, encontrándose también de escorias, cinerita y basalto plagioclásico; muestran formas irregulares más o menos redondeadas. Los fragmentos de pómex forman flamas en alguna ocasión. Los fragmentos cristalinos están representados casi totalmente por anortoclasa idiomorfa, en prismas alargados, maclada, corroída por la matriz y con tamaños inferiores a 2 mm. Los cristales de anfíbol castaño idiomorfo y maclados y de minerales opacos no siempre aparecen y, si lo hacen, son muy escasos y de pequeño tamaño.

La matriz de estas rocas está formada por cenizas vítreas de color castaño rojizo, en parte desvitrificadas. Las cenizas están constituidas básicamente por esquirlas, cenizas muy finas, finas flamas de pómex y pequeños fragmentos cristalinos en escasa proporción.

Las vesículas o minúsculas grietas suelen estar llenas por carbonato y productos criptocristalinos arcilloso-serpentínicos.

Tomados en su conjunto todos los niveles del "grupo del vitrórido" se pueden destacar algunas características mineralógicas comunes, como son: la presencia de anortoclasa en mayor o menor medida en todas las coladas; la existencia de anfíbol, únicamente en el nivel del vitrórido, salvo algún cristal aislado, encontrado en las tobas rojizas más modernas; la ausencia de augita; la aparición de esfena y circón sólo en el vitrórido, y por último, la ausencia de biotita en todas las coladas.

En los estudios mineralógicos y geoquímicos realizados por SCHMINCKE (1976), CRISP (1984), CRISP y SPERA (1987) en las formaciones de Mogán y Fataga, se indica que en la parte baja de la primera, los fenocristales de anortoclasa son Or 15-20, así como que el anfíbol es del tipo richterita-edenita. Asimismo, CRISP (1984) menciona la presencia de trazas de perrierita en el nivel del vitrórido.

Geoquímica.

Estos materiales constituyen una ignimbrita composicionalmente zonada, en la que están presentes términos basálticos, traquílicos y riolíticos, Fig. 5.1b. Corresponden a rocas altamente diferenciadas, pero con bajos contenidos en SiO₂, en lo referente a los términos riolíticos. Presentan un marcado carácter saturado, con ciertas cantidades de cuarzo normativo. Asimismo, muestran un grado de alcalinidad que varía de moderado a elevado.

5.1.2.2.- Lavas riolíticas. (5)

Petrología.

Esta formación se encuentra bien representada en las áreas SO. y SE. de la isla, especialmente en las laderas de los barrancos de Tasarte, Veneguera, Mogán y Taurito. Petrológicamente se trata de rocas traquílicas, con una textura porfídica traquílica o porfídica microcristalina, con fenocristales que alcanzan el 8-10%. Estos cristales son en su mayoría de anortoclasa, con secciones prismáticas cortas, de tamaños entre 2 y 4 mm, con maclas en enrejado y de tipo karlsbad, en algunos casos corroidos por la matriz en sus bordes. Los cristales de augita egirírica son mucho menos abundantes (o pueden faltar) y de menor tamaño que los de anortoclasa, estando a menudo como microfenocristales o incluidos en los cristales de feldespato; son idiomorfos y generalmente maclados. Los fenocristales de minerales opacos son todavía más escasos, inferiores a 1 mm e idiomorfos y, en parte, parecen proceder de la alteración de cristales de anfíbol. Este se encuentra, aisladamente y en contadas muestras del área de Mogán, como fenocrystal, con formas alargadas y manifiesto pleocroismo castaño acaramelado-verde amarillento; es de tipo alcalino. En alguna muestra de la zona del barranco de Mogán se aprecia algún cristal aislado idiomorfo, de pequeño tamaño, que podría ser de ortopiroxeno.

Estos fenocristales se encuentran empastados por una matriz microcristalina finísima, a veces casi criptocristalina. Está constituida casi exclusivamente por feldespato alcalino (anortoclasa) en forma de pajuelas, marcando flujo, y otras, como microlitos alotriomorfos de contornos irregulares. También se encuentran algunos microlitos de clinopiroxeno. Asimismo se pueden encontrar cristalitos intersticiales de anfíbol en las muestras en las que está presente entre los fenocristales.

Como mineral accesorio se encuentran pequeños cristalitos de apatito. El circon aparece más raramente. A menudo se pueden observar vetillas llenas por finos cristales de una variedad de cuarzo.

Como se ha mencionado previamente, entre estas coladas de traquitas se encuen-

tran algunos niveles de tobas vitrocristalinas que, en algunos casos, recuerdan a los niveles del "vitrófido" del apartado anterior.

Generalmente el porcentaje de fragmentos no es tan elevado como en el caso del "vitrófido" y a menudo es muy inferior. Los fragmentos son fundamentalmente cristalinos de anortoclasa, que ofrecen formas prismáticas alargadas, con golfos de corrosión por la matriz, a menudo rotos, con maclas de tipo karlsbad y en enrejado y con tamaños que alcanzan en ocasiones los 3 mm. En muy escasa proporción se encuentran augita egirínica, minerales opacos, cristales de anfíbol castaño-rosáceo, que no superan los 0,4 mm de tamaño. La matriz está formada por cenizas vítreas, en general muy soldadas, de color castaño o gris, a menudo constituidas por esquirlas muy estiradas y en ocasiones además, por finas flamas de pómez.

Geoquímica.

Estas emisiones lávicas corresponden a términos traquílicos y riolíticos, Fig. 5.1c, observándose una mayor tendencia hacia los tipos riolíticos, con cantidades de cuarzo normativo cada vez más altas, a menudo cercanas al 20% en peso. Son rocas muy diferenciadas y evolucionadas, con contenidos en sílice en algunos casos, superiores al 70%. En cuanto al grado de alcalinidad, es también elevado, alcanzando la peralcalinidad tanto riolitas como traquitas.

5.1.2.3.- Lavas basálticas y hawaíicas. (6)

Petrología.

Estos niveles de rocas basálticas, como se ha mencionado anteriormente, se encuentran intercalados entre las coladas de ignimbritas de la formación traquílico-riolítica extracaldera.

Estas coladas han sido muestreadas en las laderas de Montaña Hogarzales, barranco del Taurito y Montaña Carboneras.

Se trata de rocas traquibasálticas o basálticas augítico-olivínicas de textura microcristalina, con algún fenocristal aislado. Estos fenocristales, si existen, son de augita titanada, idiomorfos, maclados y zonados y con un tamaño medio de 1 mm.

La matriz está constituida fundamentalmente por plagioclasa, minerales opacos y augita titanada. El olivino puede aparecer como mineral principal o como accesorio en el caso de rocas traquibasálticas. El vidrio es siempre de carácter intersticial.

La plagioclasa, muy abundante, está en forma de pequeños listoncitos suborienta-

dos y con maclas según la ley de la albita; la augita presenta cristales idiomorfos de hasta 0,4 mm, con maclas y zonado en reloj de arena, que en ocasiones se agrupan entre sí a modo de glomérulos. Los minerales opacos en algún caso son muy abundantes, con tamaños inferiores a los anteriores e incluso casi pulverulentos, que ocupan posiciones intersticiales entre ellos y con formas subdiomorfas equidimensionales.

El olivino, en ocasiones accesorio, puede a veces destacar sobre los demás minerales, con cristales de hasta 1 mm; normalmente son de carácter intersticial con secciones idiomorfas alargadas o rómbicas, a menudo con hábito esquelético y siempre totalmente alterados a iddingsita. Es frecuente la presencia de algo de vidrio intersticial alterado. También se pueden encontrar ceolitas y carbonatos llenando huecos e intersticios.

Geoquímica.

Como se puso de manifiesto en el estudio petrográfico, estas intercalaciones básicas en las unidades ignimbriticas extracaldera corresponden, geoquímicamente a rocas basálticas y traquibasálticas, Fig. 5.1d. Tanto por su posición estratigráfica, como por sus características geoquímicas, cabe pensar que a partir de estas rocas, su evolución y diferenciación originará los magmas sálicos traquíticos y riolíticos del resto de esta formación miocena.

5.1.2.4.- *Ignimbritas riolíticas.* (7)

Petrología.

Esta unidad ha sido ampliamente muestreada, tanto en la vertical como en sentido horizontal a lo largo de los barrancos del SO. de la isla, que es donde aflora fundamentalmente, desde el barranco de Tasarte hasta el de Arguineguín, así como en Montaña del Cedro-Hogarzales. Sus características se mantienen básicamente uniformes en todos sus afloramientos.

Como se ha indicado en otros capítulos, se trata de una secuencia alternante de coladas ignimbriticas, unas muy soldadas y otras menos o nada soldadas. Las primeras ocupan especialmente los niveles más bajos.

Composicionalmente ambos tipos son similares, diferenciándose únicamente en que las ignimbritas muy soldadas suelen tener una escasa o nula presencia de fragmentos liticos. Texturalmente las ignimbritas soldadas ofrecen siempre un bandeadío de pómez muy estirado, en proporción de hasta el 50%, que alternan con la matriz y que pueden variar de espesor entre 0,1 mm y 1,8 mm en lámina delgada, según los casos.

Estos fragmentos juveniles de pómez, que pueden medir a escala microscópica hasta

1 cm o más, son los que a menudo están tan aplastados que constituyen las mencionadas bandas. Es frecuente también su desvitrificación, que se manifiesta por la formación de cristales casi aciculares de feldespato alcalino, más o menos perpendiculares a las paredes de los fragmentos y, algunos cristales, también con hábitos aciculares, de egirina más hacia el interior de dichos fragmentos o bandas.

En el caso de las ignimbritas no soldadas, los fragmentos juveniles son, en muchas ocasiones, en su mayoría de escorias, pudiendo llegar a medir a escala microscópica hasta 3-4 mm y en otras también son abundantes las esquirlas vítreas con formas fusiformes o brechoides, que destacan sobre la matriz, con tamaños de 0,5 mm de media. La textura de estas ignimbritas no soldadas es lógicamente más vesicular.

Además de estos fragmentos existen otros de carácter cristalino y de carácter lítico. Entre los primeros, relativamente abundantes (< 10% del total de la roca) los más numerosos son los de anortoclasa. Son idiomorfos, de formas prismáticas alargadas o prismáticas cortas, algo corroídos por la matriz, frecuentemente rotos, con maclado en enrejado y de tipo karlsbad y con tamaños seriados, desde 2 mm hacia abajo. La presencia de anfíbol es bastante inferior cuantitativamente; se trata de un anfíbol de carácter alcalino de tonos verde-rosáceo-parduzcos, con secciones idiomorfas alargadas o secciones basales, de bordes redondeandos por corrosión por la matriz y con tamaños máximos de 0,5 mm. Los minerales opacos pueden mostrar algún cristal aislado idiomorfo equidimensional, de inferior tamaño que los de anfíbol y también algo corroído por la matriz. Ocasionalmente, de augita egirínica se ha podido ver algún cristalito. El apatito puede ser un mineral accesorio relativamente frecuente. La esfena, sin embargo, lo es mucho menos.

Los fragmentos líticos son poco abundantes, siendo en su mayoría de traquitas o microsienitas con formas irregulares y tamaños máximos de 2 mm. En algún caso también puede haber fragmentos de ignimbritas.

La matriz, que puede ser de color gris o marrón, está constituida por pequeñas esquirlas vítreas ("glass shards") alargadas, que destacan sobre cenizas más finas todavía y por minúsculos cristalitos de feldespato. Se aprecian puntos en la matriz de desvitrificación, dando lugar a pequeñísimas agujas de feldespatos y de egirina.

Los autores que más han estudiado esta formación, desde el punto de vista mineralógico y geoquímico, SCHMINCKE (1976 y 1987), CRISP (1984) y CRISP y SPERA (1987), indican un contenido en Or del feldespato, variable entre un 12% y un 34% según los "flows". Ponen de manifiesto la existencia de ortopiroxeno en algunas coladas, así como la presencia de anfíboles de tipo richterita-edenita e inclusiones de perrierita. Estas inclusiones sólo se han observado en las ignimbritas que aparecen hacia la mitad de la sucesión (unidades X y A de SCHMINCKE (1987)).

Geoquímica.

De los episodios ignimbíticos correspondientes al dominio extracaldera, se dispone de un elevado número de muestras, 145, de los cuales 132 han sido proyectados en el diagrama T.A.S., Fig. 5.2a. Mayoritariamente corresponden a rocas traquíicas, con tendencia clara hacia términos riolíticos (ver también Tabla 5.1), revelando ya el máximo grado de diferenciación y alcalinidad alcanzado en este ciclo volcánico.

5.1.3.- Formación traquí-tíco-riolítica. Dominio intracaldera.

5.1.3.1.- Ignimbritas traquí-tíco-riolíticas, lavas, brechas y sedimentos tobáceos. (8)

Petrología.

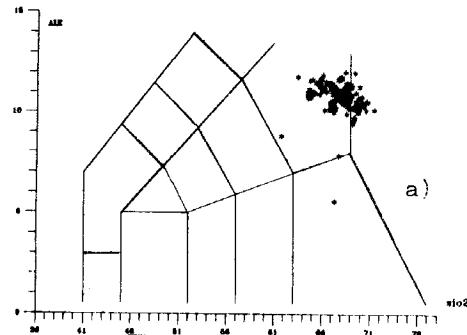
Esta formación, que representa un área importante en el interior de la isla, ha sido especialmente muestreada en las proximidades del borde de la caldera, donde aquella se hace más patente.

Como se menciona en el capítulo 2, la formación se caracteriza por el apilamiento sucesivo de ignimbritas soldadas y no soldadas con algunas intercalaciones lávicas y sills traquí-ticos. Existe una característica común a estos diferentes niveles, que es su grado mayor o menor de desvitrificación y recristalización y, a veces, también de silicificación, que en ocasiones es tan alto que se hace difícil distinguir si es una roca piroclástica o de carácter lávico.

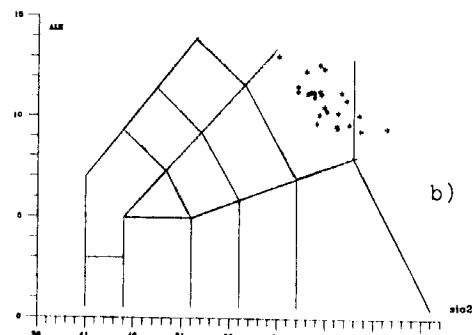
Los niveles de ignimbritas poco soldados presentan una textura fragmentaria muy fina, con una proporción de fragmentos muy inferior a la de los niveles soldados y con tamaños muy pequeños (< 1 mm).

Los niveles de ignimbritas soldadas están formados por rocas marcadamente bandeadas, consistiendo éstas fundamentalmente en bandas de fragmentos de pómex muy estirados que alternan con otras formadas por la matriz, en la que destacan los fragmentos líticos y cristalinos.

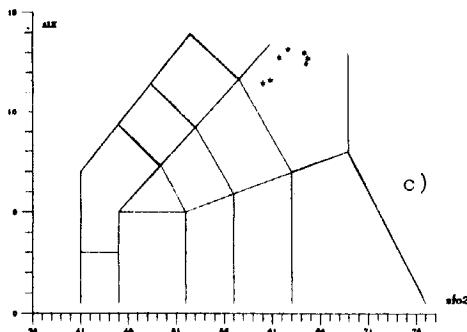
Estos fragmentos cristalinos y líticos suponen un 10-15% del total de la roca, que pueden llegar a alcanzar un tamaño de 4-5 mm. Entre los cristalinos destacan los de anortoclasa que son idiomorfos, rotos a menudo, maclados y con bordes de reacción con la matriz; en menor proporción y con menor tamaño aparecen fragmentos de minerales opacos y de anfíbol castaño-verdoso. Los fragmentos líticos están constituidos por fragmentos de traquitas, microsienitas y sienitas, fundamentalmente; más raramente aparecen fragmentos de basaltos. Son subredondeados o subangulosos, pudiendo estar ausentes en algunas ocasiones.



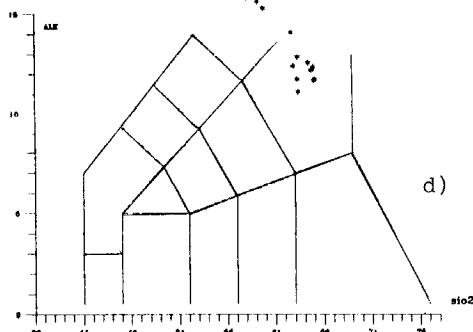
Ignimbritas (D. extracaldera)



Ignimbritas (D. intracaldera)



Sienitas alcalinas.



Diques del "cone-sheet".

Fig. 5.2.- Diagramas T.A.S. de las unidades del Ciclo I: ignimbritas traquítico-riolíticas (intra y extracaldera), sienitas y diques del "cone-sheet".

La matriz está constituida por finas esquirlas vítreas ("glass shards"), finos fragmentos de pómex desvitrificado a pequeños cristales de feldespato, que crecen perpendicularmente a las paredes del fragmento, cuarzo, egirina y finos fragmentos cristalinos. Muy a menudo la matriz vítreas también se encuentra desvitrificada. Existen abundantes impregnaciones pulverulentas de minerales, a menudo oxidadas, dando el típico color rojizo a estas rocas. Se observan, así mismo, abundantes vetillas y vesículas llenas de cuarzo o una variedad suya, que incluso en algún caso puede llegar a sustituir a los cristales de anortoclasa.

También se han estudiado algunas muestras de tobas-brechas de lapilli. Están constituidas por muy abundantes fragmentos angulosos de traquitas, microsienitas, sienitas, ignimbritas, con abundante pómex, y cristales de anortoclasa en una escasa y finísima matriz de cenizas desvitrificadas con impregnaciones de óxidos de hierro.

Se describen a continuación las rocas componentes de los niveles de lavas traquíti-riolíticas.

Se trata de rocas traquítiicas con texturas generalmente afieltradas, aunque también de carácter traquítiico, muy finas y ligeramente vesiculares. En ocasiones pueden llevar algún fenocristal aislado.

La proporción de estos fenocristales no alcanza el 1-2% y a menudo no existen en absoluto; sin embargo en áreas próximas al centro de la caldera la proporción puede alcanzar el 20-30%, con tamaños cercanos o superiores a 1 mm. Se trata generalmente de cristales prismáticos de anortoclasa, con macetas en enrejado o de tipo karlsbad, de tamaños que pueden alcanzar los 7-8 mm, de aspecto sucio y con bordes de reacción con la matriz. En casos aislados se ha podido observar algún pequeño cristal tabular alargado de biotita y alguno equidimensional de minerales opacos.

La matriz es muy fina, constituida fundamentalmente por finos microlitos de feldespato alcalino en forma de bastones o listoncitos, que se disponen al azar o de forma entrecruzada y sólo en ocasiones marcando la dirección del flujo. Los minerales opacos son relativamente abundantes; se presentan a modo de impregnaciones pulverulentas que se distribuyen irregularmente de manera intersticial, llenando los finos huecos entre los microlitos de feldespato y tapizando pequeñas vesículas. De forma muy accesoria se observan finos microlitos de anfíbol castaño-acaramelado y algún cristalito idiomorfo de apatito. Los minerales opacos a menudo están alterados a óxidos de hierro.

Con relativa frecuencia se aprecian vesículas o vetillas llenas por una variedad de cuarzo con un tamaño de grano microcristalino.

Geoquímica.

Las ignimbritas del dominio interno de la Caldera de Tejeda muestran el mismo carácter composicional que en el dominio externo, Fig. 5.2b. Se trata también de tipos traquílicos y riolíticos, aunque con mayor predominio de los términos traquílicos, a diferencia de las que desbordaron de dicha caldera, en las que el carácter riolítico estaba más acentuado. Asimismo, en este caso parecen mostrar una alcalinidad más moderada.

5.1.4.- Sienitas alcalinas. (9)

Petrología.

Esta unidad aflora en pequeños "screens" entre la densísima red filoniana del "cone-sheet". Se han muestreado varias de las facies que presentan estas rocas en el campo, desde las texturas más gruesas hasta las texturas porfídicas de tipo traquisienítico.

Las texturas más habituales son las equigranulares subhédrales de grano medio-grueso. Variaciones de ellas son las texturas inequigranulares porfídicas, en las que destacan fenocristales de feldespatos alcalinos (feldespato potásico y anortoclasa) en una matriz afieltrada. Casos extremos son las texturas microcristalinas traquitoides que convergen ya con las propias de algunos diques traquílicos del "cone-sheet" y plantean dudas sobre la verdadera identidad de la roca (microsienita?, traquita?).

Todo el conjunto ha sufrido una alteración de bajo grado (consecuencia probable de la intrusión filoniana del "cone-sheet"), traducida en un anubarramiento de todos los feldespatos y una oxidación generalizada de los minerales ferromagnesianos.

Todas las variedades están compuestas mayoritariamente por prismas subidiomorfos de feldespato alcalino (ortosa principalmente y anortoclase de manera más escasa) per-títico y antiper-títico, que forman un entramado entre el cual hay intersticios poligonales que ocupan el resto de los minerales. En estos espacios cristalizan también feldespatos alcalinos (ortosa y plagioclase) junto a microagregados irregulares de opacos primarios y otros óxidos producto de la transformación de los ferromagnesianos primarios (clino-piroxenos y anfíboles). En alguna ocasión estos ferromagnesianos están aún sin transformar. Son augita-egirínica verdosa oscura en agregados fibrosos-radiados y anfíbol verdoso-marronáceo íntimamente ligado a la egirina.

Como minerales accesorios se encuentran, apatito en prismas pequeños e idiomorfos, siempre asociado con los opacos; circón y otros cristales muy semejantes indiferenciados sólo en escasos cristales; cantidades escasas de esfena en cristales subidiomorfos, y biotita en pequeños cristales bastante frescos, de color rojizo, a veces cristalizando sobre anfíboles; cuarzo, generalmente ocupando los intersticios más pequeños, con tex-

turas cripto-microcristalinas; opacos primarios escasos; nefelina muy escasa y casi siempre alterada a productos muy finos que la hacen prácticamente irreconocible en muchos casos. De manera secundaria hay, a veces, analcimas e impregnaciones de carbonatos esporádicos dispersos por todos los minerales, así como jarosita.

Geoquímica.

La unidad de sienitas presenta un claro carácter traquíltico, Fig. 5.2c. Se manifiesta no obstante, aunque en menor medida, (Tabla 5.1.) cierta tendencia fonolítica, que queda reflejada, en parte, por el desplazamiento de la proyección de los análisis hacia este campo. Muestran, asimismo, un carácter alcalino, e incluso pericalcalino y, aunque son rocas subsaturadas este grado no es alto.

5.1.5.- Unidad del "cone-sheet".

Petrología.

La composición de los diques varía desde términos traquílicos hasta fonolíticos, con mineralogía y texturas muy semejantes. Se caracterizan en su conjunto por presentar una transformación de bajo grado que altera superficialmente todos los feldespatos y oxida, en parte, los minerales ferromagnesianos. De forma accesoria se ha observado la presencia puntual de ¿jarosita? procedente de opacos, en los diques de composición más traquíltica.

La descripción petrográfica individual de cada uno de los términos más característicos es la siguiente.

Diques de tipo traquíltico. Las texturas son porfídicas, afíricas y esferulíticas, con matriz de flujo o afieltrada. La composición es casi exclusivamente de microlitos incipientes de feldespato alcalino dispuestos bien en textura traquíltica o fibroso-radiada (esferulítica). Opacos y óxidos rojizos se encuentran dispersos por la matriz. Con carácter secundario hay sílice y filosilicatos verdosos (tipo clorita) ocupando intersticios.

Diques de tipo traquifonolítico. Son los más abundantes y se diferencian de los anteriores por el aumento en la cantidad de augita-egirínica y la presencia de nefelina en pequeñas cantidades. Las texturas suelen ser porfídicas (con pocos fenocristales) o afíricas, con matriz fluidal traquíltica. Los pocos fenocristales son siempre de feldespato alcalino prismático. La matriz está formada por microlitos de feldespato alcalino entre los que intercrescen cristales incipientes de ferromagnesianos (principalmente augita egiríñica rameada). De manera accesoria hay opacos que se distribuyen por toda la matriz.

La presencia de nefelina es, a veces, incierta debido a su pequeño tamaño y elevado

grado de alteración. En casi todas las ocasiones aparece como cristales idiomorfos de pequeño tamaño, alterados a compuestos marronáceos criptocristalinos y rodeados de egirinas.

Diques de tipo fonolítico. Todos son de textura porfídica traquítica, en donde la proporción de fenocristales es variable. Estos son en su mayoría de feldespato alcalino prismático. Más escasamente los hay de augita-egirínica verdosa y, con menor tamaño, de esfena romboidal. Accesoriamente hay algún opaco. La nefelina está en prismas idiomorfos pequeños, totalmente alterada y rodeada, en ocasiones, por ferromagnesianos (egirina verdosa fibroso-radiada).

La matriz es micro-criptocristalina rica en microlitos de feldespato alcalino con cantidades menores de augita-egirínica. Los opacos son escasos y pequeños, dispersos entre los feldespatos. En algunos diques hay biotita en cristales de incipiente recristalización y anfíbol sódico verde-marrón. El apatito es accesorio y se encuentra en relación directa con los fenocristales de opacos y augitas.

Con carácter secundario hay vesículas llenas de ceolitas fibroso-radiadas y, más esporádicamente, sílice microcristalina. También se pueden encontrar impregnaciones de carbonatos.

Geoquímica.

Tipológicamente, los diques del "cone-sheets" se clasifican como traquitas y fonolitas, Fig. 5.2d, con mayor predominio de los primeros, observándose, pues, una estrecha correspondencia con lo observado en la composición modal de las rocas.

En conjunto muestran un elevado grado de diferenciación y varían entre términos saturados, con cuarzo e hyperstena normativos y términos subsaturados.

Comparando sus composiciones con las de las unidades encajantes, se observa que el complejo filonianio corresponde a rocas con menor grado de saturación, pero con una alcalinidad ligeramente superior a aquellas.

5.1.6.- Formación fonolítico-traquítica.

5.1.6.1.- Ignimbritas y lavas intercaladas. (10)

Petrología.

Esta potente unidad ofrece una amplia representación en el ámbito de la isla, especialmente en las zonas SO. y N.-NE. de la misma. Ha sido bien muestrada, sobre todo

en los barrancos de la zona SO., fundamentalmente entre los barrancos de Mogán y Chamoriscán.

La unidad se caracteriza por una alternancia de ignimbritas y lavas, que desde el punto de vista petrológico son consideradas como fonolíticas. Sus características petro-lógicas se mantienen muy uniformes tanto en los afloramientos del SO. como en los del N.-NE. de la isla. En los del N.-NE. los niveles de lavas están ausentes.

Las ignimbritas están formadas por rocas de textura fragmentaria, soldada y ocasionalmente algo bandeada.

La proporción de fragmentos es elevada, siendo a menudo del 40% del total de la roca, pudiendo llegar hasta el 50% o más. Estos fragmentos son de carácter vítreo juvenil (pómez), lítico y cristalino. Todos ellos suelen estar presentes siempre; generalmente son los de pómez los más abundantes, aunque existen algunas muestras en las que los fragmentos líticos son los más importantes e incluso algunas pueden ser consideradas como tobas líticas.

Los fragmentos de pómez son alargados, aplastados, con tamaños máximos de 4 a 8 mm en lámina delgada y raramente de hasta 1-2 cm. Cuando están muy estirados llegan a darle un aspecto bandeado a la roca, al alternar estas bandas con la matriz. Es frecuente que aparezcan parcialmente desvitrificados, formándose finas acículas de feldespato alcalino y de egirina que se disponen perpendicularmente a las paredes del fragmento o también de forma radiada. Algunas veces engloban también cristales idiomorfos de anortoclasa maclada.

Entre los fragmentos líticos se han encontrado fragmentos de fonolita nefelínica, traquita, ignimbrita, cinerita y sienita. Los de fonolita nefelínica y los de traquita siempre están presentes, el resto aparece esporádicamente en algunas muestras. Todos ellos presentan formas irregulares que alcanzan los 7-8 mm en lámina delgada.

Los fragmentos cristalinos, que en algunos casos también son numerosos, están formados por cristales de anortoclasa, biotita, minerales opacos, anfíbol, augita egirínica, nefelina, esfena, un mineral del grupo de la sodalita y carbonato.

Los de anortoclasa son siempre los más abundantes en proporción destacada sobre los demás. Sus cristales son prismáticos alargados o también cortos, con maclado karlsbad o en enrejado, rotos con frecuencia, con abundantes gollos de corrosión y de tamaños máximos de 2 mm que a menudo son seriados hasta confundirse con la matriz.

Los cristales de biotita y de minerales opacos, aunque en escasa proporción, aparecen en todas las muestras. Sus tamaños son inferiores a 0,5 mm y generalmente mues-

tran secciones idiomorfas; los de biotita, tabulares alargados y los de minerales opacos, equidimensionales.

El resto de los minerales se presenta como cristales aislados que se encuentran muy esporádicamente en las muestras y con tamaños inferiores a 0,5 mm.

Todos estos fragmentos van contenidos en una matriz muy fina de cenizas color castaño-marrón, formada fundamentalmente por esquirlas vítreas pero que puede llevar cantidades importantes de pómex y, de manera esporádica, algunos fragmentos cristalinos de feldespato alcalino. En algunos casos los fragmentos de pómex son tan abundantes que la matriz sólo constituye una fina película alrededor de los mismos.

El aspecto bandeadó que ofrecen algunas muestras se debe también a la abundancia de pómex que aplastado y estirado forma bandas claras que alternan con otras más finas formadas por las cenizas de la matriz.

Entre estos niveles ignimbíticos cabe destacar la presencia, al N, de la isla, de la denominada "Piedra de Arucas" que es básicamente igual al resto de las ignimbritas, con la diferencia de que el tamaño de los fragmentos es mayor, siendo la media del orden de 1 cm, aunque pueden llegar a 15 cm y con el grado de estiramiento y flameado muy escaso. Como en el caso del resto de las ignimbritas la proporción de fragmentos es alta, alcanzando ésta el 40-50%.

Las lavas intercaladas entre las coladas de ignimbritas son de fonolitas nefelínicas, con una textura fina traquítica o en ocasiones afieltrada, que raramente es porfídica. En general sus características son idénticas a las del resto de las emisiones lávicas de la formación y que serán descritas más adelante.

5.1.6.2.- Ignimbritas fonolíticas y traquílicas no soldadas. (11)

Se incluyen aquí las ignimbritas del tipo "ash and pumice" y las brechas del tipo "block and ash" que afloran fundamentalmente en el extremo SO. y NE. de la isla.

En el primer caso se trata de ignimbritas lítico-cristalinas con una textura fragmentaria con abundantes fragmentos líticos subangulosos centimétricos o milimétricos, de composición fonolítica en su mayoría, aunque también se encuentran de ignimbritas, cineritas y traquitas.

La fracción juvenil puede ser elevada, estando formada por pómex de formas globosas o subredondeadas, pero nunca aplastadas.

Los fragmentos cristalinos aparecen en menor proporción. De éstos los más abun-

dantes son los de anortoclasa y sanidina con formas irregulares, subidiomorfos o rotos y de tamaños generalmente inferiores a 1 mm. Se han observado, asímismo, muy escasos cristalitos, inferiores a 0,4 mm y con secciones idiomorfas de biotita, anfíbol castaño, apatito, esfena y minerales opacos.

Todos estos fragmentos están empastados por una matriz formada casi en su totalidad por esquirlas vítreas ("glass shards") relativamente grandes y fragmentos de pómex.

Las brechas tipo "block and ash" están constituidas por brechas monomicticas de composición fonolítica. Son rocas de texturas fragmentarias y matriz vitroclástica con fragmentos de fonolitas nefelínicas angulosos y subangulosos y abundantes cristales de sanidina, anortoclasa, hornblenda, egirina, esfena y óxidos de hierro. Estos fragmentos están dispuestos en una matriz formada fundamentalmente por esquirlas vítreas y algunos cristalitos.

Geoquímica.

Desde el punto de vista geoquímico, los episodios ignimbíticos de esta formación corresponden, composicionalmente, a términos traquílicos, Fig. 5.3a. Se aprecia, sin embargo, en el diagrama T.A.S., cierto desplazamiento hacia el campo fonolítico, lo cual estaría más en consecuencia con la composición global de los materiales que componen esta formación. Esta aparente desviación hacia términos traquílicos puede deberse, en parte, a la desviación que sufren al analizar este tipo de rocas fragmentarias con componentes líticos heterolitológicos, tal y como se ha visto en el estudio petrográfico.

En ocasiones estas ignimbritas tienen un carácter marcadamente saturado, con cantidades elevadas en cuarzo e hyperstena normativos. La presencia de cuarzo libre en estas rocas se debe, en algunos casos, no obstante, a determinados procesos transformativos como consecuencia de las elevadas presiones de oxígeno propias de las erupciones ignimbíticas.

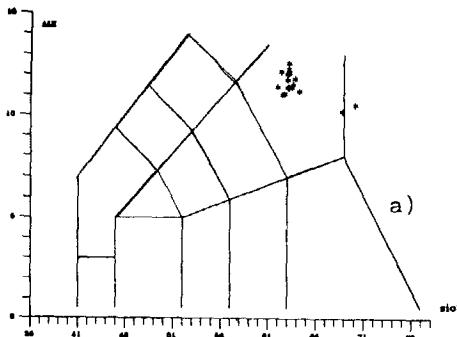
5.1.6.3.- Lavas basálticas alcalinas. (12)

Petrología.

Como se indica en el apartado 2.2.6.3. estas rocas sólo afloran en tres puntos localizados al SE. de la isla.

Son rocas basálticas-traquibasálticas de textura porfídica microcristalina algo fluidal.

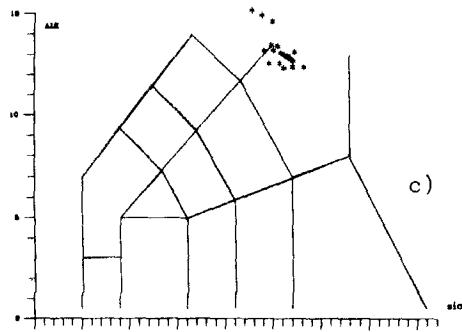
Los fenocristales son mayoritariamente de augita titanada, microzonada e idiomor-



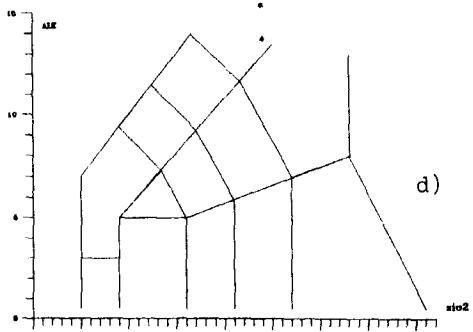
Ignimbritas fonolítico-traquíticas



Lavas básicas intercaladas en lavas fonolítico-traquíticas.



Lavas fonolítico-traquíticas



Intrusiones fonolíticas.

Fig. 5.3.- Diagramas T.A.S. de las unideades del Ciclo I: formación fonolítico-traquítica.

fa con tamaños siempre inferiores a 2 mm. Además existen algunos microagregados de piroxeno-plagioclasa y opacos.

La matriz está constituida mayoritariamente por microlitos de plagioclasa maclada, con disposición fluidal. También se observan pequeños cristalitos de augita titanada y, en menor cantidad, opacos y olivino. Este último mineral está totalmente iddingsitzado.

Geoquímica.

Los primeros estadios efusivos de la formación fonolítico-traquítica se manifiestan con la emisión de términos de naturaleza básica Fig. 5.3b. Aunque geoquímicamente corresponden a foiditas y tefritas, el análisis petrográfico revela un carácter basáltico, por lo que sería necesario un mayor número de análisis que puedan definir su composición verdadera.

La aparición de estos términos básicos en esta formación sálica, es explicada por SCHMINCKE (1987) como los posibles precursores de la formación fonolítico-traquítica.

5.1.6.4.- Lavas fonolítico-traquíticas.

Petrología.

Esta formación, dada su extensión superficial, ha sido ampliamente muestreada, obteniéndose muestras representativas de la mayor parte de los afloramientos de la isla. Estos se localizan fundamentalmente al N. y S. de la misma y, con especial continuidad, en el área SE.

Desde el punto de vista petrográfico la casi totalidad de las rocas que pertenecen a esta formación han sido clasificadas como fonolitas nefelínicas; únicamente en algún caso aislado se pueden considerar como traquitas, aunque por su químismo puedan ser fonolitas y/o traquitas.

La característica principal de esta formación es su uniformidad y homogeneidad a lo largo de toda la superficie de la isla. La única diferencia destacable es la presencia o no de fenocristales, que parece no estar ligada ni a una posición concreta en la vertical ni a un área geográfica específica. Es posible que cuantitativamente sean más importantes las variaciones afaníticas.

Presentan una textura traquítica más o menos fina, que puede ser porfídica o no. A menudo es de carácter fluidal y, en alguna ocasión, afieltrada.

Cuando existen fenocristales son casi siempre de sanidina y nefelina, estando tam-

bien presentes, aunque con menor frecuencia, anortoclasa, augita egirínica y minerales opacos. Muy esporádicamente se observan fenocristales de biotita, anfíbol castaño tipo hornablenda, esfena, haüyna y noseana.

Estos fenocristales significan el 20-30% del total de la roca. Los de sanidina se presentan en listones idiomorfos de hasta 6 mm de longitud y con orientación de flujo. Los de anortoclasa suelen aparecer bien desarrollados, con maclas en enrejado o de tipo karlsbad y, en ocasiones, con golbos de corrosión por reacción con la matriz. Los cristales, muy abundantes, de nefelina están presentes en forma de microfenocristales (0,2-0,4 mm), con secciones prismáticas cortas o hexagonales y, en algunos casos, alterados a productos micáceos criptocristalinos. Los fenocristales de augita son escasos, de color verdoso, idiomorfos y a menudo maclados. Los minerales opacos también son escasos y muestran, en ocasiones, un hábito esquelético. La biotita, cuando aparece es, asimismo, muy poco abundante, mostrando un color rojizo y formas tabulares, estando algunas veces desestabilizada a minerales opacos y un mineral asalmonado indiferenciado. Los cristales de anfíbol, sólo presentes en alguna muestra aislada, son idiomorfos, de color pardo-castaño y pueden estar maclados. Los de esfena, haüyna y noseana aparecen como microfenocristales, también muy aisladamente. Los dos últimos se han encontrado con mayor frecuencia en las coladas del N. de la isla.

La matriz, tanto en las fonolitas porfídicas como en las afaníticas, está constituida por sanidina, egirina (en algún caso augita egirínica) o egirina-acmita y nefelina (cuando no está como microfenocristales) como minerales principales. Minerales opacos, apatito, esfena, biotita y anfíbol se pueden presentar como minerales accesorios a los que se une el vidrio en algunas ocasiones. Los óxidos de Fe son los únicos minerales secundarios encontrados. Así pues la matriz está constituida por finos o finísimos listones orientados y maclados de sanidina muy abundantes; egirina en cristales casi aciculares que se disponen perpendicularmente o en gabillas alrededor de las paredes de los cristales de nefelina, formando agregados rameados que dan un aspecto textural típico a estas rocas; opacos finamente dispersos, y equidimensionales; esfena con secciones rómicas; biotita y anfíbol alargados, reabsorbidos a agregados de minerales opacos y apatito, asimismo idiomorfo y ahumado.

Geoquímica.

Las lavas de esta formación han sido ampliamente muestreadas a lo largo de todos los sectores de la isla, mostrando un elevado grado de homogeneidad en todos los afloramientos. Su proyección en el diagrama T.A.5, Fig. 5.3c revela que presentan una composición tanto traquíctica como fonolítica, con tendencia generalizada hacia estos últimos términos, si bien, la mayor parte de los análisis corresponden aún a traquitas, Tabla 5.1. Con respecto a su composición modal, en general se observa sólo cierta correlación, pues es frecuente la presencia en ellas de cristales de nefelina, aunque posteriormente

en el análisis no sobrepasan una cantidad suficiente como para clasificarlas como fono-líticas.

En general son rocas subsaturadas, estando subordinados los términos saturados, con cuarzo normativo libre. Así mismo, constituyen los tipos rocosos más marcadamente alcalinos del ciclo volcánico mioceno, como lo demuestra, no sólo la presencia de nefelina y acmita en la norma, sino también algunas cantidades de silicatos sódicos en algunas muestras. Con respecto a los términos ignimbíticos de esta misma formación, tienen un carácter algo menos saturado.

Comparando tanto los episodios lávicos como los ignimbíticos de esta misma formación, con los diques del "cone-sheet", se observa una total coincidencia composicional en ambos grupos. Se puede decir, como además parecen indicar los datos de campo, que gran parte de estos diques constituyen los conductos de emisión de estos episodios sálicos del final del Ciclo I. La misma similitud parece observarse con los cuerpos sieníticos, pudiendo representar éstos, facies subvolcánicas de los materiales extrusivos de esta formación.

En relación con los materiales de la formación traquítico-riolítica (intra y extracaldera), la formación fonolítico-traquílica presenta cantidades en SiO_2 inferiores pero una alcalinidad considerablemente más acentuada.

5.1.6.5.- Intrusiones fonolíticas y minoritariamente traquílicas. (14)

Petrología.

Existen una serie de cuerpos intrusivos y pitones en las etapas terminales de la formación fonolítico-traquílica que se localizan fundamentalmente dentro del dominio intracaldera. Todos ellos son de composición fonolítica nefelínica, pero a diferencia de los episodios lávicos, la mayoría de ellos tiene en algunos casos, haüyna (o sodalita), generalmente en pequeñas cantidades, aunque a veces es bastante abundante. Otros aspectos que los distinguen de las coladas es que la proporción de fenocristales de feldespato, así como la de minerales maficos y de opacos es mucho mayor que en ellas. Del mismo modo, el carácter fluidal de la matriz es menos pronunciado que en las lavas.

A pesar de estas diferencias cuantitativas y texturales, la mineralogía es semejante, es decir, feldespatos alcalinos (1-2 mm) y nefelina como fenocristales principales, haüyna y, en menor cantidad, augita egirírica, biotita y esfena, a veces como microfenocristales. Es de destacar la relativa abundancia de microfenocristales de biotita en el pitón situado al sur de Los Brezos. La haüyna, en ocasiones, es difícil de reconocer, pues aparece en cristales muy alterados y oscurecidos por las inclusiones de opacos, e incluso sustituida por ellos, siendo sus formas pentagonales o irregulares.

En la matriz feldespática se encuentran acículas de egirina dando texturas agpaíticas y minerales opacos como impregnaciones más o menos irregulares. En menor proporción y no siempre presentes, se encuentran cristalitos de esfena, biotita y anfíbol castaño-rojizo.

Geoquímica.

Los cuerpos intrusivos de esta formación son mayoritariamente, de composición fonolítica, Fig. 5.3d, existiendo una completa correspondencia entre esta composición geoquímica o normativa y el análisis modal. Son rocas altamente subsaturadas y con un grado de alcalinidad acusado, aunque sin llegar a alcanzar condiciones de peralcalinidad.

Con respecto a los episodios efusivos, estas intrusiones muestran mayor grado de subsaturación y fraccionamiento. Representan los productos finales de la secuencia evolutiva del magma fonolítico, durante la cual ha habido un crecimiento progresivo en el grado de subsaturación y en la alcalinidad. En esta etapa evolutiva, constituyen una fase equivalente a la representada por los cuerpos intrusivos asociados al siguiente ciclo volcánico (el Ciclo Roque Nublo), si bien, en relación con ellos, presentan algunas diferencias geoquímicas, señaladas en su apartado correspondiente.

5.1.6.6.- Diques fonolíticos.

Petrología.

Estos diques se concentran en su mayor parte en la zona sur del dominio intracaldera entre las áreas de la Cruz Grande y el Paso de la Herradura.

Son fonolitas nefelínicas afíricas o escasamente porfídicas con una matriz microcristalina fluidal, algo vesicular en ocasiones.

Los fenocristales, poco abundantes cuando existen, suelen ser de sanidina o anortoclasa, los más desarrollados, con formas prismáticas idiomorfas, maclados y ligeramente corroídos por la matriz en el caso de los de anortoclasa. Ocasionalmente pueden aparecer augita, ligeramente egirínica, minerales opacos, anfíbol, biotita y esfena, todos ellos en proporción mínima.

La matriz está constituida por microlitos de feldespato alcalino (sanidina o anortoclasa) orientados según la dirección del flujo magmático; suelen presentar maclas tipo karlsbad. La egirina presenta cristales alargados o aciculares, ocupando, en muchas ocasiones, los intersticios entre los cristales de feldespato. La nefelina es idiomorfa y se presenta de manera dispersa; en algunos casos puede faltar. Los opacos se presentan como pequeños cristales equidimensionales o como impregnaciones en los intersticios.

5.2.- CICLO ROQUE NUBLO.

5.2.1.- Lavas y piroclastos basálticos, basaníticos y tefríticos. (17)

Petrología.

Los episodios lávicos y los depósitos piroclásticos estrombolianos de este ciclo volcánico presentan un espectro litológico bastante amplio. Su naturaleza es eminentemente básica e intermedia, con términos basálticos, basaníticos y tefríticos. Las lavas de composición tefrítico-fonolítica, asociadas a los cuerpos intrusivos, se tratarán más adelante.

Basaltos. Suelen ocupar las partes bajas de las secuencias estratigráficas de carácter lávico y con frecuencia van asociados a coladas "pahoehoe". Se han distinguido dos tipos:

Basaltos piroxénico-olivínicos. Son rocas porfídicas, de textura microcristalina-criptocristalina y en ocasiones intersertal, con una vesicularidad baja o mediana. Los fenocristales principales son de augita idiomorfa-subidiomorfa, con hábitos prismáticos y a menudo zonados, con núcleos verdosos (acmita) y bordes rosáceos, de tendencia titanada. Sus tamaños más frecuentes se sitúan alrededor de 1 mm, aunque pueden alcanzar hasta 2 mm. Con frecuencia forma agregados glomeroporfídicos. La plagioclasa es también importante, pero más escasa; se presenta en forma de listoncillos maclados, con tamaños entre 0,5 y 3 mm. El olivino es más escaso, siempre está iddingsitizado y a menudo alterado a productos filosilicatados.

La matriz es de grano fino y está compuesta por microlitos de augita, olivino, plagioclasa y abundantes opacos de composición ferro-titanada. De manera intersticial, a veces aparece un vidrio marronáceo alterado. Como accesorios en la matriz, se encuentra apatito acicular, aunque a veces incluido en el piroxeno, y biotita de cristalización tardía, que se presenta en pequeñas plaquitas y en ocasiones alterada a clorita.

Rellenando huecos y fisuras aparecen con cierta frecuencia carbonatos y productos filosilicatados.

Basaltos plagioclásicos. Son tipos bastante cristalinos con texturas que varían entre porfídicas microcristalinas y holocristalinas inequigranulares, con una vesicularidad generalmente mediana o alta. La plagioclasa es abundante, presentándose en listones o prismas maclados y grandes. El olivino es idiomorfo-subidiomorfo, suele estar iddingsitizado y a veces, sustituido por carbonatos u otros productos filosilicatados. La augita aparece en prismas, frecuentemente maclados y zonados. Ocasionalmente se encuentra algún anfíbol, pero siempre reabsorbido.

La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, augita, olivino y abundantes opacos. De manera accesoria aparece apatito acicular, con frecuencia asociado a los cristales de plagioclasa, Ceolitas y carbonatos suelen llenar huecos y vacuolas.

Se ha observado esta composición en coladas "pahoehoe" del barranco de Tenoya, Los Tiles, el Charquillo y en el Atalayón, al norte de Ariñez, entre otros lugares.

En cuanto a las tobas o brechas hialoclastíticas que envuelven las "pillow-lavas" en el área de Las Palmas, muestran también una composición basáltica. Tienen una matriz o pasta vítreo palagonitzada, de color amarillento o anaranjado, que engloba fragmentos angulares o subredondeados de rocas basálticas, así como cristales individuales de plagioclasa, augita, olivino y anfíbol.

La composición de las "pillow-lavas", es, también, basáltica. Su textura es porfídica hialopilita, con abundantes fenocristales de plagioclasa y menores de olivino y augita microzonada. En la pasta vítreo destacan opacos y plagioclasa, a veces con hábitos esqueléticos.

Más característicos y abundantes son los términos basaníticos y tefríticos, que a menudo aparecen intercalados con los mantos de brechas.

Basanitas-basanitoides. En ocasiones resulta difícil su clasificación modal correcta, debido a la baja cristalinidad de la plagioclasa y nefelina, que no permite su identificación correctamente.

Corresponden a rocas porfídicas, de matriz micro o criptocristalina, en ocasiones seriada y ricas en fenocristales de olivino y augita, cuyas proporciones son variables de una muestra a otra. El olivino es el más abundante y a veces el único fenocristal que existe. Es idiomorfo, ocasionalmente alotriomorfo, con frecuentes golfos de corrosión y, a menudo, transformado total o parcialmente a iddingsita. La augita, cuando está presente es idiomorfa, con cristales prismáticos y generalmente zonados, con núcleo verdoso de tipo acmítico. En alguna muestra se ha encontrado una textura "comb layer", formada por este mineral.

La matriz se encuentra constituida por un entramado de augita, opacos finos y, en menor medida, plagioclasa y nefelina. Ambos minerales aparecen, a menudo, de manera inestacional y difusa y pueden ser fácilmente confundibles. La nefelina a veces está ausente, clasificándose las muestras modalmente, como basanitoides.

Hay que mencionar también, la existencia, desde el punto de vista modal, de tipos transicionales entre basaltos y basanitas, con cierta proporción de fenocristales de olivino y augita, en una matriz microcristalina de augita, opacos, olivino y plagioclasa.

Tefritas. Representan los tipos petrológicos más característicos del Ciclo Roque Nublo.

Son términos porfídicos, con una matriz generalmente microcristalina intersticial y a veces marcadamente fluidal, con cantidades variables de fenocristales. En algunos tipos, su cristalinidad es más baja, dando una textura más criptocristalina. Los fenocristales más abundantes y característicos son de augita idiomorfa-subidiomorfa, con secciones prismáticas y hexagonales, de tamaños que varían entre 0,3 mm y 3 mm, aunque a veces pueden ser algo mayores. Suelen estar microzonados, presentar núcleos verdosos de acmita y bordes titanados. Es frecuente que aparezcan formando agregados globuloporfídicos. El anfíbol es más escaso, marrón, de tipo kaersutita y, habitualmente está total o parcialmente reabsorbido, con una corona de opacos y piroxenos. Los prismas de plagioclasa tienen un maclado múltiple o de karlsbad y, en ocasiones, están orientados según el flujo magmático. Como fenocristal relativamente escaso, aparece, en ocasiones, haüyna, con formas hexagonales, pentagonales y ameboides. Tiene una coloración azulada típica, aunque casi siempre está alterada, presentando un color marronáceo u ocre.

Ocasionalmente aparecen algunos, pero escasos, fenocristales subidiomorfos de olivino relictos, muy oxidados, marcando el tránsito entre los términos basaníticos y tefríticos.

La matriz refleja, en ocasiones, el carácter fluidal ya indicado y, además de la plagioclasa, están presentes en ella augita, opacos ferrotitanados y, más escasamente, haüyna y esfena romboidal, este último, a veces, con carácter de fenocristal y accesorio. Dentro de los accesorios se encuentran también biotita, en placas irregulares de cristalización tardía y, apatito acicular, tanto en la matriz como creciendo sobre augita y esfena. Las vacuolas son escasas y están llenas por analcima y carbonatos.

Traquibasaltos. Son tipos muy escasos dentro de este ciclo y corresponden únicamente a términos modales, pues geoquímicamente se clasificarían como tefritas. Están constituidos por fenocristales prismáticos de plagioclasa maclada y de augita, en una matriz micro o criptocristalina de plagioclasa augita y opacos. Como accesorio aparece algún fenocristal de anfíbol reabsorbido.

En cuanto a las bombas y escorias de los edificios estrombolianos de Artenara, Las Moradas, etc., tienen composiciones basaníticas y tefríticas, con texturas porfídicas, altamente vesiculares. Su matriz suele ser criptocristalina hialopilita muy oscura y está formada por abundante vidrio, destacando cristales de augita, anfíbol, haüyna, opacos y microlitos de plagioclasa.

Los centros de emisión del área del Tablero de Maspalomas son, por el contrario

de composición nefelinítica, también con texturas hialopilíticas, mientras que el Roque Colorado y Montaña de las Tabaibas, emitieron materiales basálticos.

Nefelinitas olivínicas. Dentro del Ciclo Roque Nublo, estas composiciones se han encontrado únicamente en algunas coladas "intracanyon", emitidas desde centros de emisión del área del Tablero de Maspalomas. Son rocas porfídicas, de textura microcristalina intergranular, con abundantes fenocristales de olivino y augita, la matriz es fina y está constituida por microlitos de augita, opacos, olivino y nefelina.

Geoquímica.

De los episodios lávicos del Ciclo Roque Nublo, se dispone de un total de 106 análisis químicos, de los cuales sólo 56 tienen un contenido en agua inferior al 2% en peso y por ello se han representado en el diagrama T.A.S. La proyección de los análisis en dicho diagrama, Fig. 5.4a, muestra que estos materiales corresponden a tipos rocosos, principalmente de naturaleza básica, picrocabaltos, traquibasaltos, nefelinitas, basanitas, basaltos y tefritas, con predominio claro de estos dos últimos, Tabla 5.2. Se observa pues, una estrecha correspondencia entre esta clasificación normativa y los términos modales.

Aparecen también algunas rocas ya con un cierto grado de diferenciación, como son las tefritas fonolíticas y fonolitas tefríticas, que suelen ser características de las emisiones de los pitones que extruyeron. Sin embargo, al aparecer, a menudo, intercalados en los apilamientos de lavas, han sido englobados y tratados conjuntamente, debido a que no siempre es posible su individualización cartográfica y asignación a un cuerpo intrusivo determinado.

El grupo basáltico es el que más variación geoquímica presenta (Tabla 5.2) con tipos subalcalinos o de tendencia toleítica, hasta tipos alcalinos y tipos de alcalinidad normal.

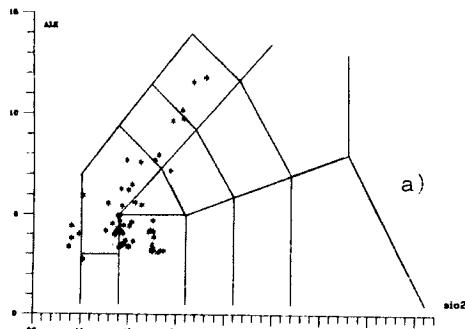
Las nefelinitas (foiditas en el diagrama T.A.S.), que proceden de las emisiones del área de El Tablero de Maspalomas representan los materiales más subsaturados y ultraalcalinos del ciclo. Pueden considerarse como los precursores de emisiones posteriores, no sólo de este mismo ciclo, sino quizás también los del ciclo volcánico siguiente.

Con respecto a las coladas basálticas del edificio mioceno, las emisiones del Ciclo Roque Nublo muestran una mayor subsaturación y enriquecimiento en álcalis.

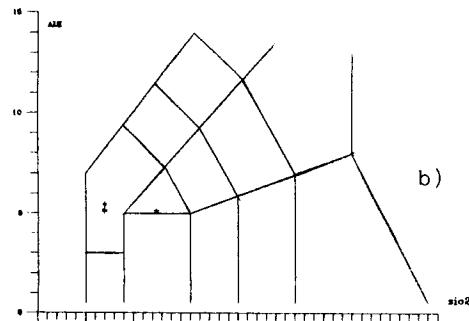
5.2.2.- Gabros alcalinos. (21)

Petrología.

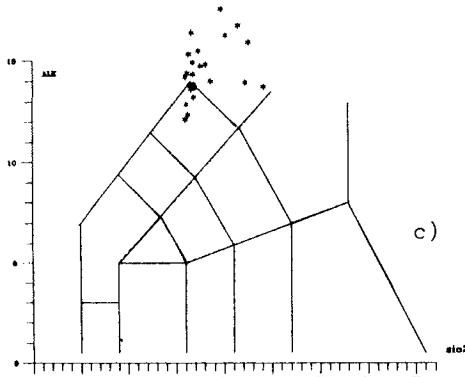
Asociados al Ciclo Roque Nublo existen gabros alcalinos, que aparecen en pequeños



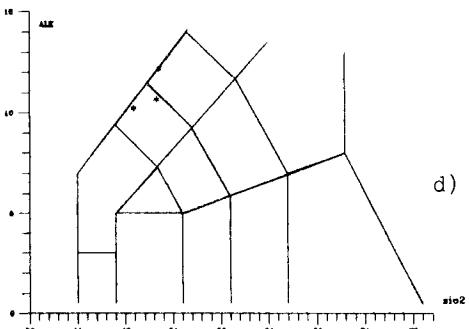
Lavas Ciclo Roque Nublo



Gabros



Intrusiones y lavas fonolíticas
del Ciclo Roque Nublo.



Facies de borde de las intrusiones
fonolíticas del Ciclo Roque Nublo.

Fig. 5.4.- Diagramas T.A.S. de las unidades del Ciclo Roque Nublo.

TABLA 5.2.- Ciclo Roque Nublo. Clasificación normativa según diagrama T.A.S. en porcentajes, sobre el total de análisis disponibles.

	Lavas	Gabros	Pitones fonolíticos	borde de pitones fon.
TOTAL ANALISIS	58 / 106	3 / 5	24 / 46	3 / 3
Picrobasalto	1,7 - 1,9			
Basalto	17,2 - 12,3			
B.alcalino	10,3 - 7,5			
B.subalcalino	18,9 - 15,1			
Andesita basáltica				
Andesita				
Dacita				
Traquibasalto	3,4 - 8,5			
Traquiandesita bas.	1,7 - 2,8	33,3 - 20,0		
Traquiandesita	1,9			
Traquita s.s.			6,5	
Traquita peralcalina			4,3	
Riolita s.s.				
Riolita peralcalina				
Basanita	5,2 - 4,7			
Tefrita	22,4 - 27,4	67,7 - 60,0		
Tefrita fonolítica	6,9 - 7,5			66,7 - 66,7
Fonolita tefrítica	5,2 - 3,8		29,2 - 34,8	
Fonolita			70,8 - 52,2	
Foidita	6,9 - 6,6		2,2	33,3 - 33,3

* La primera columna de cada bloque representa los análisis recalculados, sin considerar el H₂O, la segunda considerándolo.

afloramientos en la zona del barranco de la Mina-Las Lagunetas, cerca de la carretera de Las Palmas a Tejeda (Km 31,4). Son rocas de grano medio con textura diabásica holocristalina, constituidas por cristales idiomorfos de augita con ligera tendencia titanada, listones de plagioclasa maclada polisintéticamente y olivino subidiomorfo, afectado por un proceso de serpentinización en grado de moderado a acusado. Los minerales opacos son abundantes y tienen formas diversas, principalmente cuadráticas, alargadas o irregulares. El apatito es accesorio, presentándose con formas aciculares y subhexagonales.

Geoquímica.

Desde el punto de vista geoquímico, estos materiales gabroides se clasifican como traquibasaltos y tefritas, Fig. 5.4b, revelándose, bastante claramente, como los equivalentes plutónicos de determinados términos volcánicos de este mismo ciclo. Los criterios de campo anteriormente mencionados se ven reforzados por los datos geoquímicos a la hora de asignar esta unidad al Ciclo Roque Nublo.

5.2.3.- Brecha volcánica Roque Nublo, facies deslizadas del estratovolcán y otros depósitos piroclásticos no soldados. (18, 19, 20 y 24)

En estos depósitos piroclásticos cabe distinguir, por un lado, su matriz y por otro, los componentes englobados en ella. Desde el punto de vista petrológico, tanto las facies deslizadas durante el colapso del estratovolcán Roque Nublo, como los depósitos brechoides emitidos tienen características similares.

La matriz es tobácea y está compuesta por una pasta marronácea o amarillenta, de carácter vítreo y composición tefrítica. Generalmente está alterada a palagonita y reemplazada por minerales de neoformación, como ceolitas y minerales de arcilla. Englobados en ella hay una elevada fracción de componentes líticos, fragmentos juveniles y cristales individuales.

Los fragmentos líticos son de naturaleza eminentemente esencial, con composiciones tefríticas y basaníticas y carácter porfídico. Otros, accesorios, tienen composición fonoítico-traquítica. Ocasionalmente aparece alguno de microsienita o gabro. Tienen formas subredondeadas y angulosas y tamaños milimétricos.

La fracción de pómex es, a menudo, importante; son fragmentos de formas irregulares, globosos o subredondeados, a menudo porfídicos y color amarillento. En ningún caso se ha observado aplastamiento o coalescencia entre varios fragmentos.

Los componentes cristalinos individuales están dispersos por la matriz y con frecuencia suelen estar rotos o en forma de esquirlas. Destacan entre ellos, augita idiomorfa-subidiomorfa, prismática y zonada, con núcleos acmíticos, anfíbol marrón de tipo kaersu-

tita, con bordes reabsorbidos, opacos y plagioclasa maclada. La haüyna aparece también con cierta frecuencia y casi siempre alterada. Más escasos son biotita, apatito y esfena.

Con respecto a los depósitos piroclásticos no soldados, que suelen ir asociados a la brecha Roque Nublo, son de naturaleza tobácea y matriz vitroclástica. Su fracción juvenil consiste en una elevada proporción de fragmentos de pómez subredondeados, alterados y de carácter porfídico. Los componentes líticos son fragmentos subangulosos de tefritas, basanitas y fonolitas.

5.2.4.- Intrusiones y lavas fonolíticas haüynicas. (23)

Petrología.

En conjunto tanto los cuerpos intrusivos como las coladas emitidas por ellos presentan una composición y características petrológicas muy similares. Se trata en todos los casos, de fonolitas y fonolitas haüynicas, cuando es la haüyna un constituyente esencial.

Como fonolitas haüynicas se pueden clasificar la mayoría de los pitones como el de Los Brezos, Fontanales, Artenara, Lanzarote, el situado debajo del cono de Montaña Cabreja, Cruz de las Vueltas, Helechal, Pajonales, Risco Blanco, Roque Grande, Cruz del Saucillo, etc.

En general muestran una textura porfídica, con una matriz microcristalina fluidal, a veces algo afieltrada. Los fenocristales principales son de feldespato alcalino, generalmente sanidina y, en menor medida, de anfíbol, augita y haüyna, siendo este último, a veces, muy abundante.

La sanidina es prismática o cuadrática, con tamaños entre 1 y 3 mm y suele estar maclada. El anfíbol es de color marrón, tiene formas alargadas y habitualmente está completamente reabsorbido o sólo en los bordes. La augita es prismática y hexagonal, presentando, a menudo, microzonación con núcleos de acmita. La haüyna es el feldespatoide más común, pero en algunos pitones está ausente o es escasa, apareciendo tanto como fenocristal como componente de la matriz. Tiene formas pentagonales, hexagonales, cuadráticas, ameboides o irregulares y sus tamaños suelen sobrepasar el milímetro. En algunos casos presentan el típico color azul añil, pero con frecuencia está alterada a productos marronáceos o completamente oscurecida por inclusiones de opacos. Ocasionalmente como fenocristal aparecen también cristales romboédricos de esfena.

La matriz está constituida principalmente por abundantes microlitos de feldespato alcalino, cuya orientación origina el carácter fluidal de la matriz. Otros componentes de la matriz son augita, opacos (generalmente escasos), haüyna y esfena. Ocasionalmente presentan también pequeños cristales de nefelina con formas cuadráticas. Muy rara-

mente se encuentra algún cristal relicto de olivino, rodeado por una corona de anfíbol y biotita y, a menudo, pseudomorfizado por opacos o carbonatos.

En algunas coladas han sido observadas, asímismo, pequeñas plaquitas de biotita, las cuales, en ciertas ocasiones, tienen carácter de fenocristal.

Geoquímica.

Los cuerpos intrusivos asociados a este ciclo y sus respectivas emisiones lávicas, constituyen los materiales más diferenciados y alcalinos de esta fase magmática. La proyección de sus análisis químicos en el diagrama T.A.S., Fig. 5.4c, pone de manifiesto la perfecta correspondencia entre ellos y sus características petrográficas, clasificándose, como fonolitas y fonolitas tefríticas alcalinas y peralcalinas, principalmente, si bien, existen también algunos tipos traquílicos subordinados (ver también Tabla 5.2).

A pesar de las semejanzas geoquímicas y petrológicas que presentan todos estos pitones, se aprecian algunas diferencias entre ellos, correspondiendo los de mayor grado de evolución y alcalinidad a los de Risco Blanco y Pajonales.

En los bordes, los pitones tienen composiciones tefrítico-fonolíticas, principalmente, Fig. 5.4d, asemejándose más a las emisiones lávicas asociadas a ellas, como se ve en el diagrama de la Fig. 5.4c. Parece observarse pues, una cierta zonación geoquímica en estos cuerpos intrusivos, con unas facies de borde menos diferenciadas y mas pobres en álcalis y, un núcleo más evolucionado, donde la mayor concentración de volátiles origina un enriquecimiento en álcalis.

Tanto estas intrusiones como las asociadas a las etapas finales del Ciclo I, representan etapas similares en la evolución magmática de sus ciclos volcánicos respectivos. Ambos grupos de pitones presentan, sin embargo, marcadas diferencias desde el punto de vista geoquímico, las cuales fueron también advertidas por HERNAN (1976). Por un lado está el mayor grado de diferenciación que alcanzan los domos de la formación fonolítica, respecto a los otros, lo cual viene dado por el mayor índice de diferenciación que presentan. En lo referente a sus contenidos elementales, destacan los mayores contenidos en SiO_2 y Al_2O_3 para los domos de la formación fonolítica, que a su vez muestran valores inferiores del MgO y CaO , este último, con diferencias más notables.

5.2.5.- Diques.

La red filoniana de este ciclo tiene su mayor densidad en la zona de las Mesas-barranco de La Mina-Las Lagunetas y sigue una pauta radial.

Las composiciones de los diques son mayoritariamente basaníticas y tefríticas; en

menor medida se encuentran diques basálticos y diques de tefritas-fonolíticas, que suelen estar en relación con los cuerpos intrusivos. Son composiciones, por tanto, idénticas a las de los materiales encajantes (ya descritos) y no presentan características petrológicas diferentes con respecto a ellos, pudiendo destacarse únicamente, en alguna muestra, el carácter algo más fluidal de la matriz.

5.3.- CICLO POST ROQUE NUBLO.

5.3.1.- Lavas y piroclastos, basaníticos, nefeliníticos, basálticos y melilitíticos. (28)

Petrología.

Las emisiones del Ciclo Post Roque Nublo constituyen un magmatismo eminentemente básico, caracterizado por la presencia de tipos máficos alcalinos subsaturados. Volumétricamente los términos compositionales dominantes son basanitas y nefelinitas, los cuales, como se dijo antes, no presentan una polaridad geográfica o cronológica determinada, sino que parecen haberse ido sucediendo más o menos simultáneamente por las mismas áreas a lo largo de todo el ciclo. No puede por ello, establecerse entonces una separación cartográfica de ambos tipos.

En menor cuantía aparecen, asimismo, términos melilitíticos y basálticos, ambos mucho más restringidos y localizados.

Petrográficamente los términos basaníticos y nefeliníticos presentan una alta homogeneidad en cuanto a sus caracteres texturales, y como minerales principales o fenocristales tienen olivino y augita.

Al microscopio, sin embargo, existe con frecuencia la incertidumbre en clasificar una roca como de un tipo u otro, debido a la dificultad que hay a menudo en distinguir la plagioclasa de la nefelina, dado el carácter intersticial y la baja cristalinidad que suelen presentar ambos minerales.

Los análisis químicos que se poseen de dichas rocas permiten clasificarlas, no obstante, como basanitas y nefelinitas, corroborando en muchos casos lo observado al microscopio.

Basanitas olivínicas y basanitoides. Son generalmente rocas altamente porfídicas, de textura micro-cryptocristalina, intergranular o intersertal, poco vesicular, salvo en los piroclastos. En ocasiones muestran una textura hialopilitica intersertal y, raramente tienen texturas fluidales, en cuyo caso vienen marcadas por la orientación de los minerales de la matriz. Sus componentes mineralógicos principales o fenocristales son olivino y augita, cuyas cantidades proporcionales son muy variables de una muestra a otra, pu-

diendo oscilar conjuntamente, por término medio, entre 30% y 45% del total.

El olivino es casi siempre el fenocristal dominante, e incluso en algunos casos prácticamente el único que existe. Es idiomorfo-subidiomorfo, con secciones prismáticas hexagonales o cuadráticas, con los bordes redondeados, a menudo con golbos de corrosión. Sus tamaños medios oscilan entre 0,3 mm y 0,8 mm, si bien en ocasiones pueden alcanzar tamaños superiores a 2 mm. Ocasionalmente aparecen cristales esqueléticos o incompletos. De manera característica, los cristales están casi siempre alterados total o parcialmente a iddingsita, principalmente a partir de los bordes y grietas. Los olivinos que forman parte de la matriz sí suelen estar totalmente oxidados. Además de este tipo de alteración, se ha observado en algún caso serpentinización en microfisuras.

La augita suele ser también abundante, aunque a veces existe sólo como microfenocristal. Los cristales son prismáticos y hexagonales, a menudo microzonados, con un núcleo verdoso más egirínico y bordes, en ocasiones, violáceos o rosados, de carácter titanado. Frecuentemente constituyen microagregados glomeroporfídicos.

La matriz de estas rocas suele ser de grano fino y rica en microlitos de augita y ojos; estos últimos aparecen, bien aislados o formando grumos y, con frecuencia con dos modas en cuanto a su tamaño. De manera intersticial aparecen pequeños y escasos cristales de plagioclasa de cristalización tardía, a veces poiquilitica y maclada, pero con frecuencia de carácter difuso, no pudiendo identificarse correctamente y confundiéndose con facilidad con la nefelina. Este feldespatoide aparece con irregularidad, generalmente en baja cantidad e incluso a veces su presencia modal no es detectable (basanitoides). Dos son las maneras de presentarse: insterticial, de manera difusa y baja cristalinidad o, en forma de cristales cuadráticos idiomorfos, muy pequeños, a veces poquiliticos. Otro componente ocasional de la matriz y con carácter intersticial, es un vidrio de color marrón amarillento, cuya proporción es variable de una muestra a otra y su presencia genera texturas hialopilíticas.

Como accesorios aparecen pequeños cristales de apatito acicular y con mucha más frecuencia pequeñas plaquitas o laminillas de biotita de cristalización tardimagnética.

Rellenando huecos o intersticios, aparecen, en algunos casos, productos secundarios como carbonatos, minerales arcillosos y ceolitas, a veces con texturas coloformes.

Con esta composición cabe destacar las coladas de Las Tabladas de San Nicolás de Tolentino, que resbalan por las coladas basálticas miocenas, al sur de Agaete, numerosas coladas en la zona de Los Llanos de Pez, así como los "intracanyons" del barranco de Alonso y Tenoya.

En cuanto a los materiales piroclásticos, bombas, escorias, etc., sus composiciones

son idénticos a las de las lavas. Sus características texturales son diferentes, al ser altamente vesiculares y de matriz hipocristalina, como consecuencia de su peculiar modo de consolidación. Son también porfídicos, pero menos cristalinos, con una pasta o matriz criptocristalina o hialopilitica oscura, de carácter taquilitico, en donde flotan relativamente pocos fenocristales de olivino y augita, a menudo rotos o incompletos. En algunos casos aparece algún fenocristal de hornblenda o enclaves de rocas sálicas, como en las bombas de Pino Santo.

Nefelinitas y nefelinitas olivínicas. Son tipos muy similares a los anteriores, aunque con ausencia total de plagioclasa y una relativa abundancia de cristales de nefelina y olivino. Presentan estas composiciones algunas coladas del área de Montaña Cabreja, diques en las laderas del barranco de Guayadeque, coladas del barranco de Las Bachilleras, o coladas en la carretera Agüimes-Santa Lucía, entre otras.

Tienen texturas mayoritariamente microcristalinas o criptocristalinas, en ocasiones de tendencia fluidal. Su carácter es porfídico y poco vesicular, con fenocristales principales de olivino y augita.

El olivino suele ser abundante y a veces el único fenocristal existente. Tiene hábito idiomorfo-subidiomorfo, con formas hexagonales y prismáticas, a veces también redondeadas, con golfos de corrosión. Generalmente tiene una iddingsitización que varía de moderada a alta, si bien en ocasiones está bastante fresco. La augita es más escasa, con secciones prismáticas y cristales microzonados, a veces con núcleos de acmita o egirina.

La matriz está constituida por abundantes microlitos entrecruzados de augita, opacos de composición ferrotinada y en ocasiones cantidades importantes de nefelina, que aparece, bien de manera intersticial, y difusa, o en cristales cuadráticos idiomorfos, a veces alterados. Algunas coladas muestran, además de este feldespatoide, cristales de haüyna alterada, a menudo oscurecidos por finisímas inclusiones de opacos. Son asimismo frecuentes, pequeñas láminas de biotita de cristalización tardía, dispersas por la matriz y los rellenos de carbonatos y ceolitas (analcima).

Los diques muestran también composiciones basaníticas y nefeliníticas, destacando en ellos la mayor frecuencia de texturas más fluidales. En algunos casos han sido observadas texturas amigdaloides, con matriz intersticial hialopilitica.

Melilitítas y nefelinitas melilitíticas. No son variedades muy frecuentes y se localizan siempre en áreas determinadas y de extensión reducida, pudiéndose las asociar en algunos casos, a centros de emisión concretos. Muestran esta composición las coladas sobre Montaña Amagro, en el norte, las del punto kilométrico 45,100 de la carretera Agüimes-Santa Lucía y diques en la ladera norte de Montaña del Viento. Otra colada de nefelinitas-melilitíticas es la localizada en Los Pechos.

Corresponden a rocas de textura porfídica microcristalina o intergranular, a menudo de matriz bien cristalizada y en ocasiones algo seriada, como en el caso de los diques del Pico del Viento. Sus fenocristales, en general abundantes, son de olivino y augita. El olivino es idiomorfo-subidiomorfo, casi siempre fresco o débilmente iddingsitzizado, formando agregados los de menor tamaño. La augita aparece en prismas pseudohexagonales y a menudo zonados.

La matriz está constituida por abundantes microlitos de augita, opacos y melilita, la cual a veces se presenta como microfenocristal. Suele estar alterada, con colores ocres y es característico que presente "estructura en estaca" o zonación en "reloj de arena". Junto a ella aparecen, con frecuencia, cristales cuadráticos de nefelina y haüyna muy alterada, como ocurre en los diques del Pico del Viento y en las coladas de la carretera, Agüimes-Santa Lucía y en la de Los Pechos. Los minerales accesorios más frecuentes suelen ser biotita y apatito acicular. En los tipos vesiculares, las vacuolas están llenas de ceolitas y carbonatos.

Un rasgo llamativo, en los afloramientos de las coladas de aquella carretera, es la presencia de numerosos nódulos ultramáficos, de tipo harzburgítico y lherzolítico. Esta característica la presentan también las coladas "intracanyón" de Los Pechos.

Basaltos olivínico-piroxénicos. Dentro del Ciclo Post Roque Nublo, los términos basálticos (s.s.) son realmente escasos, estando representados por algunas coladas en la zona de Trapiche (Buenlugar), algunas coladas de las laderas del barranco de Azuaje, otras al norte de San Lorenzo, retazos sobre la Montaña de Agüimes, etc. Sin embargo, en alguno de estos casos, su consideración como emisiones del Ciclo Post Roque Nublo no está clara, debido a la falta de discordancias importantes o criterios específicos de algún tipo que puedan permitir incluirlos, sin duda, en él. Dicha incertidumbre cartográfica, así como la escasez de términos basálticos en el ciclo, hacen pensar que algunas de estas emisiones pertenecen realmente al Ciclo Roque Nublo donde estos términos sí están más y mejor representados.

Los tipos de composición modal basáltica corresponden a rocas porfídicas de matriz microcristalina, en ocasiones fluidal y seriada, con abundantes fenocristales de olivino, frecuentemente iddingsitzizados y, augita prismática zonada, en proporción similar a la de aquél.

En la matriz son abundantes los microlitos de plagioclasa (andesina-labradorita), augita y opacos, en gránulos dispersos, a veces con hábitos esqueléticos. De manera accesoria cristaliza apatito acicular intersticial o incluído en fenocristales de augita, así como biotita en pequeñas plaquitas de última cristalización.

Tefritas. Corresponden a algunas emisiones del volcán de Cardones que es donde

únicamente suelen presentarse. Son rocas porfídicas de matriz criptocristalina, a veces rica en vidrio. Los fenocristales son de augita idiomorfa zonada y, en menor medida, de anfíbol: más raramente se encuentra algún olivino.

Tefritas fonolíticas. Esta composición la presenta el edificio La Caldera, situado al sur de Arucas. Son rocas muy porfídicas, de matriz hipohialina y vesiculares. Como fenocristales principales aparecen augita, con formas prismáticas y zonada, y haüyna, con hábitos pseudohexagonales y ameboides. Menos abundante es el anfíbol de color castaño, con cristales corroidos y reabsorbidos.

La matriz está constituida por listoncillos de sanidina, augita y opacos. Como accesorios se encuentran esfena y apatito.

Geoquímica.

De las emisiones del Ciclo Post Roque Nublo se dispone de 64 análisis químicos, de los cuales 50 se han proyectado en el diagrama T.A.S., Fig. 5.5a. Los tipos compositionales dominantes son basanitas y nefelinitas (foiditas) y, en menor medida, tefritas, basaltos, tefritas fonolitas y fonolitas tefríticas, pero siempre de manera subordinada a aqueilos, (ver también Tabla 5.3). Existe estrecha correspondencia, pues, entre el análisis modal y el normativo. Los términos más diferenciados corresponden a los materiales del edificio La Caldera (situado al sur de Arucas) y las tefritas al volcán de Cardones, que en conjunto constituyen el polo más evolucionado del ciclo.

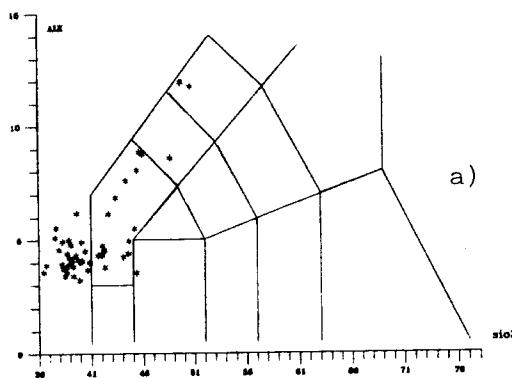
A pesar de la presencia de esos términos con cierto grado de diferenciación, se puede decir que el Ciclo Post Roque Nublo está representado por un volcanismo básico y subsaturado, con un carácter alcalino notable y más acentuado que en los episodios volcánicos anteriores. Son, asimismo, magmas primarios y proceden casi directamente del manto.

5.4.- EPISODIOS RECIENTES.

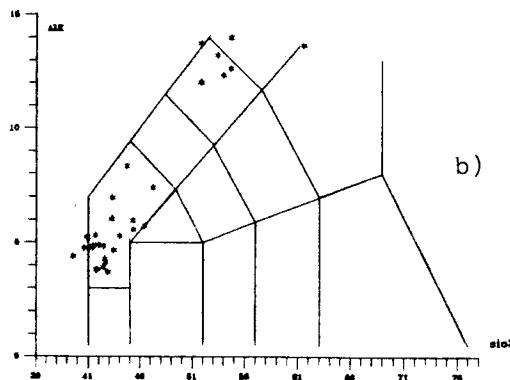
5.4.1.- Lavas y piroclastos basaníticos. (29)

Petrología.

Los materiales emitidos durante los episodios recientes corresponden petrográficamente y, de manera mayoritaria, a basanitas o basanitoides, que en conjunto presentan aspectos mineralógicos y texturales muy similares entre sí. Por el contrario, las emisiones del volcán de Arucas son materiales mucho más diferenciados y tienen composiciones de tipo tefrítico-fonolíticas.



Lavas del Ciclo Post Roque Nublo



Lavas de los episodios recientes

Fig. 5.5.- Diagramas T.A.S. de las unidades del Ciclo Post Roque Nublo y episodios recientes.

TABLA 5.3.- Ciclo Post Roque Nublo y episodios recientes. Clasificación normativa según diagrama T.A.S. en porcentajes, sobre el total de análisis disponibles.

	Lavas Post R.N.	Lavas eps. recientes
TOTAL ANALISIS	50 / 64	32 / 35
Picrobasalto	1,6	
Basalto		
B.alcalino	2,0 - 1,6	
B.subalcalino		
Andesita basáltica		
Andesita		
Dacita		
Traquibasalto		3,1 - 2,9
Traquiandesita bas.		
Traquiandesita		
Traquita s.s.		3,1 - 2,9
Traquita peralcalina		
Riolita s.s.		
Riolita peralcalina		
Basanita	18,0 -17,2	43,7 - 42,9
Tefrita	16,0 -20,3	15,6 - 17,1
Tefrita fonolítica	2,0 - 1,6	
Fonolita tefrítica	4,0 - 3,1	15,6 - 17,1
Fonolita		6,2 - 5,7
Foidita	58,0 - 54,7	12,5 - 11,4

* La primera columna de cada bloque representa los análisis recalculados, sin considerar el H₂O, la segunda considerándolo.

Basanitas y basanitoides. Tienen texturas porfídicas y matriz microcristalina-cryptocristalina, con abundantes fenocristales de olivino y augita. El olivino es idiomorfo-subidiomorfo, con cristales redondeados o hexagonales y ocasionalmente esqueléticos. Generalmente está fresco o muestra una iddingsitización muy incipiente, a partir de los bordes o grietas. La augita es de hábito prismático, muestra con frecuencia microzonación, con núcleos más egirínicos y bordes, a veces, de tendencia titanada. En algunas muestras de los volcanes de La Isleta aparecen a veces escasos cristales de anfíbol reabsorbido, que parecen xenocristales.

La matriz consta de abundantes microlitos de augita y opacos, como minerales principales, entre los que cristalizan cantidades variables de plagioclasa, generalmente bajas, (a veces también de carácter poiquilitico), así como nefelina, ocasionalmente, ya que a menudo no está presente (basanitoides). Como accesorios aparece biotita de cristalización tardía. La presencia de vidrio intersticial o de zonas pseudovitreas es asimismo frecuente, pero representan casi siempre una parte poco importante.

Es característico, en estas coladas, la presencia de enclaves de rocas sálicas, como en algunas bombas del cono de Gallego, en el área de Jinámar, o de tipo ultramáfico en la Montaña de Jinámar o El Sao.

En las lavas y piroclastos de algunos edificios de La Isleta se han encontrado también enclaves de texturas granoblásticas (corneáticas), con plagioclasa (albita), sanidina y cuarzo vitrificado, que pudieran corresponder a materiales detríticos del margen continental.

Al contrario que algunos términos lávicos, los piroclastos son altamente vesiculares y tienen texturas criptocristalinas o hialopiliticas, con una proporción de vidrio marrón oscuro o taquilita importante. La cristalinidad es menor y la cantidad de fenocristales baja. En las vacuolas suele haber carbonatos y ceolitas, pero el relleno de estos suele ser, no obstante, mucho menor que en materiales más antiguos.

Tefritas fonolíticas. Son los materiales más diferenciados emitidos durante estos episodios recientes y corresponden a los del volcán de Arucas.

Son en general rocas relativamente cristalinas, vesiculares y de textura porfídica, con matriz de tendencia fluidal. Los fenocristales principales de estas "tahititas", como fueron denominadas antiguamente, son augita, haüyna y anfíbol.

La augita es idiomorfa-subidiomorfa y forma a menudo agregados glomeroporfidicos. Muy abundante es también la haüyna, que presenta formas hexagonales y ameboides y color azul intenso, que la hace destacar fuertemente en la matriz, si bien otras veces es más palido. Sus bordes suelen estar oscurecidos por finisimas inclusiones de

óxidos, que en el núcleo forman un enrejado característico. El anfíbol es menos abundante; es de tipo hornblendita, con hábito idiomorfo-subidiomorfo y generalmente está total o parcialmente reabsorbido a minerales opacos o clinopiroxenos.

Los constituyentes de la matriz son fundamentalmente feldespatos alcalinos, de tipo sanidina y anortoclasa, que aparecen en forma de listoncillos maclados y orientados según el flujo magmático. En algún caso, tienen gran tamaño que les confieren carácter de fenocristal. Otros componentes son pequeños prismas de augita y gránulos de opacos dispersos. Como accesorios destacan el apatito, de hábito acicular y a menudo anubarraido, asociado frecuentemente a la augita y, esfena, con formas romboidales.

Una composición idéntica a la de las lavas y piroclastos de este volcán, es la del Domo de Cardones, situado en la ladera noreste del edificio estromboliano de Cardones.

Los enclaves incluidos en esta extrusión fueron estudiados, desde el punto de vista petrológico y geoquímico, por HERNANDEZ-PACHECO (1969), quien distingue varios tipos:

- gabros: de grano medio, formados por augita, plagioclasa, opacos y cantidades variables de ortopiroxeno.
- acumulados: son de textura granular, formados por augita egirínica y hornblendita, haüyna, feldespatos alcalinos, esfena y apatito.
- enclaves sieníticos: son de textura granular y están formados principalmente por feldespato alcalino y haüyna en cantidades variables. A veces la sustitución de los feldespatos por haüyna es tal, que constituyen auténticos "haüynófiros".
- enclaves formados principalmente por haüyna ("haüynófiros"). El proceso de transformación fue estudiado en detalle por DORRONSORO (1979). Están constituidos por haüyna, principalmente y, en menor medida, por augita, anfíbol, apatito y esfena.

Geoquímica.

Las composiciones de los materiales emitidos en los episodios volcánicos recientes de la isla, comprenden tipos foidíticos, basaníticos y tefríticos, Fig. 5.5b. Alcanzan, así mismo, cierto grado de evolución en el volcán de Arucas (fonolitas y fonolitas tefríticas). Los términos intermedios, traquibasálticos, son raros en estos episodios, y los que aparecen en el diagrama T.A.S, al proyectarse en el límite del campo con las basanitas y tefritas, no deben considerarse como representativos. En la Tabla 5.3. pueden observarse los porcentajes correspondientes a cada tipo, sobre el total de análisis disponible.

En general, los episodios volcánicos recientes siguen un comportamiento evolutivo similar al del Ciclo Post Roque Nublo con términos idénticos y tendencia a la alcalinidad

progresiva. Pueden, por tanto, considerarse como el mismo ciclo o fase magmática.

5.5.- GEOQUIMICA GENERAL DE LOS CICLOS VOLCANICOS.

Como resumen, se han representado los diagramas T.A.S. de los ciclos volcánicos de la isla, Fig. 5.6-5.8. Considerándolos conjuntamente, se observa que los diferentes materiales volcánicos de Gran Canaria proceden de la generación y evolución de magmas alcalinos característicos de islas oceánicas. En ella se observan dos tendencias o series geoquímicas claramente diferenciadas: una de orientación basalto olivínico-traquita, representada en el Ciclo I y otra basanita-fonolita, caracterizada en los ciclos magmáticos posteriores.

Durante el primer ciclo, Fig. 5.6, en el que se construye el cuerpo principal de la isla, se emiten magmas basálticos moderadamente alcalinos, que evolucionan hacia traquitas y riolitas. Finalizan las emisiones con fonolitas o fonolitas traquílicas que parecen proceder de magmas básicos de escasa representación superficial en la isla. Estas composiciones ponen ya de manifiesto el enriquecimiento gradual en álcalis, que va a ser la pauta general en los episodios siguientes.

El segundo ciclo magmático o Ciclo Roque Nublo comienza con emisiones alcalinas, altamente subsaturadas, evolucionando más tarde hacia tipos tefríticos y finalmente fonolíticos alcalinos y peralcalinos, que completan el ciclo, Fig. 5.7. No progresiva, sin embargo, la línea evolutiva va partir de términos basálticos.

En la última fase magmática (Ciclo Post Roque Nublo y episodios recientes) la alcalinidad y subsaturación es manifiestamente más marcada y el volumen de materiales emitidos mucho menor que en las etapas anteriores, Fig. 5.8. Destaca, asimismo, el carácter máfico de estos últimos productos con respecto a los anteriores revelando un origen profundo y tasas de fusión más pobres.

6.- HISTORIA GEOLOGICA.

La constitución de la isla de Gran Canaria tuvo lugar en tiempos miocenos (14,5 m.a.), con la emisión de un enorme volumen de lavas basálticas de carácter fisural, que originaron un gran estratovolcán, a partir del cual fue creciendo la isla. Las dimensiones de este primer gran volcán basáltico superaba incluso las dimensiones de la isla actual, ya que, aunque la isla ha "crecido" por la zona NE. y SE, por el sector occidental la línea de costa ha sufrido un ligero retroceso; prueba de ello son los enormes acantilados labrados en la formación basáltica, alguno de los cuales supera los 600 m de altura. Todas estas unidades observadas son subaéreas y constituyen el basamento visible de la isla. Afloran principalmente en toda la costa oeste y suroeste y en afloramientos aislados en los sectores SE. y NE respectivamente. La composición de estos materiales

LEYENDA de la Fig. 5.6

CICLO I	*	Lavas fonolítico-traquíticas Ignimbritas fonolítico-traquíticas Lavas básicas intercaladas en la F.fonol.-traq. (T-5) Lavas riolíticas Lavas basálticas (T-4) Ignimbritas traq.-riol. (D.intracaldera) Ignimbritas traq.-riol. (D.extracaldera) F.basáltica
	★	Intrusiones fonolíticas ◊ Diques del "cone-sheet" + Sienitas alcalinas ○ "Composite-flow"

LEYENDA de la Fig. 5.7

CICLO R.N.	★	Intrusiones y lavas fonolíticas asociadas
	*	Lavas
	+	Gabros

LEYENDA de la Fig. 5.8

CICLO Post R.N. y Ep.Rec.	*	Lavas

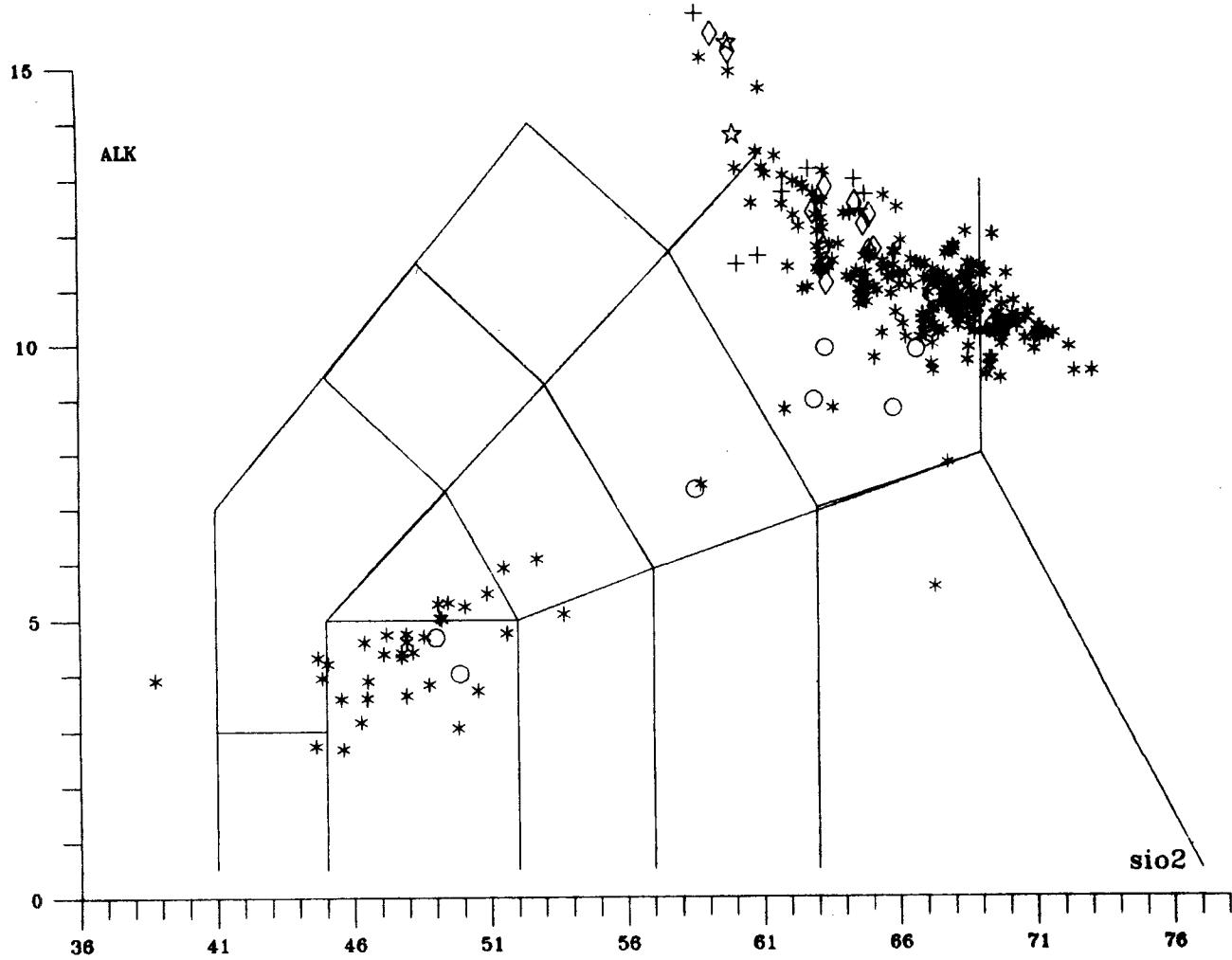


Fig. 5.6.- Diagrama T.A.S. del Ciclo I.

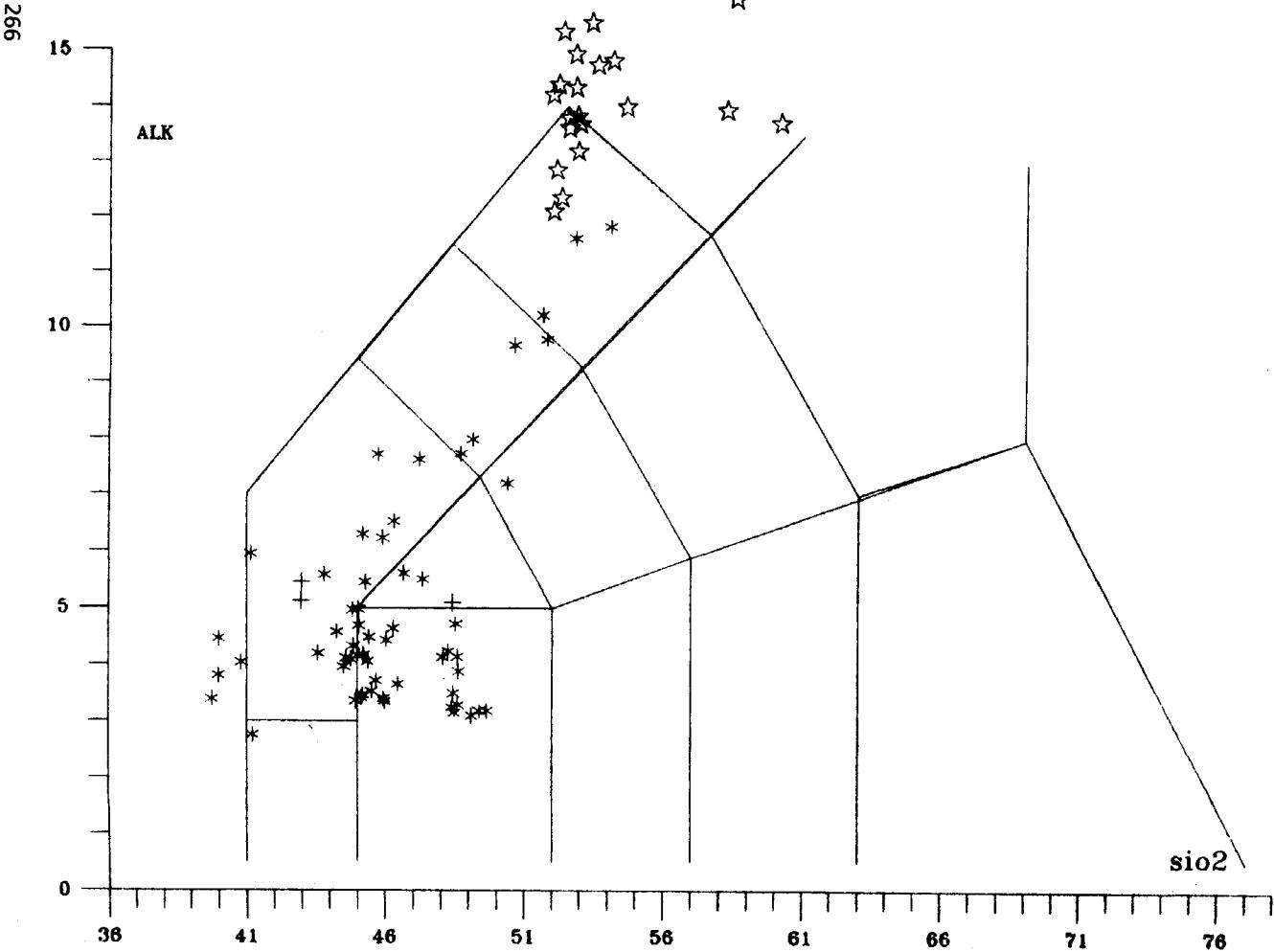


Fig. 5.7.- Diagrama T.A.S. del Ciclo Roque Nublo.

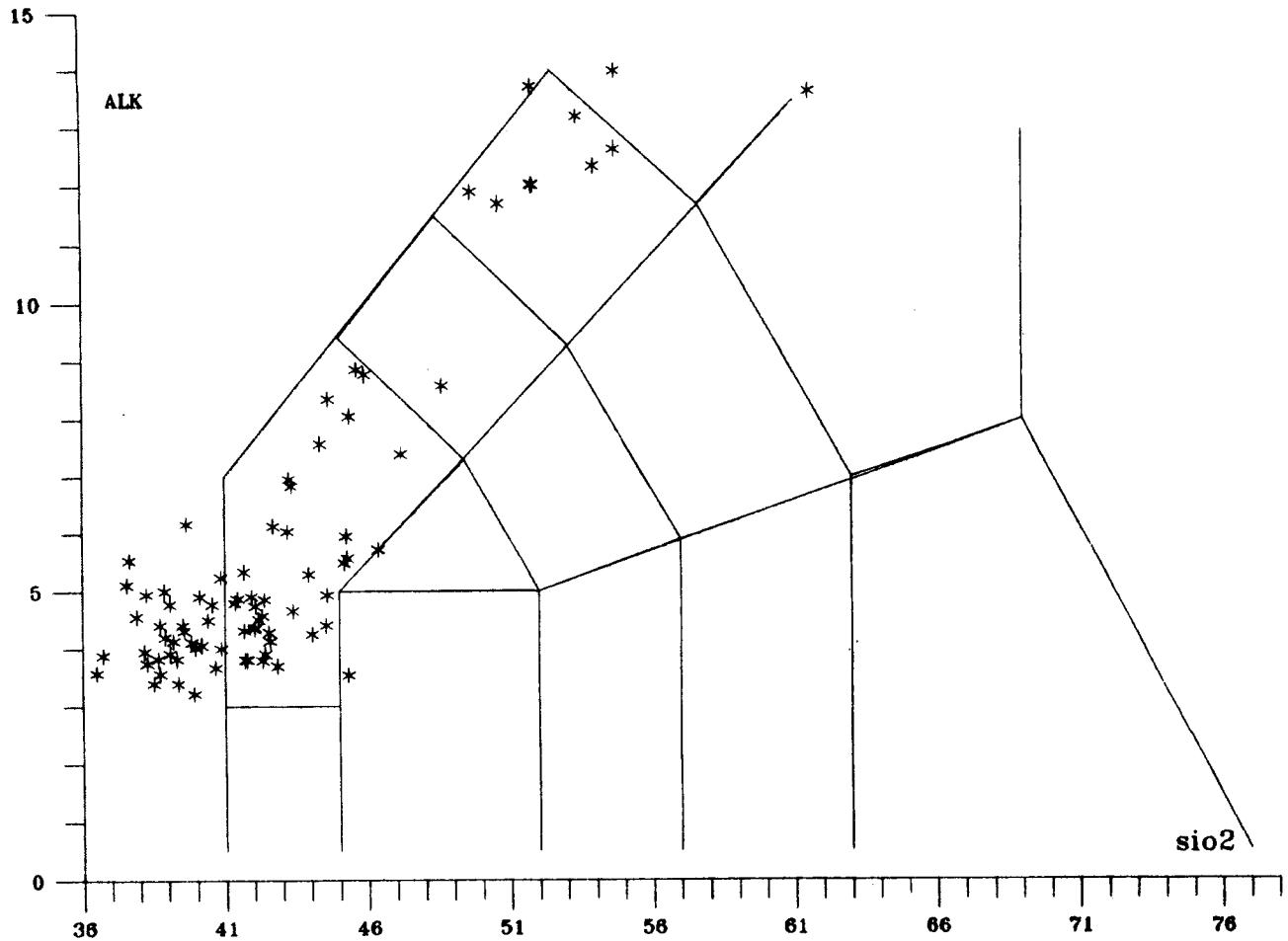


Fig. 5.8.- Diagrama T.A.S. del Ciclo Post Roque Nublo y episodios recientes.

es basáltica de tendencia moderadamente alcalina, asociación magmática que caracteriza a la provincia petrogenética canaria. La emisión de esta formación debió ser muy rápida como prueban los datos de dataciones absolutas de MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976) y BOGAARD et al. (1988). Según los datos de estos últimos autores y recalculando los datos de los primeros, esta formación se emitió aproximadamente en unos 400.000-500.000 años, que es el período comprendido entre 14,5 - 14,1 m.a. Este lapso de tiempo es muy corto, sobre todo si se tiene en cuenta el enorme volumen de material emitido (1.000 km³).

Probablemente debido a la rapidez de la emisión de esta formación basáltica, se produce un brusco y repentino vaciado de la cámara magmática que dá lugar al hundimiento del techo de la misma, provocando el desarrollo de una caldera volcánica (la Caldera de Tejeda) con la subsiguiente emisión del enorme volumen de ignimbritas y coladas piroclásticas-sálicas. Estos materiales se extendieron radialmente por las laderas del estratovolcán alcanzando la costa en numerosos puntos, fundamentalmente en el sector S. y SO. La sucesión de este episodio comienza con unas ignimbritas riolítico-mugearíticas ("composite-flow") que, aunque de poco espesor, tienen una gran continuidad lateral, habiendo sido observadas prácticamente en todos los sectores del Dominio extracaldera. Según SCHMINCKE (1987) la emisión de esta unidad ignimbritica es casi simultánea con el colapso de la Caldera de Tejeda y ha sido datada por BOGAARD et al. (op. cit.) en 14,1 m.a. Seguidamente, en el sector centro occidental de la isla tiene lugar el relleno de la caldera por potentes mantos de ignimbritas, muchos de los cuales desbordan los límites de la misma y se apilan sobre los materiales anteriores, como puede verse en los acantilados costeros del sector occidental y suroccidental, así como en las laderas de muchos barrancos, principalmente de los sectores citados y, además, en el barranco de Tirajana (SE.) y barranco de Lezcano en el NE.

En aparente continuidad con la formación traquítico-riolítica se emite la formación fonolítico-traquítica. Los datos de edades absolutas obtenidos en la zona sur de la isla (12,6 m.a.) reflejan dicha continuidad. No puede decirse lo mismo para las zonas N. y NE., en las cuales McDougall y SCHMINCKE (1976) dataron estas coladas fonolíticas en 9,7 m.a.

Coinciendo con esta época, tiene lugar un resurgimiento de la actividad efusiva en el área central de la caldera, produciendo una intrusión de carácter sienítico, datada en 11,9-11,8 m.a. por McDougall y SCMINCKE (op. cit.), que encaja en los materiales sálicos de la formación traquítico-riolítica intracaldera (ignimbritas, tobas, brechas, lavas y sedimentos epiclásticos).

A esta primera intrusión sienítica sucede la intrusión del complejo de diques cónicos ("cone-sheet") que afecta a una zona más amplia que la primera y tiene lugar en varios estadios sucesivos, estudiados por FERRIZ y SCHMINCKE (1989) y HERNAN y VELEZ (1980).

A grandes rasgos puede decirse, de acuerdo con los primeros autores, que en primer lugar intruyen la gran mayoría de los diques de composición fonolítica, muchos de los cuales son salideros de las coladas de esta formación. Ahora bien, en la periferia del "cone-sheet", concretamente en la zona meridional, comprendida entre Cercados de Araña y Cruz Grande, parece que debían localizarse los centros de emisión de esta formación fonolítico-traquítica, ya que existe una gran densidad de diques y pitones fonolíticos. Desde esta zona hacia el sur se emitieron probablemente dos unidades de brechas ("block and ash") y tobas pumíticas ("ash and pumice"). En general se observa que esas emisiones piroclásticas se han localizado preferentemente en el sector SSO. y, en menor medida, en el NE., sugiriendo que han sido erupciones dirigidas.

Sin embargo, hacia el sureste, debido probablemente a la existencia de un surco o paleorrelieve labrado en la formación basáltica I se depositó un gran volumen de material lávico (fonolitas) constituyendo un "tablero" suavemente inclinado hacia el SE. Algo parecido puede inferirse para el sector norte, en el cual la formación basáltica I debía haberse erosionado, dando origen a una cubeta que fue ocupada por enormes apilamientos lávicos de esta formación fonolítico-traquítica que aparecen hoy en día como relieve residuales tipo monte-isla. Según las dataciones realizadas para el muro de esta formación (ya citadas, en 12,6 m.a.) y las obtenidas para el sector norte, 9,7 m.a., se puede estimar que el período de emisión de estos materiales fue el más largo de todos los existentes en la isla (3 m.a.). Esta cifra se eleva a casi 4 m.a., si se consideran las dataciones efectuadas por McDougall y Schmincke (op. cit) para los diques más tardíos, datados en 8,7 m.a en el sector próximo al embalse del Parralillo. Con estas últimas emisiones fonolíticas finaliza el primer ciclo de actividad volcánica y se inicia un largo período erosivo de más de 4 m.a. de duración. En este intervalo, tiene lugar un proceso de reajuste del relieve, erosionándose los productos resultantes de esta actividad en las partes bajas y periféricas de la isla, preferentemente en los sectores costeros del NE., S. y SO. y O. De este modo, los potentes apilamientos basálticos, traquíticos y fonolíticos fueron rebajados y seccionados, originándose enormes valles y barrancos. Entre ellos, los más importantes, abiertos durante esta época y que continúan hasta hoy, son los de Tirajana, Arguineguín y La Aldea. En la costa se acumularon grandes depósitos de arenas y conglomerados ("mud flow" y abanicos aluviales) principalmente de naturaleza fonolítica, que constituyen el miembro inferior de la Formación detrítica de Las Palmas.

Después de este largo período erosivo comienza una segunda fase de actividad volcánica que va a dar lugar al desarrollo completo de un ciclo volcánico, el Ciclo Roque Nublo. LIETZ y SCHMINCKE (1975) estiman una duración para este ciclo entre 4,4 y 3,7 m.a. Finalmente, McDougall y Schmincke (1976) confirman estas edades, pero indican que la actividad volcánica se inicia de manera puntual en las zonas periféricas del SO. hace unos 5 m.a. con emisiones muy básicas de tipo nefelinítico aflorantes en las proximidades de Tasartico y El Tablero de Maspalomas. Realmente estas emisiones cons-

tituyen los precursores de las grandes erupciones que van a tener lugar en el área central de la isla (Roque Nublo-Los Reyes) a partir de 4,4 m.a. En esta zona central comienza a formarse un estratovolcán cuyas primeras emisiones de carácter efusivo (coladas basálticas, basaníticas y tefríticas) se extienden radialmente, fundamentalmente hacia el arco NE., en donde alcanzaron la costa. En el sector SE., estas coladas se encauzan por el antiguo barranco de Tirajana y hoy en día aparecen a modo de superficies aterrazadas y colgadas al haber continuado la erosión afectando a los materiales del ciclo anterior. Además de la actividad propia del edificio central existen varios centros de emisión puntuales en el sector centro occidental, algunos de los cuales se alinean según una dirección ONO.-ESE. (Los Reyes, Las Moradas, Casas de la Umbría). Además, durante este proyecto se han realizado algunas nuevas dataciones en edificios aislados, del sector NO, Pino Gordo y colada en la carretera de Agaete, próxima al Puerto de las Nieves; ambas arrojan edades de 5,3 y 5 m.a. respectivamente lo cual puede indicar que ya en esta época existe actividad efusiva ligada a la directriz NO.-SE. Por otra parte los diques relacionados con este ciclo magmático definen una estructura radial cuyo centro se localiza, aproximadamente, en la zona de Las Mesas (área de cabecera del barranco de La Mina). Esta gran densidad de diques, unida a la presencia de rocas granudas en este área, parece indicar el núcleo del estratovolcán, hoy recubierto por las coladas del Ciclo Post Roque Nublo.

Después de las emisiones lávicas del inicio, las erupciones del Ciclo Roque Nublo comienzan a tener carácter explosivo y dan lugar a la emisión de paquetes de brechas que se van intercalando, primero con niveles lávicos, para terminar después como potentes mantos de brechas. Las emisiones finales de este ciclo son de composición fonolítica y se localizan preferentemente en el sector centro oriental de la isla. Se trata de domos y pitones que han emitido coladas de fonolitas haünicas, datadas por McDougall y Schmincke (op. cit.) en 3,7-3,86 m.a. Estas intrusiones, aunque no muestran claramente una distribución estructural determinada, definen, en conjunto y, a "grosso modo", una lineación en sentido NO.-SE. según una franja paralela a la lineación estructural barranco de Agaete-barranco de Tirajana. Coinciendo con estas etapas finales del ciclo, se debieron producir grandes desequilibrios en las laderas del estratovolcán (semejantes a los acaecidos en 1980 en el volcán St. Helens) que dieron lugar a grandes deslizamientos ("land-slide") de todo el sector SO. del estratovolcán. Probablemente, debió tener lugar también algún deslizamiento de menor importancia en los sectores norte y este, respectivamente. Asimismo se han realizado nuevas dataciones, en la zona norte de la isla, que parecen indicar que la actividad de este ciclo se prolonga, aproximadamente, hasta los 3,4 - 3,1 m.a. Por último, en los estadios póstumos de este ciclo se comenzaron a formar extensos depósitos laháricos y de "mud-flow", producto de la erosión de grandes relieves que se acababan de formar. Estos depósitos se canalizaron preferentemente desde el centro hacia el NE., aunque localmente algunos también se dirigieron hacia el SSO. y hacia sectores centro-occidentales, reequilibrando los acusados relieves formados por las erupciones precedentes.

Durante la etapa de calma entre el final de este ciclo (3,1 m.a.) y el inicio de las emisiones del Ciclo Post Roque Nublo (2,9 m.a.), debió tener lugar algún tipo de movimiento asociado con la línea estructural barranco de Agaete-barranco de Tirajana, que provocó el desprendimiento de masas de materiales de las paredes del escarpe de Tirajana y de la cabecera de los barrancos de Tejeda y Tenteniguada.

Las primeras coladas del Ciclo Post Roque Nublo fueron datadas por LIETZ y SCHMINCKE (1975) y FERAUD et al. (1981) en 2,8 m.a., ahora bien, en este trabajo se han llegado a alcanzar valores de hasta 2,9 m.a. En general corresponden a rocas muy básicas de tipo basanítico-nefelinítico que llenan el relieve generado durante el Ciclo Roque Nublo y el período de calma anterior.

Al contrario que los ciclos volcánicos anteriores, cuyos centros de emisión tenían un carácter marcadamente central, el volcanismo del Ciclo Post Roque Nublo se caracteriza porque se emitió a partir de numerosos centros locales de tipo estromboliano. Estos están repartidos fundamentalmente en el sector NE. de Gran Canaria, a partir de un eje estructural de dirección NO.-SE, con el cual, aunque su relación no está del todo clara, sí se observa un paralelismo con la red filoniana y las alineaciones volcánicas de edificios, tanto de este ciclo como de los episodios volcánicos recientes.

Algunos de los diques de este ciclo, localizados tanto en la zona de cumbres, como en el NO. (Pico del Viento), presentan composiciones melilitíticas y han sido datados por McDougall y SCHMINCKE (1976), en 1,79 m.a. En general, puede decirse que por toda la mitad NE. de la isla surgen múltiples edificios de lapillis y escorias cuya localización responde frecuentemente a pautas estructurales previas. Estas erupciones se suceden de manera prácticamente ininterrumpida, y edificios de los episodios eruptivos iniciales van quedando cubiertos por emisiones subsiguientes. Las lavas que emiten son de tipo "aa", no muy potentes, pero alcanzan un enorme desarrollo, cubriendo gran parte de las emisiones anteriores, en todo este sector NE. de la isla. En las zonas costeras surgieron también numerosos aparatos volcánicos estrombolianos tales como los campos de volcanes de Arinaga, Gando, La Isleta, Gáldar y Sardina del Norte. Las coladas de estos edificios llegaron al mar y originaron morfologías avanzadas en la costa, ampliando, por tanto, el perímetro insular.

En las etapas más avanzadas del ciclo tiene lugar el emplazamiento de algunos de estos centros eruptivos en zonas preferentes, tales como la cabecera de una cuenca o fondo de barrancos. Este hecho favoreció en determinados momentos del proceso magmático la ocurrencia de fases freatomagmáticas, que provocaron eventos de enorme explosividad. Como consecuencia se formaron, entre otros, los "maares" de Pino Santo, Laguna de Valleseco, y Hoya Brava, junto con edificios estrombolianos de cínder.

Las últimas emisiones asignadas al Ciclo Post Roque Nublo están constituidas tam-

bien por edificios piroclásticos cuyas coladas se han canalizado por los barrancos del sector NE. de manera "intracanyon".

De forma continua y sin grandes lapsos de inactividad volcánica, hace unos 300.000 años comienzan los episodios recientes, aunque en realidad no es más que la continuación, hasta épocas subhistóricas, del volcanismo Post Roque Nublo. Como se explicó anteriormente, este límite es relativo y se basa en la edad obtenida por LIETZ y SCHMINCKE (1975) para el edificio Arucas. Los volcanes de este episodio surgen con una actividad de tipo estromboliano y son también monogénicos, instalándose principalmente a lo largo de direcciones estructurales importantes de la isla, N35°E para La Isleta, y NO.-SE. para la alineación de cumbres constituida por los edificios de Berrazales, El Sao, Fagajesto, Morro de la Armonía, Montañón Negro, Pinos de Galdar, La Calderilla, Los Marteles y sus pequeños edificios colindantes en la cabecera del barranco de los Cernícalos. Algunos de estos volcanes citados llevan asociados a su cono de cinder edificios freatomagmáticos, entre los que destacan Marteles, La Calderilla, Hondo de Fagajesto, La Lechuza, Bandama, etc.

Los edificios se encuentran en relativo buen estado de conservación, mientras que sus coladas, por el contrario, suelen estar muy deterioradas, en parte debido a la acción antrópica, al servir de asentamientos agrícolas o urbanos. Estas manifestaciones volcánicas son las últimas ocurridas hasta el presente en Gran Canaria.

7.- HIDROGEOLOGIA.

La redacción de este capítulo tiene como base fundamental el estudio "Actualización del Conocimiento Hidrogeológico de la isla de Gran Canaria", realizado dentro del Plan Hidrológico de Gran Canaria (1991) y, en menor medida, el informe SPA/15 (1975). A su vez, el primero de ellos, toma como punto de partida la cartografía geológica a escala 1:25.000 de la isla, ITGE (1991 a-p), apoyándose, asímismo, en el estudio del proyecto SPA/15 (op. cit.) y MAC-21 (1976).

7.1.- CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA.

El clima de Gran Canaria, al igual que el del resto de las islas del archipiélago, está condicionado, fundamentalmente, por su situación geográfica oceánica y la influencia del anticiclón de las Azores. De él surgen los vientos alisios, que son los que en gran medida definen el clima de estas islas. Son vientos de componente NO.-N.-NE. y su influencia es prácticamente constante durante todo el año, si bien existen variaciones estacionales, siendo los meses de verano los más favorecidos, al estar centrado dicho anticiclón sobre las Azores.

El régimen de vientos, la influencia oceánica y, de manera muy importante, la oro-

grafía de la isla, son los factores que controlan las precipitaciones. Su distribución está condicionada, por tanto, por la orientación, exposición y condiciones topográficas de las vertientes, estableciéndose, de esta manera y, a grandes rasgos, dos zonas climáticas marcadamente diferentes, una zona norte y una sur.

La zona norte tiene características templadas y húmedas, con cielos nubosos frecuentemente. A su vez, se distinguen dos subzonas climáticas diferentes, una baja o costa, de carácter seco, y otra alta más fresca. Así pues, las precipitaciones son escasas en los primeros 500 m de cota, con valores medios, generalmente inferiores a 300 mm/año, aumentando con la altitud, hasta los 1100 mm/año de media, en las zonas centrales de cumbres, Fig. 7.1.

La zona sur se caracteriza por presentar rasgos climáticos cálidos y secos, con menor nubosidad que en el norte, pero con vientos relativamente intensos y constantes casi todo el año. Las precipitaciones raramente alcanzan los 100 mm/año en toda esta zona.

En cuanto a las temperaturas, son bastante moderadas y uniformes, con veranos relativamente poco cálidos e inviernos suaves. Las medias anuales oscilan entre los 14° y 26° C.

Esa zonación climatológica repercute, evidentemente, en la vegetación, que es mucho más abundante y diversificada en las laderas septentrionales. En las vertientes meridionales, por el contrario, es más escasa y rala. Como consecuencia de esa mayor pluviometría y humedad ambiental en las laderas del norte, es allí donde se han desarrollado los mejores suelos, estando prácticamente desprovistas de cobertura edáfica las laderas del sur, siendo, por tanto, en ellas, mayor el potencial erosivo.

En definitiva, se dan en Gran Canaria unas condiciones climatológicas suaves durante la mayor parte del año, con escasas precipitaciones y temperaturas agradables, configurando, en conjunto, un clima semiárido. No obstante, además de las características generales, existen en la isla gran variedad de microclimas, determinados también por factores locales.

La red hidrográfica de la isla está constituida por una red radial de barrancos que parten de la zona central e irradian hacia la costa, excavando, a menudo, profundos cauces. Las corrientes de agua no son permanentes, sino intermitentes, dependiendo de la distribución de las precipitaciones y de determinados parámetros hidrológicos. Principalmente, en cortos períodos del invierno de algunos años, se producen lluvias intensas, que ocasionan avenidas torrenciales, transportando gran cantidad de materiales detríticos por los barrancos.

Para adecuar una parte de los recursos hidrológicos a las necesidades de demanda

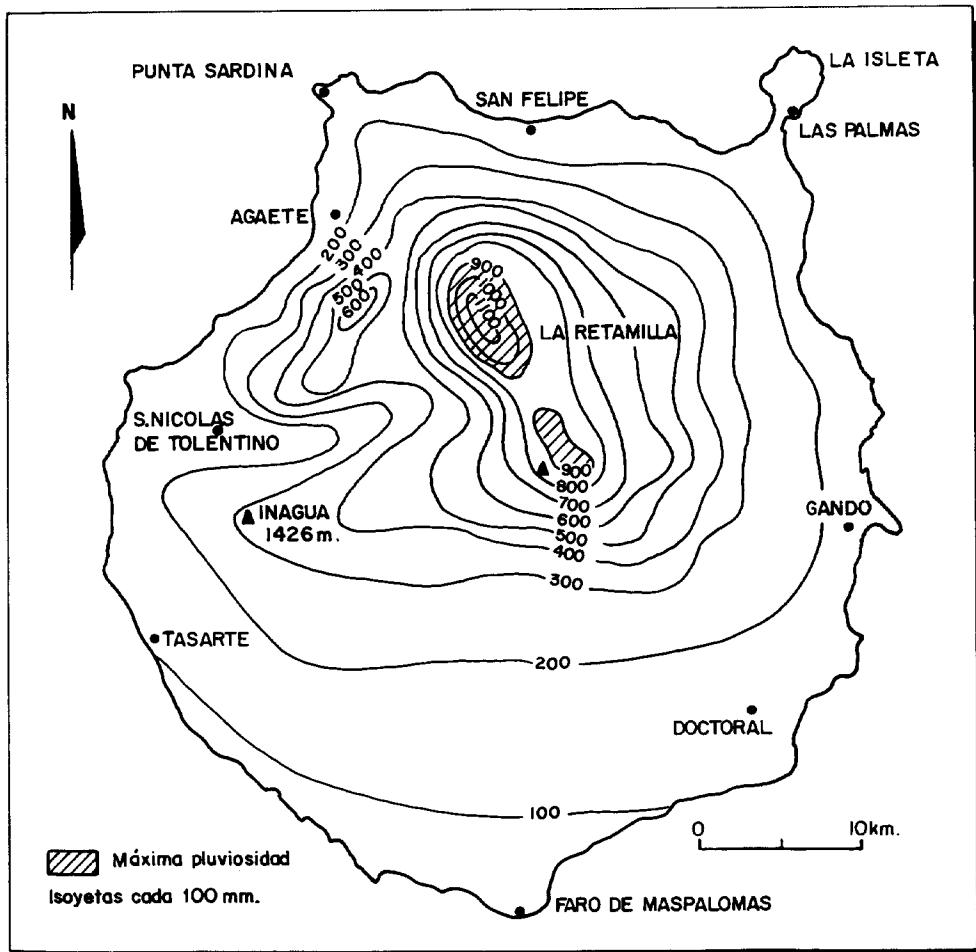


Fig. 7.1.- Esquema pluviométrico de la isla de Gran Canaria, según MARZOL (1988).

de agua, se han construído a lo largo de la isla numerosos estanques, presas y tomaderos que recogen las aguas de escorrentía y, en algunos casos también, las procedentes de la escorrentía subterránea de los manantiales. En la Fig. 7.2 se ha representado la distribución de las presas y barrancos más importantes de la isla.

Existen 12 presas con una capacidad de embalse superior a 1 Hm³, todas ellas situadas prácticamente en la mitad occidental de la isla, donde recogen las aguas de las cuencas hidrográficas más importantes. Están emplazadas en su mayoría en terrenos constituidos por la Formación traquítico-riolítica, que aseguran la resistencia a la obra de fábrica y una suficiente estankeidad del vaso. Su capacidad total es de más de 66,6 Hm³. Repartidas por el resto de la superficie insular, existen, también, un gran número de presas, algunas con alturas superiores a 15 m, pero en general de reducida capacidad. Entre otras presas de cierta importancia, abundan las que funcionan como embalses de regulación, como es el caso, de la presa de Sintes o de la Umbría, al norte de Santa Brígida. En este caso su emplazamiento está únicamente condicionado por las características propias resistentes del terreno y sus parámetros hidrogeológicos. Proliferan, asimismo, un gran número de estanques y embalses de pequeña extensión y capacidad, que atienden, fundamentalmente, a necesidades particulares, a la vez que contribuyen a la recarga del acuífero.

La inexistencia de aguas superficiales de carácter continuo y regular a lo largo del año, hace que sean prácticamente inexistentes las estaciones de aforo que aporten datos con amplitud y homogeneidad necesaria para un estudio hidráulico completo. Los datos existentes corresponden, en su mayoría, al proyecto SPA/15 (1975), en donde los estudios de hidrología superficial llevados a cabo han contribuído de manera muy importante al conocimiento de los recursos superficiales de la isla. En las memorias de las hojas geológicas a escala 1:25.000 se aportan algunos datos hidrológicos correspondientes a determinadas cuencas.

7.2.- HIDROGEOLOGIA.

Según los resultados del estudio del Plan Hidrológico de Gran Canaria (1991), la hidrogeología de la isla se caracteriza por la existencia de un acuífero general, con flujo radial desde el centro hacia la periferia. La superficie piezométrica, real o virtual, se adapta, a grandes rasgos, al relieve insular y, actualmente, se sitúa hacia los 1200 m de altitud, cayendo hasta el nivel del mar, en la zona costera.

Se pueden diferenciar en el acuífero, zonas preferentes de almacenamiento y circulación de agua, según las litologías implicadas, y otras que dificultan el flujo natural.

En Gran Canaria están presentes diversos tipos de materiales volcánicos que conjuntamente determinan la sufraestructura insular, imprimiendo en ella una gran complejidad

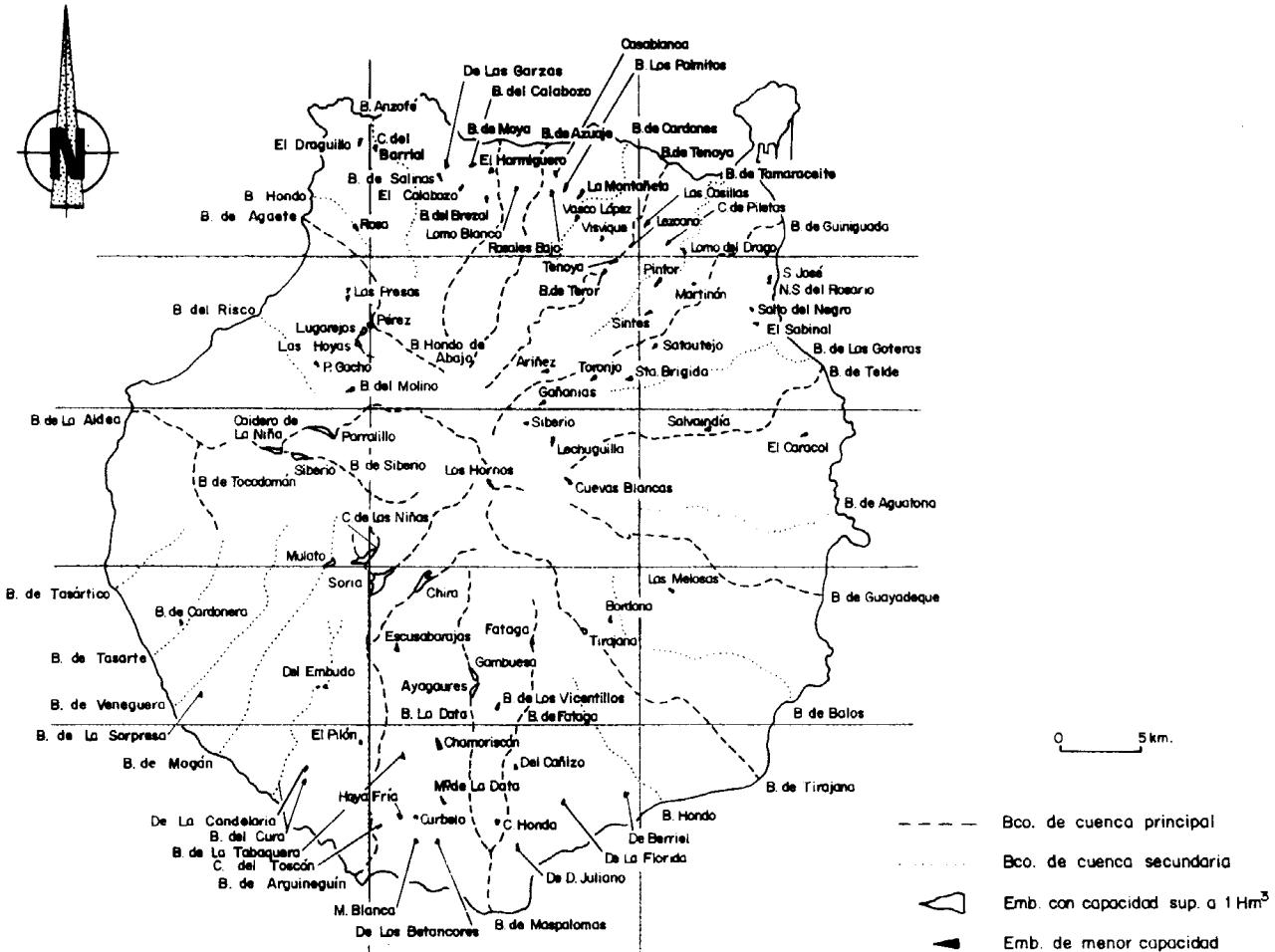


Fig. 7.2.- Esquema de la distribución de los principales barrancos y presas en la isla.

dad. Esta complejidad se debe no sólo a su estructura y características propias de emisión y emplazamiento, sino también a sus propiedades intrínsecas frente al comportamiento hidrogeológico. La diversidad litológica y estructural de los materiales, su edad, grado de fracturación, así como también los procesos posteriores que las afectan, originan un conjunto sumamente heterogéneo y anisótropo en lo que se refiere a la circulación y almacenamiento del agua en ellos. En definitiva, estos los factores que condicionan el funcionamiento hidrogeológico insular.

7.2.1.- Características hidrogeológicas de los materiales.

En general, los materiales volcánicos, debido a su génesis, son bastante permeables, bien por fisuración o porosidad. La permeabilidad y porosidad van asociadas, generalmente, a los tramos escoriáceos de las coladas, depósitos piroclásticos y coladas fisuradas o con disyunción columnar. Los tramos impermeables o poco permeables (poco capaces de almacenar o dejar circular el agua) suelen corresponder a almagres, paleosuelos, brechas o rocas compactas o con poca interconexión de las vesículas (como ocurre en las lavas e ignimbritas). No obstante, en esas rocas, la fisuración secundaria puede modificar su comportamiento inicial. Los diques y cuerpos intrusivos, si son masivos, pueden constituir también barreras a la circulación del agua subterránea, pero si están fisurados actúan como drenes permeables.

Por otro lado, las características hidrogeológicas originales o primarias de las rocas volcánicas se degradan con la edad. Los procesos de alteración y compactación que sufren con el paso del tiempo reducen el volumen de huecos y cavidades y, en consecuencia, su capacidad de almacenamiento. Sin embargo, su acción no afecta por igual a todos los materiales.

7.2.2.- Unidades hidrogeológicas. Acuíferos.

Las unidades estratigráficas que conforman la parte emergida de la isla se diferencian entre sí, a grandes rasgos, por su composición, edad, grado de alteración, etc., constituyendo en si ya grandes unidades hidrogeológicas bastante bien definidas. No obstante, dentro de ellas, hay zonas de comportamiento diferente, de cara a su capacidad de almacenamiento y circulación del agua a través de ellas.

Las unidades hidrogeológicas establecidas y sus características son las siguientes.

Formación basáltica I (Mioceno).

Esta constituida por apilamientos de lavas basálticas escoriáceas, con algunas intercalaciones piroclásticas, en conjunto, con suaves buzamientos periclinales hacia los costa. La red filoniana que la atraviesa es importante. La formación está muy erosionada, sien-

do discordantes los contactos con las formaciones posteriores, e incluso dentro de ella existen discordancias intraformacionales.

Dada la naturaleza escoriácea y vesicular de estos materiales, deberían constituir acuíferos importantes. Sin embargo, sus características hidrogeológicas son bastante pobres al estar profundamente compactados y alterados, con formación de arcillas y minerales secundarios que rellenan huecos y fisuras. Los diques dificultan aún más la permeabilidad, constituyendo el conjunto de la formación un medio poco favorable para circulación del agua subterránea.

Aunque en general sus características hidráulicas son malas, en determinadas zonas la fisuración secundaria e incluso los diques pueden constituir planos de preferente circulación vertical, aumentando el grado de permeabilidad y el coeficiente de almacenamiento. En estos casos constituyen una formación explotable.

Formación sálica (Mioceno).

Comprende lo que en la cartografía geológica se denomina Formación traquítico-riolítica y Formación fonolítico-traquíctica. En general ocupa el paleorelieve originado en la formación anterior. Está constituida por materiales lávicos y piroclásticos, así como por numerosos cuerpos intrusivos (sienitas), localizados principalmente en la zona central, siendo la red filonina en general, escasa, salvo el área ocupada por el "cone-sheet".

Inicialmente y en principio, estos materiales manifiestan una permeabilidad baja a muy baja, por lo que no suelen constituir acuíferos salvo por fracturación. En el Dominio intracaldera de la Formación traquítico-riolítica, la alteración hidrotermal sufrida, el emplazamiento de cuerpos sieníticos y la intrusión del "cone- sheet", inciden negativamente en sus parámetros hidrogeológicos, favoreciendo, por el contrario, la escorrentía superficial, en parte también por el buzamiento primario que tienen. En el Dominio extra-caldera, las condiciones de permeabilidad y porosidad no son mejores, pero al ser la alteración hidrotermal mucho menos intensa, el flujo de agua es más fácil.

Las coladas y piroclastos de composición fonolítica se manifiestan, asimismo, impermeables a la circulación de las aguas desde la superficie, al ser rocas muy masivas y desarrollar laminación o lajeado paralelo a la dirección de flujo.

Es frecuente que las lavas traquíticas y fonolíticas desarrollem zonas escoriáceas y, a veces, de notable espesor, que junto con la disyunción columnar característica que las afecta, pueden favorecer la infiltración del agua, aunque, por lo general, su importancia es limitada.

Formación Roque Nublo (Plioceno).

Es particularmente potente y extensa en las zonas centrales y nororientales. Su emisión llenó los antiguos valles excavados en las formaciones sálicas miocenas, variando su espesor en función de la paleotopografía ocupada.

Abarca un espectro composicional amplio, desde términos básicos (basanitas) a tipos diferenciados (fonolitas), siendo también el carácter estructural y genético de sus materiales muy diverso, lavas, piroclastos, cuerpos intrusivos, brechas, sedimentos, etc.

Las coladas de lava son permeables por fisuración primaria (disyunción columnar) y diaclasado. Esta permeabilidad está poco afectada por mineralizaciones secundarias. Las zonas escoriáceas desarrolladas a techo y muro facilitan también la infiltración.

Los cuerpos intrusivos y diques, por su naturaleza impermeable, actúan de barreras al flujo lateral del agua. La existencia de almagres en estas coladas no es frecuente, y, en el caso de estar presentes, impiden la circulación vertical, pudiendo dar origen a niveles saturados colgados.

Los diferentes depósitos piroclásticos y brechoides del Ciclo Roque Nublo debido a la fuerte litificación que presentan por procesos diagenéticos, se comportan como impermeables. Sin embargo, la notable disyunción vertical que los afecta, les confiere cierta permeabilidad, siendo responsable, por tanto, de fenómenos de infiltración.

Formación Post Roque Nublo y episodios recientes (Cuaternario).

Corresponden al último período de actividad volcánica en la isla. En conjunto están constituidos por apilamientos de coladas escoriáceas, en la base y techo, y masivas o compactas, en el interior. Son de carácter básico y, a menudo, están separadas por almagres. No es infrecuente encontrar discordancias intraformacionales en la secuencia general. Se apoyan discordantemente sobre formaciones anteriores y su emisión llenó también los valles excavados en ellas. Los espesores globales que alcanzan pueden superar los 100 m en determinadas zonas. Los depósitos piroclásticos asociados a esta emisión ocupan áreas y volúmenes considerables.

Considerados conjuntamente, estos materiales lávicos de edad reciente presentan sus características primarias aún relativamente bien preservadas. Incluso están exentos de compactación, alteraciones y rellenos secundarios importantes, sobre todo en el caso de los episodios más jóvenes, por lo que su comportamiento hidrogeológico es bueno.

Estas características, junto a la presencia de zonas escoriáceas en ellos, así como la frecuente y acusada disyunción columnar que suelen exhibir, hacen que el conjunto se

constituya en un medio sumamente permeable.

Los depósitos piroclásticos y almagres intercalados entre las lavas (incluso algunos centros de emisión enterrados) tienen una vesicularidad importante, pero suelen estar alterados y, por tanto, resultan poco permeables, dificultando la infiltración.

Los diques asociados a estas emisiones constituyen una red poco densa en superficie, y, al igual que en casos anteriores, dificultan también la circulación horizontal del fluido.

La permeabilidad de estos materiales es pues elevada y mayor que la del resto de formaciones anteriores. En general, las áreas cubiertas por estos materiales constituyen las zonas de infiltración más importantes de la isla. Deberían proporcionar niveles acuíferos interesantes, pero en la actualidad, dada la explotación a que han sido sometidos, se sitúan por encima de la zona saturada, a escala regional, funcionando entonces como acuíferos colgados.

Formaciones sedimentarias (Mioceno-Cuaternario).

Bajo esta denominación se agrupan los depósitos aluviales, depósitos de vertiente, algunos suelos poco evolucionados y los depósitos de la F.D.P. que, aunque globalmente son de diverso origen y edad, presentan características hidráulicas similares. Salvo los depósitos de la F.D.P., el resto no tienen una extensión considerable en la isla, situándose principalmente, en el fondo de algunos grandes barrancos y en las laderas más escarpadas de aquellos.

Sus características hidrogeológicas se deben a la porosidad intersticial entre sus componentes, si bien suelen ser irregulares debido a la heterometría propia de estos depósitos.

Los depósitos aluviales (gravas y arenas), son los que mejores parámetros hidrogeológicos presentan, al estar mejor seleccionados. A través de ellos se infiltran las aguas, pudiendo originar, asimismo, acuíferos colgados de cierta importancia.

Otros depósitos como las arenas eólicas (dunas), arenas de playa, etc., tienen sus valores hidrogeológicos reducidos por su escaso desarrollo y posición cercana al mar.

En cuanto a los depósitos de la F.D.P. tienen gran utilidad en la recarga artificial del acuífero.

7.2.3.- Parámetros hidrogeológicos de los acuíferos.

Tales parámetros condicionan el movimiento o flujo del agua subterránea hacia

las zonas de captaciones (pozos o galerías) o hacia sus zonas de descarga naturales (nacientes o salidas al mar).

Los datos disponibles de ensayos de bombeo efectuados en pozos corresponden a los obtenidos en el proyecto SPA/15 (1975) y fueron recogidos en la siguiente tabla por el Plan Hidrológico de Gran Canaria (1991), Tabla 7.1.

TABLA 7.1. Parámetros Hidrológicos de los acuíferos

Formaciones	Permeabilidad (m/día)	Transmisividad (m ² /día)	Coeficiente de almacenamiento %
Basaltos antiguos	0,05-0,50	5-20	0,5-1
Sálicas	0,10-0,50	5-10	0,01-0,5
Roque Nublo	0,30-0,75	25-50	1,5-3,5
Post Roque Nublo y Epis. recientes	0,20-1	10-200	1-2
Detriticas (relacionadas con form. anter.)	1,50-8	50-200	3-5
Detriticas (act.)	2-25	200-800	5-10

Las permeabilidades que tienen las formaciones geológicas presentes en las islas son, en general, bajas, disminuyendo gradualmente con la edad. Las transmisividades también son menores cuanto más antiguas son, mostrando un mayor grado de variación en las más jóvenes. En cuanto a los coeficientes de almacenamiento, se observa un comportamiento similar.

El gradiente hidráulico, condicionado por estos parámetros, sufre una oscilación que va desde superiores al 10% en la zona de borde de la Caldera de Tejeda, hasta valores inferiores al 5% en las zonas costeras. Así mismo, la variación en el comportamiento hidráulico de determinados tramos de una misma formación geológica produce alteraciones locales en él.

7.2.4.- Sistemas de captación de las aguas subterráneas.

Para aprovechar los recursos hidráulicos subterráneos de la isla se emplean diversos métodos, entre los que destacan la construcción de pozos verticales y, en menor medida, las galerías. En algunas zonas se aprovecha el agua que mana de los nacientes o manantiales naturales.

Pozos. Son las obras más frecuentes en Gran Canaria para extraer el agua subterránea y de ellos proviene el volumen más importante de agua disponible.

El número de pozos que existen en la isla es del orden de 2.300, si bien productivos pueden considerarse un número algo inferior a 2.000.

Durante la realización del Plan Hidrológico de Gran Canaria (1991) se realizó un inventario detallado de 136 pozos, con establecimiento de la columna litológica atravesada en cada uno de ellos, descripción de los niveles acuíferos intersectados y toma de muestras para diverso tipo de análisis. Se indica, asimismo, la formación o formaciones geológicas explotadas y el porcentaje relativo de caudal obtenido en cada una de ellas.

Según este informe, de los 136 pozos investigados, el 40% de ellos explotan total o parcialmente la Formación basáltica I, el 36% extraen agua de la Formación sálica, el 15,4% de la Formación Roque Nublo, el 26% de la Formación Post Roque Nublo y episodios recientes y el 13,2% de los diferentes depósitos de las formaciones sedimentarias.

Las mayores explotaciones de los niveles acuíferos en la Formación basáltica se encuentran localizadas en la zona meridional de la isla, mientras que en la zona septentrional sólamente es explotada en aquellos pozos donde dicha formación aflora en superficie (Agaete) o donde está próxima a la superficie (Miraflor, Gáldar). Es a lo largo de los barrancos de Tasarte, Mogán, Arguineguín, Tirajana y Balos, donde se sitúa el mayor número de pozos que captan al agua almacenada en esta formación.

La Formación sálica representa los acuíferos más numerosos en las áreas septentrionales y sólo es explotada en algunos puntos de la zona sur y sureste. La dispersión de los pozos que extraen agua de ella es grande, concentrándose un importante número de ellos en los cauces de los barrancos localizados entre La Lechuza (San Mateo) y las cercanías de Las Palmas.

Con respecto a la Formación Roque Nublo, es explotada mayoritariamente en el sector septentrional comprendido entre Fagajesto y Zumacal y, en cierta medida, en la zona central. En general, en los pozos donde esta formación es intersectada, el caudal extraído de ella suele ser superior al obtenido en otra formación del mismo pozo.

Los pozos perforados en la Formación Post Roque Nublo y episodios recientes, se sitúan, evidentemente, en la mitad NE. de la isla, mayoritariamente, en la zona nororiental. Por sus buenas características hidrogeológicas, cabría esperar caudales importantes, pero, sin embargo, el número de captaciones que sacan agua de ellas es inferior que en las anteriores. Ello es debido al progresivo descenso de los niveles acuíferos por lo que con frecuencia estos materiales quedan por encima de la zona saturada, actuando casi siempre como acuíferos colgados. En la zona de Caideros, barranco de Anzofé, Barranquillo Frío, Santa María de Guía y Gáldar es donde se ubica el mayor número de pozos que explota esta formación. Algunos otros extraen agua total o parcialmente de ella en la zona al sur de Cuatro Puertas (Telde).

Es en las proximidades de las zonas costeras donde se explotan las formaciones detríticas, si bien, las perforaciones en ellas no son muy numerosas. Los pozos que extraen agua de la F.D.P. se encuentran situados entre La Pardilla (Telde) e Ingenio, explotando tanto el miembro inferior, como el superior de dicha formación sedimentaria. En el área del barranco de Tirajana y en algunos puntos del barranco de Guiniguada, se explotan niveles acuíferos asociados a depósitos aluviales cuaternarios.

Se observa, pues, un mayor grado de explotación en las formaciones más antiguas (formaciones basálticas antigua y sálicas), que suponen más de un 75% del total, con respecto a las más recientes. La causa es el progresivo agotamiento por explotación y consiguiente descenso de los niveles saturados, inicialmente en las formaciones más modernas, motivando la continua profundización de los pozos hacia las capas acuíferas inferiores. Los materiales más recientes, de mejores características hidráulicas funcionan entonces mayoritariamente como acuíferos colgados.

Galerías. Este sistema de explotación de las aguas subterráneas no es muy frecuente en esta isla, a diferencia de otras como, por ejemplo, Tenerife. La mayoría de las existentes están abandonadas por improductivas.

Manantiales o nacientes. En general, tienen poca importancia en la isla, estando ligados a pequeños niveles impermeables colgados.

7.3.- HIDROGEOQUIMICA.

La caracterización hidrogeoquímica de las aguas de Gran Canaria se ha venido realizando ya en diferentes estudios hidrogeológicos llevados a cabo en la isla. Durante la realización del Plan Hidrológico de Gran Canaria (1991), se han determinado una serie de parámetros hidroquímicos que han contribuido a la definición química de sus aguas.

Los parámetros físico-químicos obtenidos han sido la temperatura, conductividad, pH, oxígeno disuelto, CO₂ y alcalinidad TAC. Su medida ha detectado una serie de an-

malías en los valores de dichos parámetros, distribuidas en diversas zonas. Las determinaciones isotópicas realizadas aún no están disponibles.

Temperatura. Como valores anómalos se han considerado las temperaturas mayores de 25° C o menores de 18° C.

Se ha detectado una zona anómala con temperaturas inferiores a 18° C en la zona de cumbres, entre Valleseco y Caldera de los Marteles, asociada a aguas jóvenes. Esta anomalía está relacionada con la altitud topográfica.

Las zonas anómalas de temperaturas altas corresponden, por el contrario, a áreas próximas a la costa, habiéndose detectado cuatro zonas:

- Zona comprendida entre el barranco de Las Bachilleras (Telde), Temisas y el barranco de Juan Grande.
- Zona entre Cercados de Espino (barranco de Arguineguín), barranco de Puerto Rico, Arguineguín y Alto de la Gorra (barranco de La Data).
- Zona entre los barrancos de Veneguera y Mogán.
- Zona entre Sta. María Guía, Verdejo y Barranquillo Frío. Puede estar relacionada esta anomalía con zonas de descarga de aguas de circulación más profunda y, por tanto, relacionada con la explotación de las formaciones miocenas.

Otras zonas anómalas más puntuales como Fagajesto y al sur de la Caldera de Bandama pueden estar relacionadas con actividad volcánica reciente.

Conductividad. Se han tomado como valores anómalos las medidas por encima de 2000 S/cm. Las causa de las anomalías suelen estar motivadas por el tiempo de permanencia del agua en el acuífero y por la intrusión marina.

Las anomalías detectadas no alcanzan, sin embargo, valores extremadamente altos. Las zonas donde han sido localizadas se sitúan próximas a la costa:

- Zona N: entre Sardina y San Felipe.
- Zona E: abarca un amplio sector, entre Bañaderos, en la costa norte y la playa de Cardón, en el sur.
- Zona S: comprende el área entre el barranco de Chamoriscán y Arguineguín.
- Zona O: la anomalía está localizada en la zona del barranco de La Aldea de San Nicolás de Tolentino.

pH. Está relacionado con el contenido en CO₂ del agua. Los valores anómalos por acidiz corresponden a zonas ricas en CO₂, mientras que por basicidad se asocian con bajos contenidos en CO₂.

CO₂.- El límite para considerar un valor anómalo se ha establecido en 1000 mg/l.

En general, los valores anómalos se suelen registrar en zonas afectadas por volcanismo reciente, por lo que a primera vista se pueden establecer dos dominios, ambos íntimamente relacionados con la geología insular: un dominio NE., donde se distribuye el volcanismo más reciente de la isla y, por tanto, con valores de CO₂ altos y, un dominio SO., constituido fundamentalmente por un volcanismo antiguo y, por ello, con valores bajos o normales.

Las zonas anómalas se sitúan en las inmediaciones de Sta. M^a de Guía.

- Zona de Teror, Firgas y Arucas.
- Zona de Santa Brígida y Valsequillo, donde coincide con anomalías de temperatura.
- Zona de Cuatro Puertas-Agüimes.

Los valores anómalos en algún pozo del área de Berrazales y otro cercano a la desembocadura del barranco de Tirajana, pueden estar relacionados con la línea de debilidad estructural de orientación NO.-SE.

Alcalinidad TAC. Viene condicionada por el contenido en CO₂ y por tanto, también por el pH del agua, que influirá en su agresividad.

Se han detectado puntos anómalos en el barranco de Agaete, Barranquillo Frío y Sta. María de Guía, principalmente.

7.4.- CALIDAD DEL AGUA.

Las aguas subterráneas en la isla, según se desprende del estudio realizado por el SPA/15 (1975), pertenecen al tipo de las cloruradas y bicarbonatadas.

En cuanto a su utilización para abasto público, la presencia de aguas dulces o blandas (menos de 159 mg/l de dureza total) se limita a la zona central. Las aguas duras se distribuyen en áreas intermedias o incluso en algunas zonas costeras del N. y SO. Las aguas muy duras (superiores a 500 mg/l en CO₃Ca) se distribuyen a lo largo de todo el sector costero, entre Bañaderos y Maspalomas y entre San Nicolás de Tolentino y Gáldar.

Su utilidad en actividades agrícolas dependerá del tipo de cultivo, que impondrá restricciones en cuanto al contenido en sales.

8.- GEOLOGIA ECONOMICA. MINERIA Y CANTERAS.

En la isla de Gran Canaria no existen yacimientos minerales metálicos importantes

de interés económico; sin embargo, en el campo de las rocas industriales, existe una gran actividad extractiva, dado el considerable número de yacimientos, localizados sobre todo, en la mitad oriental y sur de la isla.

Se explotan diversos materiales volcánicos, algunos de ellos con aceptable o elevado coeficiente de rentabilidad, que son utilizados principalmente en el sector de la construcción. El auge que tiene este sector en la actividad económica de la isla, se ha visto favorecido, sobre todo, por la relevante industria turística, que ha hecho proliferar las empresas de áridos y rocas de construcción.

Ocupan un lugar privilegiado los depósitos piroclásticos sueltos (tipo lapilli), utilizados a modo de áridos naturales o de trituración, y los materiales fragmentarios de composición sálica, "tobas pumítico-puzolánicas", empleados para la fabricación de cementos especiales.

Dentro del Plan Nacional de Investigación Minera (PNIM) y perteneciente a la fase de Investigación de Rocas Industriales, el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, realizó en 1974, el mapa a escala 1:200.000 y memoria, I.G.M.E. (1974) correspondiente a la isla de Gran Canaria. En este trabajo se realizó un detallado inventario general de los yacimientos de rocas industriales de la isla, contemplando las características litológicas y geotécnicas de los diferentes tipos de materiales explotados. Así mismo, se realiza una valoración socio-económica de las reservas de ese momento y futuras, con el fin de establecer su explotación racional y adecuada utilización. Posteriormente, este mismo organismo, I.G.M.E. (1976 y 1984), ha realizado trabajos de actualización y análisis de las investigaciones sobre rocas y minerales industriales, considerando todo el archipiélago canario.

Otros organismos, como el Gobierno Autónomo de Canarias (1990, a, b), han realizado también, estudios sobre los recursos de rocas de construcción en la isla.

El uso que tienen los materiales objeto de explotación en la isla, es principalmente como áridos naturales y de trituración, fabricación de cementos especiales, bloques de escollera, bloques de sillería y forjados, rocas ornamentales, etc; sin embargo, la aplicación concreta de cada tipo de material va a depender de sus características geotécnicas y estructurales. Desde este punto de vista, los materiales principales que se explotan en Gran Canaria pueden dividirse en tres grupos: rocas volcánicas masivas, rocas volcánicas fragmentarias y rocas sedimentarias. En la Fig. 8.1 puede verse un esquema con la ubicación de todas las explotaciones activas e inactivas existentes en la isla.

8.1.- ROCAS VOLCANICAS MASIVAS.

Bajo ésta denominación se incluyen todos aquellos materiales rocosos de carácter

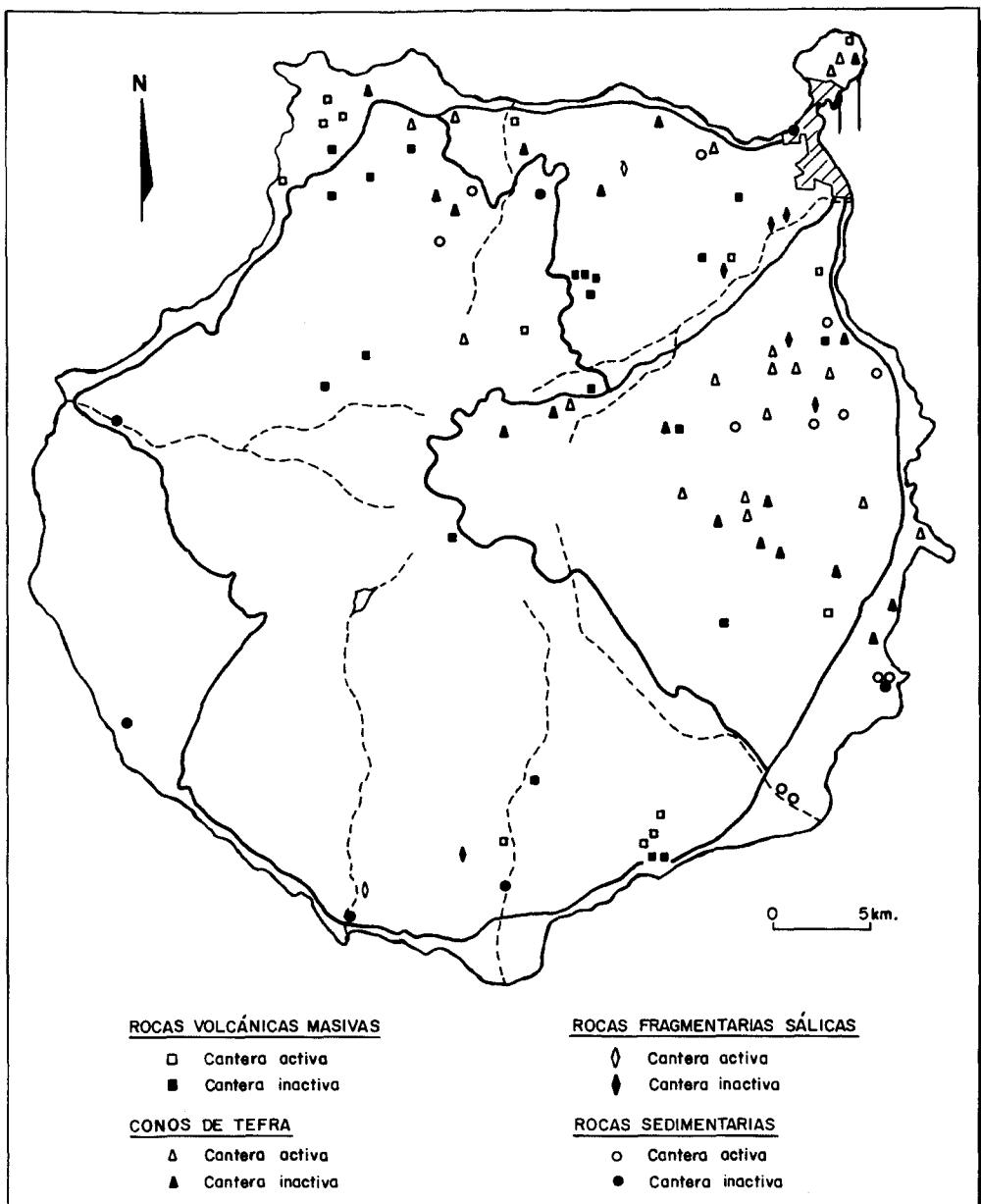


Fig. 8.1.- Distribución de explotaciones de rocas industriales.

cohesivo, con estructuras y características geotécnicas semejantes. Por su mayor relieve e importancia destacan las coladas fonolíticas del Ciclo I y Ciclo Roque Nublo y las lavas básicas (s.l.) (basaltos, basanitas, nefelinitas, etc.) del Ciclo Post Roque Nublo.

Rocas básicas: Son rocas oscuras, compactas y afaníticas, generalmente muy diaclásadas, que corresponden principalmente a los materiales de las emisiones post miocenas, es decir, de los Ciclos Roque Nublo y Post Roque Nublo. Se trata de coladas básicas, preferentemente de composición basanítica y/o nefelinítica.

Han sido extraídas en varios puntos de la isla: proximidades de Carrizal, en la zona conocida como "La Banda de Agüimes" y en la costa norte de La Isleta (zona de La Vaca-Punta del Roque), con un frente de explotación de unos 600 m de corrida y una altura de 50 m, y unas reservas considerables. Concretamente, el material de esta cantera se ha utilizado en la construcción del Puerto de la Luz. Otras canteras son, la de la Punta del Tumás (Agaete), la de El Castillo (Tamaraceite), la situada al O. de Juncalillo, en la carretera de Teror-San Mateo y la de las inmediaciones de Teror. Existe otra explotación hoy abandonada en la desembocadura del barranco de las Goteras (a la altura del km 6 de la autopista del sur).

Salvo excepciones (La Isleta, Carrizal) todas estas explotaciones son pequeñas canteras, abiertas normalmente para fines concretos como la construcción de presas o bloques de escolleras, además de áridos de machaqueo, que son los usos más frecuentes de éste tipo de material.

Rocas sálicas: En este apartado se agrupan los materiales correspondientes a las formaciones traquítico-riolítica y fonolítico-traquíctica, aunque sólo son objeto de explotación los materiales de las coladas fonolíticas.

Las fonolitas son rocas verdosas, muy masivas y afaníticas, que presentan un diaclasiso importante, lo que dificulta, en la mayoría de los casos, la posible extracción de bloques de dimensiones económicas. Fundamentalmente el uso a que se destina casi toda la producción de las canteras es como árido, aunque aprovechando su natural disyunción laminar, se obtienen planchas o "lajas" de muy variada dimensión y espesor, con destino a enlosados y revestimientos de muros y fachadas, todos ellos con fines ornamentales.

Las áreas de explotación más importantes se localizan en las canteras situadas en: El Pintor (San Lorenzo), con unas reservas cuantiosas y volúmenes de producción elevados; en el área de Juan Grande, junto a la autopista del sur, hay una cantera con una gran actividad, que posee una planta de machaqueo para la obtención de áridos. El mismo uso tiene el material extraído en la cantera situada en el barranco de Fataga: es una cantera de grandes dimensiones, en cuyas instalaciones también se realizan "blo-

ques prefabricados”, mezclándose los áridos con lapilli y cemento.

También registran una importante actividad las canteras situadas al norte de Montaña Amagro, en la zona del Embalse del Draguillo. Existen otras canteras más pequeñas que son explotadas de manera esporádica o intermitente, como es el caso de la cantera situada al norte de Teror y otra que es explotada con cierta continuidad, ubicada sobre el pitón de fonolitas haüynicas de edad Roque Nublo en Lanzarote (Valleseco).

De actividad intermitente es la cantera situada en la zona de La Laja (barranco del Salto del Negro), así como una explotación artesanal ubicada en la zona del Morrete de las Salinas (proximidades del aeroclub Tarajalillo) cuya producción se utiliza en revestimientos de fachadas y enlosados con fines ornamentales. Para utilización en labores de mampostería y enlosados es la producción de la cantera situada en la Mesa de Las Cañadas, cerca de Juan Grande.

8.2.- ROCAS VOLCANICAS FRAGMENTARIAS.

Cuantitativamente constituyen las explotaciones más numerosas de la isla, existiendo yacimientos con grandes reservas. En este sentido, recientemente el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, I.G.M.E. (1986,a), realizó un estudio en el cual se establecen las bases para la ordenación minera y ambiental de las explotaciones de “picón” (lapilli), en ésta y en otras dos islas del archipiélago (Tenerife y Lanzarote). En dicho trabajo seleccionan una serie de edificios y otros depósitos de lapilli que consideran aptos para su explotación, teniendo en cuenta que la incidencia del impacto ambiental sea mínima y, al mismo tiempo, que el depósito seleccionado, procure asegurar el abastecimiento a los sectores consumidores. Para ello, establecen unos parámetros técnicos, ambientales y económicos, referidos respectivamente a la explotabilidad, calidad y reservas del material, a los aspectos que inciden negativamente en el medio físico y a los costes relacionados con las actividades de explotación.

Composicionalmente dentro de las rocas volcánicas fragmentarias se distinguen dos tipos: lapillis y tobas básicas, y tobas sálicas.

Lapillis y tobas básicas: Son materiales fragmentarios de carácter granular, vesiculares, de tamaños variables, color negro o rojizo, composición básica y textura vítreo o criptocristalina. Generalmente se encuentran sueltos o poco compactados, siendo total, o fácilmente ripables. Estas características hacen que estos materiales sean de fácil extracción, por no presentar una cobertura estéril importante.

Localmente al material extraído se le denomina “picón” y al lugar de extracción “piconera”, si bien en algunas zonas se le conoce también como “zahorra”, o “arena volcánica”.

En las "piconeras" se trabaja con taludes prácticamente verticales de 5 a 10 m de altura media, aunque pueden sobrepasar en algunos casos los 20 m. El arranque se efectúa en los bancales superiores desde donde se vierte a los inferiores por el talud. Esta labor se realiza mediante pala-cargadora y, una vez clasificado el "picón" por tamaños, se carga en camiones para ser transportado a las fábricas de bloques y otros lugares de consumo.

En algunas explotaciones se ha intentado, sin resultado positivo, el arranque con explosivos, ya que el material, al no estar compactado, no transmite las vibraciones. Algunas "piconeras" se presentan atravesadas por diques basálticos de emisión posterior, en cuyo caso si podría estar aconsejado el uso para la explotación del "picón".

El campo de aplicación de estos materiales es para áridos naturales o de trituración, como aglomerantes, para relleno de terraplenes, explanación de pistas y caminos sin asfaltar. Cuando están compactados se usan como bloques de sillería, aunque cada vez menos, ya que estos están siendo sustituidos por piezas prefabricadas de cemento elaboradas con el propio "picón". En agricultura, el material suelto es empleado en algunos campos de cultivo, donde se extiende una delgada capa de lapilli para evitar una elevada evaporación y conservar así la humedad durante más tiempo; por esta misma razón también se utiliza en parques y jardines.

Prácticamente en todos los edificios volcánicos de la zona nororiental de la isla, se extrae o se ha extraído "picón", localizándose las mayores zonas de consumo en función de la distribución de la población. La zona SO. de Telde es la que cuenta con un mayor número de conos y reservas (189 millones de m³, I.G.M.E. (1986,a), dado que cuenta con varios polígonos industriales que concentran un buen número de industrias de prefabricados.

Otra área importante de consumo se localiza en la ciudad de Las Palmas, pues en sus proximidades están instaladas varias industrias similares, a la vez que es centro de consumo importante. Santa Lucía, en la parte central de la isla, Gáldar, Ingenio y Jinámar, con un importante polígono industrial, son otras áreas de consumo.

Actualmente, los principales yacimientos en explotación son los siguientes: canteras situadas en la ladera sur de Montaña Santidad, al SO. de Telde, que tiene unas reservas elevadas y un ritmo de explotación bastante alto. Además de los piroclastos del edificio, se explotan, en menor cuantía, los depósitos de dispersión situados en su periferia; canteras en el edificio La Breña situado en la carretera de Telde a Cazadores y la de la Punta Alarcón, en la Punta de Gando. Otras canteras activas están en edificios como el de Tinoca y en los de la alineación del Vigía, en La Isleta, ambas situadas en el área de Las Palmas. Se explotan también las canteras situadas en el cono de Las Montañetas, Montaña Troya, Montañón Negro, las del sur de la caldera de Bandama (en el Lomo del

Seminario) y las del barranco de las Goteras, en donde las reservas y la producción son estimables, así como las situadas al sur de Montaña Pelada y en algunos conos del área de Jinámar. Por último hay que citar, las canteras ubicadas en la ladera norte del edificio Gallegos y del Albercón de la Virgen, en Sta. María de Guía.

Existen otras explotaciones en las cuales su actividad se realiza de forma intermitente y en menor escala, como por ejemplo las canteras de la ladera sur de Montaña Las Palmas, Loma de Cueva de La Arena, Lomo de la Leña, Montaña Cercada, sur de Montaña Pelada y otras.

Aunque, como se ha dicho anteriormente, todos los conos son potencialmente explotables, varios de ellos están ubicados en áreas catalogadas como "Espacios Naturales Protegidos" por lo cual su explotación, debido al impacto ambiental, ecológico, etc, que originan, no está permitida. Es el caso por ejemplo, del Montañón Negro, donde las extracciones de picón están continuamente sometidas a protestas y denuncias en la prensa local, así como a las autoridades autonómicas y locales, por parte de particulares y grupos conservacionistas, que pretenden preservar intacto dicho edificio.

Según el estudio realizado por el I.G.M.E. (1986,a), en conjunto, en la isla de Gran Canaria, se ha catalogado un total de 118 conos susceptibles de explotación, con unas reservas estimadas de 358 millones de m³, de los cuales son realmente explotables 53 conos, con unas reservas de 110,7 millones de metros cúbicos.

En la Tabla 8.1 se indican sólo aquéllos edificios en los que en el mencionado estudio fueron calculadas sus reservas, así como la formación geológica a la que pertenecen y la hoja a escala 1:25.000, del Plan Magna donde están ubicados.

Tobas sálicas. En este apartado se van a considerar tanto las rocas pumítico-puzolánicas como las tobas e ignimbritas.

Las rocas pumítico-puzolánicas son depósitos piroclásticos ignimbíticos sin soldar (tobas de tipo "ash and pumice") constituidos fundamentalmente por pómez de composición traquítica y fonolítica, de color blanco-crema, y masivos. Estas tobas presentan una serie de características propias que las hacen muy apropiadas para la fabricación de cementos especiales y derivados. También, por sus buenas propiedades aislantes, tanto térmicas como acústicas, se utilizan, aunque cada vez menos, como bloques de sillería ya que su baja densidad y dureza, facilita bastante su explotación.

Prácticamente la mayor parte del cemento que se produce en la isla de Gran Canaria, se abastece, para su fabricación, de una cantera de éste material ubicada en la ladera oriental del barranco de Arguineguín. Es una explotación bastante antigua, que cuenta con varios frentes de avance, algunos de los cuales superan los 50 m de potencia,

TABLA 8.1.- Estimación de reservas de piroclastos en los edificios volcánicos (m³).

HOJA E.1:25.000	EDIFICIO *	F.GEOLOGICA	RESERVAS
AGAETE	Mña. Cardonal (103)	Post Roque Nublo	964.688
	Conos de Sardina (104)	Post Roque Nublo	15.762
	Mña. Morisca (105)	Post Roque Nublo	492.188
ARUCAS	Cono de cota 651 (73)	Post Roque Nublo	2.025.844
	Mña. Vergara (74)	Post Roque Nublo	4.501.875
	Mña. Alta (75)	Post Roque Nublo	1.575.656
	Mña. del Drago (77)	Post Roque Nublo	1.181.250
	Cruce de Firgas (78)	Post Roque Nublo	1.607.813
	Rosales (81)	Post Roque Nublo	420.000
	Pico del Viento (72)	Post Roque Nublo	3.720.937
	Mña. de Gáldar (71)	Post Roque Nublo	66.563.438
	Mña. Jordán (80)	Post Roque Nublo	1.561.875
	Gallego (76)	Post Roque Nublo	3.125.588
	Mña. Cardones (84)	Post Roque Nublo	3.534.890
	Mña. de Arucas (83)	Eps. recientes	28.054.688
LAS PALMAS DE GRAN CANARIA	Mña. Blanca (86)	Post Roque Nublo	656.250
	La Costa (87)	Post Roque Nublo	656.250
	Mña. Confital (1906)	Post Roque Nublo	210.000
	Cono de cota 126 (107)	Post Roque Nublo	35.458
	Mña. Las Coloradas (108)	Post Roque Nublo	525.000
	Mña. del Faro (110)	Eps. recientes	7.218.750
	Cono de cota 151 (109)	Eps. recientes	168.750
	La Esfinge (117)	Eps. recientes	314.275
	Edificios SO. (111,112)	Eps. recientes	52.598
	Mña. del Vigía (113)	Eps. recientes	3.360.000
	Mña. La Atalaya (114)	Eps. recientes	525.000
	Edificios NO. (115,116)	Eps. recientes	1.045.950
	Tinoca (85)	Eps. recientes	2.016.000
TEROR	La Bodeguilla (15)	Post Roque Nublo	1.093.750
	Risco Prieto (52)	Post Roque Nublo	177.188
	Mña. Doramas (60)	Post Roque Nublo	1.607.812
	Montaña (63)	Post Roque Nublo	315.000
	Morón (Zumacal) (64)	Post Roque Nublo	525.000

TABLA 8.1.- (Cont.1). Estimación de reservas de piroclastos en los edificios volcánicos (m³).

HOJA E.1:25.000	EDIFICIO *	F.GEOLOGICA	RESERVAS
TEROR (Cont.)	Mña. Cabreja (16) Mña. Troya (17) Las Montañetas (53,54) Montañón Negro (55)	Post Roque Nublo Eps. recientes Eps. recientes Eps. recientes	10.291.000 4.809.370 830.156 9.031.250
SANTA BRIGIDA	Mña. Tafira (1) Mña. Socorro (2) Monte Lentiscal (5) Mña. Pelada (7,8) Pico de Bandama (3) Caldera de Bandama (118) Mña. Jinámar (11) Mña. Gallego (12) Cruz de Las Gallinas (13)	Post Roque Nublo Post Roque Nublo Eps. recientes Eps. recientes Eps. recientes Eps. recientes Eps. recientes Eps. recientes Eps. recientes	1.637.210 177.188 2.137.500 2.320.312 47.793.300 984.375.000 42.187.000 150.000
SAN BARTOLOME DE TIRAJANA	Cuevas Blancas (41) Cazadores-Las Cañadas(42) Caldera Los Marteles (43) Cra.Cazadores-Tejeda (44) La Calderilla (45) Morro de la Salvia (46) Lomo de los Horraeros o volcán de Camaretas(47) La Vinculación (48) El Salado (49) Las Mesas (50) Morro de La Armonía (51)	Post Roque Nublo Post Roque Nublo Eps. recientes Post Roque Nublo Eps. recientes Post Roque Nublo Post Roque Nublo Post Roque Nublo Post Roque Nublo Eps. recientes Post Roque Nublo Post Roque Nublo Eps. recientes Post Roque Nublo Eps. recientes	2.240.000 840.000 984.375 525.000 1.148.438 1.180.450 656.250 2.079.000 514.500
TELDE	Mña. Mujana (18) Cono de Cota (488) Mña. Atalaya (32) Cono de Cota 600 (35) Mña. Los Barros I (37) Mña. La Gruesa (40) Cuatro Puertas (18) Mña. Malfú (20) Mña. Gallego (21) Mña. del Aguila (22)	Post Roque Nublo Post Roque Nublo	1.125.000 240.000 240.000 300.000 5.953.500 918.750 1.937.500 1.125.000 5.568.750 781.250

TABLA 8.1.- (Cont.2). Estimación de reservas de piroclastos en los edificios volcánicos (m³).

HOJA E.1:25.000	EDIFICIO *	F.GEOLOGICA	RESERVAS
TELDE (Cont.)	Tio Pino (23)	Post Roque Nublo	11.700.000
	Mña. Rosiana (24)	Post Roque Nublo	3.750.000
	Cono de cota 552 (27)	Post Roque Nublo	281.250
	Cono de cota 599 (28)	Post Roque Nublo	400.000
	Gamonal (29)	Post Roque Nublo	1.575.000
	Mña. Talagueta (34)	Post Roque Nublo	3.543.750
	Punta Taliarte (68)	Post Roque Nublo	210.000
	Punta del Ambar (69)	Eps. recientes	177.188
	Mña. Alarcón (70)	Eps. recientes	210.000
	Mña. Melosal (25)	Eps. recientes	225.000
	Mña. Santidad (36)	Eps. recientes	2.541.000
	Mña. Los Barros II (38)	Eps. recientes	300.000
	Lomo Magullo (39)	Eps. recientes	110.250
AGÜIMES	Km. 5 crtra. Agüimes - Temisas (89)	Post Roque Nublo	231.525
	Mña. Caraballo (90)	F. basáltica I.	315.000
	Mña. de Los Vélez (92)	Post Roque Nublo	2.143.750
	Mña. Prieta (93)	Post Roque Nublo	59.062
	Mña. Laguna Chica (94)	Post Roque Nublo	55.765
	Mña. del Diablo (95)	Post Roque Nublo	840.000
	Mña. San Francisco (96)	Post Roque Nublo	803.907
	Lomo de la Leña (97)	Post Roque Nublo	210.000
	Mña. Cercada (98)	Post Roque Nublo	203.000
	Mña. Arinaga (99)	Post Roque Nublo	16.242.188
	Faro de Arinaga (100)	Post Roque Nublo	177.188
MASPALOMAS	Mña.de Las Tabaibas (101)	Roque Nublo	3.780.000
	Loma de Las Moscas (102)	Roque Nublo	420.000

* Los números entre paréntesis corresponden al número del cono inventariado en el estudio del I.G.M.E. (1986,a).

extendiéndose hacia los Lomos de Santa Agueda y del Arpón Blanco. Otras explotaciones de actividad intermitente se localizan en el barranco de la Data (al norte del Tablero de Maspalomas), en el barranco de Guiniguada y en el barranco Seco (área de la ciudad de Las Palmas), estas dos últimas ya abandonadas.

En un trabajo realizado sobre rocas puzolánicas en España, I.G.M.E. (1984,b), son seleccionadas dos áreas potenciales: zona de Telde y zona de San Lorenzo. En la zona de Telde existen dos áreas, Lomo de los Caserones (La Lombarda) y Lomo del Espolón, con varias canteras abandonadas, en las que se extraían bloques de pequeño tamaño que, por su facilidad de labrado y ligereza, eran muy empleados en la construcción de muros de mampostería. La mayor parte de las reservas de tobas pumíticas, susceptibles de ser utilizadas en la industria del cemento, se localizan en el Lomo del Espolón.

La zona de San Lorenzo, localizada a unos 8 km de Las Palmas y, concretamente, las áreas de Alto de Siete Puertas en su ladera norte y el área de San Gregorio, tienen buenas reservas para ser utilizadas en la fabricación de cemento puzolánico. En estas zonas existen frentes de explotación en los que se extraían bloques de sillería (localmente denominados "canto blanco"), que en épocas anteriores fueron utilizados con profundidad para muros de vivienda y tapias de cercados.

Existen depósitos ignimbriticos, muy importantes en la industria de rocas ornamentales, que tienen mayor grado de compactación. Un tipo muy conocido se localiza en las inmediaciones de la ciudad de Arucas. Es un depósito brechoide de coloración gris-azulada (en estado fresco), con un grado de consolidación y coherencia bastante acusado. Recibe el nombre local de "Piedra de Arucas" y se emplea con carácter ornamental en sillería. Actualmente las explotaciones situadas dentro del casco urbano de Arucas presentan frentes abandonados, habiéndose trasladado éstas, hacia el extrarradio, siendo una de las más conocidas, la cantera de la Fula, situada en el Lomo de Tomás León. De estas canteras salieron las piedras para la construcción de la catedral de Arucas y de algunos de los edificios históricos de la vieja ciudad de Las Palmas, como su catedral y otros edificios más modernos, como el de La Unión y El Fénix, el Hotel Santa Catalina, etc. Así mismo, esta piedra ha sido empleada en la construcción de diversos edificios de otras islas, como la Catedral de La Laguna y la Capitanía General de Canarias, en Tenerife.

Otra explotación de ignimbritas se encuentra en una cantera abandonada en las proximidades del puerto de Mogán, de donde se trajeron para la construcción del dique de este puerto. También hay un frente abierto junto a la playa del Diablito, con el fin de suministrar los materiales para la construcción de un dique en esta playa. En el área del barranco Cañada del Canario, existen pequeñas labores de extracción y elaboración de bloques de ignimbritas muy flameadas existentes en la zona, destinados a la construcción de muros de mampostería y revestimiento de fachadas. Al sur de Agüi-

mes y al oeste de la Montaña de Agüimes, se observa que han sido realizadas pequeñas labores y que probablemente estos materiales fueron utilizados para la construcción de casas y "alpendes" (cuarto de aperos de labranza). De algunas canteras de Ayagaures (actualmente abandonadas), también se utilizó esta roca para fachadas de edificios, por ejemplo, el Palacio de Justicia de La Laguna.

Hay que mencionar también una importante cantera de ignimbritas pertenecientes a la formación fonolítico-traquítica, situada en las cercanías de Cabo Verde, de donde se obtienen bloques y losas para mampostería y revestimiento de fachadas.

8.3.- ROCAS PLUTONICAS.

Dentro de este grupo, los únicos afloramientos existentes en Gran Canaria corresponden a los gabros pertenecientes al Ciclo Roque Nublo y las intrusiones sieníticas miocénas del Ciclo I.

Respecto a los gabros, aparecen en pequeños afloramientos "in situ" en el barranco de La Mina (Las Lagunetas) y como bloques sueltos, a veces de dimensiones decamétricas, en las inmediaciones de Ayacata. Desde el punto de vista económico, sin embargo, no presentan ningún interés en cuanto a su aprovechamiento como roca industrial, debido a las malas condiciones de los afloramientos y a la intensa fisuración que presentan en algunos casos.

Las intrusiones sieníticas están localizadas en la zona central de la isla, principalmente en las cabeceras de los barrancos de Tejeda, Siberio y Chorrillo. Se encuentran intensamente atravesadas por diques (diques del "cone-sheet") lo cual las restringe a afloramientos pequeños y dispersos, impidiendo la extracción de grandes bloques que pueden tener cierto interés industrial. Por otro lado, los accesos a dichos afloramientos son generalmente difíciles, al estar con frecuencia en el fondo de barrancos.

Estos materiales fueron ya objeto de un estudio, I.G.M.E. (1985,b), desestimándose su explotación, al no ser rentables, por las causas anteriormente expuestas.

8.4.- ROCAS SEDIMENTARIAS.

Se explotan preferentemente, los depósitos cuaternarios de fondo de barranco, ramblas, coluviones, arenas eólicas, etc. y, en menor medida, los depósitos de la Formación Detritica de Las Palmas (F.D.P.), aflorante en el sector NE. y sur de la isla.

Gravas. Tanto las gravas como las arenas cuando se explotan como áridos naturales o de trituración, cumplen las especificaciones requeridas; sus cuantiosas reservas permiten la planificación de grandes explotaciones, I.G.M.E. (1984,a). El problema más acu-

ciente que tienen planteado las graveras y las arenas es el suministro de agua que, dado su elevado costo y la no existencia, en general, de un sistema de reciclaje, encarece notablemente el producto final, haciéndolo muy poco competitivo. En algunas zonas, la explotación muy intensa y desordenada de estos materiales está afectando seriamente al entorno natural.

Los materiales de la F.D.P. están constituidos por arenas y conglomerados de cantos básicos, en su mayoría correspondientes a los depósitos de tipo "mud-flow" o Facies Santidad del Ciclo Roque Nublo. Han sido explotados en la zona de la ladera sur de Montaña Blanca, pero actualmente están abandonados. En las proximidades de la carretera Tenoya-Cardones, se explotan en la actualidad unas arenas negras finas de origen eólico, con una producción estimable. También correspondientes a esta misma formación, son las gravas y arenas que se explotan en los cauces del barranco de Telde y barranco de La Plata, empleándose como áridos naturales o de trituración.

En el barranco de Arguineguín existe también una pequeña explotación de gravas que funciona con carácter intermitente. De igual modo funcionan las graveras situadas en el barranco de Tirajana que se van explotando y abandonando en función de la demanda, empleándose todos estos materiales como áridos de construcción.

Depósitos eólicos. Existen yacimientos correspondientes a depósitos eólicos de arenas de color crema o gris, de granulometría fina y que tienen cierto componente orgánico. Se localizan principalmente en la península de Gando (área de la base militar), con reservas considerables y producción elevada, I.G.M.E. (1974), empleándose como áridos naturales y en la fabricación de cementos.

También son objeto de explotación los materiales pleistocenos constituidos por arenas eólicas que circundan a la Montaña de Arinaga. Son arenas finas de color blanco-crema, bien seleccionadas, aunque con algunos caliches superficiales.

Correspondientes al miembro medio de la F.D.P. se explotan también las arenas eólicas de color crema, situadas junto a la autopista del sur (km 3.7), frente a la potabilizadora de Jinámar. De este material se fabrican recipientes ("destiladeras o pilas") con los que, debido a su porosidad, se destila agua.

De manera ilegal se extrajeron en otras épocas arenas del campo de dunas de Maspalomas, si bien, al estar hoy la zona comprendida dentro del Parque Natural de Maspalomas, su extracción está muy controlada.

Areniscas marinas. Las areniscas marinas de edad jandieña que constituyen la barra de la playa de las Canteras y algunas zonas de la propia playa, fueron asimismo explotadas en la antigüedad, para la fabricación de "destiladeras" y bloques de sillería. El

nombre de la playa procede precisamente de dichas canteras, de las cuales hoy prácticamente no quedan ni vestigios.

Arcillas. También han sido objeto de explotación o investigación. La investigación se realizó (I.G.M.E, 1985,a), sobre una serie de indicios distribuidos por varias áreas de la isla, y se realizaron análisis químicos, granulométricos y otros ensayos necesarios para determinar la calidad de los materiales. Tienen un contenido en caolinita más mica, que oscila entre el 30% y el 50% de unos indicios a otros.

Estos indicios se localizan en las siguientes zonas: los Portales, en el área norte, entre los km 6 al 8 de la carretera que une Arucas con Teror; El Rincón, próximo a la localidad de Firgas, con unas arcillas de color rojo intenso, untuosas al tacto, con un veteado grisáceo y de gran plasticidad; carretera de Moya a El Palmital, situado en el km 5,700 y con una actividad intermitente, donde existe un pequeño y rudimentario horno para la fabricación de tejas y objetos cerámicos.

Otros indicios se localizaron en la carretera de Santa María de Guía a Montaña Alta, donde se explotan los potentes suelos rojos de tipo laterítico, desarrollados sobre los piroclastos y coladas alteradas del Ciclo Post Roque Nublo. También en el área de Montaña Vergara, donde el yacimiento tiene potencias de 5 a 12 m y reservas elevadas dada la extensión del yacimiento. Estas "arcillas" se han empleado como materiales de relleno y para transformaciones especiales (correctivos agrícolas).

Situados en el km 4,5 de la carretera local que une Santa Brígida con Telde, se encuentran numerosos "escarbaderos" practicados en depósitos de lapilli, irregularmente alterados y que han sido utilizados como acondicionadores de suelos agrícolas. Otro indicio es el situado al pie de Montaña Amagro (al norte de Agaete). Son arcillas de origen coluvial, de tonos ocres-rojizos y pardo oscuros, que recubren materiales piroclásticos.

Los resultados obtenidos en los ensayos prácticos en los indicios citados, denuncian la existencia de tramos o episodios arcillosos de calidad cerámica aceptable para la fabricación de tejas, ladrillos y otros objetos artesanales.

Tobas travertínicas. En el barranco de Azuaje existen unos depósitos de tobas travertínicas de escasa potencia y entidad, que antiguamente fueron utilizados para fabricación de cal; existen aún restos de los hornos. También en Punta de la Sal (Arinaga) se ha explotado una costra calcárea de unos 4 m de potencia aproximada, algo margosa, blanquecina, con bastantes impurezas (cantos basálticos y arcillas) en su masa. La capa aprovechable sólamente tiene 2 m; las reservas son pequeñas y su empleo fué para la obtención de cal.

9.- PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO.

La protección de diversas zonas del territorio tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas, preservándolos de actividades urbanísticas e industriales destructivas y evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos naturales no renovables de un país, el patrimonio geológico ocupa un lugar relevante, pues proporciona una información fundamental para el conocimiento de la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolla. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación pone de manifiesto otros recursos naturales potencialmente utilizables que, si se emplean de manera racional y ordenada, pueden resultar beneficiosos para la humanidad. Es por ello necesario, no sólo preservar el medio natural y, en este caso, el patrimonio geológico, sino también estudiarlo en detalle, para así difundir el conocimiento que encierra y crear conciencia de su conservación.

Atendiendo a estas consideraciones, se puede definir un Punto de Interés Geológico (P.I.G.), como un recurso natural no renovable, en donde se reconocen características de especial importancia, para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en un área, desde la formación del planeta.

En este sentido, el Instituto Tecnológico GeoMinero de España (I.T.G.E.) viene realizando desde 1978 un inventario de puntos de interés geológico que, por su interés, son dignos de medidas de protección y aprovechamiento con fines divulgativos, científicos, educativos y/o turísticos. El contenido, posible utilización y su nivel de significado, definen pués un P.I.G.

Las Islas Canarias, en general, constituyen un lugar privilegiado para el estudio de los fenómenos volcánicos y así ha sido reconocido ya desde antiguo por científicos nacionales y extranjeros. Dentro de ellas, Gran Canaria es una de las islas oceánicas que más destaca por su espectacular variedad de rocas y estructuras volcánicas, al contar con extensos afloramientos, donde la observación geológica es excelente. Por otro lado, es un lugar idóneo para el estudio de la evolución de una isla oceánica, en la que alternan períodos de intensa actividad volcánica con intervalos erosivos prolongados, durante los cuales el relieve es profundamente retocado, resultando formas de modelado de enorme interés.

Dada la buena exposición de algunos de estos procesos geológicos en Gran Canaria, se ha seleccionado una serie de P.I.G., cuya singularidad, contenido, calidad de afloramiento, facilidad de acceso, etc., les hace merecedores de su protección. Los criterios empleados para esta selección son los establecidos por el I.T.G.E. y por los propios autores de esta cartografía.

A continuación se hace una breve descripción de los puntos o áreas de interés geo-

lógico consideradas, indicando su utilización como recurso científico, didáctico, económico o turístico y su influencia o nivel de significado a escala local, regional, nacional o internacional. Para más información sobre ellos, se remite al interesado al texto de la memoria o a las hojas geológicas a escala 1:25.000 del Plan MAGNA, donde su estudio está más ampliamente desarrollado. En la Fig. 9.1 se indica su localización.

9.1.- DESCRIPCION DE LOS P.I.G.

Caldera de Tejeda (nº 1)

Está situada en la zona centro occidental de la isla. Los lugares más adecuados para acceder a ella son: la carretera de Ayacata a Mogán y la carretera de Artenara a San Nicolás de Tolentino, donde se observan excelentes exposiciones de los materiales que posteriormente rellenaron la caldera. A lo largo de la carretera de Mogán a Agaete se tiene, asimismo, una buena visión de la parte externa de la caldera, zonas de alteración hidrotermal propias de estas estructuras (los Quemados) o las facies sálicas que desbordan de ella (El Risco). Berrazales, junto al hotel, es un buen lugar para observar la discordancia con los materiales posteriores.

Es una depresión semicircular posteriormente rellenada, cuya traza se prolonga sin interrupción desde Berrazales hasta la cabecera del barranco de Mogán, con un diámetro de unos 15 km. Sus límites septentrionales y meridionales no son visibles, al estar cubiertos por emisiones posteriores, si bien, en la zona suroriental es posible observar aún vestigios del borde. Es de edad miocena (alrededor de 13,5-14 m.a.) y parece ser el resultado del colapso de la cúpula central de la isla, como consecuencia del rápido vaciado de las cámaras magmáticas, tras la construcción del estratovolcán basáltico y el comienzo de las emisiones sálicas subsiguientes.

"Cone-sheet". (nº 2)

Está situado también en la zona centro occidental de la isla. Una buena panorámica del "cone-sheet" se tiene a lo largo del recorrido desde Artenara hacia San Nicolás de Tolentino, a través del barranco de Tejeda. Buenas panorámicas de esta estructura pueden observarse también desde el pueblo de Artenara y desde lo alto de los pinares de Ojeda-Inagua-Pajonales. Se trata de una intrusión filoniana formada por multitud de diques, cuyos buzamientos, convergentes hacia un centro de emisión común, definen una estructura cónica invertida. En planta tiene una forma ligeramente elipsoidal, con su dirección mayor, E.-O. de unos 13-14 km de longitud. Los diques intruyen en diversas etapas o episodios, en el núcleo de la Caldera de Tejeda, atravesando ignimbritas traquítico-riolíticas y sienitas, quedando estas últimas como pequeños "ojales" entre ellos. Su edad de intrusión es miocena.

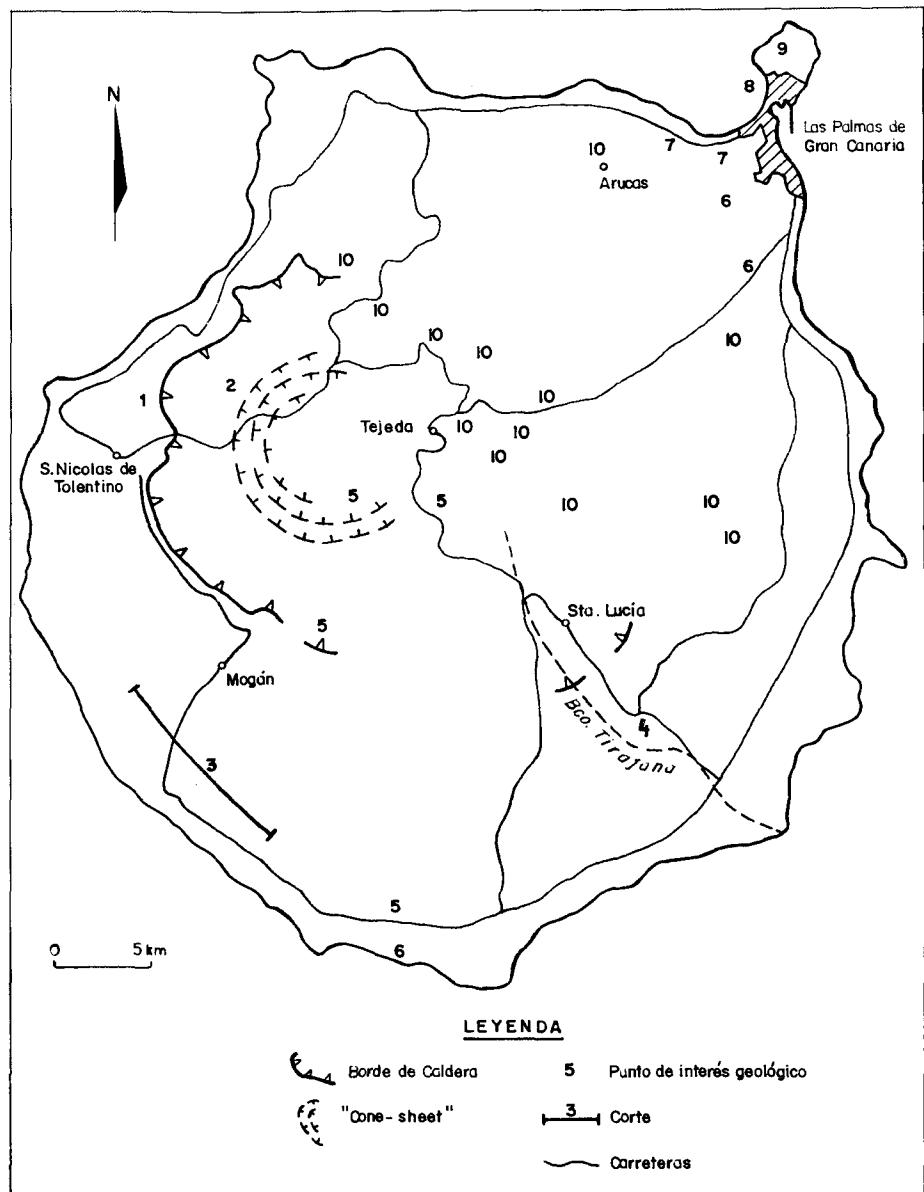


Fig. 9.1.- Situación de los puntos de interés geológicos seleccionados.

Son diques de composición mayoritariamente traquítica y fonolítica, con buzamientos del orden de 30° a 45°, y tendencia a horizontalizarse hacia la zona externa del "cone-sheet".

Tanto la Caldera de Tejeda como el "cone-sheet" destacan por su interés volcánico y científico, en general. En el caso del "cone-sheet", dada la poca frecuencia con que aparecen este tipo de estructuras y su buena exposición en esta isla, permite estudiar diversos aspectos relacionados con los mecanismos de emplazamiento, etapas de intrusión, etc. Desde el punto de vista didáctico son, asimismo, de alto interés. Todas las zonas indicadas tienen además un gran valor paisajístico y, por tanto, son de interés turístico.

En cuanto a su influencia, se pueden clasificar como de interés regional, nacional e internacional.

Ignimbritas de la zona sur y suroccidental. (nº 3)

Constituyen las facies que desbordaron de la Caldera de Tejeda, extendiéndose ampliamente por todo el sector sur y suroccidental de la isla, donde alcanzan gran desarrollo y espesor.

A lo largo de la carretera de Maspalomas a Mogán y en la ladera de los barrancos de este sector, Fataga, La Data, Arguineguín, Puerto Rico, Lechugal, Taurito, Mogán, etc., puede observarse, perfectamente, el conjunto de ignimbritas, constituido por numerosas unidades de flujo, que fosilizan el relieve anterior. Corresponden a ignimbritas alcalinas y peralcalinas de composición traquítica-fonolítica y traquítica-riolítica, con estructuras de flujo muy marcadas, así como, en ocasiones, con un elevado grado de soldadura y bases vitrofídicas muy llamativas. En el caso de las ignimbritas traquíto-riolíticas muestran zonación composicional, geoquímica y mineralógica.

Estas unidades ignimbriticas tienen gran importancia científica y didáctica, destacando por su interés petrológico, geoquímico y volcanológico. Asimismo, resaltan por su interés paisajístico y morfológico, por la originalidad del paisaje que definen, por lo que pueden tener cierto atractivo turístico.

Por su influencia se las puede considerar como de interés regional, nacional e internacional.

Barranco de Tirajana. (nº 4)

Situado en el área sureste de la isla, es un lugar de enorme interés geológico, pues es una zona relativamente reducida en la que está comprimida una gran parte de su

historia geológica. Los mejores accesos al fondo del barranco se hacen desde la presa de Tirajana y, aguas abajo, desde Sardina. Buenos lugares para realizar panorámicas del barranco son la carretera de Agüimes a Santa Lucía (por Era del Cardón) y la pista que recorre la ladera occidental, desde las cercanías de Rosiana (en San Bartolomé de Tirajana) a Aldea Blanca.

Es una depresión abierta originalmente ya desde el Mioceno y, desde entonces, ha venido funcionando como vía de drenaje. Ha sido rellenada en diversas ocasiones por las sucesivas emisiones volcánicas procedentes del área central, en las que a continuación se volvía a encajar el barranco, originando inversiones de relieve muy espectaculares. La profunda incisión que constituye actualmente, deja al descubierto toda la serie volcánica, desde las primeras emisiones basálticas hasta las emisiones basaníticas y nefeliníticas cuaternarias. En la ladera occidental del barranco, cerca de la presa de Tirajana, es visible también la traza más oriental de la Caldera de Tejeda. Es asimismo, un área excelente para el estudio de las unidades ignimbriticas mencionadas anteriormente, sobre todo en el área de Montaña de las Carboneras. En la desembocadura del barranco hay instalado un amplio abanico de materiales detriticos plio-cuaternarios.

El barranco de Tirajana destaca por su interés científico y didáctico, conteniendo, asimismo, un gran valor geomorfológico y paisajístico. Al mismo tiempo, puede resultar un área agradable y llamativa, desde el punto de vista turístico. Por su influencia, tiene interés local y regional, principalmente.

Depósitos piroclásticos del Ciclo Roque Nublo. (nº 5)

El Ciclo Roque Nublo está representado por diversos tipos de materiales volcánicos, con composiciones que abarcan un espectro litológico bastante amplio. Entre todos destacan los depósitos piroclásticos conocidos, en conjunto y mayoritariamente, como brecha Roque Nublo. Dentro de ella existen, no obstante, diversas facies, que en conjunto representan diversos estadios en la construcción y evolución de un estratovolcán en isla oceánica. Al mismo tiempo constituyen uno de los depósitos del volcanismo explosivo de Canarias más interesantes y casi únicos en estas islas.

Una de las facies más características son los depósitos de "debris avalanche", resultantes del colapso del flanco SO. del edificio, localizados ampliamente en el sector suroccidental de la isla. En la ladera oeste del barranco de Arguineguín, entre los embalses de Soria y Chira, son especialmente espectaculares, mostrando estructuras deformacionales y otras características de su modo de emplazamiento, propias de estos depósitos. Son también espectaculares sus facies centrales y extracratericas, localizadas en el área de Ayacata y Artenara. Igualmente llamativo de estos depósitos son los procesos postdeposicionales diagenéticos, que en algunas facies han favorecido un elevado grado de consolidación.

Su interés científico y volcánico radica en lo interesante que resultan estos depósitos, no tan comunes en islas oceánicas. Muestran, así mismo, un modelado característico, que origina formas morfológicas y paisajísticas muy sobresalientes y atractivas como en la zona de Tejeda y en los barrancos del sur de la isla. Su importancia o nivel de significado es alto, considerándoseles como de carácter regional, nacional e internacional.

Formación detrítica de Las Palmas. (nº 6)

Ocupa una amplia zona en el sector noreste de la isla, entre Arucas y Telde y, en menor medida, en la zona meridional, entre Arguineguín y Maspalomas.

Es un extenso depósito de materiales volcanoclasticos y sedimentarios de diversa naturaleza, que comprende un intervalo de tiempo entre el Mioceno superior y el Plioceno superior.

La formación detrítica consta de tres miembros (inferior, medio y superior), en la que están representados ambientes marinos de "nearshore" y "offshore" y ambientes continentales, de abanicos aluviales y medios eólicos, así como depósitos volcanoclasticos de tipo "mud flow". En el conjunto detrítico están intercalados también materiales volcánicos primarios, coladas de lava y depósitos piroclásticos, que indican una simultaneidad entre los procesos volcánicos y erosivos. Actualmente, estos materiales volcánicos y sedimentarios están elevados a alturas cercanas o superiores a los 100 m por encima del nivel actual del mar.

Los mejores afloramientos para estudiar conjuntamente las secuencias sedimentarias y volcánicas asociadas, se encuentran en los barrancos Seco, Guiniguada, Tenoya, Tamaraceite, Cardón, Caídero, área de San Juan de Dios, etc., todos ellos situados en el área de Las Palmas. En el sur destacan los afloramientos de la playa de Las Meloneras y Patalavaca.

Estos depósitos constituyen la formación detrítica más extensa e importante de este archipiélago volcánico teniendo, pues, interés científico y didáctico, además de geomorfológico y volcanológico, ya que permite estudiar la interrelación existente entre fenómenos puramente volcánicos y fenómenos erosivos. Por otro lado, tiene significado o interés local, regional y nacional.

Coladas "pahoehoe" y "pillow-lavas" de Las Palmas. (nº 7)

En las zonas próximas a la costa nororiental, en el área de la ciudad de Las Palmas aparecen coladas "pahoehoe" con estructura de "pillow-lava" muy espectaculares, apoyadas sobre facies de playa de los sedimentos anteriores. Su edad es pliocena. Se trata de una sucesión continua de coladas cuyas primeras emisiones entraron en el mar, ori-

ginando estructuras de "pillow-lavas".

Dichas "pillows" tienen tamaños que oscilan entre 20 cm y 1 m y estructura radial y se encuentran englobadas en una matriz brechoide hialoclastítica. Hacia arriba la secuencia pasa gradualmente a coladas de tipo "pahoehoe", lo que indica el tránsito entre el medio subacuático inicial de emplazamiento a un medio subaéreo. La potencia del paquete de "pillow-lavas" es un reflejo, asimismo, de la profundidad del agua.

Los lugares donde pueden observarse estas coladas son los barrancos de Tenoya, Tamaraceite y los mencionados para la formación sedimentaria. En cuanto a su importancia, tienen interés principalmente científico y didáctico, y un nivel de significación local, regional y nacional.

Yacimiento de ostreas. (nº 8)

En la rasa litoral de la playa del Confital, en la Isleta, existe un pequeño yacimiento paleontológico de ostreas apoyado en depósitos de tipo volcanoclástico, que quedan al descubierto durante la bajamar.

Se trata de grandes ostreas dispuestas en posición de vida, *Ostrea cf. offreti* (Kilian), que conservan las dos valvas. Fueron estudiadas por MECO (1982) y POMEL et al. (1989). Su edad, según estos autores es difícil de establecer, pues las grandes ostras *O. offreti* del Mioceno, *O. lamellosa* del Plioceno y *O. edulis* del Cuaternario no siempre pueden ser diferenciadas.

Este yacimiento sería interesante conservarlo pues es único en Canarias. Tiene interés científico y paleontológico. Puede considerarse, asimismo, como de interés regional.

Disyunción columnar de La Isleta. (nº 9)

En la costa N de la Isleta, entre Punta de la Vieja y el Morro del Pulpo, se observa una extensa superficie de coladas basálticas pleistocenas, que exhiben una espectacular disyunción columnar en planta. Son columnas prismáticas de sección hexagonal y pentagonal, principalmente y, en algunos casos, bastante perfectas, que constituyen un bello ejemplo de este tipo de formas volcánicas.

Por su importancia, este punto se puede clasificar como de alto interés geomorfológico y didáctico. Por su influencia, tienen interés local.

Edificios volcánicos recientes. (nº 10)

El volcanismo reciente de Gran Canaria se manifiesta por la aparición de numerosos

edificios cónicos de cínder que, aunque surgidos en épocas no históricas, revelan una actividad volcánica muy cercana (Pleistoceno medio-Holoceno). Su presencia a lo largo de la geografía insular (principalmente en el sector NE.) es, además, uno de los rasgos más característicos del paisaje canario. Muchos de estos edificios están aún relativamente bien conservados, incluso sus malpaises, lo que permite estudiar su constitución interna, etapas y formas de construcción, etc. Al mismo tiempo durante estos episodios recientes tuvieron lugar fases eruptivas propias de erupciones freatomagmáticas, originando edificios característicos, como son los maares. En general, representan un volcanismo básico alcalino y subsaturado.

La mayoría de estos edificios estrombolianos y freatomagmáticos se localizan en la zona central de la isla, a lo largo de una alineación NO.-SE. dominante en el volcanismo insular desde el comienzo del Cuaternario. Entre los edificios cónicos hay que destacar el Montañón Negro, Las Montañetas, Berrazales, Montaña de Santidad, Melosal, volcanes del área de Jinámar, Pico de Bandama, etc., algunos de ellos con emisiones lávicas que alcanzaron gran recorrido. También, en la zona noreste, en La Isleta, existe un campo de volcanes muy recientes y relativamente bien conservado, que resulta de gran interés volcánológico. Los edificios freatomagmáticos más espectaculares son: caldera de los Marteles, La Calderilla, Bandama, Hoya Brava, Pino Santo, etc.

Este conjunto de volcanes recientes de Gran Canaria presenta, pues, un considerable interés científico y didáctico, así como geomorfológico, paisajístico y cultural. Puede considerarse como de interés regional y nacional.

10 .-BIBLIOGRAFIA.

La siguiente relación bibliográfica recoge las publicaciones más importantes sobre diversos aspectos geológicos de Gran Canaria, habiendo sido citados la mayoría de ellos a lo largo de la memoria.

ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N.D. y GAST, P.W. (1967).- "Volcanic history of the Canary Islands (abs.)". *Am. Geophys. Union Trans.* Vol. 48, pp. 226-227.

ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N.D. y GAST, P.W. (1971).- "Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera". *Am. Jour. Sc.* 271, pp. 490-521.

ANCOCHEA, E; CUBAS, C.R.; HERNAN, F. (1991).- "Edificios volcánicos en la Serie I de Fuerteventura: Rasgos Generales del edificio central". *Geogaceta* N° 9, pp. 60-62.

ALONSO, D.U.; ARAÑA, V.; BRÄNDLE, J.L.; FUSTER, J.M.; HERNANDEZ-PACHECO, A.; NAVARRO, J.M.; RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1968).- "Mapa Geológico, 1:100.000 de las Islas Canarias, Gran Canaria". *Inst. Geol. y Min. de España e Inst. Lucas Mallada. (C.S.I.C.).*

ANGUITA, F. (1972).- "La evolución magnética en el ciclo Roque Nublo (Gran Canaria)". *Est. Geol.*, 28, pp. 337-428.

- ANGUITA, F. (1973).- "Genesis of Roque Nublo formation: a special kind of ignimbritic eruptions in Gran Canaria". *Bull. Volcan.* 37; pp. 11-121.
- ANGUITA, F. y GARCIA CACHO, L. (1989).- "La caldera de explosión del estratovolcán Roque Nublo, Isla de Gran Canaria". Abstract. In *Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote Nov-Dec. 1989, p. 145.
- ANGUITA, F. y GARCIA CACHO, L. (1989).- "Una avalancha volcánica en el estratovolcán Roque Nublo. Isla de Gran Canaria". Abstract. In *Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote Nov.-Dec. 1989, p. 146.
- ANGUITA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1974).- "La datación micropaleontológica de la Terraza de Las Palmas (Gran Canaria)". *Est. Geol.* 30, pp. 185-188.
- ARAÑA, V.; BADIOLA, R.E. y HERNAN, F. (1973).- "Peralkaline acid tendencies in Gran Canaria (Canary Islands)". *Contr. Mineral. Petrol.* 40; pp. 53-62.
- ARAÑA, V. y CARRACEDO, J.C. (1978).- "Los Volcanes de las Islas Canarias. III. Gran Canaria". *Ed. Rueda, Madrid*, 175 pp.
- ARAÑA, V., HANSEN, A. y MARTI, J. (1988).- "La Caldera y el Pico de vandama (Gran Canaria)". *Bol. Geol. Min.*, T.XCIX-I, pp 47-58.
- AREVALO, P. (1972).- "Estudio de la haüyna presente en las rocas volcánicas de Arucas (Gran Canaria). Optica, quimismo, constantes reticulares y naturaleza de la roca encajante". *Bol. Geol. y Min. de Esp.* T.LXXXIII-II, pp. 187-193.
- BARKER-WEBB, P. et BERTHELOT, S. (1839).- "Histoire Naturelle des Iles Canaries", V.II. Geologie. París.
- BENITEZ, A. J. (1912).- "Historia de las Islas Canarias". St^a Cruz de Tenerife.
- BENITEZ PADILLA, S. (1963).- "Una breve excursión por Gran Canaria". *El Museo Canario*, Las Palmas, 49 pp.
- BOGAARD, P.v.d., SCHMINCKE, H-U., FREUNDT, A., HALL,C.M. y YORK, D. (1988).- "Eruption Ages and Magma Supply Rates During the Miocene Evolution of Gran Canaria". *Naturwissenschaften* 75, pp. 616-617.
- BOURCART, J. (1935).- "Géologie de La Grande Canarie" *C.R. Somm. Soc. Géol. de France*, 9, pp. 124-125.

- BOURCART, J. y JEREMINE, E. (1937).- "La Grande Canarie. Etude géologique et lithologique". *Bull. Volcan.* 2, pp. 3-77.
- BOSSHAD, E. y MAC FARLANE, D. J. (1970).- "Crustal Structure of the western Canary Island from seismic refraction and gravity data". *J. Geophys. Res.* 73 pp. 4901-4918.
- BRAVO, T. (1960).- "Las formaciones post-miocenas de Gran Canaria". *El Museo Canario*, Las Palmas, núm. 75-76; pp. 405-411.
- BREY, G. y SCHMINCKE, H.U. (1980).- "Origin and diagenesis of the Roque Nublo breccia, Gran Canaria (Canary Islands). Petrology of Roque Nublo volcanics II". *Bull. Volcan.* 43-1; pp. 15-33.
- BUCH, L. VON (1825).- "Physikalische Beschreibung der Kanarischen Inseln. Berlin.
- CABRERA, P.; FERNANDEZ, L.; MARTIN, G. (1984).- "Aportaciones geológicas sobre la existencia de basaltos antiguos en el sector NE de la isla de Gran Canaria". *El Museo Canario*, 44 pp. 95-111.
- CABRERA, C. (1985).- "Estratigrafía y sedimentología del sector meridional de la "Terra-za sedimentaria de Las Palmas" (Gran Canaria-Islands Canarias)". *Tesis de Licencia-tura. Dpto. de Estratigrafía. Univ. Salamanca.* pp. 108.
- CABRERA, M.C. y PEREZ TORRADO, F. (1988).- "Estudio de los materiales sedimentarios y piroclásticos de "las Cuevas del Guincho", Gran Canaria, Islas Canarias". *II Congre-so Geológico de España*, Vol. I, pp. 55-58.
- CALDERON, S. (1875).- "Reseña de las rocas de la isla volcánica Gran Canaria". *An. Soc. Esp. Hist. Nat.* vol. 4; pp. 375-407.
- CALDERON, S. (1880).- "Nuevas observaciones sobre la litología de Tenerife y Gran Ca-naria". *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 9, pp. 263-283.
- CLARK, S.C.L., SPERA, F.J. (1990).- "Evolution of the Miocene Tejeda magmatic system, Gran Canaria, Canary Islands". *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, pp. 681-699.
- COCEHI, I. (1864).- "Monografia dei Pharyngodopilidae, nuova famiglia di Pesci Labroidi," 68 y 70.
- CRISP, J. A. (1984).- "The Mogan and Fataga formations on Gran Canaria (Canary Is-lands): geochemistry, petrology and compositional zonation of the pyroclastic

and lava flows; intensive thermodynamic variables within the magma chamber, and the depositional history of pyroclastic flow E/ET". *Ph D Thesis. Princeton University. NY.*, pp 289 (unpublished).

CRISP, J. A. y SPERA, F., J. (1987).- "Pyroclastic flows and lavas of the Mogan and Fataga formations, Tejeda volcano, Gran Canaria, Canary Islands: mineral chemistry, intensive parameters, and magma chamber evolution". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, pp: 503-518.

CUETO, L.A., FERNANDEZ GONZALEZ, M. y MARTIN RUBI, J.A. (1989).- "Hallazgo de nódulos metálicos de fersilicita y otras fases minerales asociadas en la isla de Gran Canaria". *Bol. Geol. y Min. de Esp.*, Vol. 100-33; pp.462-465.

DE LA NUEZ, J. (1989).- "El afloramiento de gabros olivínicos de Las Lagunetas (Gran Canaria)". *Geociencias, (Univ. de Aveiro, Portugal)*. (Vol. 3, fasc. 1-2; pp. 53-62.

DORRONSORO, C. (1979).- "Fenómenos de haüynización de enclaves en tahititas de Gran Canaria". *Est. Geol.*,35; pp. 259-277.

DENIZOT, G. (1934).- "Sur la structure des Iles Canaries considérée dans ses rapports avec le problème de l'Atalántide". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 199, pp. 372-373.

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 María (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira Archipelago) and Gran Canaria (C. Islands)". *Bull. Volcan.* Vol. 44-3, pp 360-375.

FERRIZ, H. y SCHMINCKE, H.-U. (1989).- "The Miocene Cone Sheet Dike Swarm of Gran Canaria, Canary Islands, Spain". Abstract. *In Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov.-Dec. 1989*, pp. 142-144.

FREUNDT, A. (1989). "Composite Flow P1, Gran Canaria: Evolution of a rhyolite-trachyte basalt magma system culminating in mixed magma eruption and formation on silicic and basaltic welded ignimbrite". Doktorarbeit, *Ruhr Universitt Bochum*, 1-444. Unpublished.

FREUNDT, A. y SCHMINCKE, H.U. (1989).- "Multicomponent mixing of zoned magma bodies at the transition from oceanic basaltic shield to caldera-forming silicic volcanism: P1, Gran Canaria". (Abstract) *IAVCEI General Assembly, Santa Fe, NM, USA, NM. Bureau of Mines and Mineral Resources, Bulletin*, 131:98.

FREUNDT A. y SCHMINCKE, H.U. (1990).- "Multi-stage mixing in a lateraly and vertically

zoned magma system, composite flow P1, Gran Canaria". GC and KNGMG meeting, Bochum, FRG. *Terra abstracts* 2:23

FREUNDT, A. y SCHMINCKE, H.U. (1991).- "Magma mixing during crystallization and eruption of vertically and laterally zoned ehyolite-trachyte-basalt magmas, composite flow P1, Gran Canaria, Canary Islands". *J. Petrol.*

FREUNDT A. y SCHMINCKE, H.U. (1991).- "Petrogenesis of endmember magmas of composite flow P1, and magmatic conditions at the turn from basaltic to silicic shield volcanism on Gran Canaria, Canary Islands". (in prep.).

FRISCH, T. y SCHMINCKE, H.U. (1969).- "Petrology of clinopyroxene amphibole inclusions from the Roque Nublo volcanics, Gran Canaria". *Bull. Volcan.* 33, pp. 1073-1088.

FURNES, H. Y STURT, B.A. (1976).- "Beach/shallow marine hyaloclastite deposits and their geological significance; an example from Gran Canaria". *Jour. Geol.* 84, pp. 439-453.

FURNES, H.; EL-ANBAAWY, I.H. (1980).- "Chemical changes and authigenic mineral formation during palagonitization of hyaloclastite, Gran Canaria, (Canary Islands)" *N. Jb. Min. Abh.* 139, pp. 279-302.

FUSTER, J.M.; HERNANDEZ-PACHECO, A.; MUÑOZ, M.; RODRIGUEZ, E. y GARCIA, L. (1968).- "Geología y Volcanología de las Islas Canarias, Gran Canaria". *Inst. "Lucas Mallada" C.S.I.C., Madrid.* 243 pp.

FUSTER, J.M. (1975).- "Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución espacial y temporal del volcánismo oceánico". *Estud. Geol.* 31; pp. 439-463.

FUSTER, J.M. (1981).- "Evolución geológica del Archipiélago Canario" Discurso de entrada en *Real Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales Madrid.*

GABALDON, V., CABRERA, M.C. y CUETO, L.A. (1989).- "Formación detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica". Abstract *In Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote Nov.-Dec. 1989, pp. 210-215.

GARCIA CACHO, L.; SBRANA, A; y APARICIO, A. (1985).- "Aglomerado Roque Nublo (Gran Canaria y La Palma)". En "Mecanismos eruptivos y estructuras profundas de volcanes españoles e italianos". *Actas de la Reunión Científica C.S.I.C.-C.N.R. Islas Canarias, Abril-Mayo 1985;* pp. 132-135.

GARCIA CACHO, L.; ANGUITA, F. ARAÑA, V. BARBERI, F.; DIAZ-GIL, J.; ORTIZ, R. y SBRA-NA, A. (1987).- "Una nueva perspectiva de la Formación Roque Nublo (Gran Ca-naria)". *Bol. Geol. Min. de Esp.*, T. 98, 6, pp. 133-137.

GARCIA CACHO, L. y ANGUITA, F. (1989).- "Roque Nublo stratocone caldera". (Gran Ca-naria, Islas Canarias). *XIV Asamblea general de la Sociedad Europea de Geofísica*, Barcelona, marzo 1989, 16 pp.

GOBIERNO DE LA COMUNIDAD AUTONOMA DE CANARIAS (1990, a).- "Estudio sobre los recursos mineros en la Comunidad Autónoma de Canarias, de rocas utilizables en la construcción". ENADIMSA. Madrid, Octubre 1990. Vol. I.- "Rocas de cons-trucción en las islas de Tenerife y Gran Canaria". 62 pp. y planos anejos.

GOBIERNO DE LA COMUNIDAD AUTONOMA DE CANARIAS (1990, b).- "Estudio sobre los recursos mineros en la Comunidad Autónoma de Canarias, de rocas utilizables en la construcción". ENADIMSA. Madrid, Octubre 1990. Vol. II.- "Análisis de la situación actual del sector extractivo de picones en la totalidad de las Islas Cana-rias". 56 pp. y 53 fichas inventario.

GONZALEZ Y GUTIERREZ-PALACIOS, J. (1910).- "Algunos datos geológicos de Gran Cana-ria". *Bol. R. Soc. Hisp. Nat.*, vol. 10; pp. 398-408.

GUITIAN, C.; MARTIN F., NADAL, I.; NAVARRO,B. (1982).- "El parque Natural de Guaye-dra-Andén Verde". *Aguayro* 143.

HANSEN, A.R.; GUERRA DE LA TORRE, E. (1983).- "Medio Ambiente y Educación: El Mon-tañaño Negro, una Propuesta de Reserva Integral". *Aguayro* 147.

HANSEN, A. (1985).- "La Caldera y el Pico de Bandama (Gran Canaria)". En: "Mecanismos eruptivos y estructuras profundas de volcanes españoles e italianos". *Actas de la Reunión Científica C.S.I.C.-C.N.R. Islas Canarias, abril-mayo. 1985*; pp. 136-141.

HANSEN, A. (1985).- "Estudio morfológico de La Isleta". *Revista de Geografía Canaria* nº 1, Univ. de La Laguna, pp. 8-29.

HANSEN A. (1987).- "Los volcanes recientes de Gran Canaria" *Ed. Rueda-Cabildo Insular de Gran Canaria*, 151 pp.

HANSEN, A., SANTANA, A. y PEREZ CHACON, E. (1989).- "Aproximación al mapa geo-morfológico de Gran Canaria, escala 1:100.000. (Canarias)." Abstract. *In Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote Nov.-Dec. 1989, pp. 203-207.

- HAUSEN, H. (1960).- "Las Calderas Canarias". *An. Est. Atlánticos*, 6; pp. 133-194.
- HAUSEN, H. (1961).- "Canarian Calderas". *Comp. Rend Soc. Geol. Finlande*, 33 pp. 179-213.
- HAUSEN, H. (1962).- "New contributions to the geology of Gran Canary". *Soc. Sci. Fenn. Comm. Phys Math.*, 27(1), pp. 1-418.
- HERNAN, F. (1976).- "Estudio petrológico y estructural del complejo traquítico-sienítico de Gran Canaria". *Est. Geol.* 32; 279-324.
- HERNAN, F. Y VELEZ, R. (1980).- "El sistema de diques conicos de Gran Canaria y la estimación estadística de sus características". *Est. Geol.* 36, pp. 65-73.
- HERNAN, F.; ALONSO, J.J.; RODRIGUEZ, J.A. (1985).- "Episodios eruptivos violentos y sus depósitos en Canarias". En: "Mecanismos eruptivos y estructuras profundas de volcanes españoles e italianos". *Actas de la Reunión Científica C.S.I.C.-C.N.R. Islas Canarias, abril-mayo, 1985*; pp. 24-37.
- HERNAN, F., HERNANDEZ-PACHECO, A., DE LA NUEZ, J. y CUBAS, C.R. (1988).- "Morfolología y clasificación de los domos sálicos de las Islas Canarias". *II Congreso Geológico de España, Granada. Tomo Simposios*, pp. 349-358.
- HERNANDEZ-PACHECO, A. (1969).- "The tahitites of Gran Canaria and haüynitization of their inclusions". *Bull. Volcan* 33, pp. 701-728.
- HERNANDEZ-PACHECO, A. e IBARROLA, E. (1973).- "Geochemical variation trends between the different Canary islands in relation to their geological position. *Lithos*, 6; pp. 389-402.
- HERNANDEZ-PACHECO, A. (1979).- "Lineaciones estructurales y vulcanismo en el Archipiélago Canario". *III Asambl. Nac. Geod. y Geof. Madrid, Tomo III*, pp. 1565-1590.
- HERNANDEZ-PACHECO, A. (1981).- "Pautas geoquímicas y distribución espacial del vulcanismo sálico en el Archipiélago Canario". *IV Asambl. Nac. Geod. y Geof., Madrid, Tomo III*, pp. 1757-1777.
- HOERNLE, K. (1987).- "General Geology and Petrology of the Roque Nublo Volcanics on Gran Canaria, Canary Islands, Spain". *MA Thesis Univ. Santa Bárbara*, pp. 1-191.
- HOERNLE, K. (1990).- "The major element, trace element and Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria (Canary Islands), magma sources over the past 15 m.y.: Infe-

rences on the geochemical and structural evolution of the mantle". *University of California, Santa Barbara, publ. PhD thesis*, pp. 1-140.

HOERNLE K. SCHMINCKE H-V., TILTON G. (1991, a).- "Major and trace element geochemistry of the basalts (picccrites-tholeites through melilite nephelinites) on Gran Canaria, Canary Islands: Crystal fractionation and depth of melting". *Contrib. Mineral. Petrol.* (submitted)

HOERNLE K. SCHMINCKE, H-U., TILTON, G. (1991, b).- "The geochemical evolution of the diverse basalts on Gran Canaria over the past 15 m.y.: The role of partial melting and source heterogeneity" *Contrib. Mineral. Petrol.* (submitted)

HOERNLE, K. TILTON, G. SCHMINCKE, H-U. (1991).- "The Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria magma sources over the past 15 m.y.: Implications for the recycling of continental lithospheric mantle" *Earth Planet. Sci. Lett.* (submitted).

IBARROLA, E. (1970).- "Variabilidad de los magmas basálticos en las Canarias Orientales y Centrales". *Est. Geol.* 26 pp. 337-399.

IBARROLA, E. y MARTORELL, J. (1973).- "Melilitas olivínicas en Gran Canaria, derivadas de magmas basálticos alcalinos". *Est. Geol.* 29, pp. 319-324.

IBARROLA, E. y BRÄNDLE, J.L. (1975).- "Estudio comparativo de melilitas en rocas ultramáficas de dos diferentes "provincias volcánicas" españolas. I Asambl. Nac. Geod. y Geof., Madrid, pp. 1291-1318.

I.G.M.E. (1973).- "Programa Sectorial de Rocas de Construcción y Aridos". Investigación de Rocas Pumíticas en la isla de Gran Canaria. *Documento N° 00416*.

I.G.M.E. (1974).- "Mapa de rocas industriales: escala 1:200.000". Hoja y Memoria 93 (11/11). Las Palmas de Gran Canaria. *Documento N° 00554*.

I.G.M.E. (1984,a).- "Análisis del estado actual de las investigaciones sobre rocas y minerales industriales realizadas en las Islas Canarias". *Documento N° 10.961*.

I.G.M.E. (1984,b).- Investigación de rocas puzolánicas en España". *Documento No 10.966*.

I.G.M.E. (1985,a).- "Investigación de arcillas en las Islas Canarias". *Documento N° 11.117*.

I.G.M.E. (1985,b).- "Investigación de gabros, dioritas y sienitas en la isla de Gran Canaria". *Documento N° 11.121*.

- I.G.M.E. (1986,a).- "Bases para la ordenación minera y ambiental de la extracción de piñón en las islas canarias, (Tenerife, Lanzarote y Gran Canaria)". 51 pp. *Documento N° 00.887.*
- I.G.M.E. (1986,b).- "Estudio hidrogeológico para abastecimiento de aguas al municipio de Santa Lucía de Tirajana".*Documento N° 36522.*
- I.G.M.E. (1986,c).- "Síntesis de los estudios realizados por el I.G.M.E. en la Comunidad Autónoma de Canarias, 44 pp. *Documento N° 00962.*
- I.T.G.E. (1990,a).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.100 - I,II, Agaete".
- I.T.G.E. (1990,b).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.101-III,IV, Arucas".
- I.T.G.E. (1990,c).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.101-I,II, Las Palmas de Gran Canaria".
- I.T.G.E. (1990,d).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.108-I, Vecindad de Enfrente".
- I.T.G.E. (1990,e).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.109-IV, Teror".
- I.T.G.E. (1990,f).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.109-I, Santa Brígida".
- I.T.G.E. (1990,g).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.108-II, III, San Nicolás de Tolentino".
- I.T.G.E. (1990,h).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.109-III, San Bartolomé de Tirajana".
- I.T.G.E. (1990,i).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.109-II, Telde".
- I.T.G.E. (1990,j).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.113-I, Mogán".
- I.T.G.E. (1990,k).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.114-IV, Santa Lucía".
- I.T.G.E. (1990,l).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.114-I, Agüimes".
- I.T.G.E. (1990,m).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.113-II, Arguine-

guín".

I.T.G.E. (1990,n).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.114-III, *Maspalomas*".

I.T.G.E. (1990,o).- "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.114-II, *Castillo del Romeral*".

JARDIN BOTANICO "VIERA Y CLAVIJO" (1980).- "Historia geológica del Jardín Canario". *Aguayro 120*, pp. 32.

JARDIN BOTANICO "VIERA Y CALVIJO" (1980).- "Reserva integral de interés científico. La Caldera de Bandama". *Aguayro 123*, pp. 31-33.

JEREMINE, E. (1933).- "Contribution à l'étude petrographique des trois, îles de l'archipel Canarien: Tenerife, La Palma, Gran Canaria". *Bull. Soc. Fran. Miner. Crist.*, 56; pp. 189-261.

KLUG, H. (1968).- "Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbildung auf einen vulkanischen Archipel." *Geographisch Institut, Universitt Kiel Schriften*, 24/3, pp. 58.

KNEBEL, W. von (1907).- "Die vulkanische Aufbau der Insel Gran Canaria". *Globus*, vol. 92, pp. 73-122.

KOBBERGER G, SCHMINCKE, H.U. (1990).- "Deformation history of rheomorphic ignimbrite D (Gran Canaria): The role of shear zones". (Abstract) *IAVCEI Internat'l. Volc. Congress*, Mainz, FRG.

LACROIX, A. (1910).- "Les roches alcalines de Tahiti". *Bull. de la Soc. Geol. de France*, 4, Serie. Tome X, Paris.

LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN A. y ZANETTIN, B. (1986).- "A chemical classification of Volcanic Rocks Based an the Total Alkali-Silica Diagram". *Jour. Petrol.* Vol. 27, Part. 3, pp. 745-750.

LEAT, P.T. y SCHMINCKE, H.U. (1990).- "Emplacement of strongly welde ignimbrite E, Mogán Formation, Gran Canaria". (Absstract) *IAVCEI Internat'l. Volc. Congress*, Mainz, FRG.

LECOINTRE, G. (1966).- "Quelques remarques sur le Quaternaire marin de l'Île de Gran Canaria". *Publicaciones del Museo Arqueológico de Santa Cruz de Tenerife*, 6;

pp. 167-173.

- LECOINTRE, G., TINKLER, K.J. and RICHARDS, H.G. (1967).- "The marine Quaternary of the Canary Islands". *Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia*. Vol. 119, núm. 8, pp. 325-344.
- LIETZ, J. (1973).- "Fossile Piedmont-Schwemmfcher auf der Kanaren-Insel Gran Canaria, und ihre Beziehung zur Lage des Meeresspiegels". *Z. Geomorph., N.F., Suppl.* 18; 105-120.
- LIETZ, J. (1975).- "Marines und terrestrisches Quartr auf Gran Canaria (Kanarische Inseln) und ihre paloklimatische Deutung." *N.Jb. Geol. Pa- lont., Abh.* 150, pp. 73-91.
- LOTZE, F. (1970).- "Das Bauschema der Insel Gran Canaria (Kanarische Inseln)". *N. Jahrbuch für Geologie u. Paläontologie*, 12, pp. 701-704.
- LIETZ, J. y SCHMINCKE, H-U. (1975).- "Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K/Ar-ages". *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 18, pp. 213-239.
- LOTZE, F. (1970).- "Das Bauschema der Insel Gran Canaria (Kanarische Inseln)". *N. Jahrbuch für Geologie u. Palontologie*, 12, pp. 701-704.
- LYELL ,CH. (1855).- "Manual of Elementary Geology". London.
- MAC-21 (1976).- "Proyecto de planificación de la explotación y uso racional de los recursos de agua en las Islas Canarias". Com. Interminist. de las actuaciones del Estado en materia de aguas de las Islas Canarias.
- MACAU, F. (1956).- "Interesante formación de "Giobertita" en los basaltos de Gran Canaria". *Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, pp. 89-94.
- MACAU, F. (1956).- "La muerte de un joven enfermo. Análisis de las causas de la destrucción del puente Rosiana en la carretera de Las Palmas a San Bartolomé de Tirajana (Gran Canaria)". *Revista de Obras Públicas, Madrid*.
- MACAU, F. (1957).- "Los volcanes del Cenozoico en Gran Canaria. Causas y consecuencias de su singular distribución en la isla". *XX. Congr. Geol. Intern. Mejico, sec. I.* pp. 409-424.
- MACAU, F. (1958).- "Aplicación de la geología al estudio de un presupuesto para la construcción de una carretera". *Revista de Obras Públicas, Madrid*.

- MACAU, F. (1958).- "Contribución al estudio del Mioceno canario". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, (Sec. Geol.), vol. 56; pp. 477-486.
- MACAU, F. (1959).- "Las "calderas" de Gran Canaria". *An. Est. Atlánticos*, núm. 5; pp. 9-36.
- MACAU, F. (1960).- "Contribución al estudio del Cuaternario de Gran Canaria". *An. Est. Atlánticos*, 6, pp. 117-132.
- MARTEL, M. (1952).- "Contribución al estudio geológico y paleontológico de Gran Canaria". *Est. Geol.* 8, pp. 109-135.
- MARTINEZ, J. (1985).- "Dunas de Maspalomas (Gran Canaria, España): Los parámetros morfoscópicos-granulométricos". *Bol. Geol. Min. Esp.* T. XCVI-V, pp. 486-491.
- MARTINEZ, J., CARPIO,P., GOMEZ, M., HERNANDEZ, T. y MENA, A. (1986).- "Las dunas de Maspalomas (Gran Canaria): Geología e impacto del entorno". *Excmo Cabildo Insular de Gran Canaria. Universidad Politécnica de Las Palmas*, 151 p.
- MARZOL, V. (1988).- "La lluvia, un recurso natural para Canarias". *Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias*, nº 130 (investigación 32); 220 págs.
- McDOUGALL y SCHMINCKE, H-U. (1976).- "Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: age of shield building volcanism and other magmatic phases". *Bull. Volcan.* vol. 40-1, pp. 57-77.
- MECO, J. (1975).- "Los "strombus" de las formaciones sedimentarias de la ciudad de Las Palmas". *Anuar. Centro Regional de Las Palmas*, 1, 203-224.
- MECO, J. (1976).- "Los "Strombus" Neógenos y Cuaternarios del Atlántico Euroafricano (Resumen)". *COL-PA* núm. 29. Madrid.
- MECO, J. (1977).- "Paleocostas de Canarias". *El Museo Canario. Las Palmas de Gran Canaria*, pp. 26.
- MECO, J. (1977).- "Paleontología de Canarias I: Los "Strombus" neógenos y cuaternarios del Atlántico euroafricano (taxonomía, bioestratigrafía y paleontología)". *Ediciones Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria, Las Palmas*; pp. 92.
- MECO, J. (1981).- "Neogasterópodos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos* 27; 601-615, Las Palmas.

- MECO, J. (1982).- "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos* 28 y 29, pp. 65-125.
- MECO, J. (1983).- "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales (Suplemento)". *An. Est. Atlánticos* 29; pp. 579-595.
- MECO, J. (1986).- "Evolución faunística cuaternaria en la puerta del Mediterráneo". In *Simpós. Sobre fluctuaciones climáticas durante el cuaternario en las regiones del Mediterráneo Occidental*. Madrid. 14-21 junio.
- MECO, J. (1986).- "Climatic change in the Canary Islands during upper Pleistocene". In *International Simpos. "Global Change in Africa Post-Present-Future"*. Dakar (april 21-25).
- MECO, J. (1986).- "La fauna pre-Jandiense y su evolución durante el Cuaternario superior de Canarias". In: *J. Meco y N. Petit-Maire (eds.). El Cuaternario de Canarias, Las Palmas-Marseille*. pp. 51-71.
- MECO, J. (1988).- "The emergent littoral deposits in Fuerteventura and the evolution of the Canarian marine faunas during the Quaternary in N. Petit-Maire ed. *Déserts, Past and Future evolution, Fuerteventura, Workshop 1988 PICG 252*: pp. 166-178.
- MECO, J. y POMEL, R. (1985).- "Les Formations Marines et Continentales Intervolcaniques des Iles Canarias Orientales (Grande Canarie, Fuerteventura et Lanzarote: Stratigraphie et Signification Paleoclimática". *Est. Geol.* 41, pp. 223-227.
- MECO, J.; STEARNS, E. (1981).- "Emergent Litoral Deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Research* 15, pp. 199-208.
- MECO, J.; POMEL, R.S.; AGUIRRE, E. y STEARNS, Ch. E. (1987).- "The recent marine Quaternary of the Canary Island". *Trabajos sobre Neógeno- Cuaternario*, 10, C.S.I.C., pp. 283-305.
- MEHL, K.W. y SCHMINCKE, H-U. (1990).- The Pliocene Roque Nublo debris avalanche breccia on Gran Canaria (Canary Islands). (Abstract) *IAVCEI Internat. Volc. Congress*, Mainz, FRG.
- M.O.P.U. (1985).- "El agua en Canarias". *S.G.O.P. Bol. Inform. y Estudios*, 44, 45 págs.
- MUÑOZ, M. (1973).- "Inclusiones máficas y ultrabásicas en las formaciones volcánicas de la isla de Gran Canaria". *Est. Geol.* 29, pp. 113-129.

- NADAL, I. y GUITIAN, C. (1983).- "El Sur de Gran Canaria: Entre el turismo y la marginación. *Cuadernos Canarios de Ciencias Sociales*. Las Palmas.
- NADERMANN, F. (1989).- "Verbreitung und Entstehung der peralkalischen, rhyolitischen Lavaströme und Ignimbrite im Barranco de Tirajana, Gran Canaria, Spanien". Bericht über Diplomkartierung und Diplomarbeit. *Ruhr-Universität-Bochum*; pp. 133. Unpublished.
- NAVARRO, J.M.; APARICIO, A.; GARCIA, L. (1969).- "Estudio de los depósitos sedimentarios de Tafira, Las Palmas". *Est. Geol.* 25, pp. 235-248.
- NAVARRO, J.M. y COELLO, J. (1989).- "Depresiones formadas por deslizamientos gravitacionales en Tenerife." Abstract. In. *Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote Nov.-Dic. 1989, pp. 150-152. Trabajo original íntegro no publicado, 28 p.
- NOGALES, J. y SCHMINCKE, H-U. (1969).- "El pino enterrado de la Cañada de Las Arenas (Gran Canaria)". *Cuadernos de Botánica Canaria V*; pp. 23-25.
- PEREZ TORRADO, F., CABRERA, M.C. y MANGAS, J. (1989).- "Paleotopografía Pre-Roque Nublo en la mitad septentrional de Gran Canaria, I. Canarias." Abstract. In *Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote Nov.-Dec. 1989, pp. 208-209.
- PETIT-MAIRE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S. et ROSSO, J.C. (1986).- "Paleoclimatologie des Canaries orientales (Fuerteventura)". *C.R. Acad. Sc. Paris 303, Série II*, 13, pp. 1241-1246.
- PETIT-MAIRE, N., DELIBRIAS, G., MECO, J., POMEL, S. y ROSSO, J.C. (1987).- "Paleoclimats de l'île de Fuerteventura (Archipel Canarien) *Paleoecology of Africa 18*, pp. 351-356.
- PLAN HIDROLOGICO DE GRAN CANARIA (1991).- "Actualización del conocimiento hidrogeológico de la isla de Gran Canaria". Tomo I, memoria. *Cabildo Insular de Gran Canaria-Gobierno de Canarias*, 75 pp.
- POMEL, R.; MIALLIER, D.; FAIN, J.; SANZELLE, S.; MECO, J. (1985).- "El volcanismo del Pleistoceno Superior en Gran Canaria". *An. Est. Atlánticos 31*, pp. 627-647.
- ROTHER, P. (1964).- "Zur geologischen Geschichte der Insel Gran Canaria". *Natur. und Museum.*, 94, pp. 1-9.
- ROTHER, P. (1966).- "Zum Alter des Vulkanismus auf dem sttischen Kanaren". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math.*, Vol. 31, n° 13, pp. 1-80.

- ROTHE, P. (1986).- "Kanarische Inseln: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife, Gomera, La Palma, Hierro". In Sammlung Geologischer Führer, b.81. *Gebr. Borntraeger. Berlin, Stuttgart*; 226 p.
- ROTHPLETZ, A., y SIMONELLI, V. (1890).- "Die Marinen Ablagerungen auf Gran Canaria". *Absdruck. a. d. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges.* 42, 677-737.
- ROTHPLETZ, A., y SIMONELLI, V. (1898).- "Formaciones de origen marino de la Gran Canaria". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 23-3, pp. 1-83. Traducción de Palacios. Madrid.
- SCHMINCKE, H-U. (1967,a).- "Cone-sheet swarm, resurgence of Tejeda Caldera and the early geologic of Gran Canaria". *Bull. Volcan.* 31, pp. 153-162.
- SCHMINCKE, H-U. (1967,b).- "Mid-Pliocene fossil wood from Gran Canaria". *Cuadernos de Botánica*, 2 pp. 19-20 Las Palmas.
- SCHMINCKE, H-U. (1968,a).- "Faulting versus erosion and the reconstruction of the Mid-miocene shield volcano of Gran Canaria. *Geol. Mitt.* 8, pp. 23-50.
- SCHMINCKE, H-U. (1968,b).- "Subtropische, pliozäne Vegetation auf Gran Canaria". *Naturwissenschaften* 55, p. 185-186.
- SCHMINCKE, H-U. (1969,a).- "Ignimbrite sequence en Gran Canaria". *Bull. Volcan.* 33; pp. 1199-1219.
- SCHMINCKE, H-U. (1969,b).- "Petrologie der phonolitischen bis rhyolitischen Vulkanite auf Gran Canaria, Kanarische Inseln". *Habilitationsschrift, Universität Heidelberg*, pp. 1-151.
- SCHMINCKE, H-U. (1971).- "Tecktonische elemente auf Gran Canaria". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie Monatshefte. Heft*, 11, pp. 697- -670.
- SCHMINCKE, H-U. (1973).- "Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island Groups". *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, pp. 633-648.
- SCHMINCKE, H-U. (1976).- "The geology of the Canary Islands". In: *Biogeography and Ecology in the Canary Islands*, Junk, the Hague. G.Kunkel, ed, pp. 67-184.
- SCHMINCKE, H-U. (1979).- "Age and Crustal Structure of the Canary, Islands". *J. Geophys.* 46, pp. 217-224.
- SCHMINCKE, H-U. (1981).- "Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands". In

Von Rad. et. al. (eds.). Evolution of the Passive Margin of NW-Africa, Springer Verlag, Heidelberg, 37 p.

SCHMINCKE, H-U. (1987).- "Geological Field Guide of Gran Canaria". Pluto Press, FRG, 179 pp.

SCHMINCKE, H-U. (1990).- "Geological Field Guide of Gran Canaria". Pluto Press, FRG, 199 pp.

SCHMINCKE, H-U. y FLOWER, M.J.F. (1974).- "Magmenevolution auf Atlantischen Vulkaninseln". *Naturwissenschaften* 61, pp. 288-277.

SCHMINCKE H-U., NADERMANN, F. (1987).- "Highth-T ignimbrites on Gran Canaria". *Hawaii Symposium on "How Volcanoes Work"*, (Abstract), Volume: 228.

SCHMINCKE, H-U., y STAUDIGEL, H. (1976).- "Pillow lavas on central and eastern Atlantic Islands (La Palma, Gran Canaria, Porto Santo, Santa María) (preliminary report)". *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 18, pp. 871-883.

SCHMINCKE, H-U. y SWANSON, D.A. (1966).- "Eine alte Caldera auf Gran Canaria". *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*; pp. 260-269.

SCHMINCKE, H-U. y SWANSON, D.A. (1967).- "Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands". *Jour. Geol.* 75, pp. 641-664.

SCHMINCKE, H-U.; BREY, G.; STAUDIGEL, H. (1974).- "Craters of phreatomagmatic origin on Gran Canary, Canary Islands". *Naturwissenschaften* 61-3, pp. 125.

SPA/69/515 (1975).- "Estudio Científico de los Recursos de Agua en las Islas Canarias. Madrid". *Ministerio de Obras Públicas-UNESCO*.

STORETVEDT, U.M.; SRALESTAD, S.; THOMASSEN, K.; IM LANGLIE, A.; NERGARD, A.; GISDKEHAUG, A. (1978).- "Magnetic discordance in Gran Canaria/Tenerife and its possible relevance to the N.W. African Continental margin". *J. Geophys.* 44; pp. 317-332.

TILLING, R.I., TOPINKA, L. y SWANSON, D.A. (1984).- "Eruptions of Mount St. Helens: Past, Present and Future". *U.S. Depart. of the Interior /Geological Survey*, pp. 57 Revised edition 1990.

VAUGNAT, M. (1960).- "Sur les laves en coussin des environs de Las Palmas, Grande Canarie (Norte préliminaire)". *Archives des Sciences. Geneve*, Vol. 13, pp. 153-157.

WEBB, M.M.P. y BERTHELOT, S. (1839).- "Histoire naturelle des Iles Canaries". *Tomo deuxième.*

ZEUNER, F.E. (1958).- "Lineas costeras del Pleistoceno en las Islas Canarias". *An. Est. Atlánticos*, 4; pp. 9-16.