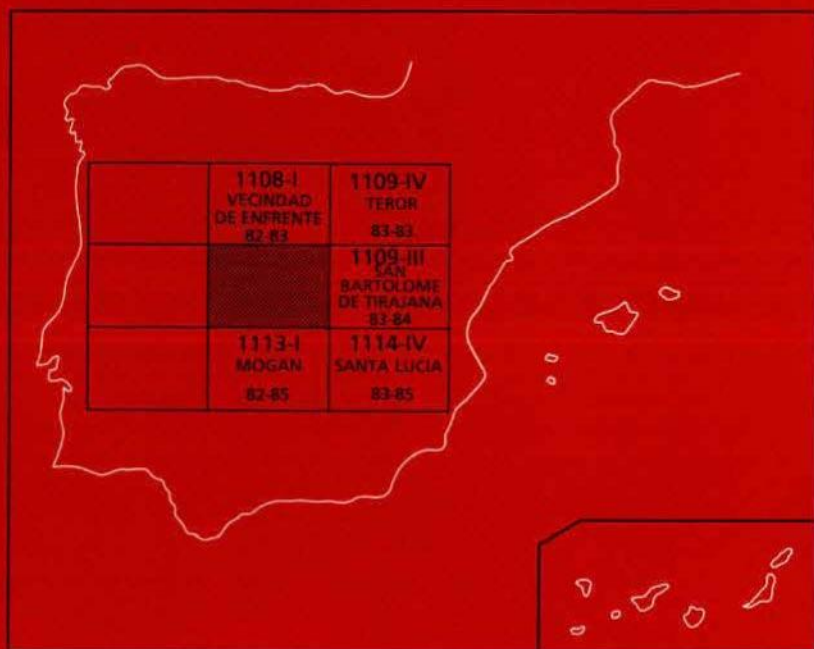




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie - Primera edición



SAN NICOLAS DE TOLENTINO

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270 / 1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

SAN NICOLAS DE TOLENTINO

Primera edición

MADRID, 1.990

Composición: RHEA Consultores, S.A. - Paseo de La Habana, 206 - 28036 Madrid
Tirada: Gráficas Mawijo, S.A. - Fuenlabrada (Madrid)
D.L.: M-24827-1990
N.I.P.O.: 232-90-005-1

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el equipo de geología de la Empresa GEOPRIN, S.A., bajo normas, dirección y supervisión del I.T.G.E. Han intervenido los siguientes técnicos:

Dirección y Supervisión del I.T.G.E.:

L. A. Cueto.

Equipo base:

R. Balcells (GEOPRIN, S.A.). Geoquímica.

J.L. Barrera (GEOPRIN, S.A.). Cartografía; Petrología; Geoquímica y Memoria.

J. A. Gómez Sainz de Aja (GEOPRIN, S.A.). Cartografía y Memoria.

M^a T. Ruiz García (GEOPRIN, S.A.). Petrología.

Colaboradores:

E. Ancochea (Dpto. Petrología, U.C.M.). Geoquímica.

J.L. Brändle (Inst. Geol. Econ., C.S.I.C.). Geoquímica.

M^a C. Cabrera (Univ. Politécnica de Canarias). Sedimentología.

J. Coello (Univ. de La Laguna). Hidrogeología.

C.R. Cubas (Univ. de La Laguna). Asesoría en Domos sálicos.

F. Hernán (Univ. de La Laguna). Asesoría cartográfica general.

J. Meco (E.U.P., Las Palmas). Bioestratigrafía y Paleontología.

J.A. Núñez (Serv. Hidráulico, Las Palmas). Asesoría Cartográfica General.

J.R. Vidal (Col. Univ. La Coruña). Cartografía y Memorias Geomorfológicas.

Laboratorios:

ENADIMSA. Análisis químicos

I N D I C E

	Pág.
1.- INTRODUCCION.	9
1.1.- SITUACION Y ASPECTOS GEOGRAFICOS.	9
1.2.- ANTECEDENTES GEOLOGICOS.	10.
2.- ESTRATIGRAFIA.	10
2.1.- CICLOS VOLCANICOS.	10
2.2.- CICLO I.	12
2.2.1.- Formación basáltica.	12
2.2.1.1.- Tramo inferior. Coladas y piroclastos basálticos. (3 y 4)	13
2.2.1.2.- Tramo medio. Coladas basálticas y traquibasálticas. (5)	14
2.2.1.3.- Tramo superior. Coladas y piroclastos basálticos y traquibasálticos. (6 y 7).	15
2.2.2.- Diques básicos y sálicos.	16
2.2.3.- Formación traquítico-riolítica extracaldera.	17
2.2.3.1.- Toba vitrofídica. "Composite flow". (8).	18
2.2.3.2.- Coladas riolítico-traquíticas. (9).	20
2.2.3.3.- Ignimbritas, coladas piroclásticas y lavas intercaladas. (10).	20
2.2.3.4.- Coladas y piroclastos basálticos. (11 y 12). .	22

	Pag.
2.2.4.- Formación traquítico-riolítica intracaldera.	22
2.2.4.1.- Tobas, ignimbritas y lavas riolítico-traquíticas. (13).	23
2.2.5.- Sienitas. (14).	25
2.2.6.- Unidad del "cone-sheet".	26
2.2.6.1.- Complejo de diques.	26
2.2.6.2.- Brecha volcánica central del "cone-sheet". (15) ..	28
2.2.7.- Formación fonolítica.	28
2.2.7.1.- Ignimbritas y lavas traqui-fonolíticas, con traqui- tas intercaladas. (16)	29
2.2.7.2.- Intrusiones de domos-diques de fonolitas nefelíni- cas. (17).	30
2.3.- FORMACION PRE-ROQUE NUBLO.	31
2.3.1.- Coladas basálticas "intracanyon". (21)	31
2.4.- CICLO ROQUE NUBLO.	32
2.4.1.- Sedimentos aluviales y conglomerados del Roque Nublo (22)	32
2.4.2.- Coladas basálticas, traquibasálticas, basaníticas y tefríticas. (23).	34
2.4.3.- Edificio Pino Gordo. (23 y 24)	36
2.4.4.- Brecha volcánica Roque Nublo. (25).	36
2.5.- CICLO POST-ROQUE NUBLO.	38
2.5.1.- Tramo inferior. Coladas basálticas y basaníticas. (26).	38
3.- MATERIALES SEDIMENTARIOS.	39
3.1.- GLACIS-CONO. (18).	39
3.2.- SEDIMENTOS ALUVIALES DE ARENAS Y CONGLOMERADOS. (19).	40
3.3.- DEPOSITOS CAOTICOS IGNI-MBRITICOS DE DESLIZAMIENTOS DE LADERA. (20).	41
3.4.- DEPOSITOS DE DESLIZAMIENTOS GRAVITACIONALES. (27). .	41
3.5.- DEPOSITOS DETRITICOS HOLOCENOS Y ACTUALES (28, 29, 30 Y 31)	42
4.- TECTONICA.	45
5.- GEOMORFOLOGIA.	47
5.1.- MATERIALES.	47
5.2.- FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE.	49
5.3.- PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES EN LA HOJA.	50
5.3.1.- Formas macro.	50
5.3.1.1.- Formas marinas.	50
5.3.1.2.- Formas continentales.	51
5.3.2.- Microformas.	54
5.4.- TOPONIMOS DE LA HOJA CON VALOR GEOMORFOLOGICO.	55

	Pág.
6.- PETROLOGIA.	55
6.1.- CICLO I.	55
6.1.1.- Formación basáltica.	55
6.1.1.1.- Tramos inferior, medio y superior. (3, 4, 5, 6 y 7). .	55
6.1.2.- Diques básicos y sálicos. (1 y 2).	57
6.1.3.- Formación traquítico-riolítica extracaldera.	58
6.1.3.1.- Toba vitrofídica. "Composite flow". (8).	58
6.1.3.2.- Coladas riolítico-traquíticas. (9).	60
6.1.3.3.- Ignimbritas, coladas piroclásticas y lavas riolítico- traquíticas. (10).	61
6.1.3.4.- Coladas basálticas intercaladas. (11).	62
6.1.4.- Formación traquítico-riolítico intracaldera.	63
6.1.4.1.- Tobas, ignimbritas y lavas riolítico-traquíticas. (13) .	63
6.1.5.- Sienitas. (14).	64
6.1.6.- Unidad del "Cone-sheet".	65
6.1.6.1.- Complejo de diques.	65
6.1.6.2.- Brecha volcánica del "Cone-sheet". (15)	66
6.1.7.- Formación fonolítica.	66
6.1.7.1.- Ignimbritas y lavas. (16).	66
6.1.7.2.- Domos. (17).	67
6.2.- FORMACION PRE-ROQUE NUBLO.	68
6.2.1.- Coladas basálticas "intracanyon". (21).	68
6.3.- CICLO ROQUE NUBLO.	68
6.3.1.- Coladas de basaltos, hawaiiitas, benmoreitas, basanitas, y tefritas. (23).	68
6.3.2.- Brecha volcánica. (25).	71
6.4.- CICLO POST ROQUE NUBLO.	72
6.4.1.- Coladas basálticas y basaníticas. (26).	72
7.- GEOQUIMICA.	72
8.- HISTORIA GEOLOGICA.	108
9.- HIDROGEOLOGIA.	112
9.1.- DATOS CLIMATOLOGICOS.	112
9.2.- AGUAS SUPERFICIALES.	112
9.3.- AGUAS SUBTERRANEAS.	115
9.4.- HIDROGEOQUIMICA.	117
10.- GEOLOGIA ECONOMICA, MINERIA Y CANTERAS.	117
11.- PATRIMONIO CULTURAL GEOLOGICO.	118
12.- BIBLIOGRAFIA.	118

I.- INTRODUCCION.

1.1.- SITUACION Y ASPECTOS GEOGRAFICOS.

Esta Hoja se encuentra situada en la zona centroccidental de la isla de Gran Canaria. El límite occidental está formado por la línea de costa, la cual presenta una forma arqueada acorde con el perímetro casi circular de esta isla. La presente cartografía y memoria se limitan a la Hoja número (81-84; 82-84) editada por el Servicio Geográfico del Ejército, a escala 1:25.000.

Desde el punto de vista fisiográfico caben destacar los grandes relieves existentes que se alzan sobre los profundos barrancos. De entre todos ellos el barranco más importante es el Barranco de la Aldea que recorre la Hoja de E. a O. en su parte norte. A este último, vierten sus aguas los barrancos de Tejeda, Chorillo y Siberio, (en el sector más oriental) mientras que en su curso medio-bajo recibe a los de Tifarcal, Salado, Furrel y Tocodomán. Este barranco es uno de los más importantes y antiguos de la isla, (aspecto que se comentará en apartados sucesivos). Los barrancos que recorren el área sur-occidental tienen una orientación NE.-SO. Entre ellos los más importantes son los de Tasarte, Tasartico, Güigüi (Grande y Chico), y Peñón Bermejo.

Uno de los rasgos más significativos del relieve lo constituye el enorme escarpe de la Caldera de Tejeda, el cual divide prácticamente la Hoja en dos mitades: la mitad oriental se caracteriza por el fuerte encajamiento de la red de drenaje, mientras que en la mitad occidental se observa un sector deprimido con relieve más suavizado ocupado por los barrancos de Tocodomán y de la Aldea, y otro sector entre estos barrancos y la línea de costa que se caracteriza por un relieve muy abrupto. En esta zona son frecuentes los acantilados algunos de los cuales sobrepasan los 500 mts. de altura.

A pesar de ello las máximas alturas se alcanzan en la mitad oriental. En la cual, tanto la Montaña de Las Yescas como la Montaña de Sándara, superan los 1500 mts.

La vegetación guarda cierta relación con los dominios antes aludidos. Así en todo el área occidental abunda, casi exclusivamente, el pino canario. Sin embargo en la zona costera y suroccidental se desarrollan especies endémicas del tipo tabaiba, cardón (*Euphorbia canariensis*), verode y retama. El cuadrante noroccidental es prácticamente la única zona agrícola en la cual existen cultivos intensivos, en invernaderos, de pimiento, tomate, pepino, etc. con destino preferente al mercado europeo.

1.2.- ANTECEDENTES GEOLOGICOS.

Para la realización de esta Hoja se han revisado las cartografías ya existentes de la isla: como son el mapa geológico a escala 1:100.000 de Gran Canaria con su correspondiente memoria (ALONSO et al. 1968), así como el mapa geológico 1:200.000 de HAUSEN (1960). A nivel más concreto, se ha contado con el mapa geológico del Complejo traquítico-sienítico (HERNAN 1976) relativo a la zona de la Caldera de Tejeda. Así mismo han sido consultados datos geocronológicos y geológicos de SCHMINCKE (1967, 1968, 1976), MC. DOUGALL y SCHMINCKE (1976) y LIETZ y SCHMINCKE (1975). También se han utilizado para el estudio de las facies extracaldera las columnas estratigráficas y el informe realizado en la Tesis de CRISP (1984).

Para el estudio geoquímico se han utilizado los análisis realizados anteriormente y además han sido muestreadas las unidades que se consideran más representativas, y aquellas cuyo grado de alteración lo permitía.

2.- ESTRATIGRAFIA.

2.1.- CICLOS VOLCANICOS.

Los criterios utilizados para establecer la estratigrafía volcánica general de la isla han sido básicamente de campo, tales como grado de conservación, sucesión vertical de evento. Según éste, son visibles, de manera clara, diversas discordancias erosivas entre las unidades volcánicas, que permiten distinguir varios ciclos. Dentro de cada uno los criterios petrológicos, geoquímicos y de polaridad magnética han servido para marcar formaciones o tramos en los que subdividir dichos ciclos. La edad cronoestratigráfica está basada en los datos geocronológicos que existen hasta la fecha, que cubren con bastante rigor, aunque no totalmente completo, la superficie de la isla. Los primeros datos de edades absolutas fueron los de ABDEL-MONEM et al. (1971). Posteriormente, los trabajos de LIETZ y SCHMINCKE (1975), MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976) y FERAUD et al. (1981) actualizan las dataciones anteriores y las extienden prácticamente a todas las formaciones volcánicas de la isla.

El Ciclo I completo, y todo el Ciclo Roque Nublo son los que constituyen principalmen-

te la geología de la Hoja. Pequeños afloramientos de la formación pre-Roque Nublo y algunas coladas del Ciclo post Roque Nublo completan la estratigrafía de la Hoja.

En el Cuadro I se han establecido las correlaciones entre la estratigrafía definida en esta Hoja, y las establecidas anteriormente por los autores que han tratado este aspecto con más detalle, como son: FUSTER et al. (1968), LIETZ y SCHMINCKE (1975) y MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976).

C U A D R O I

FUSTER et al (1968)	LIETZ y SCHMINCKE (1975) MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976)	M A G N A	
SERIE BASALTICA II	FASE III Formación Los Llanos	Inf.	CICLO POST R.N.
SERIE ROQUE NUBLO	FASE II	CICLO ROQUE NUBLO	
SERIE pre-ROQUE NUBLO	Grupo Roque Nublo		
	FORMACION EL TABLERO	FORMACION PRE-R. NUBLO	
SERIE FONOLITICA	FASE I		
	F. Mña. del Horno y F. Fataga	F. fonolítica	
COMPL. TRAQU.-SIENITICO	F. Tejeda, F. Mña. del Horno y F. Mogán	F. traqui-riolítica	CICLO I
	F. Hogazales	Sup.	
SERIE BASALTICA I	F. Güigüi	Med.	F. Basáltica
		Inf.	

El Ciclo I está representado en su totalidad, siendo está la única Hoja que lo tiene completo. Según la naturaleza de las emisiones, se subdivide en formación basáltica, formación traquitico-riolítica y formación fonolítica. Estas tres formaciones tienen su equivalencia respectiva en la Serie basáltica I, Complejo traqui-sienítico y Serie fonolítica de FUSTER et al. (1968), aunque en esta Hoja, la formación basáltica está dividida en tres tramos: el inferior, el medio y el superior (Unidad del Peñón Bermejo). Para la separación del tramo inferior y medio se ha tenido en cuenta a "grosso modo", los tipos de emisiones, aunque a veces el límite exacto de ellas en campo se hace difícil. Sin embargo el paso del tramo medio al superior está perfectamente marcado por una discordancia erosiva visible en la playa de Güigüi, y que ya fue puesta de manifiesto por SCHMINCKE (1968). Esta discordancia ha sido el criterio utilizado por MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976) para definir la Formación Hogarzales erosiva, equivalente a la Unidad del Peñón Bermejo, de la Formación Güigüi abajo, similar a los tramos inferior y medio de la Hoja.

En las formaciones sálicas, se han distinguido dos dominios, según se encuentran en la parte interior o exterior a la Caldera de Tejeda. Esta distinción también la realizan MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976) pero dando nombres geográficos de dentro a fuera

de la Caldera. Así, la formación traquítico-riolítica la llaman Formación Mogán cuando está en el dominio extracaldera, y formación Montaña del Horno cuando se encuentran dentro. La Formación Tejeda (op. cit.) no tiene un nombre específico dentro de la Hoja pero corresponde al conjunto de diques del "cone-sheet" y a las sienitas. Por su parte, la formación fonolítica se denomina Fataga cuando está fuera, y formación Montaña del Horno cuando está dentro.

La formación pre-Roque Nublo tiene muy poca representación, y fue definida por MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976) según las dataciones absolutas que realizaron sobre coladas de difícil asignación estratigráfica. Estos autores encontraron la existencia de un evento volcánico (sin categoría de ciclo) hacia los 5 m.a., separado unos 0.5 m.a. del comienzo del Ciclo Roque Nublo, al que llamaron Formación El Tablero por la colada que aflora en el pueblo de El Tablero a 2 km. al NO. de Maspalomas, que presenta esta edad. Esta formación no fue definida por FUSTER et al. (1968), por lo que no se pueden establecer correlaciones.

El Ciclo Roque Nublo, formado por coladas y brechas volcánicas, equivale al Grupo Roque Nublo de LIETZ y SCHMINCKE (1975) y MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976), pero engloba la Serie pre-Roque Nublo y la Serie Roque Nublo de FUSTER et al. (1968).

2.2.- CICLO I.

2.2.1.- Formación basáltica

Comprende el tercio occidental de la Hoja, formando potentes apilamientos lávicos subhorizontales buzando ligeramente hacia el mar. Es precisamente la acción marina continuada desde los tiempos de emisión de la formación (hace aproximadamente 13.8 m.a.) la que ha provocado acantilados verticales importantes.

Desde el punto de vista volcanológico, los afloramientos que aparecen en esta Hoja, son sólo parte del gran edificio central de la isla que constituyó el origen de la misma, y sobre el cual se desarrollaron posteriormente el resto de las formaciones.

Independientemente de la correlación establecida entre la estratigrafía aquí definida, con la de otros autores (Cuadro I), hay que señalar también que esta formación es equivalente a la "Serie basáltique ancienne I" de BOUCART et JEREMINE (1937), a los "old basalts" o "table land basalts" de HAUSEN (1962) y a los "basaltos de meseta antiguos" de ROTHE (1966).

Toda la formación es totalmente subaérea, compuesta por una sucesión continua y rápida de coladas basálticas que, exceptuando el tramo superior, están en posición subhorizontal (buzamientos menores a 15°). La mayor potencia visible es la de Montaña del Lechugal, con 983 m. de altura, aunque la potencia total es superior, sobre todo hacia las partes interiores de la isla que corresponderían a las laderas altas del estrato-volcán.

También la base del apilamiento se desconoce, pero datos de sondeos de la zona de S. Nicolás cortan materiales basálticos subaéreos a 200 m. de profundidad, lo que hace suponer que la potencia total de la formación en estas áreas superaría los 1000 m.

A la vista de los grandes afloramientos relictos de materiales sálicos (riolitas y traquitas ignimbríticas) que cubren la formación basáltica (p.e. Montaña del Cedro-Horgazales, el vértice Amurgar, Montaña Lobas, entre otras) se puede deducir que toda ella estuvo cubierta por las emisiones sálicas extracaldera. Los agentes de la erosión marina (creando fuertes acantilados), así como los continentales (abriendo profundos barrancos desde épocas del Mioceno superior) han sido los causantes de dejar al descubierto los materiales basálticos, que hoy en día pueden ser bien estudiados estratigráficamente en las numerosas laderas de los barrancos y en los acantilados, aunque en este último caso el acceso hay que hacerlo por mar.

Desde el punto de vista estratigráfico, la formación basáltica se ha dividido en tres tramos: inferior, medio y superior. Esta Hoja es la única que tiene los tres tramos, pues tanto la Hoja de Mogán como la de Vecindad de Enfrente sólo poseen el inferior y medio.

Los criterios utilizados para separar el tramo inferior del medio han sido de aspecto y tipo de coladas, y de composición petrológica: en el tramo medio hay mayor abundancia de traquibasaltos. Sin embargo, en algunos puntos del apilamiento lávico, la aplicación de estos criterios para marcar el contacto entre un tramo y otro, es bastante subjetiva, bien porque el acceso a la zona es difícil, o bien porque las diferencias entre uno y otro no están tan marcadas. Por eso, los límites cartografiados tienen cierto grado de incertidumbre, aunque, desde luego, son perfectamente orientativos de los cambios de emisiones habidos durante el desarrollo temporal del edificio central.

Por su parte, el límite que marca el comienzo del tramo superior es una discordancia erosiva y angular muy bien marcada en la zona costera del acantilado de la playa de Güigüi. Esta discordancia, sólo visible desde el mar, ya fue observada por SCHMINCKE (1968), el cual, basándose en este hecho, dividió la formación basáltica en dos: formación Güigüi, para la parte inferior, y formación Horgazales para la superior. En la cartografía realizada en la Hoja, se ha optado por denominar a los tramos sólo con los calificativos de inferior (para el primero) y superior o unidad del Peñon Bermejo (para el segundo). Posteriormente, MC DOUGALL, y SCHMINCKE (1976) datan estos dos tramos en edades de 13.2 m.a. para el superior (Barranco de Güigüi Grande), y 13.8-13.9 m.a. para el inferior (desembocadura del Barranco de Tasartico).

2.2.1.1.- Tramo inferior. Coladas y piroclastos basálticos (3 y 4).

Superficialmente es el que mayor extensión ocupa, y se extiende prácticamente por todas las zonas de la formación.

Se caracteriza por el apilamiento de coladas delgadas bastante alteradas, de potencias medias entre 2 y 4 m., del tipo "pahoehoe" con alternancias menores de coladas esco-riáceas del 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 las coladas es basáltica con olivinos y clinopiroxenos destacando como fenocristales, en proporciones relativas no muy variables. Generalmente es más abundante el olivino como fenocristal, estando muchas veces alterado a productos roji-zos de iddingsita. Los clinopiroxenos llegan hasta tamaños de 8 mm., pero sólo ocasio-nalmente. También se encuentran coladas de basaltos plagioclásicos con fenocristales grandes de plagioclasa (hasta 1 cm.) dispuestos según flujos turbulentos circulares. Estas coladas son similares a las que afloran en el puerto de La Aldea (Hoja de Vecindad de Enfrente) y, de alguna manera, son su continuidad meridional. Sin embargo, estas cola-das plagioclásicas no se sitúan en una posición fija dentro de la sucesión lávica del tra-mo, sino que alternan dentro de él, aunque sí parece observarse cierta tendencia a pre-sentarse más frecuentemente hacia las partes altas del mismo.

Intercalados entre las coladas, son pocos los depósitos piroclásticos que aparecen. Ge-neralmente, cuando existe alguno, son sólo delgados niveles (menores de 1 m.) de lapi-llis rojizos con continuidad lateral limitada. Sólo es destacable la presencia de algún cono piroclástico enterrado, como el que existe en la Hoya de la Higuierita, 600 m. al N. de Tasarte. Se trata de un gran cono de lapillis y escorias rojizas, con algunas coladas intercaladas.

Estructuralmente, los basaltos del tramo inferior se caracterizan por un buzamiento ligero (unos 10°) hacia el SO., es decir, en dirección al mar, menos en las zonas más orien-tales de la formación (cerca del límite de la Caldera de Tejada) en donde se invierte el sentido del buzamiento, inclinándose las coladas suavemente hacia el interior. De esta forma se produce una inflexión en la inclinación que es la que aprovecha el valle lateral de San Nicolás (Barranco de Tocodomán) para encajarse. El origen de esta inflexión se discutirá en el capítulo de Tectónica.

El segundo factor estructural más importante, lo constituye el amplio conjunto filonia-no básico que atraviesa las coladas de este tramo y que está truncado por la discordancia de la playa de Güigüi. En el resto de las zonas se aprecian abundantes diques, general-mente subverticales, que son más frecuentes en las partes bajas del tramo, para ir dismi-nuyendo conforme se asciende en el apilamiento.

2.2.1.2.- Tramo medio. Coladas basálticas y traquibasálticas (5).

Sin solución de continuidad con el tramo inferior, continúan emitiéndose coladas ba-sálticas y traquibasálticas del tipo más "aa" que "pahoehoe", que se van superponiendo

al apilamiento inferior. En el mapa se han cartografiado como unidades de este tramo tres afloramientos, de los cuales, el más importante es el de la Montaña del Lechugal. Los otros dos, son más pequeños, y se sitúan en los relieves altos que se encuentran entre Tasartico y el mar.

Estas coladas se caracterizan en campo por dar resaltes algo más pronunciados, que destacan en el relieve. Están menos alteradas y presentan pocos diques atravesándolas. Son coladas afaníticas negruzcas muchas de ellas, con alternancias de otras porfídicas olivínico-piroxénicas de tipo ankaramítico. En general tienen potencias pequeñas, casi nunca superando los 2 m., y dan resaltes a modo de escalera, como los que pueden verse en otras zonas de la Hoja de Mogán (p.e. en la Cruz de Mogán).

La extensión total original de las coladas de este tramo es difícil estimarla, debido en parte a la erosión tan intensa sufrida por la formación desde los tiempos de su emisión. Es probable que cubriera todo el tramo inferior, aunque no hay que descartar la posibilidad de que sólo lo hiciera en parte. No hay pruebas concluyentes a favor o en contra de cualquiera de ellas.

2.2.1.3.- *Tramo superior. Coladas y piroclastos basálticos y traquibasaltos plagioclásicos (6 y 7).*

A la vista de la discordancia erosiva que hay en la playa de Güigüi, entre el tramo inferior y este tramo superior, se deduce la existencia de un periodo erosivo que afectó a las emisiones del tramo inferior y medio, 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 Güigüi Grande y el de San Nicolás, con un eje aproximado E.-O. La división hecha de la formación basáltica en la playa de Güigüi, 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 olivínico-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 SO. (entre 20° y 30°) compuesta por basaltos plagioclásicos del tipo "pahoehoe" en la base, que dan unos fuertes resaltes muy visibles en la ladera. Estas últimas coladas se han considerado ya como pertenecientes al tramo superior (unidad del Peñón Bermejo), constituyendo el muro del mismo, y su fuerte inclinación se atribuye a la adaptación al paleorrelieve previo de la cubeta que rellenan.

En su conjunto, la característica principal de este tramo 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 caída (lapillis, escorias, etc.) y otros son coladas piroclásticas, principalmente brechas líticas basálticas. Igualmente propio de este tramo es la

escasa presencia de diques básicos cortándola, pues la mayoría de los que atraviesan el tramo inferior, han quedado truncados por la discordancia de la base.

La potencia visible de esta unidad es de 400-500 m, según el corte visto tanto en el acantilado costero como los de las paredes de los barrancos. Dentro de ella se encuentran dos subunidades, que pueden observarse sólo en la mitad norte de la cubeta. 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 ocasionados por colapsos de las partes altas de las bocas eruptivas. Según esto, puede pensarse en que se produjeran pequeñas calderas? locales en este área, que posteriormente han sido rellenadas por la subunidad superior de coladas tabulares que se encuentran en la columna estratigráfica (no cartografiada en el mapa). Esta subunidad tabular se apoya discordantemente sobre los productos anteriores. 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 color grisáceo y composición basálticas-traquibasálticas afaníticas 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 Güigüi Grande). A techo tienen niveles de brechas líticas semejantes a las descritas anteriormente, pero con menos líticos. Justo encima, se emitieron ya las coladas del vitrófido riolítico-traquítico de la formación sálica extracaldera.

2.2.2. Diques básicos y sálicos. (1 y 2)

En este apartado se estudia la red filoniana que aparece cortando los materiales de la formación basáltica del primer Ciclo volcánico. Se observa que esta inyección filoniana es más importante que en la Hoja situada al sur (Mogán) pero al mismo tiempo es inferior a la existente en la Hoja de Vecindad de Enfrente situada inmediatamente al norte. Asimismo comparado el conjunto de diques observados en esta formación con respecto a formaciones equivalentes de otras islas del archipiélago, se aprecia una notable escasez en esta isla frente a la inyección filoniana existente en Tenerife (por ej.). Los diques se han agrupado desde un punto de vista composicional en básicos y sálicos ya que no ha sido posible establecer familias según criterios de dirección, aunque se observa una cierta orientación predominante entre N45° N70°E, los buzamientos suelen ser de sub-verticales a verticales. Respecto a los diques sálicos sólo se ha localizado uno con dirección N-170°E. aflorante en las proximidades del km. 20 de la Ctra. de S. Nicolás a Mogán (zona de Los Quemados). Es un dique potente de traquitas que se prolonga hacia la Hoja de Mogán.

Para los diques básicos se observa una cierta concentración según una banda NE-SO., visible en el cuadrante suroccidental de la Hoja, desde el Barranco de Tasartico hacia la degollada del mismo nombre. En toda esta zona es frecuente la existencia de diques dobles, a veces con bordes ondulantes y divagantes (generalmente los más estrechos). Suelen presentar terminaciones divagantes "finger" lo cual revela que la intrusión es prácticamente sincrónica a la emisión de las coladas, pues éstas estaban aún en estado plástico. Además se observa que la composición de las coladas y de los diques es muy similar siendo probable que éstos sean conductos de emisión de aquellas.

A pesar de la similitud en composición se detectan diferencias en el grado de cristalinidad, siendo más homogéneo en las coladas mientras que en los diques se observan texturas con borde enfriado y tamaño de grano más grueso hacia el centro. La mayoría son basaltos olivínico-piroxénicos, aunque también los hay afaníticos. Los menos abundantes son las variedades ankaramíticas, algunos de ellos tienen piroxenos de hasta 1 cm. La potencia suele estar comprendida entre 0,3 y 1 mto. (aprox. 90%) mientras que solamente superan los 1,5-2 mts. un 10% de los diques medidos. En general se observa que un 50% de los diques tiene espesores cercanos al metro (0.2 mts.).

En el corte de la ctra. entre la Degollada de la Aldea y la de Tasártico se pueden observar diques truncados que atraviesan el tramo inferior de coladas "pahoehoe", pero no el tramo medio de coladas tipo "aa". Un caso parecido se observa en la zona costera entre la Playa de Güigüi y El Puerto donde hay abundantes diques que cortan el tramo inferior pero no el tramo superior discordante. Esta discordancia erosiva, como ya se ha comentado, fue puesta de manifiesto por SCHMINCKE (1968).

En el tramo superior (Unidad del Peñon Bermejo) los diques que atraviesan esta Unidad han sido visualizados preferentemente en el acantilado costero; muchos de ellos están relacionados con conos enterrados y algunos, esporádicamente, llegan a cortar a los materiales sálicos suprayacentes.

2.2.3.- Formación traquítico-riolítica extracaldera.

Esta formación equivale a la Formación Mogán de MC. DOUGALL y SCHMINCKE (1976). Agrupan a todos los materiales sálicos que han desbordado el dominio de la caldera antes de que comenzaran las emisiones fonolíticas. Se sitúan, por tanto estas unidades, fuera del dominio de la caldera, entre la formación basáltica y la formación fonolítica.

Los afloramientos aquí descritos se sitúan en el sector al O. de la caldera, si bien está formación extracaldera, alcanza su mayor desarrollo en los sectores S. y SO. (Hojas de Mogán (1113-I) y Arguineguín (1113-II)).

La potencia de esta unidad es superior a 500 mts., habiendo sido establecida una secuencia tipo para esta Formación, y la formación Fataga suprayacente, de 30 unidades

de enfriamiento de las cuales 20 son coladas piroclásticas, según datos de CRISP (1984).

A pesar de su considerable potencia esta unidad ha sido emitida en un intervalo de tiempo muy corto, del orden de 300.000-400.000 años, según las dataciones realizadas por MC. DOUGALL y SCHMINCKE (op. cit.) para esta formación. Este hecho, unido a la falta de discordancias internas, da idea de que las emisiones se sucedieron sin que existieran períodos erosivos entre ellas.

2.2.3.1.- *Toba vitrofídica ("Composite flow")* (8)

En este epígrafe se han agrupado varias subunidades de aspecto y composición diferente aunque en conjunto constituyen una unidad eminentemente tobácea con intercalaciones de lavas traquibasálticas. Se ha seguido este criterio a efectos prácticos de cartografía ya que la potencia en sí de cada colada es muy reducida para esta escala de trabajo. Según esto, los materiales aquí descritos, equivalen a la base de la Formación Mogán (SCHMINCKE, 1969; y MC DOUGALL y SCHMINCKE, 1976); correspondiendo a las unidades P1/T1, R. y TU de estos autores.

Esta unidad está situada en el tercio occidental de la Hoja constituyendo la base de la formación traquítico-riolítica extracaldera. Se pueden señalar dos afloramientos: el primero de ellos constituye una franja estrecha y continua que se extiende por las laderas de las Montañas de Horgazales, del Cedro y Peñón Bermejo hasta Amurgar. El segundo, de menor entidad, está situado al sur del Barranco de Tasartico en la parte alta de Montaña de Lobas. El muro de esta unidad está constituido por la formación basáltica.

Debido a su gran continuidad lateral, interrumpida sólo en algunos puntos, actúa de nivel guía indicando la terminación de las emisiones básicas y el comienzo de las ignimbritas (s.l.) y de las emisiones explosivas (en realidad parece tratarse de una colada piroclástica).

La emisión de estos materiales estaría ligada al desbordamiento de la Caldera de Tejedá probablemente siguiendo mecanismos del tipo "boiling over". Esta unidad no tiene equivalente dentro del Dominio intracaldera, por tanto, parece tratarse de las emisiones inmediatamente anteriores al hundimiento de la caldera.

En la base de esta unidad se observa una colada piroclástica ("vitrofídica") constituida por numerosos cristales de feldespato y fragmentos de roca basáltica en una matriz vítrea. Tiene un color de alteración blanquecino y presenta un aspecto pseudogranulado con formas de alteración que recuerdan a las de las rocas granudas. Los cristales de feldespato (tan abundantes) están casi todos rotos indicando que posiblemente ya estaban cristalizados en el momento de la emisión. Hacia el techo se observa una colada tobácea de composición traquibasáltica que se caracteriza por su color muy oscuro, violáceo, con marcada disyunción columnar. Intercalado entre estas dos últimas coladas se observa en ocasiones un delgado nivel (aprox. 1 mto.) de pómez relacionado posiblemente con un

evento pliniano previo al colapso de la caldera y a las emisiones ignimbríticas (s.s). Esta unidad está coronada por una capa de 4 mts., de ignimbritas poco soldadas, de color rojo ladrillo que ocasionalmente puede faltar.

Los espesores de esta unidad oscilan fundamentalmente entre 20 y 60 mts. Aunque en algunos casos se pueden alcanzar mayores espesores como ocurre en la cabecera del Barranco de Peñón Bermejo.

En el afloramiento de Montaña Lobas esta unidad tiene un espesor de unos 35 mts. (medidos en la ladera NE.). La base está constituida por una potente colada masiva de unos 20 mts. que corresponde al vitrófido, sobre ella se sitúa una colada oscura afanítica con textura jaspeada de unos 12 mts. (traquibasalto algo tobáceo). En la parte superior se observa una ignimbrita flameada y poco soldada de tonos rojo-ladrillo con base obsidiánica, cuyo espesor ronda los 4 mts.

Al S. de Montaña de Horgazales el espesor de esta unidad es muy reducido (20-30 mts.) y se acuña lateralmente en la ladera E. de Montaña de las Vacas. Está constituida por un nivel de lapilli de color blanco-amarillento de unos 15 mts. sobre el que se apoya la colada afanítica tobácea de composición traquibasáltica. Sin embargo, en esta zona no aflora el vitrófido basal, observándose hacia el sur como esta unidad se acuña lateralmente hasta quedar reducida al nivel piroclástico. Sobre él aparecen unas tobas negruzcas de tipo ignimbrítico. En el flanco NE. de esta misma montaña, CRISP (1984) obtiene valores de unos 48 mts. para esta formación, de los cuales los 25 mts. basales equivalen al "vitrófido".

Al O. de Artejevez el vitrófido tiene un espesor de unos 5 mts.; situándose a techo un nivel de lapilli de unos 30 cm. y encima la toba traquibasáltica oscura. En conjunto la potencia es de unos 30-40 mts.

En la zona de los Juncos, al N. de la Montaña de los Cedros, se observa el paso casi insensible entre la toba vitrófida basal y la toba traquibasáltica (más oscura) situada al techo. La base del vitrófido es una toba de lapilli muy ligera con tamaños < 1 cm.

En la falda norte del Peñón Bermejo, el vitrófido es un nivel muy delgado, situado al techo de una capa rojiza de 2 mts. de espesor formada por una toba brechoide. A techo se observa la toba traquibasáltica. En esta zona se ha señalado un dique que corta toda la serie, lo cual es bastante poco frecuente ya que los diques que atraviesan la formación basáltica suelen estar truncados y no aparecen en los materiales sálicos.

El extremo septentrional de este afloramiento en la zona de Los Picachos está constituido por la misma sucesión descrita, si bien aquí se alcanza una potencia de unos 50 mts. para toda la unidad, correspondiendo los 10 mts. basales al vitrófido, sobre él la toba de color oscuro-violáceo, y a techo dos coladas ignimbríticas. La inferior está menos soldada y es más tobácea, mientras que la que corona la serie es más flameada y marca

un pequeño resalte de unos 2 mts. La parte superior, muy alterada, es casi una ceniza grisácea de aspecto "caolinífero" provocado por la emisión de la lava traquítico-riolítica de la unidad (9) suprayacente.

2.2.3.2.- *Coladas riolítico-traquíticas. (9)*

Esta unidad constituye una estrecha franja que aflora desde la ladera norte de Amurgar hasta el Picacho de La Cruz. Se apoya sobre la unidad de tobas vitrofídicas (8) y constituye la base de los materiales ignimbríticos.

La extensión y continuidad lateral de este tramo es difícil de establecer, sobre todo hacia el SO. debido a lo accidentado del relieve en este sector costero, sólo visible desde el mar. En el área septentrional de Montaña de Horgazales se presenta el mismo problema que, unido a la escasa potencia de este tramo, hacen que no se haya cartografiado, incluyéndose este nivel delgado dentro de la sucesión ignimbrítica posterior.

El aspecto petrológico más importante es el carácter masivo de las coladas, sólo interrumpido por las bases obsidiánicas de las mismas. Estas presentan tonos grises con flujo marcado y algunos fenocristales de feldespato de unos 3-4 mm. La potencia en conjunto de esta unidad no supera los 60 mts.

Al N. de Los Picachos esta unidad se sitúa concordantemente sobre el tramo de tobas vitrofídicas (8) presentando una potencia de unos 50 mts.

En las proximidades de la Degollada del Peñón Bermejo, la sucesión está constituida por varias coladas de traquitas grises, con fenocristales de feldespato con marcado flujo, que presentan una acusada disyunción columnar a modo de listones muy estrechos. En la parte alta de esta serie se observa una colada muy vítrea que recuerda a la base de la unidad (8); pero en este caso, se trata de un vitrófido muy fluidal con abundantes cristales de feldespato de 2-3 mm. y anfíboles. La matriz es muy vítrea y tiene algún fragmento aislado de pequeños tamaños que le confiere un aspecto tobáceo si bien es bastante diferente al mencionado vitrófido (8).

En la zona situada al S. de esta Degollada no se ha observado esta unidad.

2.2.3.3.- *Ignimbritas, coladas piroclásticas y lavas intercaladas. (10)*

En conjunto, los afloramientos de esta unidad presentan unas características bastante homogéneas y una notable concordancia en cuanto a su estructura y disposición de las coladas. Estas tienden a colocarse subhorizontalmente, dando lugar a grandes relieves, aflorantes en el sector occidental de la Hoja, entre los barrancos de Tasartico y San Nicolás.

Esta unidad es equivalente a las partes media y alta de la Formación Mogán de MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976). Fundamentalmente está constituida por potentes apila-

mientos de ignimbritas que forman unidades de enfriamiento separadas por niveles vítreos (obsidiánicos) de color negruzco. Estos contrastan con los tonos beige y grises verdosos de las zonas masivas de las coladas. Se han encontrado intercalaciones basálticas que han sido separadas en la cartografía (ver unidades 11 y 12). En general, es frecuente la alteración alveolar "Tafonis", que provoca un aspecto oqueroso (pequeñas cuevas) en el paisaje. La potencia máxima se alcanza en la ladera sur de la Montaña del Cedro (400 mts.).

En un corte efectuado en la ladera NE. de Montaña de Horgazales CRISP (1984) ha obtenido un espesor de más de 283 mts. En la vertiente sur de esta misma Montaña (Cañada Gambusillo). Se ha observado la siguiente sucesión para esta unidad:

En la base hay tobas negruzcas algo ignimbríticas con líticos gruesos y pómez. El muro de esta colada es un nivel alterado de color blanquecino. A continuación siguen varias coladas de ignimbritas muy laminadas con texturas de desvitrificación y flamas con un grado de soldadura bastante alto. Se observan cristales diseminados de feldespatos y anfíbol. Estos son los constituyentes principales de la colada ignimbrítica situada al muro de la intercalación basáltica. Inmediatamente encima, hay un nivel púmítico con algunos fragmentos líticos, de pequeño tamaño, que ofrecen un aspecto amarillo con punteado de color negro y laminación paralela. Hacia el techo se sigue una colada ignimbrítica, muy fina, ligera y rica en fragmentos púmíticos de color rosáceo y medianamente soldada. La base es obsidiánica y presenta, numerosos cristales de feldespatos y pómez. En general la roca tiene fractura limpia provocando la rotura de bloques paralelepípedicos. Sobre esta colada aparece otra ignimbrita con textura afieltrada de color gris verdoso con abundantes cristales de feldespatos inferiores a 3 mm. y pómez escasos. Presentan un grado de soldadura intermedio con pocos fragmentos. Por encima se observan varias coladas de ignimbritas de color carnososo, con base y techos de color ocre, con gran abundancia de pómez y fragmentos. Al techo aflora un nivel de tobas púmíticas negras muy ligeras con fragmentos de varios cm. Por encima hay unas tobas finas ignimbríticas muy soldadas de color oscuro muy similares a las encontradas en la zona de Tifarcal (en el Dominio Intracaldera). Esta colada presenta zonas más deformadas con laminación muy apretada que recuerda planos de pizarrosidad.

Por último los restantes 60 mts. hasta llegar a la cumbre son coladas de ignimbritas de color verde-caqui algo flameadas con abundantes cristales de feldespatos y fragmentos de pómez. Tienen bases obsidiánicas de varios cms. de espesor.

La naturaleza de estos materiales es bastante similar para otras zonas, si bien en el área del Peñón Bermejo se observa un vitrófido muy alterado de color blanquecino intercalado entre las ignimbritas. Así mismo, en la cabecera del Barranco de Güigüi Chico, se observan pequeños conos de cinder rojizos con alguna colada traquibasáltica asociada, intercalados entre las ignimbritas.

2.2.3.4.- Coladas y piroclastos basálticos. (11 y 12)

Intercalados entre las ignimbritas de la unidad (10) afloran, en el área occidental de la Hoja, unos niveles delgados de traquibasaltos gris oscuro afaníticos, así como pequeños conos de cinder enterrados.

En los afloramientos de Montaña de Las Vacas y Horgazales se ha cartografiado una colada de unos 20 mts. de espesor que se continua hacia el N. siendo casi imposible seguirla más allá de la Montaña del Pajarito, si bien es probable que continúe. A nivel de muestra de mano se trata de un basalto afanítico de color gris-negruzco.

En la ladera N. del Barranco de Güigüí Chico, próximo a la Degollada se ha señalado un pequeño cono de cinder de color rojizo con lapillis, escorias y bombas de diverso tamaño. Asociadas a este cono se encuentran unas capas de lapilli ("fall") de tamaño centimétrico y pequeñas coladas de traquibasaltos afaníticos de color gris.

Estas emisiones básicas han sido encontradas también entre las ignimbritas, en otras Hojas. Sin embargo, en este caso, parecen estar relacionadas con las últimas emisiones de la Unidad Peñón Bermejo dada la similitud de composición y, además, la existencia también muy frecuente de conos enterrados en esta unidad (7).

2.2.4.- Formación traquítico-riolítica-intracaldera.

Esta formación ocupa prácticamente toda la mitad oriental de la Hoja. Como su nombre indica, se trata de los materiales que han rellenado la Caldera de Tejeda y que constituyen el basamento de todos los materiales emitidos dentro de ella en los ciclos posteriores.

Está constituida por una gran variedad de tipos litológicos desde materiales lávicos y piroclásticos a rocas granudas (sienitas) que han intruido en las partes más centrales del Dominio. Posteriormente ha tenido lugar el desarrollo de una intrusión de diques según una pauta cónica, como ya pusieron de manifiesto SCHMINCKE (1967), y HERNAN (1976). Estos autores indican la existencia de un complejo de diques cónicos "cone-sheet" que ocupa el núcleo central de este área. Por último, también se han individualizado unos materiales brechoides que están relacionados con el conducto de emisión.

En algunas zonas, dada la intensidad de la intrusión filoniana del "cone-sheet", es difícil reconocer la naturaleza de la roca encajante. En la cartografía se ha representado siempre la roca caja, aunque en ocasiones sea volumétricamente poco representativa frente a los diques.

Todo el Dominio intracaldera está intruido por diques sálicos (sólo excepcionalmente hay algún dique básico de los ciclos posteriores), cuyas proporciones son relativas. Así, además de una zona central de intensa intrusión ("cone-sheet"), se han individualizado otras dos zonas externas a ella, en donde la abundancia de diques es entre 10-60% y

<10%. Cada una de estas tres zonas se han separado en la cartografía, y las dos con mayor número de diques han sido entramadas con un rayado que sigue las pautas de dirección de los mismos.

2.2.4.1.- *Tobas, ignimbritas y lavas riolítico-traquíticas.* (13)

Constituye un afloramiento semicircular que se extiende en las Hojas limítrofes de Teror (1109-IV), San Bartolomé de Tirajana (1109-III) y Vecindad de Enfrente (1108-I), ocupando el área centro occidental de la isla. El límite occidental está constituido por la fractura que marca el borde de la calera, separando a muro la formación basáltica de esta que se estudia, situada al techo.

Esta unidad equivale parcialmente a la Formación Montaña del Horno de MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976), con la diferencia de que en la cartografía de esta Hoja se ha separado de los materiales traquítico-riolíticos otra unidad en la que predominan los materiales lávicos de composición traqui-fonolítica (16).

La estratigrafía ha sido ampliamente estudiada por HERNAN (1976), indicando un espesor superior a los 1.200 mts. para el conjunto de estos materiales y que 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 traquíticos de texturas ignimbriticas"; tramo superior: "alternancia de coladas de lavas fonolíticas con niveles tobáceos ignimbriticos". Este último tramo puede corresponderse con la unidad (16) separada en la cartografía.

Desde el punto de vista estructural se caracteriza por el sucesivo apilamiento de coladas de ignimbritas y tobas poco soldadas, en disposición horizontal, que llegan a alcanzar en conjunto un espesor superior a los 750 mts., visibles tanto en los escarpes occidentales (área de El Laurelillo) como en las paredes de los Barrancos de La Aldea y de Sibero.

Bordeando la zona de fractura se encuentran varios niveles de tobas verdosas, cuyo color es indicativo de una actividad hidrotermal asociada con la falla que limita la caldera. Estos materiales alterados a colores tan vivos, reciben el nombre local de "azulejos" y son tobas vitroclásticas riolíticas muy finas, con algunos fenocristales de feldespato de pequeño tamaño. El espesor de estos niveles es variable, desde unos 8 mts. hasta 20 ó más mts., salvo en la cabecera del Barranco de Veneguera, junto a la carretera C.810, en que superan los 100 mts. No ocupan una posición estratigráfica exactamente definida, si bien según el autor arriba mencionado se sitúan al techo del tramo inferior. Así, en el Barranco del Pino Gordo se observa, en ambas laderas, cómo estos materiales se sitúan a una cota próxima a 550 mts. Sin embargo este nivel va ganando altura hasta situarse en las laderas del Barranco de Tocodomán a unos 300 mts. por encima del paquete inferior de "azulejos" situado en el contacto con la formación basáltica.

Por debajo de este nivel de tobas verdosas, en el fondo del Barranco de Pino Gordo, 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 el escarpe de Tocodomán. Se trata de ignimbritas gris verdosas, con tonos rojizos de alteración, están muy soldadas y recrystalizadas 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 <1cm.

Dentro de este tramo inferior, en la zona más septentrional (comprendida entre la cabecera del Barranco de Tifaracal y la Cruz del Vaquero) 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 cm., 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 Mña. de Tifaracal situada apenas a 1 km hacia el E.

Por encima del nivel superior de “azulejos”, en el Barranco de Pino Gordo, se observa una potente colada de ignimbritas muy soldadas de color rojizo, con pequeños fenocristales de feldespato. Provocan un fuerte escarpe de más de 20 mts. A techo se observan varias coladas de la misma naturaleza, que pueden seguirse hasta las proximidades de la Cueva del Pino en que se observan unas intercalaciones de lavas traquíticas de color gris-ceniza con pequeños y escasos fenocristales de feldespato y alguna biotita. Estas coladas evolucionan hacia el techo a lavas traqui-fonolíticas e incluso fonolíticas (unidad 16). En la parte superior de la Degollada de las Brujas afloran unas ignimbritas muy estiradas y laminadas con pocos líticos. La matriz es verdosa presentando algunos cristales de sanidina dispersos. Provocan un fuerte farallón vertical (8-10 mts.) con disyunción columnar y lajeado subhorizontal.

En las proximidades del embalse de Cuevas de las Niñas se observan también intercalaciones de lavas traquíticas de color gris oscuro con fenocristales dispersos de sanidina de tamaño (4 x 4 mm.). La sucesión para este sector es similar a la descrita anteriormente, encontrándose debajo los niveles de tobas rojizas descritas anteriormente.

Hacia los dominios más internos de la caldera prácticamente sólo se observan los diques del “cone-sheet” y entre ellos pequeños retazos de tobas muy alteradas y desfiguradas.

2.2.5.- Sienitas. (14)

Los afloramientos pertenecientes a esta unidad se localizan en el cuadrante NE. de la Hoja, extendiéndose hacia las Hojas vecinas de Vecindad (1108-I), Teror (1109-IV) y San Bartolomé de Tirajana (1109-III). Constituyen pequeños afloramientos observables principalmente en los Barrancos de Tejeda, Chorrillo y Siberio. Estas características discontinuas, se deben a la intensa penetración filoniana ("cone-sheet") que han sufrido estos materiales, observándose pequeñas masas ("screen") de ellas entre los diques.

Desde el punto de vista cartográfico, todo el área ocupada por los afloramientos de sienitas coincide prácticamente con la superficie de intrusión del "cone-sheet".

Esta formación, que constituye los únicos afloramientos de rocas granudas pertenecientes al primer ciclo volcánico, es equivalente a una parte de la Formación Tejeda de MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976). Este último autor considera que se trata de una única intrusión de tipo "stock" mientras que HERNAN (1976) explica la existencia de una intrusión circular múltiple ("ring-dyke complex"), cuyo centro se situaría en las proximidades del Roque Bentaiga y Los Reyes al E. de la Hoja. Es arriesgado inclinarse por una u otra hipótesis ya que como se ha comentado anteriormente no hay buenos afloramientos que permitan realizar un estudio interpretativo, lo cual por otra parte, queda fuera de los objetivos del presente proyecto. En las observaciones de campo se ha comprobado que estos materiales llegan a aflorar hasta las laderas que forman la base de la Mesa de Acusa alcanzando una cota de unos 750 mts. Las sienitas muy bien pudieron haber ascendido según un sistema de fracturas, cristalizando lentamente en ambiente subvolcánico (HERNAN, 1976).

Son rocas granudas de color gris claro con fenocristales de feldespatos de 1-3 cm. en una pasta de grano medio. En el campo presentan unos colores de alteración rosáceo blancuzcos y dan formas "arriñonadas" o alomadas entre los diques del "cone-sheet". Los mejores afloramientos se encuentran en el Barranco de Tejeda, en donde localmente llegan a observarse zonas puntuales en que el 30-50% son sienitas. Así en las proximidades del puente, de la carretera La Aldea-Artenara, sobre este barranco afloran sienitas de grano grueso a muy grueso masivas, con pequeños diquecillos fonolíticos troceados. El tamaño de grano es muy variable, observándose en este itinerario por el fondo del barranco desde tipos de grano fino hasta facies porfídicas con grandes fenocristales.

En la divisoria de aguas al E. de la Mesa del Junquillo se observan también (a cota 670) sienitas de grano medio-grueso con facies locales pegmatoides.

Sin embargo en el Barranco de Siberio se observa que hacia el O. van aflorando facies cada vez más finas hasta "microsienitas" y facies afíricas.

En el Barranco del Chorrillo abundan los tipos de grano medio (2-5 mm.) y más concretamente de grano fino (microporfídicas). En ocasiones los afloramientos son bastante

continuos ya que los diques son menos abundantes en algunas de estas zonas, presentando localmente direcciones variadas que no siguen la pauta del "cone-sheet".

2.2.6.- Unidad del "cone-sheet".

Esta unidad aflora ampliamente en el sector nororiental del área estudiada extendiéndose hacia el norte y este en las Hojas de Vecindad de Enfrente (1108-I), Teror (1109-IV), S. Bartolomé de Tirajana (1109-III).

2.2.6.1.- Complejo de diques.

En conjunto tiene una forma en planta ligeramente elipsoidal con una dirección mayor orientada E-O. de unos 13-14 km. y otra dimensión N-S. de unos 10-11 km. obteniéndose. Por tanto un área de afloramiento de unos 112 km²(HERNAN y VELEZ 1980) (ver Fig. 1). Dentro de esta Hoja, estos materiales abarcan un área aproximada de unos 40 km². si bien este dato es muy aproximado, puesto que esta unidad está parcialmente recubierta por los materiales posteriores (lavas fonolíticas (16) y/o coladas básicas del Ciclo Roque Nublo (23). La roca caja sobre la que intruye esta unidad son las tobas e ignimbritas (13) y las sienitas (14).

Los diques que constituyen esta unidad presentan una forma en conjunto que se aproxima a un cono invertido ("cone-sheet"), hecho ya apuntado por SCHMINCKE (1967) y HERNAN (1976). La mayoría son de composición traquítica, presentando un color blanco cremoso de alteración que provoca cierta confusión con la roca caja. La potencia visible se sitúa entre 2,5-4 mts., para los diques traquíticos, y 1-2,5 mts. para los fonolíticos. El buzamiento medio se sitúa entre 30-40° y la dirección va variando según la pauta cónica, si bien en esta Hoja predominan direcciones entre NE-SO y NO-SE. En la cartografía han sido señaladas estas direcciones a "grosso modo" para dar una idea de la disposición de conjunto, si bien no quiere esto decir que en la realidad (observada) se puedan continuar estas lineaciones del mismo modo en que se han representado esquemáticamente en el mapa.

En la zona externa (área señalada con una sobrecarga más suave, en la cartografía), se observan diques más delgados y tendidos, con buzamientos de 20-35°, algunos de los cuales son prácticamente "sills", este hecho es bastante frecuente en los "cone-sheet" si bien en este caso se observa que la desaparición del "cone-sheet" es muy rápida hacia el sur y suroeste de la Hoja, área del Morro del Peladero, y Montaña de las Yescas. Hacia el O. en la zona de la Cruz del Vaquero y Tifaracal aunque se observa también un fuerte incremento en la densidad de los diques, éste se realiza de forma más paulatina. Hacia el interior, los diques presentan mayores potencias, en general superiores a 3 mts. con buzamientos de 35-45°.

En el ángulo NE. (Barranco del Chorrillo-Los Reyes) se ha separado una zona que corresponde al núcleo del "cone-sheet", en la cual los diques no siguen una pauta concén-

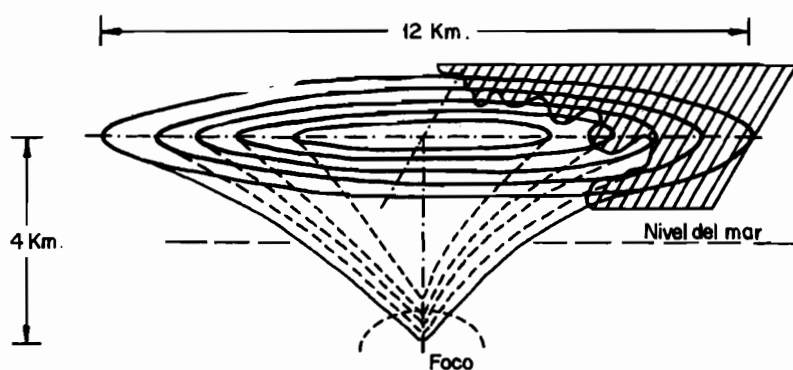
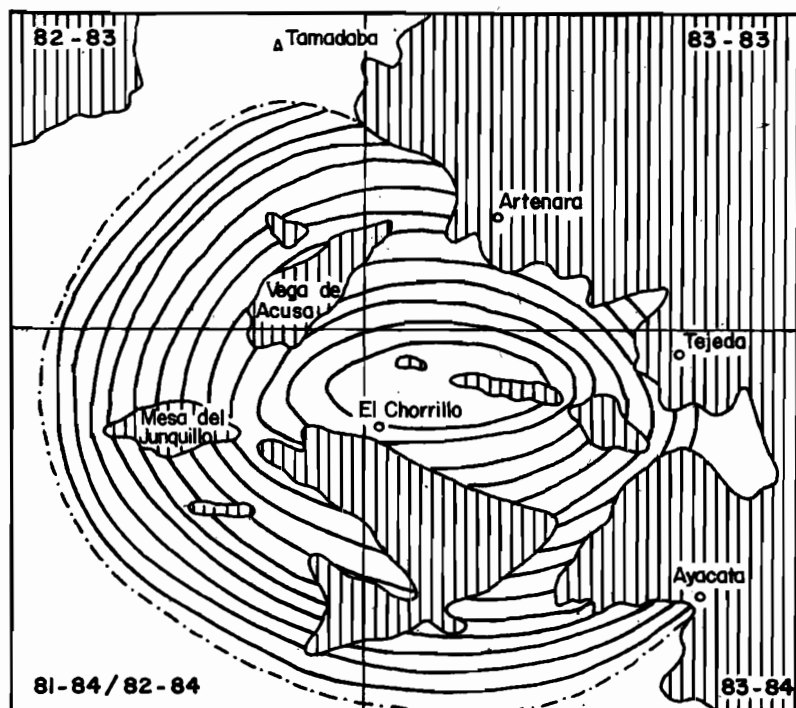


Fig. 1.- Esquema geométrico del sistema de diques cónicos ("cone-sheet"), según HERNAN y VELEZ (1980).

trica acorde con las directrices generales, observándose predominio de buzamientos superiores a 45 y 50° y direcciones en general norteadas, pero con frecuentes cambios sin que pueda establecerse una pauta circular. Esta zona ya fue descrita por HERNAN (op. cit.) como el área en la cual se localiza el foco eruptivo. Exactamente HERNAN y VELEZ, (1980) lo sitúan inmediatamente al E. de esta Hoja y a una profundidad de unos 1.500-2.000 mts. por debajo del nivel del mar (Fig.1).

En el campo se observa que los diques traquíticos son anteriores a los de composición fonolítica. 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 diques traquíticos (> 80%) sobre los fonolíticos, es difícil reconocer la roca de caja, ya que estos diques forman un todo continuo en el afloramiento observándose sólo bordes de enfriamiento de unos diques sobre otros. Los diques fonolíticos aunque son más tardíos, y representan una etapa posterior, han sido considerados de acuerdo con HERNAN (op. cit.) dentro del mismo episodio eruptivo que originó el "cone-sheet", como parte de los últimos pulsos.

2.2.6.2.- Brecha volcánica central del "cone-sheet". (15)

Se trata de un pequeño afloramiento en el fondo del Barranco del Chorrillo parte solo de una importante unidad brechoide que se extiende hacia la Hoja de San Bartolomé de Tirajana (1109-III).

Es la roca encajante en este sector central del "cone-sheet" y, por tanto, esta atravesada por la unidad de diques, si bien en este punto se observa que estos toman pautas subhorizontales con direcciones indefinidas.

La característica primordial de estos materiales brechoides es su aspecto cataclástico y polimíctico, con abundantes fragmentos (aprox. 70%) de traquitas, y traquibasaltos de tamaños de 2-10 cm. y escasa matriz. Están relacionados probablemente con el conducto de emisión de los diques del "cone-sheet" ya que además coincide geográficamente con la zona señalada por HERNAN y VELEZ (1980) como centro del cono (entre Los Reyes y Roque Bentaiga). No obstante, no se descarta que sea una brecha diatrémica de edad posterior al emplazamiento del "cone-sheet"

2.2.7.- Formación fonolítica.

Esta formación, para esta Hoja, coincide prácticamente con la serie fonolítica de FUSTER et al. (1968). Mientras que la división realizada por MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976) para el dominio intracaldera en formación Tejeda y Formación Montaña del Horno sólo se adapta en parte a la división realizada en la cartografía (según criterios litológicos y cartográficos). Así la formación fonolítica equivale a una parte de la Formación Tejeda (Domos fonolíticos) y a la parte superior de la Formación Montaña del Horno

(ignimbritas y lavas traqui-fonolíticas). Los datos geocronológicos aportados por estos autores no son directamente aprovechables ya que no han sido realizados sobre muestras que pertenecen a estas unidades (16 y 17) pero pueden ser orientativos indicando una edad comprendida entre 13-8.7 M.a.

Los materiales de esta formación aparecen distribuidos en el cuadrante suroriental de la Hoja dentro del Dominio intracaldera habiéndose distinguido las unidades que a continuación se describen.

2.2.7.1.- *Ignimbritas y lavas traqui-fonolíticas con traquitas intercaladas.* (16).

Esta unidad aflora, en las partes más externas del dominio constituyendo una franja de unos 6 km. de largo por 2 ó 3 de ancho, que se extiende desde el centro de emisión de Pino Gordo (24) hasta las proximidades del embalse de Cuevas de las Niñas. Esta constituida por un apilamiento de coladas de composición traquifonolítica, entre las que se intercalan niveles de ignimbritas y tobas que suelen estar coronadas por lavas fonolíticas. Los mayores espesores se alcanzan en Montaña de Las Monjas y en el cerro situado al O. de la Montaña de Las Yescas, donde superan los 400 mts. Estos espesores son similares a los encontrados por HERNAN (1976), para el "tramo superior" de la serie efusiva central por él definida.

En la cartografía se ha trazado como muro de esta unidad los primeros niveles de lavas traquifonolíticas. Estos materiales en corte fresco presentan un color verdoso característico, sin embargo cuando están alterados adquieren una textura típica denominada como "piel de serpiente" por sus brillos satinados. En el campo se visualizan bastante bien ya que marcan un resalte morfológico sobre las tobas inferiores. La serie se continua con unas tobas ignimbríticas de color rojizo que se intercalan entre las traquifonolitas inferiores y los niveles más propiamente fonolíticos del techo. El techo está constituido por coladas de color verde-brillante afaníticas, que en muchos casos ha sido erosionado, quedando pequeños afloramientos aislados como ocurre en las Montañas de Inagua y Ojeda.

En la vertiente sur de estos cerros, así como en la vertiente N. de la Montaña de las Monjas, resulta muy difícil precisar con exactitud el muro de esta formación ya que las tobas, ignimbritas y lavas de la unidad (13), presentan un fuerte escarpe que se continúa en la unidad que nos ocupa. Sin embargo, en todo el área suroriental resulta mucho más preciso su contacto, ya que estos materiales van quedando por encima de la pista forestal del Pinar de Ojeda, marcando un resalte de unos 5 mts. En muestra de mano, se observa que es una traquifonolita gris-verdosa con fenocristales de feldespatos de 2-4 mm. y, en ocasiones, se aprecia una alteración diferencial esférica que podría confundirse con una textura orbicular. También hay tipos más claramente fonolíticos, de color verdoso-jaspeado, brillante, muy afaníticos, que tienen cierta tendencia a partirse en lajas.

En el cerro situado al O. de la Montaña de Las Yescas el comienzo de estos materiales es muy nítido; al mismo tiempo, también se observan que los diques del "cone-sheet" casi desaparecen subitamente. Son fonolitas de color verdoso en coladas muy potentes, semejantes a las observadas dentro de este dominio pero en la Hoja de Vecindad (1108-i) (zona de Tifaracal-El Carreño). Aquí también se observan intercalaciones de tobas rojizas ignimbríticas. En la ladera sur afloran traquitas verdosas que presentan una costra de alteración negruzca (de tipo óxidos de Fe, Mn), con textura afieltrada y brillos sedosos.

En la zona de Inagua y Ojeda se han separado en la cartografía las intercalaciones ignimbríticas existentes en la parte alta de esta unidad, quedando reducidas las coladas fonolíticas superiores a un pequeño afloramiento que corona ambos relieves. Son fonolitas muy vítreas de color verde, afaníticas, con textura jaspeada.

2.2.7.2.- Intrusiones de domos-diques de fonolitas nefelinicas. (17)

Estos afloramientos se localizan en el área SE. de la Hoja, en las proximidades del límite interno de la unidad de diques del "cone-sheet" con la cual están íntimamente relacionadas, hecho ya señalado por HERNAN (1976). Este autor observa una "cierta equidistancia de estos domos al centro del complejo, de manera que puede intuirse una disposición semi-circular", siempre y cuando se considere todo el conjunto de domos de este tipo que afloran en el centro de la isla, y no sólo los de esta Hoja.

En esta Hoja afloran los de: Montaña de Sándara, Montaña Solapos de La Carnicería y Morro de la Negra, orientados según una dirección NO-SE. Todos ellos son de composición fonolítica, sin que se aprecien marcadas diferencias entre ellos.

La montaña de Las Monjas y el cerro situado al O. de la Montaña de Las Yescas presentan un cierto parecido con estos domos en cuanto a su situación en el borde del "cone-sheet" y aspecto morfológico, sin embargo, no se han incluido en este apartado ya que, aunque predominan los materiales de composición fonolítica, la estructura y disyunción es de coladas con algunas intercalaciones de tobas e ignimbritas.

Como ya apuntaba HERNAN (op. cit.) no todos estos afloramientos responden a la "morfología cupuliforme clásica de un domo". De los tres señalados en esta Hoja es el Morro de la Negra el que presenta una mayor similitud con un domo, observándose en su parte N. un farallón vertical de unos 40 mts. de altura. Sin embargo, hacia el sur, se observa que el afloramiento continúa dando una forma alargada ladera abajo lo cual da idea de un enraizamiento a modo de un dique inclinado. Ocupa una extensión aproximada de unas 27 Ha. A nivel de muestra de mano se ven sanidinas de 2-4 mm., algunas de las cuales producen una textura glomeroporfidica; también se aprecian agujitas de piroxeno y anfíbol con textura radiada (más visibles en muestras alteradas) en una matriz afanítica.

Inmediatamente al E. del domo anterior, y posiblemente unido a él, se localiza el de la Montaña de Solapos de la Carnicería que ocupa una extensión de unas 25 Ha.

La Montaña de Sándara, localizada al NO. de los domos anteriores, ocupa una extensión aproximada de 38 Ha. En este caso se observa claramente que se trata de potentes diques fonolíticos vergentes al SO. que se ensanchan en la zona más externa, dando lugar por tanto a superficies buzantes al NE. Esta pauta es paralela a las directrices de la intrusión filoniana del "cone-sheet". Este salidero podría ser el responsable de las coladas fonolíticas que aparecen al NE. de Montaña de las Yescas y en Montaña de las Monjas.

2.3.- FORMACION PRE-ROQUE NUBLO.

Esta formación se ha definido en la Hoja como la Formación Pre Roque Nublo (F. El Tablero, de SCHMINCKE, 1976) según una datación realizada por FERAUD et al. (1981) en una muestra tomada por SCHMINCKE (1976) en la colada "intracanyon" de la zona de Las Tabladas, obteniendo una edad de 5.07 M.a. la cual se corresponde con las edades obtenidas para esta formación en el Barranco de Tasartico y en El Tablero de Maspalomas. Realmente los afloramientos sólo se pueden asignar a esta formación mediante estos datos geocronológicos, ya que de cualquier otra manera, habrían sido considerados como coladas del Ciclo Roque Nublo, debido a que son posteriores al Ciclo I y anteriores a los conglomerados Roque Nublo. A estas mismas conclusiones llegaba SCHMINCKE (1976) asignándolas a la Formación Mesa del Junquillo.

2.3.1.- Coladas basálticas "intracanyon". (21)

Se trata de un pequeño afloramiento situado en la ladera de Las Tabladas en el margen septentrional del Barranco de La Aldea, a unos 300 mts. al N. del pueblo.

Estratigráficamente estas coladas están adosadas discordantemente sobre una sucesión constituida de muro a techo por las siguientes unidades: conglomerado basáltico (19), materiales ignimbríticos deslizados (20) y un nivel de conglomerados fonolíticos que no ha sido representado en cartografía dada su reducida potencia.

El techo de la unidad aquí estudiada está formado por unos conglomerados constituidos por cantos de Brecha Roque Nublo y tefritas (22) que pueden corresponderse con lo que en el NE. de la isla se conoce como "Facies Santidad".

Como ya se ha comentado anteriormente la edad de estas coladas es algo impreciso ya que por los criterios de campo expuestos podría considerarse dentro del Ciclo Roque Nublo, pero en atención a los datos de edad absoluta aludidos, se ha optado por incluirla dentro de esta formación, no sin reservas. En el campo se observan dos coladas "intracanyon" superpuestas que presentan formas canalizadas de hombreras colgadas. La inferior que produce un almagre sobre los sedimentos aluviales (19) presenta una mar-

cada disyunción columnar con un espesor de unos 25-30 mts. En un examen más detallado de la muestra de mano se observa que es un basalto afanítico negro con pequeños cristales de piroxeno y plagioclasa dispersos. A techo de esta colada hay una fina capa de 0,5 mts. de color blanquecino de pómez retrabajado y encima un nivel de arenas y cantos redondeados de pequeño tamaño, que en su parte alta tienen un color rojizo debido al paso de la colada superior. Esta, tiene base escoriácea y disyunción columnar masiva con una potencia de unos 20 mts. Está constituida por basaltos afaníticos negros con fractura limpia. Presentan olivinos dispersos de unos 3 mm. y algún piroxeno aislado.

2.4.- CICLO ROQUE-NUBLO.

Los materiales de este Ciclo aparecen fundamentalmente en el cuadrante nororiental de la Hoja, cubriendo discordantemente a los diques del "cone-sheet" y al resto de las unidades del dominio intracaldera.

En el área occidental fuera del Dominio intracaldera se han cartografiado dos pequeños afloramientos no cartografiables a escalas más pequeñas (E. 1:100.000).

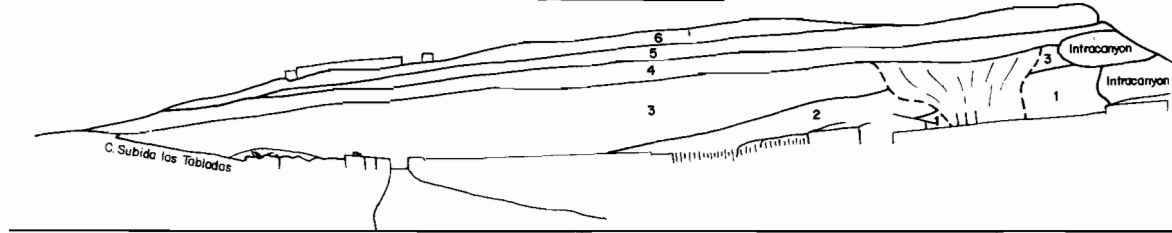
En la Hoja que nos ocupa, a efectos cartográficos se han individualizado cuatro unidades: sedimentos aluviales (22), coladas básicas (23), piroclastos de caída (24) y brechas (25).

2.4.1.- Sedimentos aluviales y conglomerados del Roque Nublo. (22)

En esta unidad se han agrupado varios afloramientos, repartidos por la mitad norte de la Hoja. Unos presentan características claramente sedimentarias, en el caso de Las Tabladas y Pino Gordo, y otros de naturaleza posiblemente piroclástica para los localizados en el sector NE. del área estudiada. El afloramiento que se encuentra en las proximidades de San Nicolás de Tolentino, en la zona de Las Tabladas, está constituido por sedimentos conglomeráticos que se sitúan al techo de las coladas intracanyon asignadas a la Formación El Tablero y también sobre las coladas del Ciclo Roque Nublo (23). Se trata de conglomerados de cantos basálticos, traquíticos y fonolíticos, con bases claramente erosivas, granoselección positiva y estratificación cruzada. Las paleocorrientes marcan direcciones hacia el O., aunque con una cierta dispersión. Intercalados se encuentran niveles similares pero que muestran mayor compactación. La matriz parece cinerítica, no está claro si la compactación es debido a una cementación o a un soldaje.

El corte observado en la Fig.2 responde a la disposición de un sistema aluvial, donde el relleno de los canales se lleva a cabo por la migración de "megaripples" y barras, con dirección similar a la de los sedimentos (19). No aparecen depósitos de llanura de inundación. Sin embargo, la relación entre estos sedimentos y los depósitos de tipo Roque Nublo (Facies Santidad) situados al E. es algo confusa. Podría tratarse de un cambio lateral, pero al no existir una hipótesis genética clara sobre los depósitos del Roque Nublo, no se pueden encajar ambos materiales en un modelo genético conjunto.

CORTE GENERAL



DETALLE DEL NIVEL "4"



- 1 - Formación basáltica I (3) *
- 2 - Sedimentos aluviales de arenas y conglomerados (19)
- 3 - Depósitos cáuticos agmibríticos de deslizamientos de ladera (20)
- 4 - Sedimentos aluviales y conglomerados del Roque Nubia (22)
- 5 - Colado basáltico post-Roque Nubia (26)
- 6 - Lepósitos de deslizamientos gravitacionales (27)

(*) Nº de las unidades de la leyenda

Fig. 2.- LAS TABLADAS. (Area de S. Nicolás de Tolentino).

Al sur del Edificio de Pino Gordo (24), en el Barranco de las Casillas, afloran unos niveles sedimentarios formados por arcillas y limos en la parte inferior de unos 2 mts. de potencia y sobre ellos hay bloques y cantos rodados grandes, algunos de más de 20 cm. Estos materiales están cortados por el barranco actual y presentan características de tipo aluvial-fluvial.

En el área nororiental de la Hoja, en la subida desde el embalse del Paralillo hacia la Mesa de Acusa, se localizan varios afloramientos 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, 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 el borde N. de la Hoja, en la base de la Mesa de Acusa, se observan unos materiales de aspecto conglomerático que están formados casi exclusivamente por cantos de composición fonolítica sin que existan prácticamente aportes juveniles claros, ni estratificación, ni bases erosivas. El aspecto general es masivo, y las disposiciones de los cantos no presentan granoselecciones ni estructuras sedimentarias claras, salvo ligeras imbricaciones en algunos puntos que marcan direcciones N 25°E. Según lo expuesto, probablemente se trata de depósitos de tipo epiclásticos poco maduros.

Asociados a ellos, hacia el E., se observan unos depósitos, parcialmente cubiertos, en los cuales hay materiales ligados al Ciclo Roque Nublo. Afloran incluso grandes fragmentos de la brecha Roque Nublo y secuencias de cantos subredondeados con bases convexas a hiladas de cantos de tamaño más fino. La matriz es cinerítica 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.

2.4.2.- Coladas basálticas, traquibasálticas, basaníticas y tefríticas (23).

A esta unidad se ha asignado una serie de afloramientos constituidos por apilamientos de coladas que se alinean según una orientación N-110° E. aflorantes en la mitad N. de la Hoja. También se han incluido en este apartado las lavas del centro de emisión de Pino Gordo; siendo estas coladas las únicas que quedan fuera de la alineación antes señalada, presentando además una orientación casi perpendicular a la mencionada.

En general son coladas basálticas de diferentes tipos petrológicos que forman grandes apilamientos sobre todo en el área NE. Las coladas se han adaptado a un relieve previo, observándose que el buzamiento de la sucesión es más suave hacia el techo. Estas lavas se apoyan sobre los materiales que han rellenado la Caldera de Tejeda (tobas e, ignim-

britas) o sobre las sienitas y el "cone-sheet", como ocurre en la parte sur de la Mesa de Acusa y de El Carrizal,. A techo de esta unidad se sitúa la brecha Roque Nublo, que suele formar potentes capas de coladas piroclásticas.

Los mayores espesores se alcanzan en la zona oriental, El Carrizal (250 mts.), Las Mesillas (200 mts.), y Mesa del Junquillo (220 mts.). Estas potencias son estimativas y locales ya que al adaptarse esta unidad a un relieve preexistente provoca la existencia de grandes diferencias de espesor para un mismo afloramiento, tal es el caso de La Mesa del Junquillo, en cuya ladera N. la potencia se sitúa entre 130-150 mts.

Es precisamente en este último afloramiento donde se ha realizado un corte bastante detallado observándose, una gran diversidad de tipos de coladas basálticas: la base está formada por coladas delgadas y poco individualizadas de basaltos afaníticos, algo vesiculares, con rellenos y oxidaciones superficiales. Se sigue con un nivel de arcillas de color blanquecino-caqui con algún canto y potencia reducida (aprox. 1,5 mts.). Sobre este nivel se apilan varias coladas potentes y escoriáceas, con disyunción columnar, son basaltos afaníticos de color gris azulado. Al techo se observa una colada de basaltos piroxénicos finamente vesiculares, con piroxenos aislados de 1-2 cm. (alguno de los cuales alcanzan hasta 4 cm. de largo). Encima hay un lentejón sedimentario formado por cantos rodados de fonolitas, traquitas y sienitas empastado en una matriz arenosa. Sobre estos materiales se observa una colada basáltica con disyunción columnar de color gris oscuro con piroxenos aislados y posible haüyna. El techo está formado por coladas de tipo "pahoe-hoe", delgadas, que provocan formas arriñonadas y redondeadas.

En el afloramiento situado en la divisoria del Barranco de Siberio y del Chorrillo (área de El Carrizal), no se observan intercalaciones sedimentarias entre las coladas basálticas; éstas suelen comenzar con una emisión muy continua de basaltos olivínico-piroxénicos de tipo ankaramítico. Son coladas "aa" con bases escoriáceas, que suelen oscilar entre 5-8 mts. de potencia. Hacia el techo de esta sucesión se observan coladas de basaltos piroxénicos a las cuales siguen pequeñas intercalaciones de la brecha Roque Nublo que alterna con coladas de tefritas-basanitas haüynicas.

En la zona de Lomo Salado-Cruz del Vaquero se han cartografiado materiales de esta unidad que quedan colgados en la ladera, indicando el fuerte encajamiento del Barranco de La Aldea con posterioridad a este Ciclo volcánico. En la base hay un pequeño rezo de colada de basaltos afaníticos negruzcos muy densos con cristales diminutos de olivino y piroxeno. Los niveles superiores son coladas algo alteradas de basaltos olivínico-piroxénicos con alteración esferoidal.

Al NO. de San Nicolás, en la confluencia de los Barrancos de La Aldea y Furrel (punta oeste de Las Tabladas), se observa un apilamiento de coladas basálticas, de unos 30-35 mts. de potencia, que han quedado entre dos niveles sedimentarios de edad diferente. La base está formada por los sedimentos aluviales (19) que constituyen el techo de la

formación basáltica I (en este área de Las Tabladas). El techo está constituido por unos sedimentos (22) relacionados con este episodio (Roque Nublo), (ver apartado correspondiente). Algunas de estas coladas tienen carácter "intracanyon" observándose varios tipos petrográficos. La parte baja es una colada de basaltos olivínicos con disyunción columnar de unos 4 mts. de potencia, sobre ella hay varias coladas con poca continuidad lateral, recubiertas por otra colada potente con disyunción columnar. Esta tiene un color muy oscuro, es bastante afanítica, aunque se observan algunos cristales pequeños de olivino y piroxeno.

2.4.3.- Edificio Pino Gordo. (23 y 24)

Este centro de emisión se encuentra localizado prácticamente en el centro geográfico de la Hoja, en las proximidades de la confluencia del Barranco de Pino Gordo con el Barranco de Las Casillas. Estos materiales fueron incluidos dentro de la Serie Basáltica-II en la cartografía 1:100.000 de ALONSO et al. (1968). Sin embargo en este trabajo se ha optado por incluirlo dentro del Ciclo Roque Nublo, hecho este ya apuntado por SCHMINCKE (1976) que aunque no realiza dataciones absolutas para este afloramiento, si lo hace en los situados en la Montaña de Los Molinos (Hoja de Mogán) y en El Tablero (Hoja de Maspalomas) los cuales presentan ciertas similitudes en cuanto al tipo de materiales y grado de alteración. En estos dos últimos afloramientos MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976) han obtenido edades de 4.4. y 5 M.a. respectivamente, la primera de estas coincide con las dataciones de la base de La Mesa del Junquillo (LIETZ y SCHMINCKE, 1975). Por todos estos motivos se ha considerado a este edificio como perteneciente a este Ciclo.

El cono presenta una forma, en planta, parecida a una herradura abierta hacia el N. Esta parte central está ocupada por escorias y coladas que discurren valle abajo en dirección S-N. La periferia está constituida por piroclastos rojizos y "spatter" escoriáceos vesiculares. También hay algunas intercalaciones lávicas muy delgadas y capas de piroclastos más finos (fundamentalmente en la zona próxima a las casas). El substrato occidental del cono son traquifonolitas (16) mientras que en la parte sur y oriental son ignimbritas (13).

Este edificio ha emitido coladas basálticas en dirección S-N, siendo por tanto más o menos perpendicular a todos los afloramientos señalados anteriormente. Estos materiales también se sitúan discordantemente sobre las ignimbritas del dominio intracaldera. Son coladas de tipo "aa", con potentes bases escoriáceas, de basaltos piroxénicos con anfíbol y plagioclasa subordinados. Es característico de estas coladas la existencia de numerosos acumulados de piroxeno, alguno de los cuales llega a tener más de 6 cm. También se observan tipos olivínico-piroxénicos, de color gris, muy vacuolares.

2.4.4.- Brecha volcánica Roque Nublo. (25)

Como ya menciona FUSTER et al. (1968) "se trata de la formación más peculiar de la

isla de Gran Canaria". Posteriormente estos materiales fueron estudiados por ANGUITA (1972) y BREY y SCHMINCKE (1980) existiendo en la actualidad trabajos en curso. Esta unidad tiene sus mayores espesores y continuidad lateral en la zona central de la isla (área de Ayacata, al E. de la Hoja estudiada), desarrollándose hacia las zonas periféricas y llegando a la costa en numerosos puntos (ver Hojas de Arucas, Sta. Brígida y Arguineguín). Sin embargo, en esta Hoja, aunque no hay evidencia de que llegase hasta la línea de costa, se ha encontrado un afloramiento que parece corresponder a brechas retrabajadas. Está situado en el cerro de Las Tabladas (en las proximidades de San Nicolás de Tolentino) a cota 110 y a escasa distancia de la playa 3.5 km. En la base de este afloramiento se observa un lentejón, muy delgado, de cantos rubefactados que aunque no presenta entidad para ser cartografiado tiene gran importancia cronoestratigráfica por ser equivalente a los conglomerados de la Formación Arguineguín de SCHMINCKE (1976) y al techo del miembro inferior de la Formación detrítica de Las Palmas. La mayor parte de los afloramientos se sitúan en el cuadrante NE. relacionados con la unidad lávica (23). En la esquina SE. de la Hoja, en las proximidades del Embalse de Cuevas de las Niñas, se ha cartografiado un afloramiento que se extiende en las Hojas Imítrofes de Mogán, S. Bartolomé de Tirajana y Sta. Lucía. En el mapa este afloramiento ha sido señalado con una sobretrama para diferenciarlo del resto. Estos materiales aparecen mejor representados en la Hoja del E. (S. Bartolomé de Tirajana) en la cual ocupan las áreas centrales del antiguo estrato-volcán del Roque Nublo. El flanco S. y SO. de este volcán central debió deslizarse provocando la aparición de materiales con estas características heterogéneas y caóticas, los cuales han sido representados con la aludida "sobretrama". En la base de algunos de los mantos brechoides se observan estrias de fricción indicativas de este movimiento. Del mismo modo este hecho ha provocado una intensa trituración del substrato, el cual está constituido, en este caso, por ignimbritas intracaldera. También se han observado pequeñas intercalaciones locales de aspecto lahárico.

Por lo que respecta al resto de afloramientos existentes en la Hoja presentan unas características bastante uniformes. Son brechas polimícticas de tipo "block and ash" equivalentes parcialmente a la Formación Los Listos de SCHMINCKE (1976).

A nivel de muestra de mano se observa una roca brechoide polimíctica con matriz tobácea de tipo cinerítico de color crema con líticos pequeños. Los fragmentos son fundamentalmente líticos de composición básica (basaltos, basanitas y tefritas). La mayoría de ellos son tefritas grises aunque también los hay de basaltos olivínico-piroxénicos, estos últimos son negruzcos y más densos. Los tamaños mas frecuentes suelen estar comprendidos entre 10 y 20 cm, pudiendo alcanzar algunos, tamaños métricos. Estos fragmentos líticos son esenciales y no accidentales, hecho ya señalado por BREY y SCHMINCKE (1980). Si bien hay algunos fragmentos aislados de carácter accidental como son cantos de sienitas y gabros.

También se encuentran, material pumítico y vidrios ("shards") de pequeño tamaño de 1-2 cm., sin que exista soldadura como ocurre en las ignimbritas, considerándose por

tanto que estos materiales se han emplazado a temperaturas inferiores a las coladas de ignimbritas; además, en la base de estas brechas no se observan almágres, ni tampoco presentan magnetismo remanente. Sin embargo, tampoco se han emplazado a temperaturas muy bajas, puesto que SCHMINCKE (1976) habla de la presencia de troncos fosilizados. (Ver Hoja de S. Lucía (83-85)).

Los mayores espesores de esta unidad se alcanzan en el escarpe de La Mesa del Junquillo y en Las Mesillas; en ambos casos la potencia supera los 150 mts. Sin embargo, en la zona oriental en el Roque de Los Pérez y El Tescón de Arriba los espesores son menores observándose además pequeñas intercalaciones de coladas basálticas entre los paquetes de brechas. Asimismo se observan también niveles delgados de brechas que se intercalan entre las coladas basálticas de la parte alta provocando una morfología alternante en el campo, debido al contraste litológico. Son capas de unos 10-20 mts. de brechas, idénticas en aspecto y composición a los bancos más potentes, de la parte alta.

El origen de estas brechas ha sido ampliamente discutido en trabajos anteriores. Así BOUCART y JEREMINE (1937) consideraban un modelo de tipo "nube ardiente peleano" mientras que FUSTER et al. (1968) sugieren una génesis en erupciones de nubes ardientes modelo Saint-Vicent. ANGUITA (1972) analiza ambos modelos y sugiere un origen mixto en el cual se destruiría la parte central del edificio a causa de una explosión muy violenta que arrastraría un gran volumen de material xenolítico, tan abundante en estos depósitos. Únicamente habría que criticar a esta hipótesis el mecanismo ignimbítico sugerido, puesto que como ya se ha comentado, en estas brechas no existe soldadura en los fragmentos de pómez. La hipótesis propuesta por BREY y SCHMINCKE (1980) concuerda bastante con la anterior; sugieren un colapso de la columna eruptiva que provoca un "flow" que se emplaza y corre por debajo de la temperatura de soldadura (625°C en lavas riolíticas). Ya que el origen de estas brechas no puede explicarse por una erupción freatomagmática, puesto que faltan los "quenched glass", tobas vesiculares etc., sugieren que se originen en erupciones explosivas causadas por la alta presión de volátiles en la cámara, de un volcán complejo que estuvo activo durante varios cientos de miles de años. En general estas dos últimas ideas son bastante concordantes entre sí y se aproximan con la realidad observada en el campo.

2.5.- CICLO POST ROQUE NUBLO.

Los materiales volcánicos pertenecientes a este Ciclo están muy poco representados en esta Hoja. Tan sólo hay dos pequeños afloramientos. El primero y principal constituye la parte alta del escarpe de Las Tabladas en las proximidades de San Nicolás de Tolentino. El segundo, de reducidas dimensiones, está situado en el área NE. y constituye la terminación meridional de la Mesa de Acusa (Hoja de Vecindad de Enfrente).

2.5.1.- Tramo inferior. Coladas basálticas y basaníticas. (26)

Esta unidad ocupa una extensión muy pequeña visible en el área norte de la Hoja.

El afloramiento situado en Las Tabladas está constituido por una colada de basaltos olivínicos con disyunción columnar de unos 30 mts. de espesor que forma una estrecha y alargada banda de unos 2 km. de longitud en sentido SE-NO. Está situada a techo de los materiales sedimentarios del Ciclo Roque Nublo (22). En la base, localmente en el área oriental del afloramiento se observa que la colada tiene carácter "intracanyon" produciendo, almagre sobre los conglomerados mencionados. La dirección posible del flujo está comprendida entre N100° y N 120° E. A techo de las coladas se observa un depósito sedimentario caótico de gruesos bloques transportados por deslizamientos gravitacionales. Estos materiales cubren prácticamente esta colada y la laminan justo bajo las casas de Las Tabladas quedando por tanto la colada acuñada.

A nivel de muestra de mano se observa que se trata de un basalto olivínico alterado con cristales de unos 2-3 mm, también hay algún cristal aislado de piroxeno, en una matriz negruzca. Tienen fractura limpia y están recubiertas por una patina de alteración ocre.

El escarpe meridional de la Mesa de Acusa está constituido, al igual que toda la mesa en sí, por materiales del Ciclo Roque Nublo coronados por la colada basáltica aquí estudiada. Es un escarpe producido por el apilamiento de coladas basálticas con disyunción columnar. En campo se observa que la roca es un basalto olivínico de color azulado, con fenocristales de 3-4 mm, en su parte inferior, mientras que la parte alta del escarpe son basaltos olivínico-piroxénicos muy densos de tonos negro-azulado.

3.- MATERIALES SEDIMENTARIOS.

3.1.- GLACIS-CONO FONOLITICO-TRAQUITICOS. (18)

Con posterioridad a la emisión del Ciclo I tiene lugar un gran período erosivo dentro del cual se desmantelan parte de los materiales emitidos originando, entre otros, estos depósitos ligados a los grandes relieves de la mitad occidental de la Hoja. Se localizan preferentemente, por tanto, en las laderas del Valle de San Nicolás, Barranco de Tasartico y cabecera del Barranco de Tasarte, cubriendo en la mayoría de los casos discordantemente a los materiales de la formación basáltica I (3). Hoy en día aparecen colgados y disectados por la red de drenaje actual, pero permiten cuantificar la magnitud del encajamiento post-Mioceno.

Están constituidos por material detrítico grueso sin ninguna ordenación interna. Su composición es mayoritariamente sálica (fonolitas e ignimbritas) y, en menor medida, basáltica. Se observa una selección de tamaños en cuanto al origen; así, mientras los cantos basálticos raramente superan los 8-10 cm., los de composición ignimbrítica y/o fonolítica suelen superar los 20-30 cm. (por término medio), encontrándose en ocasiones algunos bloques aislados, especialmente al techo, que superan los tamaños métricos (> 1-1,5 mts). Es frecuente que estos sedimentos sin compactar esten recubiertos por un encostramiento calcáreo ("caliche") de color blanquecino. También existe entre los blo-

ques, material detrítico fino (1-2 cm) de color oscuro. La potencia de estos materiales es muy variable, ya que configuran un "tapiz" adosado a las laderas; con todo se han llegado a observar depósitos de hasta 20 mts. en las proximidades de Tasartico.

La mayor extensión de estos afloramientos se produce en la vertiente sur del Barranco de la Aldea y de Tocodomán, al pie de los escarpes de Montaña de Horgazales y Montaña del Cedro. En esta zona se mezclaron los derrubios de ladera actuales, presentando a veces caracteres convergentes que hacen difícil su individualización, ya que la erosión es tan rápida e intensa que en ocasiones se observan los derrubios cuaternarios ya seccionados.

En el Barranco de Tasartico estos depósitos están aislados y presentan formas pseudo-trianguulares en planta con el vértice agudo en el área de cabecera. Están situados preferentemente en la ladera N. del barranco (aguas arriba del pueblo), quedando colgados aproximadamente a unos 50 mts. del curso actual.

En la zona de cabecera del Barranco de Tasarte se observan tres afloramientos aislados que encajan perfectamente entre sí. Están constituidos por materiales idénticos, de tamaños < 1 mto., con potencias de 5-7 mts. y un buzamiento de unos 10-20°SO.

La edad de estos materiales es difícil de precisar. Si bien está claro su "muro" (ya que son posteriores a la formación fonolítica) no es tan preciso su techo. Ahora bien, debido a la disposición de las coladas de la formación pre Roque Nublo, que ocupa el valle de San Nicolás, se ha considerado a estos depósitos anteriores a este evento. Según lo expuesto la edad de estos materiales quedaría comprendida entre 9,5-5,5 m.a.

3.2.- SEDIMENTOS ALUVIALES DE ARENAS Y CONGLOMERADOS. (19)

En este apartado se incluyen unos pequeños afloramientos que constituyen un nivel delgado, a modo de terraza, situado en la base de Las Tabladas, en la margen N. del Barranco de La Aldea. Se depositan sobre la formación basáltica antigua y al muro de los materiales ignimbríticos de deslizamientos gravitacionales (20). Se trata de un conglomerado de cantos basálticos bien redondeados de tamaños diversos, en general inferiores a 25 cm. Los cantos están ordenados según una estratificación cruzada a gran escala, que marca una orientación N 120°E. También se observa granoselección positiva en este sentido, llegando al punto de conservarse hacia al E. pequeños retazos arcillosos finamente laminados.

Según lo expuesto, se trataría de sedimentos aluviales pertenecientes a un sistema que sigue la misma dirección del barranco actual.

Hacia el O. se observan también pequeños lentejones conglomeráticos formados por cantos de diversa naturaleza: vitrófidos, basaltos, ignimbritas y fonolitas.

Estos materiales por tanto quedarían situados estratigráficamente en el período erosivo existente entre el Ciclo I y el inicio de la formación Pre Roque Nublo (21).

3.3.- DEPOSITOS CAOTICOS IGIMBRITICOS DE DESLIZAMIENTOS DE LADERA. (20)

Estos materiales están situados en la parte baja del Barranco de La Aldea al N. y NE. de San Nicolás (zona de Las Tabladas). La base de esta unidad está constituida por un nivel de conglomerados aluviales (19) de escasa potencia; el techo, localmente, es una fina capa de conglomerados fonolíticos con cantos rubefactados que aunque no tiene representación cartográfica en la Hoja (ver apartados 2.3.1. y 2.4.4.) pueden ser equivalentes, por posición estratigráfica, a los observados en Arguineguín y Las Palmas.

Está constituida por ignimbritas rojizas muy agrietadas y fracturadas idénticas a las encontradas en el dominio intracaldera con niveles intercalados de tobas riolíticas de colores verdosos y amarillos ("azulejos"). Todas estas características hacen pensar que estos materiales no están "in situ" sino que se han movido, quizás favorecidos por algún nivel mas plástico en su base como pueden ser los "azulejos".

Estos materiales están prácticamente recubiertos por derrubios de ladera que enmascaran más aún su naturaleza. Tienen una potencia de unos 60 mts. visibles en las laderas de Las Tabladas.

En la parte más occidental de este depósito, en la zona de La Castañeda, estos materiales están muy fracturados, observándose grandes bloques rodeados por material detrítico fino, de color rojizo, de naturaleza areno-arcillosa, muy plástica. También se observan zonas casi exclusivamente ocupadas por tobas verdosas alteradas ("azulejos") presentando siempre un aspecto fracturado y removido.

No está claro el medio de transporte de estos materiales, aunque de acuerdo con SCH-MINCKE (1976) parece tratarse de un "land slide", máxime si se tiene en cuenta que los escarpes del borde de la caldera, (en esta zona correspondiente al O. del afloramiento que nos ocupa) presentan un retranqueo con la clásica forma arqueada que muy bien pudiera deberse a deslizamientos de este tipo y también a deslizamientos gravitacionales más recientes (ver número 27).

3.4.- DEPOSITOS DE DESLIZAMIENTOS GRAVITACIONALES. (27)

En este apartado se describen dos afloramientos que, aunque tienen un mismo origen, se encuentran muy separados geográficamente. El primero y principal se localiza en el sector centro-norte de la Hoja, extendiéndose hacia la Hoja de Vecindad de Enfrente. En cuanto al segundo se sitúa en el extremo oriental, en el Barranco de Siberio junto a la localidad de El Toscón.

El afloramiento mencionado en primer lugar se localiza al pie del escarpe que forman las ignimbritas intracaldera; observándose cómo este farallón ha retrocedido hacia el E. (en esta zona), marcando una cierta incisión en forma cóncava. La naturaleza de estos materiales es eminentemente sálica: ignimbritas, traquitas, fonolitas, tobas riolíticas alteradas "azulejos", siendo más abundantes las ignimbritas, de color rojizo similares a las observadas en la pared de la caldera. Es un depósito caótico, heterométrico, en el

cual la mayoría de los cantos son subangulosos y están comprendidos entre 50-60 cm. aunque varían desde 2-3 cm. hasta bloques enormes de 20-30 m³. En algunas zonas 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 "caliche".

La edad de estos depósitos es algo imprecisa, y lo único que puede afirmarse con total seguridad es que son posteriores a las coladas del Ciclo post Roque Nublo inferior (26) sobre las cuales descansan, formando la planicie de Las Tabladas.

El depósito situado en el Barranco de Siberio, junto a El Toscón, está constituido por materiales del Ciclo Roque Nublo, basaltos y brechas de tamaño heterométrico, sobre las cuales se ha asentado esta localidad; están vegetadas todas salvo el afloramiento situado en la parte superior de la ladera que es de edad muy reciente (25 años), por esta razón este asomo ha sido incluido dentro del apartado correspondiente a los derrumbios de laderas actuales (29).

3.5.- DEPOSITOS DETRITICOS HOLOCENOS Y ACTUALES. (28,29, 30 y 31)

Depósitos aluviales antiguos y terrazas. (28)

Esta unidad ocupa la parte baja del Barranco de La Aldea, observándose fundamentalmente en la ladera sur, entre San Nicolás y La Playa de La Aldea. Constituye una superficie bastante plana donde se asientan las localidades de Las Marciegas, Albercón, Mederos, Los Espinos y San Nicolás de Tolentino.

También afloran pequeños retazos en el Barranco de Furrel en la base de Las Tabladas.

Estos depósitos están constituidos por material detrítico poco seleccionado. Son cantos de diversa naturaleza y granulometría empastados en una matriz arenosa escasa, que en ocasiones está recubierta por una costra calcárea "caliche" que da mayor ligazón al depósito.

Los cantos son de la siguiente composición: basálticos, vitrificados, ignimbritas y traquitas de tamaños comprendidos entre 8 y 30 cm. Además en algunos puntos se observan niveles delgados de pómez retrabajada, tal es el caso del afloramiento del Barranco de Furrel, y en el km. 68.5 de la carretera C-810.

Estos sedimentos que están cortados por el barranco actual, se sitúan a una altura mínima de 3 mts. sobre él, pero se extienden por las laderas siendo recubiertas por materiales edáficos de poco espesor < 1 m que no han sido separados en la cartografía. En esta zona situada al pie de la Montaña del Cedro se han desarrollado gran cantidad de materiales de ladera (29) que se indentan y recubren parcialmente estos depósitos dificultando su separación cartográfica.

Derrubios de ladera. (29)

Estos depósitos alcanzan su mayor desarrollo en el área occidental de la Hoja (Valle de San Nicolás). Se encuentran adosados al escarpe de la caldera de Tejeda y a los relieves de la formación basáltica I que forman la base de Montaña de Horgazales, y Montaña del Cedro. Dentro del dominio intracaldera existen también afloramientos de estos materiales, relacionados con los relieves fonolíticos y traquifonolíticos así como otros situados en la periferia de los domos fonolíticos.

Están constituidos por una acumulación caótica de cantos y bloques angulosos y subangulosos, heterométricos. La naturaleza de estos cantos depende, como es lógico, de la composición de las laderas. Así se observan depósitos absolutamente ignimbríticos, en el afloramiento situado entre San Clemente y Los Molinos, en la base del escarpe de la caldera.

En la ladera SE. del valle de San Nicolás estos depósitos constituyen una franja casi continua con los glacis-cono (18).

Se han separado cartográficamente por entender que mientras aquéllos (18) tienen bastante antigüedad y han sido observados en varios sectores, indicando un período volcánico inactivo que coincidió con una etapa erosiva, éstos son simplemente materiales de ladera poco transportados de edad bastante imprecisa, pero que en cualquier caso son mucho más modernos. En esta zona se observan cantos de naturaleza basáltica algo redondeados de tamaños entre 8-15 cm. y bloques grandes de ignimbritas, traquitas y del vitrófido. Entre los cantos se observa material detrítico fino compuesto por arcillas, arenas y cantos. No se observa ninguna estratificación ni relación pero sí, en ocasiones una cementación, debida al desarrollo de un caliche. Estos "abanicos" están cortados por las torrenteras en las cuales se pueden observar cantos y bloques sueltos dispuestos caóticamente.

Los afloramientos situados en el Dominio intracaldera están constituidos en su mayoría por cantos fonolíticos excepción hecha de algunos pequeños conos de derrubios situados al pie del escarpe de La Mesa del Junquillo, en el Tescón y en el Lomo Salado, en los cuales predominan los materiales de composición basáltica, así como fragmentos de la brecha Roque Nublo.

En general estos depósitos de ladera no están casi vegetados salvo los localizados en la zona de Los Pinares de Ojeda e Inagua, que están recubiertos por pinocha y hay vegetación constituida por pinos.

El afloramiento situado por encima de El Tescón es un depósito algo especial ya que podría incluirse dentro de los depósitos ligados a la gravedad, ha dejado una pequeña huella cóncava en la pared superior indicando el lugar de donde provienen los derrubios. Según comunicación oral de los habitantes de la zona ocurrió hace 25 años, desde

luego es un depósito heterométrico, caótico, constituido por grandes bloques de basaltos y de brechas, sin que exista ningún resto vegetal.

Depósitos de barranco y de fondo de valle. (30)

Se localizan estos afloramientos en el fondo de los barrancos principales de la Hoja. (Furrel, La Aldea, Tocodomán, Tasarte, Tasartico y Güigüi). Sobresale de entre todos ellos por su anchura y volumen de depósitos el Barranco de la Aldea que alcanza una anchura de casi 1 km. en la zona de desembocadura. Es un depósito de varios metros de espesor constituido por arenas limos y gravas heterométricas de naturaleza basáltica, ignimbrítica, traquítica y fonolítica. Es frecuente encontrar también cantos de sienitas bastante redondeados. En la zona próxima a la playa se observa, que bajo una capa superficial de cantos sueltos de tamaños próximos a 10 cm. hay capas de arenas finas de color gris con estratificación cruzada que alternan con niveles de cantos rodados de tamaño centimétrico (1-2 cm.). En conjunto el espesor visible es de unos 2 mts. Este valle es muy ancho y plano en su desembocadura y según la sucesión de depósitos encontrados en Las Tabladas se deduce que es el valle más antiguo de la Hoja. Sin embargo hacia la zona del dominio intracaldera el barranco es muy estrecho y encajado, no observándose depósitos representativos en esta zona.

El Barranco de Tocodomán es afluente del anterior y está constituido por gravas y arenas de diversos tamaños, subredondeados de poco espesor.

El Barranco de Tasarte tiene su origen en la pared de la Caldera (en el sector de Inagua y Ojeda) por lo cual su área de cabecera son auténticas torrenteras por las que en épocas lluviosas el agua desciende con gran energía provocando la acumulación de gravas en las áreas más bajas.

Los depósitos del Barranco de Tasartico son relativamente importantes y están constituidos por gravas subredondeadas y arenas oscuras de composición eminentemente basáltica con tamaños en general inferiores a 20 cm.

Depósitos de playas. (31)

Dentro de el área estudiada sólo existen 3 playas localizadas en la desembocadura de los Barrancos de La Aldea, Güigüi Chico y Güigüi Grande. La playa de La Aldea, es con mucho la de mayor envergadura, está constituida por cantos de tamaños superiores a 30 cm., de composición basáltica, ignimbrítica, traquítica, sienítica y fonolítica. Se extiende formando un cordón de cantos de unos 650 mts. de longitud en las Hojas de San Nicolás y Vecindad. En la parte posterior se ha desarrollado una pequeña laguna.

La playa de Güigüi, situada en la desembocadura del Barranco de Güigüi Chico, está constituida por arenas, que se extienden formando un estrecho cordón de unos 500 mts. Durante la marea baja esta playa se une prácticamente con la de El Puerto, situada (in-

mediatamente al S.) en la desembocadura del Barranco de Güigüi Grande. Está constituida por cantos y arenas de granulometría media, siendo, los cantos más abundantes. Tienen tamaños de 10-20 cm. con diferente naturaleza (basaltos, ignimbritas, vitrófidos).

4.- TECTONICA.

Los elementos estructurales mas importantes de esta Hoja se caracterizan por complejos de diques lineales (sobre la formación basáltica I), complejos de diques cónicos ("cone-sheet" afectando al Dominio intracaldera) y la estructura de colapso de la caldera de Tejada según una fractura casi circular cuyo labio hundido es el interno. Estos accidentes volcano-tectónicos se describen de manera detallada según un esquema cronoestratigráfico de más antiguo a más moderno.

La estructura de las coladas de la formación basáltica I corresponden a uno o varios edificios que forman un volcán en escudo o estratovolcán central desarrollado durante el Mioceno, del cual se conservan hoy sólo las laderas del mismo ya que la erosión y el desarrollo posterior de la caldera han desmantelado la zona central del volcán. Los buzamientos son en general subhorizontales dificultando en muchos casos la medida de dirección de las coladas, si bien la mayoría de ellos son hacia la periferia. En el borde sur, en la orla de la caldera los buzamientos son anormalmente hacia el interior lo cual puede ser debido al basculamiento de la caldera que modifica el buzamiento original de la formación basáltica I, ya que de cualquier otra forma habría que suponer la existencia de un centro de emisión hacia el O. de la actual línea de costa, lo cual es poco verosímil dada la estructura y continuidad de la serie a lo largo de toda la costa y hacia el interior.

En la Unidad del Peñón Bermejo 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.

De todo lo expuesto puede deducirse que la formación basáltica I, fue emitida en erupciones fisurales a partir de centros situados en el centro de la isla, no visibles en estos momentos.

Los diques básicos que intruyen en esta formación constituyen conductos de emisión locales de las coladas subsiguientes. Estos presentan direcciones variables entre N-80°E y N-50°E para los tramos inferior y medio de esta formación, mientras que en el tramo superior (Unidad Peñón Bermejo) se reconocen dos tipos de directrices: una más o menos coincidente con la ya señalada y otra de tipo norteada (N.160°E). Excluyendo esta última dirección anómala, el resto de la emisión filoniana en conjunto para esta Hoja y las inmediatas del norte y sur, respectivamente, definen una estructura radial convergente hacia el centro de la isla, según la hipótesis mencionada, sobre la existencia de un gran edificio central.

Con posterioridad a la emisión de la formación basáltica I y a parte de la formación traquítico-riolítica extracaldera (SCHMINCKE y SWANSON, 1967) tiene lugar el colapso de la caldera, provocando el hundimiento del sector central de la isla. Esta estructura tiene una forma casi elipsoidal cuyo eje mayor en sentido E-O tiene unos 20 km. de longitud y el eje menor en sentido N-S unos 16-18 km.

En el borde occidental de esta estructura aparece una intensa actividad hidrotermal asociada a la falla que marca el límite del perímetro de la caldera. Esta actividad provocó la alteración de las tobas traquítico-riolíticas situadas en las proximidades de la falla, presentando hoy en día unos colores verdosos-anaranjados muy llamativos, conocidos con el apelativo local de "azulejos".

A continuación del colapso de la caldera se producen numerosas erupciones de ignimbritas traquítico-riolíticas que fueron rellenando esta estructura hasta rebosar sus límites y extenderse radialmente por las laderas del estratovolcán basáltico. En la zona mas central del Dominio Intracaldera ha tenido lugar una primera intrusión de carácter sienítico, sobre la que se ha desarrollado una segunda etapa intrusiva que dá lugar a una de las estructuras más importantes y espectaculares de la isla. Se trata del complejo de diques cónicos ("cone-sheet"), que aflora en el área occidental de la Hoja. En la cartografía de la Hoja se han delimitado tres zonas dentro del Dominio Intracaldera según sea la densidad de los diques, con el fin de separar el área del "cone-sheet", del resto de áreas con diques. Estos límites entre las zonas son algo subjetivos debido a que las variaciones en densidad son bruscas en unos puntos y más graduales en otros. La zona externa del Dominio se caracteriza por tener <10% de diques, observándose que algunos son tardíos ya que cortan a otros concordantes con la estructura del "cone-sheet". En la zona media el porcentaje de diques se sitúa entre 10 y 60% iniciándose un aumento gradual progresivo hacia el interior del Dominio. El tránsito entre esta última zona y la zona interna o zona del "cone-sheet" es brusco, situándose el porcentaje de diques en esta zona siempre por encima del 75%. Como resultado de las observaciones y medidas de dirección y buzamiento de los diques se deduce una macroestructura de forma pseudocircular con un aumento progresivo en los buzamientos hacia la zona interna en las cuales predominan buzamientos del orden de 40-45° mientras que en las zonas externas al "cone-sheet" los diques tienden a "abrirse" y ser mas tendidos con buzamientos en general inferiores a 30°. En la esquina NE de la Hoja (Bco. del Chorillo) se ha separado una zona, correspondiente con el área mas interna del "cone-sheet", en la cual los diques no siguen una pauta bien definida presentando en general buzamientos muy altos (50°). Este hecho es algo restringido puesto que en la mayor parte del área señalada se observa perfectamente como las estructuras que marcan los diques se van arqueando y confluyen hacia el área central. Esta estructura ya fue puesta de manifiesto por SCHMINCKE (1967) y HERNAN (1976). Posteriormente HERNAN y VELEZ (1980) han realizado un estudio estadístico de los parámetros geométricos de los diques del "cone-sheet", concluyendo que la profundidad del hipotético foco del cono, se situaría a 1.698 m. bajo el nivel del mar, en las proximidades de Los Reyes, entre los Barrancos de Tejada

y Chorillo inmediatamente al este del área estudiada.

La mayor parte de los centros de emisión del Ciclo Roque Nublo se localizan en el área central de la Isla fuera de los límites de esta Hoja, salvo el localizado en el Bco. de Pino Gordo que ha emitido coladas lávicas en dirección S-N.

5.- GEOMORFOLOGIA.

5.1.- MATERIALES.

Por orden de importancia areal, los materiales que aparecen en esta Hoja son la formación traquítico-riolítica, (Dominio intracaldera) y la formación basáltica, ambas pertenecientes al Ciclo I. Con la formación basáltica se asocian manchas de extensión inferior de tobas vitrofídicas "composite-flow" y lavas o ignimbritas riolítico-traquíticas peralcalinas y con la formación traquítico-riolítica (intracaldera), Ignimbritas, lavas e intrusiones sieníticas, fonolitas y traquitas peralcalinas.

Estas dos unidades, con las formaciones subordinadas a ellas, constituyen la base de los materiales aflorantes en la Hoja sobre los que se van a desarrollar los procesos morfogenéticos que determinan el relieve actual. A continuación se adjunta una reducción del Mapa Geomorfológico realizado a E. 1:25.000.

El límite aproximado entre ambas formaciones intra y extracaldera viene marcado por los niveles de tobas riolítico-traquíticas de alteración hidrotermal conocidos como "azulejos", que van a articular la Hoja en dos partes: una, en la que el dominio, marino es más evidente. En ella, además la red de drenaje está canalizada y definida por las oscilaciones en el nivel del mar, directamente. Los materiales son casi exclusivamente basálticos. La otra más continental, que se desarrolla sobre los materiales intracaldera, con su límite oeste en el escarpe que señala el nivel de base local para los procesos erosivos. (fundamentalmente el retroceso de vertientes). Es en esta segunda parte de el Dominio Intracaldera donde se vá a ver representado el resto de la historia geológica, post-Ciclo I de esta Hoja. Así como las más significativas muestras de la evolución geomorfológica posterior.

De las formaciones post Ciclo I, destacamos por su importancia areal las correspondientes al Ciclo Roque Nublo, siguiéndoles en extensión las del Ciclo post Roque Nublo, (muy escasamente representadas). Quedán finalmente los depósitos sedimentarios correspondientes a la actividad de las aguas continentales (aluvio-torrenciales, depósitos de vertiente y glacis-cono) que aparecen por toda la Hoja, excepto la importante concentración del valle de San Nicolás de Tolentino, donde sin duda alcanzan su mejor desarrollo superficial y cualitativo.

El comportamiento morfológico de los dos materiales que predominan en la Hoja es netamente distinto. Mientras que, los basaltos tienden hacia un abarrancamiento ex-

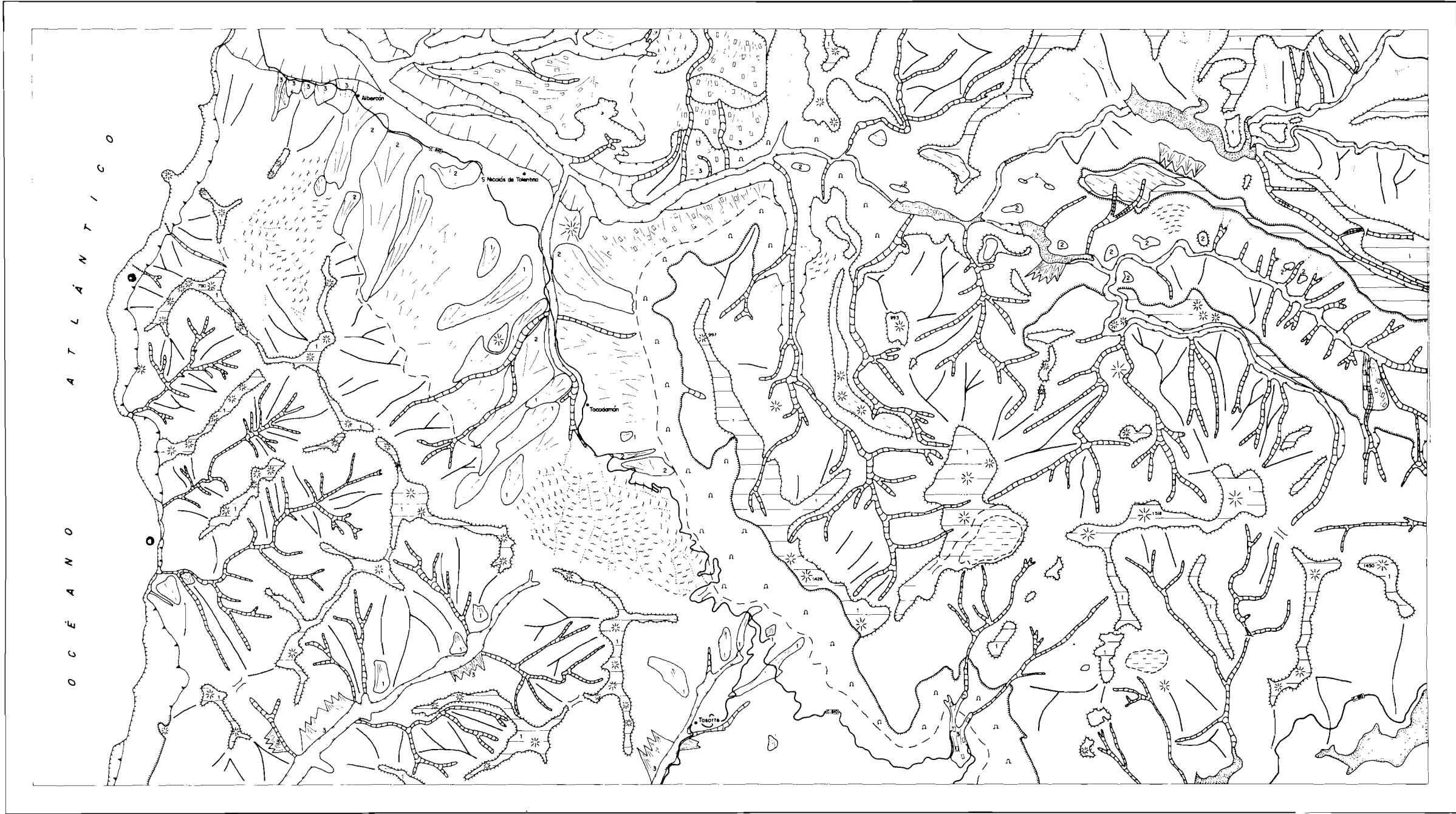
terno, determinado por el nivel de base marino, por un lado y por otro, por la depresión de San Nicolás de Tolentino, la formación traquítico-riolítica va a evolucionar dirigida por la línea de drenaje que marca el Barranco de La Aldea, por una parte, y por otra, por el retroceso de vertiente que originan los deslizamientos gravitacionales, por influencia de los "azulejos".

El resultado de esta disección diferencial de las dos zonas en que hemos dividido la Hoja es también característico de cada una de ellas. En el dominio basáltico se van a conservar restos de la formación subordinada extracaldera traquítico-riolítica; ya sean aislados, como en el caso de Montaña Lobas, ya en unidades masivas como la que señalan las alineaciones de Amurgar (790 m.), Peñón Bermejo (732 m.), Montaña del Cedro (914 m.). La disección de esa zona hacia el mar ha progresado según valles paralelos (aproximadamente NNE-SSO), abandonando un relieve culminante en la formación traquítico-riolítica extracaldera que se caracteriza por pequeños espolones que coronan como "cerros testigo", las divisorias entre valles, como en el caso del Peñón Bermejo, o en el Lomo del Güigüi, o en la vertiente de San Nicolás de Tolentino, en el Morro del Pino, y en el Picacho de la Cruz. Debe señalarse como, de esa incisión del relieve, resultan picos piramidales en las zonas de cresta, (resultado de la progresión del retroceso de las vertientes en tres direcciones diferentes, al menos).

Del proceso de desmantelamiento que tuvo lugar en el Dominio basáltico los restos mejor preservados pueden contemplarse en la vertiente norte del Valle de San Nicolás de Tolentino, donde aparecen extensas superficies de glacis y glacis-cono.

En el Dominio traquítico-riolítico intracaldera, la disección del relieve se ha hecho de manera diferente, preservándose en gran parte el carácter masivo de la unidad. La disección prácticamente se gobierna alrededor del eje que marca el Barranco de La Aldea ya que el retroceso activo en el escarpe de Los Azulejos es un obstáculo a cualquier otra forma de degradación del mismo, (por ejemplo, por las aguas superficiales). Lo cual se puede comprobar en Los Quemados con bastante claridad.

Así, a pesar de la verosímil antigüedad del contacto se puede seguir con nitidez tanto en el mapa geológico como en el topográfico, el contacto entre las formaciones intra y extracaldera, así como las líneas de drenaje pues en esta parte de la Hoja, se van a orientar predominantemente según el nivel de base parcial que les proporciona el Barranco de La Aldea, mientras que el contacto de Los "Azulejos"; apenas aparece degradado por el desarrollo de pequeñas incisiones en el escarpe, a favor generalmente de zonas en donde la alteración acelera los procesos de degradación por influencia o soliflucción del escarpe como en el caso de P.K. 20-22 de la carretera C-810 o en San Clemente, en el Barranco de la Aldea. Por lo demás, como resultado de esa disección ha individualizado en las partes altas de relieve pequeños cerros residuales de la serie superior del dominio intracaldera (formación fonolítica) como es el caso de Montaña del Horno (1382 m), Inagua (1426 m.), Montañas de Ojeda (1360 m.). El Roque (1450 m.), Montaña



LEYENDA

FORMAS DEBIDAS A FUERZAS ENDOGENAS

FORMAS DEBIDAS A VOLCANISMO
FORMAS CONSTRUCTIVAS DEBIDAS A VOLCANISMO

Superficies delimitadas de separación de cascadas de lava

FORMAS DEBIDAS A FUERZAS EXÓGENAS

FORMAS DEBIDAS A DENUDACIÓN

FORMAS DESTRUCCIONALES DEBIDAS A DENUDACIÓN

Límite entre zona de avance y de retroceso

Cuerno rocoso, redondeado y estrecho

Cuerno rocoso (cónico), redondeado y ancho

Relieve residual redondeado

Culmo (cónico residual)

Escarpes mudaneros

Escarpes muy pronunciados

Deposición (concha)

Zona de rotura

Distrito de desplazamiento

Superficie de desplazamiento de origen interno con indicación de desplazamiento relativo

Superficie de avance de origen interno con indicación de desplazamiento relativo

Superficies de avance por sedimentación

Superficies de retroceso de origen indeterminado

FORMAS CONSTRUCTIVAS DEBIDAS A DENUDACIÓN

Corras de avance con indicación de su desplazamiento relativo

Movimiento de masas con grietas lineales

FORMAS DE ORIGEN FLUVIAL

FORMAS DESTRUCCIONALES DEBIDAS A EROSIÓN FLUVIAL

Cordones escalonados en cuencas brechas, no actuales

Cordones escalonados en cuencas actuales

Tronco de cauce fluvial antiguo

Escarpes formados por erosión fluvial

Cordones y subcordones

Ahorquillamiento

Cordones (módulo, cordón)

FORMAS CONSTRUCTIVAS DEBIDAS A EROSIÓN FLUVIAL

Abrazos de pedimento con indicación de desplazamiento relativo

FORMAS DE ORIGEN MARINO

FORMAS EROSIVAS DE ORIGEN MARINO

Acantilado marino activo con resaca de abrasión avanzada

FORMAS ACUMULATIVAS

Playa de corral o de arena

FORMAS ANTRÓPICAS

Embalse o balsa de agua

de las Monjas (1469 m.), Montaña de Las Yescas (1468 m.) Montaña de Sándara (1570 m.), Montaña Solapos de la Carnicería (1400 m.) y Morro de La Negra (1450 m.).

Los ciclos volcánicos posteriores, Roque Nublo y post-Roque Nublo, a pesar de su menor importancia areal en esta Hoja, dejan retazos, morfológicos significativos que los procesos erosivos posteriores han preservado en forma de cerros o crestas testigo, como La Degollada del Escobón, La Mesa del Junquillo, Lomo Salado-Los Caserones, el Carrizal-Roque de los Pérez, (Ciclo Roque Nublo). También se ha incluido en estos relieves testigo, el conjunto de Las Tabladas, en materiales que se gradúan desde la formación basáltica del Ciclo I hasta la actualidad.

5.2.- FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE.

Se considera que hasta el fin del Ciclo I no se culmina la fase de construcción del relieve base de la isla. De ese momento no quedan elementos morfológicos reconocibles. Sin embargo, ese proceso de disección inicial, debió de ser muy importante pues ya quedan conformados durante el mismo las actuales líneas de drenaje. En efecto, el relleno volcano-sedimentario del valle de San Nicolás (Serie de Las Tabladas) indica que sobre un fondo de valle muy aproximado al actual, sino en anchura, al menos en profundidad, se depositan las coladas de basaltos "intracanyon", que no sólo tienen representación aquí sino en el extremo final del Barranco de Tasartico. Así, parece bastante verosímil suponer que ya al inicio del Plioceno, la red de drenaje era similar en su trazado a la actual.

Tal vez es en esta primera fase post-Ciclo I, donde se deba situar igualmente un importante proceso de sedimentación, que se manifiesta muy especialmente en el valle de San Nicolás en forma de glacis-cono, de los que ahora quedan únicamente pequeños retazos fuertemente disectados por la red de drenaje actual. Así mismo en el valle de Tasartico (ver Hoja de Mogán) y en La Degollada de Veneguerras aparecen algunos retazos de esa etapa en el proceso de disección de la red de drenaje y que en la leyenda geológica se sitúa tentativamente en la base de la formación pre-Roque Nublo.

Hay que suponer entonces, a falta de otros criterios, convencionalmente, que la formación pre-Roque Nublo, es posterior a ese proceso de sedimentación y es una ulterior incisión de la red de drenaje la que vá a comenzar a fosilizar, por encajamiento, los sedimentos anteriores. Así en el mapa geomorfológico se marca con el número 1 a todos los retazos de glacis-cono, formados con anterioridad a la formación pre-Roque Nublo. Cabría no obstante la posibilidad de que pudieran ser considerados como posteriores al episodio volcánico denominado como lavas basálticas "intracanyon", siendo en ese caso inmediatamente posteriores.

Aguas arriba de San Nicolás de Tolentino siguiendo el Barranco de La Aldea pueden reconocerse aún pequeños retazos de las superficies erosivas previas al comienzo del Ciclo Roque Nublo. Durante este intervalo de tiempo la dinámina vá a estar regida al-

ternativamente por procesos erosivos (degradativos) y deposicionales (agradativos) con predominio global de los últimos. Guiándose por las superficies (marcadas con un 2) que fosilizan las primeras coladas de los basaltos del Ciclo Roque Nublo, se puede concluir la existencia de un sistema de valles similares al actual, si bien con un fondo situado unos 150 m. por encima de su nivel actual. En las zonas de cabecera el espesor de la Serie Roque Nublo llega a ser muy importante mientras que en las zonas bajas (Serie Las Tabladas) es mucho más reducido por lo que verosimilmente no se llega a colmar en su totalidad la red de drenaje pre Roque Nublo durante el Ciclo Roque Nublo. Ello no excluye, por otra parte el que bien durante el mismo Roque Nublo, bien con posterioridad, la red de drenaje haya vuelto a encajarse en proporciones espectaculares. Es el caso del fondo del Barranco de Siberio en donde el desnivel entre la base de la formación Roque Nublo y el fondo del valle actual es de unos 400 m.

La altura máxima alcanzada por los rellenos correspondientes a la actividad volcánica del Ciclo Roque Nublo, viene representada en esta Hoja por la parte alta del Roque de Los Pérez (1043) y de La Mesa del Junquillo, con casi 900 mts. de altura.

La última fase volcánica distinguible en la Hoja, corresponde al Ciclo post-Roque Nublo, que poco debe modificar la situación al menos desde el punto de vista morfológico. En efecto, a techo en la sucesión observada en Las Tabladas aparece una pequeña colada de estos materiales que no tiene más representación en el resto de la Hoja.

Durante el Pleistoceno, y hasta el momento actual tiene lugar una pequeña degradación de vertientes, así como una incisión de la red que en principio sería del orden del centenar de metros. La regulación del sistema de barrancos por medio de embalses por el hombre, no hay duda que ha contribuido a una estabilización de la zona.

5.3.- PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES EN LA HOJA.

A continuación se describen las formas a escala macro (superiores al centenar de metros de dimensión mayor) y micro (de orden métrico), que se pueden encontrar en esta Hoja.

5.3.1.- Formas macro.

5.3.1.1.- Formas marinas.

Esta forma no se encuentra muy bien diferenciada en esta Hoja.

Aunque la costa presenta alturas que van desde los 500 m. del Peñón Bermejo a 350 m. (Montaña de Tabaibas, Descojonado), la altura media oscila entre 150-200 m. Sólo merece la pena destacar aquí que, el acantilado es un rasgo continuado a lo largo de todo el margen oeste de la Hoja ante la casi total ausencia de playas. Se desarrollan muy bien en estos accantilados sus rasgos morfológicos típicos (rasa de abrasión, enta-

lladura basal, etc.) asociadas habitualmente estas macroformas con microformas debido al haloclastismo (meteorización especial).

Playas y rasas marinas. Sólo existen en el ámbito de la Hoja tres zonas de playa. Estas son: La Aldea, Güigüi y El Puerto. La primera es la más importante y accesible, está constituida por cantos modificados parcialmente por el hombre, y detrás de ella se ha desarrollado un "lagoon" incipiente. La playa de El Puerto es también de cantos mientras que la de Güigüi es de arena. En cuanto a rasas marinas identificables con certeza como tales no se ha reconocido ninguna en esta Hoja, a excepción de las pequeñas rasas asociadas a la base de los acantilados, y de la rasa actual.

5.3.1.2.-Formas continentales.

Terrazas y depósitos de fondo de Barranco. Es en el fondo del valle de San Nicolás de Tolentino donde estas formas alcanzan su mayor desarrollo. Se distinguen en el sistema de terrazas dos superficies. Las más antiguas que enlazan con los glaciares-cono de la generación 1 ó 2, (Mederos, Albercón). Es en este nivel en donde se asienta la mayor parte de la población. El otro nivel es el subactual, conformando el fondo no estabilizado del valle y en su mayor parte está ocupado por explotaciones agrícolas. Está incidido ligeramente por la red actual. En el resto de la Hoja, tanto en la continuación, aguas arriba, del valle de La Aldea, como en su ramificación de Tocodomán, o aún, en los valles de Tasarte y Tasartico, el fondo del valle se halla constituido por los que denominamos depósitos de fondo de barranco, relacionados con cursos de carácter, tipo rambla, y con espesores anómalos en los casos en que la confluencia de los valles laterales produce una cantidad excesiva de materiales para la competencia de la corriente principal. En el momento actual este tipo de depósitos se hallan fuertemente incididos por la red de drenaje actual y muy modificados por la actuación humana. Es de destacar la diferencia entre los espesores del fondo del barranco de Tasarte y Tasartico, muy superiores a los de la cabecera del valle de San Nicolás.

Glaciares de pie de monte y coluviones. Agrupamos aquí toda una serie de formas que van desde depósitos de vertiente (coluviones) a los depósitos aluviales "tipo bajada". Desde formas erosivas a formas agradativas. En esta Hoja son frecuentes en la margen SSE. del valle de San Nicolás y también en su prolongación en el Barranco de Tocodomán. Aparecen como restos de superficies aparentemente mucho más extensas en principio, pero ahora degradadas por erosión desde todos los frentes, como ocurre al norte de Tocodomán en la margen sur del Barranco de Las Palmitas, en que el resto de superficie llega a estar totalmente desconectada del escarpe a partir del cual se iniciaría en su origen.

En otros casos, estas superficies se mantienen prácticamente intactas, como el caso del glacis que va desde el pie del Picacho de la Cruz hasta la línea Albercón-Mederos en el fondo del valle de San Nicolás (ladera SSE).

Los espesores de los materiales acumulados son variables, desde una delgada película de tan sólo unos cms. hasta varios metros de potencia. Estarían aquí representados todos los tipos de glacis (FAIRBRIDGE, R.H.; 1968): glacis de piedemonte de tipo glacis rocoso, glacis de erosión y glacis aluvial. Se desarrollan estos depósitos preferentemente tomando como base los basaltos del Ciclo I, si bien no aparecen en ellos cantos de basalto únicamente sino de traquitas y riolitas de las facies intra y extracaldera. Por otra parte no existe en este tipo de depósitos una relación con el nivel de los "azulejos", ya que los casos mejor desarrollados se dan en la vertiente opuesta a aquella en la que aflora esta formación. Se deben relacionar con episodios de mayor pluviosidad que la actual (tipo torrencial), actuando sobre un substrato alterado y desagradado y sin vegetación.

Son, en consecuencia formas relictas, correspondiendo a unas condiciones climáticas distintas a las actuales, y que algunos autores asimilan a las existentes durante los pluviales africanos en afloramientos similares de otras islas (MARTINEZ DE PISON, E.; TELLO, B. 1986).

Deslizamientos gravitacionales. Bajo este nombre genético se incluyen todos aquellos tipos de movimientos de masas realizados preferentemente con el concurso de la gravedad, con la colaboración del agua, pero no en un medio acuoso.

Se asocian por lo general con escarpes rocosos muy pronunciados donde, o bien las diferencias litológicas o las diferencias en el comportamiento geotécnico de las rocas en esos puntos sean proclives a la fragmentación y puesta en movimiento de la roca por mecanismos diversos. Dos son los casos más evidentes en esta Hoja y a ellos hemos hecho mención en los apartados anteriores: uno, en el contacto entre los materiales extracaldera e intracaldera, en el nivel de alteración hidrotermal de los "azulejos"; el segundo se sitúa en el contacto entre la formación basáltica y la formación traquítico-riolítica extracaldera.

En ambos casos, la diferencia de pendiente en el contacto entre las dos formaciones correspondientes confirman ese diferente comportamiento de los materiales, aludido antes. Las traquitas se distinguen, en general por dar los relieves más verticalizados, mientras que las coladas basálticas del Ciclo I, por dar relieves más suaves. De cualquier manera, los casos más espectaculares de deslizamientos gravitacionales corresponden al otro de los casos más arriba reseñados. En este sentido el nivel de alteración de los "azulejos" ha jugado un papel importante al ceder por fluencia o por plastificación ocasionando la fracturación de los bancos de traquitas suprayacentes y desencadenando por una parte una colada de grandes bloques envueltos en una masa areno-arcillosa, y por otra un retroceso del escarpe. En algún caso, este tipo de movimientos puede llegar a confluir con los glacis de piedemonte y, sin duda, contribuir a alimentarlos de materiales. En otros, sin embargo, (por ejemplo, la banqueta entre El Cardonal y el Salto del Perro, en los márgenes sur y norte del Barranco de La Aldea) estos deslizamientos recu-

bren grandes superficies de terreno, distinguiéndose en ellos una estructura caótica, netamente, distinta a las de fábrica ordenada de los glaciares aluviales, aunque en superficie muestran a veces similares pendientes.

La red de drenaje actual se encaja en estos deslizamientos que quedan suspendidos respecto al fondo del cauce actual.

La antigüedad de este tipo de procesos parece clara, así como la rápida dinámica de los mismos por lo que pueden ser utilizados verosimilmente para justificar las excepcionales dimensiones del Valle de San Nicolás en su parte final. En efecto una vez que el valle de La Aldea se adentra en el dominio intracaldera, dejando atrás la zona de los "azulejos", las dimensiones del valle se hacen mucho más estrechas desapareciendo este tipo de depósitos.

Otro tipo de deslizamientos gravitacionales es el representado en El Tescón, afectando allí a una colada Roque Nublo, con disyunción columnar muy bien desarrollada y probablemente utilizada para producir ese movimiento de masas.

Relieves estructurales. Son bastante frecuentes los casos en los que la estructura de la roca (diaclasado, filonización, etc.) determinan algunas formas superficiales. Nos vamos a referir aquí a un caso observable preferentemente en el Dominio intracaldera en la zona denominada del "cone-sheet". Allí es frecuente que la red de drenaje secundaria en el proceso de encajamiento utilice los diques del "cone-sheet", como una de las vertientes del barranco, mientras que excava la otra con una pared vertical en las ignimbritas en las que arman las fonolitas. El resultado es un valle asimétrico, guiado por la estructura de la roca y que puede denominarse como pseudo "Hog Backs". Este tipo de formas de valle son frecuentes al pie del relieve de la Vega de Acusa y al norte de la Mesa del Junquillo.

Relieves residuales. (Mesas). Se trata de restos de coladas de los Ciclos Roque Nublo que han quedado aislados en la divisoria entre dos valles (por ejemplo, entre el Barranco de La Aldea y el de Siberio). Las coladas de basaltos que los coronan, con una disyunción columnar bastante bien desarrollada les dan un escarpe vertical en su parte superior muy característico. Un caso más avanzado, evolutivamente, de las mesas, cuando la erosión ha progresado mucho son los Roques. En estos últimos el relieve residual ha quedado reducido a su mínima expresión. Un ejemplo muy característico se halla en el borde este de la Hoja (Roque de los Pérez).

Formas volcánicas. A pesar de la naturaleza volcánica de los materiales de la Hoja las formas volcánicas netas se conservan asociadas a las formaciones de edad más reciente (plioceno-actualidad). No se conservan edificios volcánicos y tan sólo se pueden distinguir fragmentos de superficie de coladas o campos de lava, muy degradados superficialmente, pero conservando aún la pendiente original. Por lo general se asocian a otras de las formas mayores (mesas). Hay buenos ejemplos a lo largo del Barranco de la Aldea

(Lomo Salado, Lomo de la Mesa del Junquillo, El Carrizal) y en la margen sur del Barranco de Siberio se conserva una alineación de coladas Roque Nublo, entre el Roque Mulato y Las Mesillas. Hay otros casos de menor magnitud como el del Lomo del Barranco de Pino Gordo.

5.3.2.- Microformas.

Se mencionarán en este apartado toda una serie de formas menores (dimensiones máximas de orden métrico) que por lo general se asocian a las grandes formas anteriormente descritas. La importancia que pueden tener en la evolución del relieve es secundaria, mencionándose tan sólo los casos más extendidos o los más característicos.

Tafoni. Se trata de una de las formas más características de la Hoja. Son estos tafonis ("Cavernous weathering") cavidades desarrolladas en las paredes rocosas, o en el interior de bloques individualizados distinguiéndose los tres tipos de tafoni clásicos (TWIDALE C.R. 1983) "side tafoni", "boulder tafone" y "sheet tafone". Preferentemente se desarrollan sobre traquitas, aunque también se pueden ver muy buenos ejemplos en fonolitas (en la divisoria entre el Barranco de Siberio y el Barranco de La Aldea) y al pie del Embalse del Caidero de la Niña. Estas cavidades evolucionan como las definidas sobre rocas graníticas por desagregación en placas o en granos, desde el interior del bloque hacia el exterior, y desde la base del mismo hacia la parte superior. En los casos en que el "tafone" se desarrolla en una pared vertical de roca, el plano de partida suele ser una superficie de diaclasa horizontal o no. A veces, en el interior de estos "tafone" puede verse la denominada meteorización en panal ("honey com"). Las dimensiones de estas cavidades superan a veces los 3 ó 4 mts.

Como un caso, muy particular de "tafone" cabe considerar a los que se desarrollan en determinados diques fonolíticos del "cone-sheet". En la red de diques que aflora entre el Embalse del Caidero de la Niña y la confluencia con el Barranco de Siberio es frecuente observar como algunos de estos se hallan fragmentados según un sistema de diaclasas ortogonal a la pared del dique. A su vez esa compartimentación de los diques dirige una diferenciación individualizada a cada una de esas unidades menores en forma de capas concéntricas con concentración de hierro y otras alternantes en las que la fonolita presenta su aspecto normal. Cuando la meteorización de tipo "taffone", afecta a uno de esos bloques de fonolitas se produce una disyunción según esas capas concéntricas muy característica.

Alveolizaciones. Se trata de asociaciones de cavidades de menor tamaño que las anteriormente descritas (por lo general de milimétricas a centimétricas). Suelen ser frecuentes en las zonas costeras, susceptibles de verse afectadas por las rociaduras marinas y evolucionan por haloclastismo. Son peliculares y nunca alcanzan ni la profundización en el interior de la roca de los tafone, ni sus dimensiones.

Disyunción columnar. Si bien ese tipo de diaclasado es muy frecuente en todos los tipos de rocas que afloran en esta Hoja, se asocian con mayor frecuencia a las rocas posteriores al Ciclo I.

Por citar algunos ejemplos, son notables las coladas de basaltos (Ciclo I) con disyunción columnar; del fondo del Barranco de Tasartico, de la zona de la Montaña del Lechugal y en la base de la Montaña Lobas. Las ignimbritas intracaldera del Barranco de La Aldea al N. de la Montaña de Pino Gordo, y en la Degollada de Las Brujas. En cuanto a coladas del Ciclo Roque Nublo, son muy espectaculares la disyunción columnar de la Mesa del Junquillo ó del Roque del Mulato.

5.4.- TOPONIMOS DE LA HOJA CON VALOR GEOMORFOLOGICO

Lomo = cresta rocosa redondeada

Mesa del Junquillo, Las mesillas = Mesa (relieves tipo)

Caidero de la Niña = Cascada, rápido

Degollada de Tasartico, Degollada = Collado de la Aldea

Los Llanos del mar = plataforma de abrasión

Cresta (pié de la) = relieves tipo cresta

Montaña del Horno = ?

6.- PETROLOGIA

6.1.- CICLO I.

6.1.1.- Formación basáltica.

6.1.1.1.- *Tramos inferior, medio y superior (3) (4) (5) (6) y (7).*

Esta formación basáltica aflora en la parte occidental de la Hoja y ha sido bien muestreada en sus diferentes tramos.

Se tratan en este apartado los tres tramos conjuntamente pues aunque efectivamente existen diferencias entre los mismos petrológicamente la serie es continua marcándose únicamente una tendencia en cuanto al predominio de tipos petrológicos de los tramos más antiguos a los modernos.

Así pues, aunque la serie es monótoma 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 y luego más traquibasálticos que ya son 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.

Las características de la serie se mantienen muy uniformes a lo largo de todos los afloramientos de la superficie de la Hoja, siendo básicamente las mismas que las presentadas por esta misma serie en las Hojas vecinas. (Mogán y Vecindad de Enfrente).

Los basaltos olivínico-augíticos están formados por fenocristales de olivino, augita y minerales opacos, éstos 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 4-5 mm., son idiomorfos y suelen estar alterados por las grietas y en los bordes a minerales serpentínicos e iddingsita. Los fenocristales de augita son de menor tamaño (0,5 mm.), idiomorfos, maclados, en ocasiones con zonado concéntrico o de carácter complejo y pueden estar agrupados en forma de glomérulos. 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. En alguna muestra se ha podido observar algo de vidrio intersticial alterado a minerales arcillosos.

Los basaltos augítico-olivínicos son a grandes rasgos 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 más desarrollados, siendo los de olivino de menor tamaño y mostrando 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.

También se han encontrado variedades de tendencia ankaramítica con abundantes fenocristales (30-45%) de augita y olivino de hasta 5-6 mm. de tamaño.

Los 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.

Los fenocristales suponen el 30-40% del total de la roca con tamaños de 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; 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. El vidrio a menudo es relativamente abundante, presentando un color castaño.

Por último, los términos traquibasálticos están constituidos por una fina matriz de plagioclasa, augita, minerales opacos y olivino, con vidrio en mayor o menor proporción.

La textura es siempre microcristalina, en ocasiones afieltrada; en algunos casos de tendencia intergranular o intersticial. Generalmente no existen fenocristales y cuando lo hacen 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 cristallitos idiomorfos, alargados, iddingsitizados con hábito esquelético algunas veces. El vidrio, de color castaño, ocupa posiciones intersticiales en mayor o menor proporción. En algunas muestras se observan vesículas rellenas de minerales arcillosos o de adularia.

6.1.2.- Diques básicos y sálicos (1) y (2).

Se refiere este apartado a los diques que atraviesan la formación basáltica del Ciclo I, localizada en la parte occidental de la Hoja.

La práctica totalidad de los diques encontrados son de carácter básico y las muestras tomadas corresponden a los mismos.

Se trata de basaltos olivínicos, olivínico-augíticos, augítico-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 en que 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, en forma de golfos de corrosión, llegando incluso a mostrar hábito esquelético; su alteración comienza por los bordes en forma de coronas y por finas grietas interiores. Los de 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 zonaciones 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 albita 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; de algún cristal aislado de apatito ahumado y de 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 serpentínicos-arcillosos. En algunas muestras aparecen óxidos de hierro producto de la alteración de minerales opacos.

6.1.3.- Formación traquítico-riolítica extracaldera.

6.1.3.1.- Toba vitrofídica. "Composite flow" (8).

Han sido muestreados los dos afloramientos de esta unidad situados en la parte occidental de la Hoja. En el primero se han recogido varias muestras en las zonas de la degollada del Peñón Bermejo, del Picacho de La Cruz y de Los Juncos. En el afloramiento del sur de la Hoja en la zona de la Degollada de Laja y por último se ha tomado una muestra en el área de la Lajilla donde esta unidad está mínimamente representada en la cartografía.

Estas rocas pueden ser consideradas como tobas traquíticas vitro-cristalinas, con características muy uniformes y muy similares a las de la misma formación en Hojas vecinas como Mogán o Vecindad de Enfrente.

Son de textura fragmentaria con matriz vítrea.

Los fragmentos son muy abundantes, llegando a menudo al 50% que en su mayoría son de carácter cristalino, con una pequeña proporción de líticos.

Dentro de los fragmentos cristalinos la presencia de anortoclasa es muy superior con diferencia, a la del resto de los minerales. Aquellos son generalmente idiomorfos, con formas prismáticas cortas, con maclas en enrejado y de tipo karlsbad; sus tamaños van desde 0,3 a 5 mm., siendo lo habitual entre 2 y 3 mm. Los cristales a menudo aparecen rotos y en parte corroídos por la matriz. Frecuentemente pueden encontrarse dos o tres cristales soldados entre sí.

Los fragmentos de anfíbol son mucho menos abundantes y de menor tamaño; son de color castaño-oliva, idiomorfos alargados, maclados y con frecuentes inclusiones de apatito. Los minerales opacos son muy escasos, idiomorfos equidimensionales y de menor tamaño todavía que los de anfíbol. Los de clinopiroxeno son casi inexistentes, encontrándose sólo algún cristal idiomorfo aislado en alguna muestra.

Los fragmentos líticos, como se ha dicho, son escasos, siendo generalmente fragmentos de traquibasaltos con formas irregulares.

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 traquibasáltica.

La matriz está constituida por esquirlas ("shards") vítreas soldadas, de color gris y en alguna ocasión también por finas flamas de pómez. El vidrio puede, a veces, estar finalmente desvitrificado dando una textura criptocristalina.

Como minerales accesorios es frecuente encontrar cristalitos aislados o como inclusiones, de apatito, esfena y, circón.

A techo de este nivel tobáceo, se suelen encontrar unas coladas lávicas de color gris oscuro, afaníticas. Son traquibasaltos de textura microcristalina con algún fenocristal aislado.

Estos fenocristales son muy escasos y de pequeño tamaño, como máximo 1-2 mm., siendo los de anortoclasa los más numerosos. Estos se muestran maclados y muy corroídos por la matriz, dándoles esta corrosión un aspecto criboso.

El resto de los fenocristales son muy escasos y de pequeño tamaño. Los de clinopiroxenos son idiomorfos y maclados, los de plagioclasa son pequeños listones maclados y por último los de minerales opacos, casi inexistentes, son de formas equidimensionales.

La matriz es muy fina, formada por finos microlitos en forma de listones de plagiocla-

sa maclada, abundantes opacos con secciones equidimensionales y microlitos alargados de clinopiroxeno.

Se aprecian también impregnaciones de óxidos de hierro producto de la alteración de los minerales opacos. También se pueden ver rellenos de finas grietas o vesículas por carbonato.

En la matriz se observan algunas heterogeneidades autolíticas de formas alargadas e irregulares con una cristalinidad de mayor tamaño de grano que la de la matriz.

En los estudios mineralógicos y geoquímicos realizados por SCHMINCKE (1976), CRISP (1984), CRISP y SPERA (1987) en las formaciones de Mogán y Fataga, localizados fundamentalmente en la Hoja de Mogán, aunque también en ésta, se indica que en la parte baja de la formación Mogán 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 vitrófido.

6.1.3.2.- Coladas traquítico-riolíticas (9).

Esta formación, como se ha indicado ya, tiene muy escasa representación cartográfica en la Hoja. Existen tres pequeños afloramientos, dos al NO. de la Hoja, en las laderas de Los Picachos y en la degollada del Peñón Bermejo y otro al sur, en las laderas de Montaña Lobas; se ha tomado una muestra en cada uno de los dos últimos afloramientos.

En el primer caso la roca es una toba traquítica vitrocristalina, algo ignimbrítica, muy similar al nivel de "vitrófido" del apartado anterior.

Los fragmentos son casi exclusivamente cristalinos, salvo algún fragmento de traquibasalto. Son muy abundantes (aprox. 40%) y en su gran mayoría de anortoclasa. Esta aparece como cristales idiomorfos, de 2-3 mm. de tamaño como máximo, rotos y a menudo corroídos por la matriz; sus formas son prismáticas, más o menos alargadas, con maclado en enrejado y de tipo karlsbad y generalmente aparecen orientados marcando la dirección del flujo y del aplastamiento. Los cristales de anfíbol castaño son mucho menos abundantes y de menor tamaño, presentando secciones idiomorfas y macladas. Los de minerales opacos y de clinopiroxeno son muy escasos, casi inexistentes, con secciones idiomorfas y con maclas los de clinopiroxeno.

La matriz es vítrea, de color castaño, está constituida por finas esquirlas ("shards") y flamas de pómez. Se observan finos cristalitos idiomorfos de apatito como mineral accesorio.

La muestra tomada en la Montaña Lobas es una traquita vítrea con escasos fenocristales (6-7%).

La matriz está constituida por vidrio de color castaño, con disposición más o menos fluidal y con algunos puntos criptocristalinos que parecen corresponder a microlitos de feldespatos alcalinos.

Los fenocristales son fundamentalmente de anortoclasa, inferiores a 2 mm., con formas alargadas o en secciones prismáticas cortas, maclados y a menudo con golfos de corrosión por la matriz.

También se observan cristalitos aislados idiomorfos de clinopiroxeno y de minerales opacos de mucho menor tamaño que los de anortoclasa.

6.1.3.3.- *Ignimbritas, coladas piroclásticas y lavas riolítico-traquíticas (10).*

De esta formación, que aflora en la parte occidental de la Hoja, se han tomado muestras localizadas fundamentalmente en la zona de Montaña Hogarzales menos una tomada en Montaña del Cedro.

Las muestras recogidas son en su mayoría de ignimbritas a menudo traquíticas con texturas fragmentarias, más o menos soldadas, en algún caso bandeadas y también en ocasiones vesiculares.

Están constituidas por fragmentos juveniles, líticos y cristalinos inmersos en una matriz de cenizas soldadas. Entre los fragmentos, los de pómez pueden llegar a ser muy abundantes, seguidos de los cristales de anortoclasa siempre presentes en mayor o menor medida; entre los fragmentos líticos, los más habituales son los de traquita, que también pueden representar un porcentaje significativo. Otros fragmentos cristalinos, no siempre presentes, pueden ser los de minerales opacos, augita egirínica, anfíbol castaño-verdoso y apatito ahumado. También se pueden encontrar fragmentos de micro-sienitas, ignimbritas, cineritas, escorias y, en una muestra, vidrio esferulítico.

La matriz está formada por finos fragmentos de pómez, esquirlas vítreas ("glass shards") y finos fragmentos cristalinos en proporciones variables.

La presencia de fragmentos empastados por la matriz es muy variable y puede ir desde el 1% hasta el 30%.

Cuando la proporción es entre el 10% y el 30% en unos casos existen fragmentos bastante desarrollados, de hasta 1 cm., generalmente de pómez y de traquita y anortoclasa, en menor proporción, y en otros, fragmentos que como máximo alcanzan los 2 mm., siendo éstos fundamentalmente de anortoclasa y de pómez. Los fragmentos de pómez, pueden estar más o menos soldados y a menudo aparecen desvitificados, dando lugar a cristales prismáticos de feldespatos alcalinos que se disponen perpendicularmente a las paredes del fragmento, finos cristalitos de egirina y alguno aislado de cuarzo. Los fragmentos de anortoclasa, que a veces son muy abundantes, son idiomorfos con formas prismáticas alargadas o cortas, con maclado Karlsbad y en enrejado, a menudo rotos y

con abundantes golfos de corrosión por la matriz. El resto de los fragmentos, fundamentalmente líticos y cristalinos, son escasos. Los de opacos, anfíbol castaño-verdoso y augita egirínica suelen ser idiomorfos y en el caso de los dos últimos, maclados.

Cuando la proporción de fragmentos es inferior al 5% éstos suelen ser especialmente de pómez, que puede estar desvitrificado, y de anortoclasa, alcanzando como máximo un tamaño de 1 o 2 mm. Si existen otros tipos de fragmentos, las características son similares a las mencionadas previamente.

La matriz, en cualquier caso, es muy fina y en algunas muestras con alta proporción en esquirlas vítreas ("glass shards") compactadas y de color marrón. En otros casos la presencia de finas partículas de pómez es muy importante, estando a menudo desvitrificadas.

Se ha estudiado una muestra situada en Montaña Horgazales que corresponde a una toba de lapilli formada por abundantes fragmentos de 2-3 mm. de ignimbritas, con abundante pómez desvitrificado, compactados y empastados por una matriz formada por cenizas vítreas de color marrón. Raramente se observan cristalitos inferiores a 1 mm. idiomorfos de anortoclasa.

Esta formación es básicamente igual a la formación equivalente encontrada en las Hozas vecinas de Mogán y Arguineguín.

SCHMINCKE (1976), CRISP (1984) Y CRISP Y SPERA (1987) describen ampliamente la parte media y alta de la formación Mogán, equivalente a la descrita en este apartado, desde el punto de vista mineralógico y geoquímico. Señalan un contenido en Or del feldespatos del 20-30%; observan la presencia de anfíbol del tipo richterita y la presencia mínima en alguna colada de ortopiroxeno.

6.1.3.4.- *Coladas basálticas intercaladas (11).*

De esta formación se ha tomado una muestra situada en el área localizada entre Montaña Horgazales y Montaña de las Vacas.

Se trata de un basalto augítico-olivínico que muestra una textura microcristalina. La presencia de fenocristales es prácticamente nula, observándose únicamente algún fenocristal de tamaño inferior a 1 mm. de augita titanada en cristales idiomorfos y maclados.

La matriz, que constituye la casi totalidad de la roca, está constituida por microlitos en forma de finos listones de plagioclasa maclada; pequeños cristalitos, generalmente de formas idiomorfas muy alargadas, de augita titanada también maclada; abundantes y pequeños cristales equidimensionales de minerales opacos y cristales en secciones idiomorfas alargadas de olivino totalmente idingsitizado. De forma muy accesoria se puede observar algo de feldespatos potásico intersticial.

6.1.4.- Formación traquítico-riolítica intracaldera.

6.1.4.1.- Tobas, ignimbritas y lavas riolítico-traquíticas (13)

Esta formación, que representa un área importante en el contexto de la Hoja, ha sido especialmente muestreada en las proximidades al borde de la caldera, donde aquella se hace más patente.

Como se explica en el capítulo 2, se trata de tobas poco soldadas, tobas ignimbriticas e ignimbritas, éstas muy soldadas, que llevan intercalados niveles de coladas traquíticas. Existe una característica común a estos diferentes niveles que es su grado 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 tobácea o de carácter lávico.

Así pues las tobas en su gran mayoría muestran una textura fragmentaria muy fina, ligeramente bandeada en algunos casos.

Los fragmentos son muy escasos y pequeños (<1 mm.), fundamentalmente de anortoclasa, pero también se pueden encontrar de traquitas, de pómez y algún cristalillo aislado de anfíbol castaño. Los cristales de anortoclasa suelen ser prismáticos y maclados.

La matriz está formada por finísimas cenizas vítreas muy desvitrificadas e impregnaciones de minerales opacos, a menudo oxidados. Se han observado abundantes vetillas y oquedades rellenas de cuarzo o una variedad suya, que incluso en algún caso llega a sustituir a los fragmentos de anortoclasa.

Se ha observado una muestra en que la matriz de carácter vitroclástico está constituida por pequeños "shards" esferulíticos y engloba a abundantes fragmentos de anortoclasa, idiomorfos, rotos y corroídos, que presentan tamaños seriados desde 2 mm. hasta confundirse con la matriz.

También se han encontrado algunas muestras de tobas-brechas de lapilli. Están constituidas por muy abundantes fragmentos angulosos de traquitas, microsienitas, sienitas, ignimbritas, con abundante pómez, y cristales de anortoclasa en una escasa y finísima matriz de cenizas desvitrificadas con impregnaciones de óxidos de Fe.

Los niveles de ignimbritas están formados por rocas marcadamente bandeadas, consistiendo éstas fundamentalmente en bandas de fragmentos de pómez 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.

La matriz está constituida por finas esquirlas vítreas ("glass shards"), finos fragmentos de pómez desvitrificado a pequeños cristales de feldespatos, que crecen perpendiculares a las paredes del fragmento, de cuarzo y de egirina y por finos fragmentos cristalinos. Muy a menudo la matriz vítrea también se encuentra desvitrificada.

Por último se describen a continuación las rocas componentes de los niveles traquítico-riolíticos.

Petrográficamente se trata de traquitas con texturas traquíticas muy finas o afieltradas.

La proporción de fenocristales sólo alcanza el 1-2%, tratándose generalmente de cristales prismáticos alargados de anortoclasa maclada con tamaños inferiores a 2 mm. y con bordes de reacción con la matriz.

La matriz es muy fina, formada por abundantes microlitos de anortoclasa e impregnaciones irregulares de minerales opacos que pueden estar alterados a óxidos de hierro. De forma accesorio se observan finos cristales alargados de anfíbol castaño-acaramelado y algún cristalito idiomorfo de apatito.

A menudo se observan vesículas o vetillas rellenas por cristalitos de una variedad de cuarzo.

6.1.5.- Sienitas (14)

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. Una de las muestras (AG-1002) que se consideraba como una sienita microcristalina se ha comprobado que es una traquita esferulítica, de alguna forma relacionada con las intrusiones sálicas.

Las texturas más habituales son las equigranulares subhedrales de grano medio-grueso. Variaciones 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 traquíticos 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 anortoclasa de manera más escasa) peritítico y antiperitítico 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 plagioclasa ácida) junto a microagregados irregulares de opacos primarios y otros óxidos producto de la transformación de los ferromagnesianos primarios (clinopiroxenos y anfíboles). En alguna ocasión estos ferromagnesianos están aún sin transformar. Son augita-egirínica verdosa oscura en agregados fibroso-radiados, y anfíbol verdoso-marrónáceo 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; esfena en cristales subidiomorfos, en cantidades escasas; biotita en pequeños cristales bastante frescos, de color rojizo, a veces cristalizando sobre anfíboles; cuarzo, generalmente ocupando los intersticios más pequeños, con texturas cripto-microcristalinas; opacos primarios escasos; nefelina muy escasa y, casi siempre alterada a productos muy finos que la hace prácticamente irreconocible en muchos casos. De manera secundaria hay, a veces, analcimas, e impregnaciones de carbonatos esporádicos dispersos por todos los minerales.

6.1.6.- Unidad del "cone-sheet"

6.1.6.1.- Complejo de diques.

La inmensa mayoría de los diques son de composición traquítica, con texturas porfídicas o microcristalinas con flujo marcado. De manera esporádica hay texturas esferulíticas. Toda la roca está afectada por un proceso de transformación de bajo grado que oxida todos los ferromagnesianos (piroxenos y anfíboles) y que anubarra los feldespatos. En las texturas porfídicas los fenocristales son siempre de feldespato alcalino (sanidina y/o anortoclasa) en cristales subidiomorfos-idiomorfos alargados según el flujo. La matriz está compuesta por abundantes microlitos de sanidina entre los que cristalizan los opacos de la transformación de los ferromagnesianos, y los minerales accesorios como apatito, esfenas (escasos) y, ocasionalmente, intersticios rellenos de cuarzo micro-cryptocristalino. Sólo en algunas muestras aisladas existen pequeñas plaquitas de biotita que parecen tener un carácter tardío.

Los diques de composición fonolítica presentan texturas microporfídicas con matriz afieltrada o traquítica. Los fenocristales son casi siempre de sanidina y la matriz muy rica en microlitos también de sanidina. En cantidades menores hay egirina verdosa fibroso-radiada (sólo en pocas ocasiones como fenocristales menores que los de sanidina) y anfíbol sódico verde-marrón asociado a ella. Con cierta frecuencia se encuentra nefelina en cristales idiomorfos (cuadrados y exagonales), prácticamente alterada en su totalidad. De manera accesoria hay opacos y biotita (cristales de incipiente cristalización). En algunas muestras se encuentran impregnaciones de carbonatos secundarios.

6.1.6.2.- Brecha volcánica del "cone-sheet" (15).

Solamente se dispone de una muestra para su estudio, debido a la escasa representación que tiene esta unidad en la Hoja.

Petrográficamente es una toba traquítica con matriz sálica microcriptocristalina, en la que los fragmentos son de traquitas y microsienitas con formas subangulosas. Entre las traquitas, las texturas son variables, desde afieltradas a traquíticas típicas, con algunos fenocristales de feldespato alcalino. Tienen la misma composición y aspecto general que la de los diques del "cone-sheet", de los cuales deben proceder. Las microsienitas (menos abundantes) son de los cuerpos sieníticos previos al "cone-sheet". En la matriz se aprecian fenómenos de oxidación tardíos similares a los que afectan al complejo de diques.

6.1.7.- Formación fonolítica.

6.1.7.1.- Ignimbritas y lavas (16).

Esta unidad que se localiza en el cuadrante suroriental de la Hoja, ha sido muestreada en varios puntos de diferentes zonas, como son: la parte alta del Barranco de Mogán, Barranco de Las Casillas, embalse de Cuevas de las Niñas y Pico Inagua.

Todas las muestras recogidas son de coladas lávicas de fonolitas nefelínicas y mantienen una gran uniformidad petrológica.

Son rocas de textura traquítica con algún fenocristal o afieltrada. En algunos casos puede ser microcristalina bandeada.

Así pues, los fenocristales, cuando existen, son muy escasos, observándose solamente alguno aislado. Son de sanidina o anortoclasa, inferiores a 2 mm. idiomorfos generalmente en listones o prismas alargados, maclados (maclas en enrejado o de tipo karlsbad) y ligeramente corroídos por la matriz.

La nefelina a menudo se presenta en forma de microfenocristales que pueden coexistir con los fenocristales previamente mencionados o aparecen sin ellos. En estas rocas en donde la nefelina va en forma de microfenocristales ésta es muy abundante, sus secciones son generalmente prismáticas cortas o hexagonales, con tamaños entre 0,2 y 0,4 mm.. En alguna muestra se ha llegado a encontrar algún cristal aislado de un mineral del grupo de la sodalita. En alguna ocasión también se puede observar algunos microfenocristales de minerales opacos con formas equidimensionales.

La matriz es fina o muy fina, a veces casi criptocristalina. Cuando es de tipo traquítico los cristales son algo mayores, marcando los microlitos de feldespato (sanidina o anortoclasa) en forma de listones la dirección del flujo magmático. Generalmente aparecen con maclado tipo karlsbad.

El siguiente mineral por orden de importancia que forma parte de la matriz es la egirina que en unos casos puede ser mucho más abundante que en otros. Normalmente muestra cristales alargados o aciculares, que cuando hay microfenocristales de nefelina se disponen alrededor de sus paredes perpendicularmente, dándole a la textura un aspecto típico rameado. Pueden también rodear al cristal paralelamente a las caras del mismo. En otros casos ocupan intersticios entre los cristales de feldespato. Por último en algún caso se disponen en bandas paralelas más o menos definidas.

Los minerales opacos siempre están presentes en mayor o menor medida, como cristaltos equidimensionales o como finas impregnaciones intersticiales.

El anfíbol casi siempre está presente en mayor o menor proporción, aunque no es abundante. Parece ser de carácter alcalino, con manifiesto pleocroísmo que oscila entre el castaño acaramelado y el verde amarillento. Sus cristales son siempre de carácter intersticial entre los microlitos de feldespato o egirina.

Como mineral accesorio es relativamente frecuente encontrar apatito con tonos ahumados y secciones prismáticas muy alargadas o hexagonales. Con carácter secundario, procedentes de la alteración de los minerales opacos, aparecen con frecuencia impregnaciones de óxidos de Fe.

Desde el punto de vista petrológico estas rocas son prácticamente iguales a las de las formaciones equivalentes en las Hojas vecinas de Mogán y Vecindad de Enfrente.

SCHMINCKE (1976), CRISP (1984) y CRISP y SPERA (1987) en sus estudios mineralógicos y geoquímicos sobre las formaciones de Mogán y Fataga, ya mencionados, hacen referencia a las características mineralógicas y geoquímicas de la parte alta de la formación Fataga que es aproximadamente equivalente a la tratada en este apartado. Afirman que el feldespato alcalino de los fenocristales en estas coladas tiene mayor contenido en Or que en las inferiores, siendo éste de Or₃₀₋₄₀. Asimismo, indican que el anfíbol presente es del tipo richterita-edenita y el clinopiroxeno tipo egirina-augita.

6.1.7.2.- *Domos.* (17)

Existen tres domos de fonolitas nefelínicas al E-SE de la Hoja localizados en Montaña de Sándara, Montaña Solapos de Carnicería y Morro de la Negra en donde se han recogido sendas muestras.

En el primer caso se trata de una fonolita nefelínica en la que la proporción de nefelina es alta. Así se observan abundantes (30-40%) microfenocristales de nefelina de secciones prismáticas cortas con un tamaño de grano medio de 0,4 mm. empastados por una matriz muy fina, casi criptocristalina, formada por finos microlitos de feldespato alcalino, en la que destacan manchas irregulares de cristallitos diseminados de egirina. Los minerales opacos se presentan de forma accesorio e intersticial. También se aprecia algún relleno posterior de carbonatos.

Las muestras de los otros dos pitones se caracterizan también por la presencia de una matriz casi criptocristalina, traquítica, constituida fundamentalmente por microlitos de feldespato alcalino.

En el caso de la muestra de Montaña Solapos de Carnicería, sobre dicha matriz destacan unas texturas rameadas formadas por finísimos cristales de egrina e incipientes cristaltos, casi imperceptibles, de nefelina. También se han apreciado pequeñas vesículas o cavidades rellenas por carbonatos.

En la muestra de el Morro de la Negra existe una pequeña proporción de fenocristales (6-7%) que son en su mayoría cristales idiomorfos, en forma de listones, de sanidina maclada con un tamaño máximo de 4 mm. También existen algunos cristaltos idiomorfos, de menor tamaño, de biotita, augita egrínica y minerales opacos. En la matriz, además del feldespato alcalino mencionado, se pueden ver pequeños cristaltos de egrina y de anfíbol castaño rojizo, de carácter alcalino, e impregnaciones más o menos irregulares de minerales opacos.

HERNAN (1976) ha señalado la presencia de feldespatoide tipo haüyna o sodalita en algunas muestras de esotos domos fonolíticos.

6.2.- FORMACION PRE-ROQUE NUBLO.

6.2.1.- Coladas basálticas "intracanyon". (21)

El estudio petrográfico se ha realizado sobre una muestra de cada una de las dos hombreras que constituyen el afloramiento adosado a la ladera.

La colada inferior es de basalto piroxénico anfibólico con frecuentes fenocristales de augita idiomorfa zonada, con algunos núcleos verdosos, y de anfíbol marrón (hornblenda) con avanzados procesos de reabsorción dando como subproductos opacos y clinopiroxeno. La matriz es micro-cristalina con ligero flujo, rica en microlitos de plagioclasa y augita, con opacos dispersos. También hay pequeños y pocos cristales idiomorfos de olivino.

La colada superior tiene un carácter más básico, pues está compuesta por un basalto olivínico piroxénico con fenocristales idiomorfos-subidiomorfos de olivino bastante alterado a iddingsita y opacos, y otros de augita zonada con algún núcleo verdoso. La matriz es rica en microlitos de plagioclasa y augita, con abundantes opacos dispersos. De manera escasa y secundaria hay algo de carbonato relleno intersticios.

6.3.- CICLO ROQUE NUBLO

6.3.1.- Coladas de basaltos, hawaiiitas, benmoreitas, basanitas y tefritas. (23).

La descripción petrográfica de estos materiales se hace por afloramientos, ya que son

varias las zonas aisladas que existen con coladas de este ciclo. De esta manera se puede realizar mejor una comparación entre ellos.

Las Tabladas.- Afloran varias coladas apiladas en su extremo occidental. Son basaltos olivínicos piroxénicos con texturas porfídicas o glomero-porfídicas de matriz intergranular. Los fenocristales son siempre de olivino idiomorfo con algunos golfos de corrosión y diversos grados de iddingsitización. En cantidades menores se encuentran fenocristales de augita titanada microzonada (a veces con núcleos verdosos débiles) que, en muchas ocasiones forman glomérulos. La matriz es rica en microlitos de plagioclasa entre la que cristaliza augita y opacos. La cantidad de apatito es muy escasa, y no siempre es claramente visible. De manera secundaria hay ceolitas (rellenando intersticios y vacuolas) y carbonato.

Base de la Mesa de Acusa.- Está sólo representada por una muestra, debido al escaso afloramiento presente en la Hoja.

Es una colada de basalto-basanita con muy pocos fenocristales de olivino (serpentinizado y alterado a productos filosilicatados) y augita titanada microzonada. La matriz es muy rica en opacos (con dos tamaños) y augita titanada. La plagioclasa cristaliza en "parches" con caracter tardío e intersticial.

Zona del Lomo del Salado.- Las coladas que afloran en este área tienen composiciones basálticas y basaníticas. Las primeras son rocas porfídicas con fenocristales de olivino (iddingsitizado en parte) idiomorfo con algún golfo de corrosión y, en proporciones variables de augita titanada microzonada. Este último mineral puede estar formando glomérulos. La matriz es rica en microlitos de plagioclasa y cristalitos de augita y opacos. De manera secundaria hay carbonato rellenando intersticios.

Otra de las coladas presentes es de composición basanítica, con una textura porfídica seriada, en la que destacan fenocristales de olivino iddingsitizado moderadamente, junto a otros más escasos de augita titanada microzonada, con algún núcleo de reabsorción. La matriz es rica en opacos y augitas, sin detectarse presencia de plagioclasa clara. Sin embargo, hay algunos intersticios de tipo ceolita, que pudieran ser, en parte, nefelina. También, de manera escasa, cristalizan tardíamente pequeños cristalitos de biotita intersticial.

Edificio Pino Gordo.- Se poseen cuatro muestras correspondientes a este edificio, de las cuales tres son de coladas, y una de las escorias del cono.

Las coladas presentan una composición de basanitas-tefritas y basaltos. Las primeras se caracterizan por fenocristales de augita-egirínica microzonada y anfíbol marronáceo (tipo kaersutita) con fenómenos de reabsorción intensos. En menor cantidad están los de plagioclasa maclada y, muy esporádicamente haüyna ameboide con bordes azulados. La proporción de olivino es variable, pues hay coladas en las que está ausente, (tefritas)

y en otras en la que su presencia es apreciable (basanitas). La matriz, en general, de este tipo de coladas es ligeramente fluidal, con microlitos de plagioclasa entre los que cristalizan augitas y opacos. Particularmente destacables son los prismas de apatito, tanto por su frecuencia como por la cantidad de microinclusiones que tienen.

El otro tipo de colada es de composición algo más básica, del tipo basalto. En ella destacan fenocristales de olivino como principales, con cantidades menores de augita microzonada con núcleo verdoso. La matriz es ligeramente fluidal, con abundantes microlitos de plagioclasa, cristaltos de augita y opacos. En menor cantidad hay olivinos pequeños, totalmente iddingsitizados.

La escoria del centro de emisión tiene una composición similar a las de las primeras coladas tefrítico-basaníticas, con fenocristales de anfíbol marrón y augita-egirínica y algunos escasos de plagioclasa, dentro de una matriz muy vesicular criptocristalina, en la que solo se aprecian microlitos difusos de plagioclasa y opacos finos.

Mesa del Junquillo.- Se han muestreado las coladas primeras del apilamiento basal de la mesa. Son rocas de composición basáltica-traquibasáltica pobres en olivino y ricas en fenocristales de augita titanada con microzonado muy acusado. Sus texturas son porfídicas intergranulares y, en ocasiones, intersertal. Además del piroxeno, puede haber fenocristales de anfíbol marrónáceo (tipo kaersutita) con intensos fenómenos de reabsorción a un granulado de opacos más enigmatita? sobre una base de piroxeno. Más escasos son los fenocristales de plagioclasa. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa (a veces marcando flujo) augita y opacos. En las coladas con matriz intersertal hay frecuente vidrio marrónáceo intersticial. De manera casi general, estas coladas tienen bastante apatito prismático de mediano tamaño, que cristaliza en relación directa con los fenocristales de augita, anfíbol y opacos. De manera secundaria hay ceolitas rellenando intersticios y vacuolas.

Area entre la Mesa del Junquillo y El Carrizal.- Se poseen tres muestras de este apilamiento. La colada de la base es un basalto muy olivínico, mientras que las superiores van evolucionando hacia términos ankaramíticos y basaltos piroxénicos con pequeñas cantidades de anfíbol. Los fenocristales (individuales o en glomérulos) son de olivino (con mayor o menor grado de iddingsitización) y de augita, principalmente titanada con acusada microzonación. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa, así como por cristaltos de augita y opacos. De manera escasa hay alguna biotita en placas de incipiente cristalización y carácter tardío. El apatito suele estar incluido en la augita.

Area de El Carrizal-Toscón.- Se ha muestreado de techo a muro, de una manera general, todo el apilamiento del área. Las coladas inferiores son de basaltos ankaramíticos o basanitas, con fenocristales de olivino, augita, opacos y microlitos de plagioclasa difusos. El mineral accesorio más característico es el apatito, que se encuentra en prismas idiomorfos, en relación con la augita.

Hacia arriba, las coladas comienzan a tener anfíbol marrón tipo kaersutita en fenocristales (generalmente afectados parcial o totalmente por fenómenos de reabsorción), decreciendo sustancialmente el contenido en olivino, el cual se queda en cantidades accesorias, como pequeños fenocristales rodeados de aureolas de reacción de piroxeno. Las rocas evolucionan hacia términos basálticos-basaníticos piroxénico-anfibólicos con augitas titanadas de núcleos verdosos y cantidades mayores de apatito (en general, como inclusiones en augitas y anfíbol). Ya hacia la parte alta, en las últimas coladas antes del primer manto de brecha Roque Nublo, la serie evoluciona hacia tefritas haüynicas anfibólicas, en la que la mayoría de los fenocristales son de anfíbol marrón. La haüyna es escasa, y se presenta en fenocristales pequeños azulados algo ameboides, son alteraciones marronáceas en el borde. La matriz es rica en plagioclasas, y el contenido en apatito tiende a decrecer.

La colada por encima de la primera brecha, vuelve a ser ya de basalto-basanita, de tipo ankaramítico con algún fenocristal de anfíbol marrón. Es decir, parece que comienza otra vez, un episodio puntual más básico.

6.3.2.- Brecha volcánica (25)

La descripción petrográfica que a continuación se realiza se fundamenta solo en el muestreo propio hecho en esta Hoja. Dado que la variación litológica de los cantos o fragmentos de la brecha, es amplia, se da el caso de que no esté muestreada toda la variación. Por esa razón, se hace aconsejable consultar los trabajos que, con carácter general, existen publicados sobre esta unidad, así como las memorias de las Hojas de Sta. Brígida, S. Bartolomé de Tirajana y Sta. Lucía.

Los fragmentos líticos más frecuentes de la brecha, tienen una composición de basanitas-tefritas; tefritas y basaltos-traquibasaltos.

Basanitas-tefritas: Tienen una textura porfídica micro-criptocristalina, en la que destacan frecuentes fenocristales de augita ligeramente titanada con microzonado y abundante apatito incluido. En menor cantidad hay anfíbol marrón y, más escasamente opacos y plagioclasas. La matriz es rica en augita, opacos finos y con poca plagioclasa. Son medianamente abundantes los prismas hexagonales y cuadrados pequeños de nefelina, en cierta parte alterada.

Tefritas: Son las rocas más representativas. Presentan una textura porfídica micro-criptocristalina, en ocasiones con flujo magmático. Los fenocristales más frecuentes son de augita titanada prismática, con microzonación e inclusiones de opacos y apatitos. En ocasiones hay también fenocristales de anfíbol marrón con fenómenos de reabsorción en sus bordes (en grado variable), y plagioclasa. La haüyna es el feldespatoide representativo de la roca. Aparecen en prismas subidiomorfos, más pequeño que el resto, prácticamente alterado en su totalidad. La matriz es rica en microlitos de feldespato alcalino (en gran medida plagioclasa) y opacos finos. También hay cristales pequeños de haüyna

incolora, y apatitos prismáticos.

En ocasiones aisladas se encuentran microenclaves gabroideos compuestos de augita y feldespato alcalino, con texturas de recristalización granoblástica.

Basaltos-traquibasaltos.- Son rocas de textura porfídica micro-cripto-cristalina fluidal. Hay términos con texturas hialopiliticas que muy probablemente pueden representar tipos basaníticos.

La mayoría de los fenocristales son de augita titanada idiomorfa y microzonada, con frecuentes inclusiones de apatito y opacos. En menor cantidad, se encuentran prismas de plagioclasa maclada y, más escasamente olivino iddingsitizado y opacos subidiomorfos. La matriz es rica en microlitos de plagioclasa y, de tamaño menor, augitas y opacos finos. Hay también vesículas rellenas de material amarillento isótropo (analcima?).

Matriz general de la brecha.- La matriz es siempre tobácea, en la que destacan pequeños líticos de tefritas haüynicas, basanitas, basaltos piroxénico-anfibólicos y microsienitas. Las primeras tienen, además de los fenocristales de augita titanada, otros de anfibol marrón reabsorbido, todo en una matriz rica en feldespato alcalino fluidal. En general, puede decirse que todos los líticos son de la misma composición que los fragmentos más grandes y, por tanto, representan restos menores de ellos.

La pasta que engloba a los pequeños líticos está compuesta por vidrios alterados y cristales de augita, augita-egirínica, anfibol marrón (kaersutita), plagioclasa, opacos y haüyna alterada totalmente y que puede pasar desapercibida.

6.4.- CICLO POST-ROQUE NUBLO.

6.4.1.- Coladas basálticas y basaníticas.(26)

Se han tomado dos muestras de la colada superior de Las Tabladas, en S. Nicolás de Tolentino. Estas lavas son de composición basanítica con abundantes fenocristales de olivino idiomorfo con algunos golfos de corrosión e iddingsitización variable. Fenocristales menores y frecuentes son los de augita idiomorfa zonada y maclada que cristalizan en individuos aislados o formando glomérulos radiales. La matriz es de micro a criptocristalina compuesta por augitas y opacos de diversos tamaños. De manera intersticial y con carácter tardío se encuentran pequeñas cantidades de plagioclasa difusa que son las que hacen definir estas coladas como basálticas-basaníticas.

7.- GEOQUÍMICA

El estudio geoquímico se ha realizado en base a 87 análisis químicos, de los cuales 10 son inéditos, generados en este proyecto y los restantes proceden de las distintas fuentes bibliográficas consultadas.

En la Tabla I aparecen listados todos los análisis de elementos mayores, menores, la norma CIPW, los índices de peralcalinidad (IP) y de diferenciación (ID), así como la relación Fe-Mg de los ferromagnesianos (FEMG).

La representación de ciclos o formaciones en ocasiones incompletos limitan un estudio global de esta índole, si bien el número de muestras es adecuado para efectuar el estudio geoquímico de la Hoja. Aunque al restringirse el ámbito geográfico a una sola Hoja impide hacer valoraciones generalizadas para todo el ciclo o formación aflorante en otras zonas de la isla.

Para clasificar las muestras se ha utilizado el diagrama T.A.S. (Total Alkalís-Silica) de la IUGS, LE BAS et al. (1986). Al pie de la Tabla I figura la nomenclatura procedente de la proyección de las muestras en el citado diagrama.

De la *formación basáltica I* se ha dispuesto de un aceptable número de muestras dada la extensión de su afloramiento en la hoja, cubriendo la mayor parte de la misma.

De la proyección de los resultados sobre el diagrama T.A.S., Fig.3 se observa una gama de variación que oscila desde los picrobasaltos, basaltos, y traquibasaltos hasta las traquiandesitas basálticas y andesitas basálticas. Esto pone de manifiesto la tendencia saturada-subsaturada en la diferenciación inicial del magma basáltico del Ciclo I.

Se ha efectuado un intento de poner de manifiesto la existencia de un proceso de diferenciación en el conjunto de basaltos antiguos según su distribución vertical partiendo de la base de que estos basaltos se distribuyen según coladas horizontales. Los resultados obtenidos han sido satisfactorios estableciéndose una regresión lineal positiva entre datos de índices de diferenciación de las muestras y las cotas a las que estas han sido tomadas. Aunque este resultado no debe ser tomado como concluyente quedando como trabajo posterior a la conclusión de todas las hojas de la isla, y una vez reunida toda la información posible, el reintentar esta regresión.

Es interesante reseñar la existencia de un análisis perteneciente a uno de los muchos diques existentes en la Hoja, todos ellos con una cierta convergencia hacia el punto de emisión. Dique que geoquímicamente, como se demuestra en el diagrama T.A.S., Fig.3, es similar a las coladas de basaltos, si bien el momento de emisión ha sido, en parte sincrónico y, otros, ligeramente posteriores. De los resultados geoquímicos se puede concluir que se trata de emisiones últimas del magma que dio origen al paquete de basaltos antiguos.

Observando el diagrama de elementos mayores, Fig.4 se ve que con la diferenciación se produce un aumento del contenido en álcalis y una tendencia a la disminución en el contenido en máficos, sobre todo de Mg y Ca, como consecuencia de la cristalización de olivino y clinopiroxeno con la diferenciación.

En cuanto a los contenidos en elementos menores, Fig.5 se observa una tendencia a disminuir el Ni y Cr a medida que la diferenciación avanza, siendo mayores los contenidos en los términos más básicos, como cabía esperar.

El Zr progresa en aumento a medida que la diferenciación continua, como muestra de la alcalinidad del magma. Las relaciones Nb/Y ponen de manifiesto la existencia de un magma inicial claramente alcalino, al menos para las muestras en que estos elementos han sido analizados.

En la Fig.6 se observa la tendencia evolutiva de la serie sobre el diagrama AFM, que en primera instancia nos hace pensar en una serie toleítica, si bien los contenidos en Q e hiperstena normativos no son muy significativos, además que el enriquecimiento en Fe, unido al empobrecimiento en Mg, desde los primeros estadios de la diferenciación, no es todo lo importante que debiera ser en una serie toleítica. La presencia de nefelina normativa y los términos más diferenciados del ciclo (traquitas, riolitas y fonolitas) hacen pensar más bien en una serie alcalina saturada.

La *formación traquítico-riolítica extracaldera*. Comienza con la emisión del "composite flow" y según se observa en el T.A.S., Fig.7, es el primer diferenciado claro de la serie sálica del ciclo.

Estas traquitas presentan un mayor contenido en álcalis y sílice que los basaltos antiguos, como corresponde a un término bastante más diferenciado, disminuyendo el contenido en Mg, Fe y Ca, Fig. 8.

La presencia de Zr es más notable, en función del mayor grado de diferenciación. Los contenidos en Cr y Ni, por el contrario, han descendido, Fig. 9.

En el resto de la formación, Fig. 7, el contenido en álcalis ha aumentado con respecto al "composite flow", (Fig. 5) y los contenidos en Ca, Mg, Ti y Al han descendido, Fig.8. Son síntomas de que el proceso de diferenciación ha continuado con la aparición de episodios sálicos más saturados.

Los contenidos en Zr y Rb apoyan también la idea de que estos otros términos de la formación constituyen términos más diferenciados que el "composite flow", procedente de un magma alcalino. Los contenidos en Cr, Ni y Sr Fig.9 también corroboran la continuación del proceso de diferenciación, apareciendo en muy bajas proporciones.

En el correspondiente diagrama AFM, Fig.6 aparecen en una posición más avanzada en la serie alcalina que la del "composite flow", si bien aún el magma alcalino continua su diferenciación, pues aparecen una serie de términos riolíticos y fonolíticos que completan este proceso. En Gran Canaria, este fenómeno se constituye como uno de los más completos existentes en el mundo al aparecer tantos términos del proceso diferenciador del magma en un vulcanismo de esta índole.

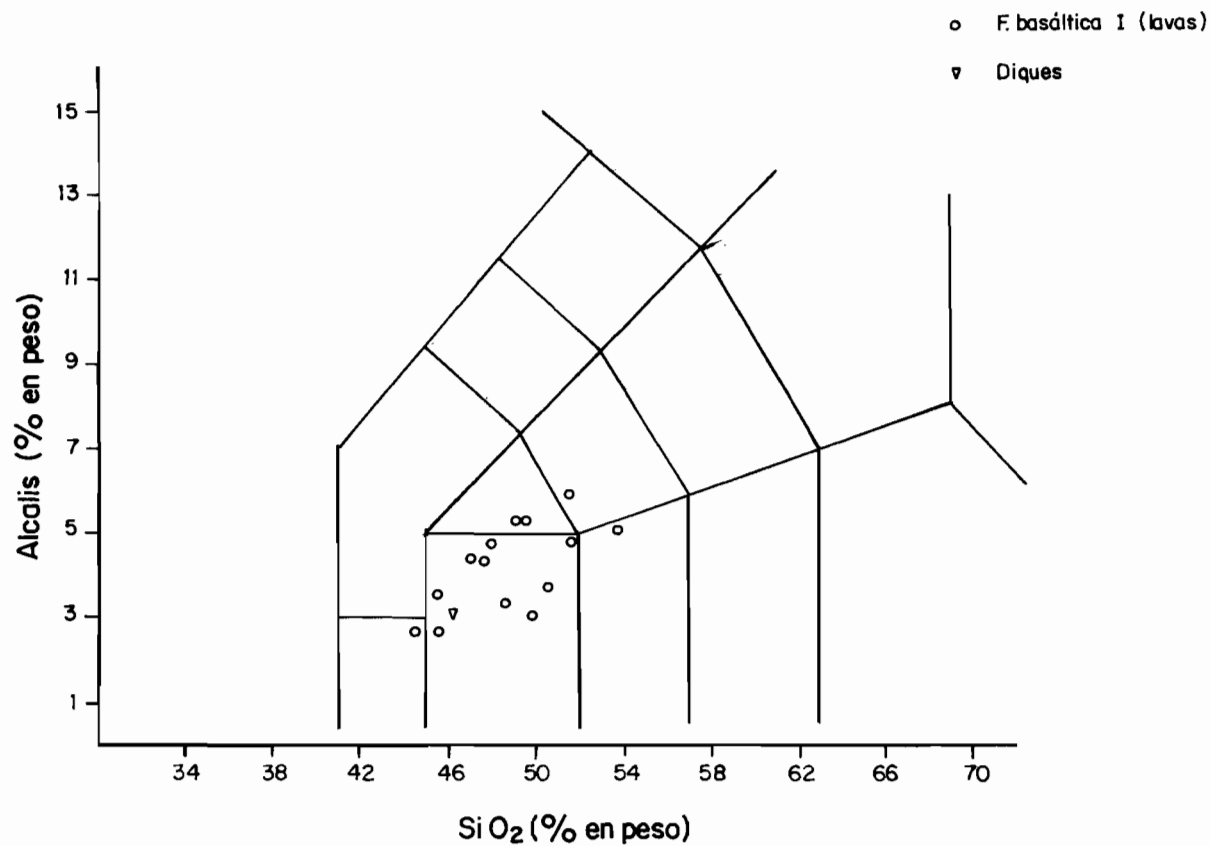


Fig. 3.- Diagrama T.A.S. de la formación basáltica I.

T A B L A I

ANALISIS QUIMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA

FORMACION BASALTICA I

Nº Muestra	1262	1264	1265	1263	AG-849	1271	1270	AG-976
SiO ₂	44.26	44.55	44.72	46.54	47.10	47.54	47.61	48.08
Al ₂ O ₃	8.63	9.55	11.68	13.92	12.08	13.77	14.99	12.70
Fe ₂ O ₃	4.61	4.22	5.13	5.64	8.06	6.83	5.73	8.62
FeO	8.02	7.84	7.25	6.86	3.79	6.53	7.04	4.89
MgO	19.37	16.79	11.88	6.15	8.08	5.12	4.63	3.81
CaO	8.73	8.95	9.97	10.69	10.25	9.75	9.66	8.40
Na ₂ O	2.00	1.91	2.51	3.02	2.29	3.71	3.42	3.10
K ₂ O	.70	.70	1.00	1.31	.96	1.00	.90	2.05
MnO	.15	.14	.14	.18	.20	.15	1.03	.15
TiO ₂	2.50	2.71	3.52	4.03	3.69	4.32	4.22	4.75
P ₂ O ₅	.25	.29	.38	.45	.38	.42	.45	.62
H ₂ O	.93	2.50	2.16	1.19	2.94	.71	.16	2.02
F								
Ba					230			490
Ce					90			50
Cr					340			10
La					50			60
Nb	18	36	29	36	42	23	31	30
Ni					160			30
Rb	10	27	26	27	36	10	19	20
Sr	280	492	278	492	402	535	440	450
V					370			500
Y					22			47
Zr	187	301	245	301	370	246	300	682

Q					3.33	.77	1.28	5.22
Or	4.14	4.14	5.91	7.74	5.67	5.91	5.32	12.12
Ab	14.85	16.16	20.17	25.56	19.38	31.39	28.94	26.23
An	12.50	15.42	17.65	20.56	19.85	17.97	22.89	14.68
Ne	1.12		.58					
Ac								
Ns								
Di	23.04	21.42	23.11	23.24	22.20	21.53	17.63	17.86
Hy		4.45		1.91	9.83	2.77	6.27	1.21
Ol	31.55	24.12	15.76	2.91				
He					6.56	.61		6.91
Mt	6.68	6.12	7.44	8.18	2.17	9.01	8.31	2.48
Il	4.75	5.15	6.69	7.65	7.01	8.20	8.01	9.02
Ru								
Tn								
Pf								
Ap	.58	.67	.88	1.04	.88	.97	1.04	1.44
C								
ID	20.11	20.30	26.08	33.30	28.38	38.07	35.54	43.57
FEMG	0.10	0.11	0.08	0.07	.00	.00	0.17	.00
IP	0.46	0.41	0.45	0.46	0.40	0.52	0.44	0.58

- 1262 .- Basalto picrítico alcalino. Colada en la desembocadura del Barranco de Güigüi. SCHMINCKE (1976).
1264 .- Basalto. Colada en la desembocadura del Barranco de Güigüi. SCHMINCKE. (1976).
1265 .- Basalto alcalino. Colada en la desembocadura del Barranco de Güigüi. SCHMINCKE (1976).
1263 .- Basalto subalcalino. Colada en la desembocadura del Barranco de Güigüi. SCHMINCKE (1976).
AG-849.- Basalto. Colada en la Montaña de Gómez. MAGNA.
1271 .- Basalto subalcalino. Colada en el Barranco de Güigüi Grande. SCHMINCKE (1976).
1270 .- Basalto subalcalino. Colada en el Barranco de Güigüi Grande. SCHMINCKE (1976).
AG-976.- Hawaiiita. Colada en la ladera sur del Barranco de La Ladera. MAGNA.

ANÁLISIS QUÍMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARÁMETROS GEOQUÍMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA

FORMACIÓN BASÁLTICA I

Nº Muestra	1268	349	AG-855	28435	AG-857	47547	1378
SiO ₂	48.67	48.90	49.20	50.60	50.60	52.80	45.60
Al ₂ O ₃	14.21	10.58	13.62	15.25	15.32	14.95	10.70
Fe ₂ O ₃	5.64	4.86	8.39	5.93	7.45	8.30	4.48
FeO	6.45	6.62	4.30	4.41	4.36	2.01	8.24
MgO	4.53	9.44	4.30	4.28	2.98	3.46	10.20
CaO	9.47	11.26	9.02	7.95	8.20	7.65	11.90
NaO	4.13	2.01	2.49	4.00	3.23	3.66	2.14
K ₂ O	1.10	.99	1.14	1.82	1.44	1.35	.99
MnO	.18	.18	.17	.16	.15	.22	.19
TiO ₂	4.13	2.98	4.23	3.18	3.62	3.24	3.68
P ₂ O ₅	.59	.34	.48	.65	.69	.70	.43
H ₂ O	.95	1.68	2.02	1.71	1.30	1.53	.50
F		400					
Ba		150	270	360			118
Ce			85	140			
Cr		70	104	15			473
La			50	50			
Nb	50		35	38			46
Ni		250	88	20			230
Rb	34		37	40			23
Sr	649		382	516			505
V		600	380	250			
Y			32	36			21
Zr			320	466			266
Zn							95
Cu							111
Co							73

Q	.38	2.49	10.07	2.44	9.07	9.57	
Or	6.50	5.85	6.74	10.76	8.51	7.98	5.85
Ab	34.95	17.01	21.07	33.85	27.33	30.97	18.11
An	16.99	16.92	22.62	18.28	23.05	20.38	16.67
Ne							
Ac							
Ns							
Di	20.49	29.01	14.79	13.17	10.22	8.07	31.45
Wo							
Hy	2.41	13.38	3.85	4.55	2.68	4.87	1.56
Ol							10.44
He			6.90	2.12	4.66	8.30	
Mt	8.18	7.05	2.15	5.52	4.05		6.50
Il	7.84	5.66	8.03	6.04	6.88	4.72	6.99
Ru							
Tn						1.86	
Pf							
Ap	1.37	.79	1.11	1.51	1.60	1.62	1.00
C							272
ID	41.83	25.35	37.88	47.04	44.91	48.52	23.96
FEMG	0.05	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
IP	0.56	0.41	0.39	0.56	0.45	0.50	0.43

- 1268 .- Hawaiita. Colada en la desembocadura del Barranco de Güigüi. SCHMINCKE (1976).
349 .- Basalto subalcalino. Colada en el Barranco de Tasartico. HAUSEN (1962).
AG-855.- Basalto subalcalino. Colada en la ladera sur del Barranco de La Aldea. MAGNA.
28435 .- Mugarita. Colada en la senda de Espinos a Güigüi (C.S.I.C.).
AG-857.- Basalto subalcalino. Colada en la desembocadura del Barranco de la Aldea. MAGNA.
47545 .- Andesita: basáltica. Colada en el Barranco de Mogán. HERNAN. (1976).
1378 .- Basalto. Dique en el Barranco de Güigüi, al SE. de El Puerto. SCHMINCKE (1981).

ANÁLISIS QUÍMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARÁMETROS GEOQUÍMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA

FORMACION TRAQ.-RIOLITICA
EXTRACALDERA

Nº Muestra	AG-975	12CP2
SiO ₂	62.50	64.80
Al ₂ O ₃	16.05	14.63
Fe ₂ O ₃	4.66	2.20
FeO	.72	2.57
MgO	.66	1.23
CaO	2.24	2.70
Na ₂ O	6.07	5.89
K ₂ O	3.73	2.81
MnO	.16	.17
TiO ₂	1.47	1.10
P ₂ O ₅	.45	.38
H ₂ O	1.07	.65
Ba	962	567
Ce	175	
Cr	10	43
La	124	
Nb	68	115
Ni	10	13
Rb	30	77
Sr	250	491
V	40	
Y	90	60
Zr		
Zn		140
Cu		15
Co		5
S		200

Q	8.97	13.83
Or	22.04	16.61
Ab	51.36	49.84
An	5.53	5.18
Ne		
Ac		
Ns		
Di	.73	4.63
Hy	1.30	2.23
Ol		
He	4.66	
Mt		3.19
Il	1.86	2.09
Ru		
Tn	1.20	
Pf		
Ap	1.04	.88
C		

ID	82.30	80.34
FEMG	0.00	0.26
IP	0.87	0.87

AG-975.- Traquita s.s. Zona norte del Picacho de La Cruz. MAGNA.
 12CP2 .- Traquita s.s. Montaña de Hogarzales.CRIPS (1984).

ANALISIS QUIMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA.

FORMACION TRAUQUITICO-RIOLITICA EXTRACALDERA

Nº Muestra	4G-0	7G-0	28459	12GB	13CP2	13GG	28346	11GA
SiO ₂	65.60	66.20	66.50	66.80	66.80	66.90	67.40	67.40
Al ₂ O ₃	13.04	12.22	13.85	11.16	13.81	10.40	12.49	15.38
Fe ₂ O ₃	3.79	4.01	1.31	6.90	3.58	4.86	1.74	3.20
FeO	1.40	.41	1.87	.26	1.15	2.22	2.08	.34
MgO	.65	.39	.51	.65	1.09	.52	.30	.57
CaO	.55	.30	.99	.31	2.85	.54	.78	.60
Na ₂ O	5.79	5.79	5.82	6.30	5.17	4.93	5.46	7.09
K ₂ O	4.43	4.25	5.11	4.42	2.54	4.74	5.26	3.99
MnO	.24	.23	.22	.29	.17	.34	.17	.14
TiO ₂	.96	.70	.80	1.19	1.05	1.12	.59	.80
P ₂ O ₅	.20	.09	.08	.11	.36	.21	.06	.09
H ₂ O	2.63	4.71	2.99	.61	.71	2.34	3.09	.40
Ba		219	850	723	509	398		
Ce								
Cr	18	15		11	37	33		14
La			148					1468
Nb		257		204	109	344		117
Ni	16	14		8	13	18		12
Rb	84	138	98	107	70	147		82
Sr	29	14	31	30	505	32		42
C	473	364		327	255	291		400
Y	86	109		97	59	131		53
Zr	875	1714	1050	1224	744	1849		674
Zn	202	259		276	135	5		123
Cu	17	19	5	12	12	23		13
Co	5	5		5	5	401		5
S	600	100		100	1300	500		100
F			1400				1700	
Cl	300	100	900			1100	1400	100

Q	15.20	17.72	12.45	16.79	21.33	21.22	17.34	10.23
Or	26.18	25.12	30.20	26.12	15.01	28.01	31.09	23.58
Ab	42.41	39.20	42.79	32.80	43.75	27.11	34.96	56.90
An					6.97			
Ne								
Ac	5.80	8.63	3.79	18.07		12.87	5.03	2.73
Ns			.50				1.29	
Di	1.11	.70	3.72		3.75	1.11	3.01	1.14
Wo								
Hy	1.11	.65	1.91	1.62	.98	3.25	2.35	.89
Ol								
He	.05	1.00		.65	2.74			2.26
Mt	2.51	.04			1.22	.60		
Il	1.82	1.33	1.52	1.17	1.99	2.13	1.12	1.02
Ru				.34				
Tn				.58				.65
Pf								
Ap	.46	.21	.19	.25	.83	.49	.14	.21
Cc	.39	.30		.27	.21	.24		.33
Z	.17	.34	.21	.25	.15	.37		.14
ID	83.97	82.10	85.37	75.79	80.17	76.37	83.39	90.86
FEMG	.00	.00	.60	.00	.00	.60	.76	.00
IP	1.10	1.16	1.09	1.36	.82	1.27	1.17	1.04

4G-0 .- Traquita. Colada en la Montaña de Hogarzales. CRISP (1984).
 7G-0 .- Rioluta. Colada en la Montaña de Hogarzales. CRISP (1984).
 28459.- Traquita. Colada en la cabecera del Barranco de Gügüi (C.S.I.C.).
 12GB .- Traquita. Colada en la Montaña de Hogarzales, cerca de la base. CRISP(1984).
 13CP2.- Dacita traquitica. Colada en la Montaña de Hogarzales . CRISP (1984).
 13GC .- Rioluta. Colada en la Montaña de Hogarzales. CRISP(1984).
 28346.- Rioluta. Colada en la Degollada del Peñón Bermejo (C.S.I.C.).
 11GA .- Traquita. Colada en la Montaña de Hogarzales. CRISP (1984).

ANALISIS QUIMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA.

F. TRAQ.-RIOL. EXTRACALDERAFORMACION TRAQUITICO-RIOLITICA INTRACALDERA

Nº Muestra	7CTU	375	43927	47720	47721	47710	27961
SiO ₂	66.60	71.03	61.60	63.40	64.30	65.15	67.30
Al ₂ O ₃	13.37	12.95	13.37	18.02	17.76	13.64	10.72
Fe ₂ O ₃	1.95	3.98	5.49	3.41	13.69	5.02	7.37
FeO	1.84	.23	.22	.44	.41	.37	.24
MgO	.59	.37	.61	.10	.10	.36	.30
CaO	.59	.27	.57	.42	.70	.48	.61
Na ₂ O	4.82	5.72	5.50	7.36	8.71	7.20	5.54
K ₂ O	5.07	4.38	5.56	4.90	2.29	5.14	5.24
MnO	.24	.24	.34		.15	.04	.11
TiO ₂	.86	.62	1.25	.87	.85	1.20	1.17
P ₂ O ₅	.11	.05	.06	.10	.11	.15	.10
H ₂ O	3.05		2.00	.73	.74	1.42	1.37
Ba	526						
Ce							
Cr	19						
La							
Nb	158						
Ni	4						
Rb	113						
Sr	17						
V							
Y	88						
Zr	1066						
Zn	210						
Cu	10						
Co	5						
S	200						
C	218						
Cl	200	800					

Q	17.47	21.64	6.36	1.07	3.56	8.19	18.85
Or	29.96	25.88	32.86	28.96	13.53	30.38	30.97
Ab	40.55	42.23	46.54	62.28	73.70	41.55	25.97
An			2.44	1.43	2.60		
Ne							
Ac	.21	5.44				14.52	18.42
Ns						.67	
Di	1.80	.53					
Wo							
Hy	1.45	.67	1.52	.25	.25	.90	.75
Ol							
He		2.10	5.49	3.41	13.69		1.00
Mt	2.72						
Il	1.63	1.00	1.19	.93	1.19	.87	.74
Ru			.62	.38	.18	.34	.10
Tn		.23			.11	.99	1.67
Pf							
Ap	.25	.12	.14	.23	.25	.35	.23
Cc			.41	.08			
Z							
ID	88.02	89.75	85.76	92.30	90.80	80.11	75.79
FEMG	.31	.00	.00	.00	.00	.00	.00
IP	1.00	1.09	.92	.95	.95	1.28	1.38

7CTU.- Riolita. Colada en la Montaña de Hogarzales. CRISP (1984).
 375.- Riolita. Colada en la Montaña del Cedro. HAUSEN. (1962).
 43927.- Traquita. Colada al E. de la Degollada de las Brujas. HERNAN (1976).
 47720.- Traquita. Al E. de la Montaña de la Fuente. HERNAN (1976).
 47721.- Traquita. Morro del Conejo. HERNAN (1976).
 47710.- Traquita. Al SE. de la Montaña de Ojeda. HERNAN (1976).
 27961.- Traquita. Colada en la ladera sur de Montaña de Ojeda. C.S.I.C. (Inédito).

ANALISIS QUIMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA

FORMACION TRAUQUITICO-RIOLITICA INTRACALDERA

Nº Muestra	(Unidad de Diques)					(Sienitas)	
	677	27847	27886	39506	39513	AG-967	1375
Si ₂ O ₃	59.62	62.10	63.60	63.10	62.00	58.55	59.20
Al ₂ O ₃	18.22	18.02	17.15	15.65	17.16	17.47	17.50
Fe ₂ O ₃	2.11	3.29	3.41	3.84	3.47	.73	2.80
FeO	1.39	.22	.15	.81	1.25	3.74	2.00
MgO	.19	.20	.10	.40	.60	.66	1.40
CaO	.31	.56	.56	.56	.56	1.40	2.40
Na ₂ O	7.82	6.69	6.71	7.28	7.28	7.55	7.10
K ₂ O	5.03	5.92	5.39	5.03	4.96	3.98	4.20
MnO	.44	.02	.07	.28	.44	.20	.21
TiO ₂	.51	.89	.72	.98	.84	1.33	1.30
P ₂ O ₅	.03	.13	.06	.02	.04	.28	.38
H ₂ O	3.65	1.49	2.15	1.75	1.55	3.28	.90
Ba						1990	
Ce						170	
Cr						10	
La						72	
Nb						100	
Ni						10	
Rb						40	
Sr						300	
V						30	
Y						28	
Zr						450	

Q			3.11	2.42	3.45		
Or	29.73	34.99	31.85	29.73	29.31	23.52	24.82
Ab	53.07	55.87	56.78	52.50	60.65	55.20	54.30
An		1.66	.76			2.02	3.48
Ne	6.85	.40				4.71	3.13
Ac	.40			8.02	.84		
Ns							
Di	1.13			2.06	1.96	2.64	4.63
Hy			.25	.04	.59		
Ol	.60	.35				3.56	.94
He		3.29	3.41	.60	1.09		.48
Mt	2.86			.68	3.03	1.06	3.36
Il	.97	.51	.47	1.86	1.60	2.53	2.47
Ru		.48	.01				
Tn			1.15				
Pf		.13					
Ap	.07	.30	.14	.05	.09	.65	.88
ID	91.74	91.26	91.26	84.64	89.59	83.40	82.25
FEMG	.00	.00	.00	.00	.00	.67	.00
IP	.98	.97	.98	1.11	1.01	.96	.90

677 .- Traquita. Dique en el fondo del Barranco de Tejada, cerca de los Parralillos. HAUSEN (1962).
27847.- Traquita. Dique en el Barranco de Tejada. HERNAN. (1976).
27886.- Traquita. Dique en el Barranco de Tejada. HERNAN. (1976).
39506.- Traquita. Dique al N. de La Mesa del Junquillo. HERNAN (1976).
39513.- Traquita. Dique en el Barranco de la Aldea (cota 280). HERNAN (1976).
AG-967.- Traquita. Dique en el Embalse del Parralillo (al N. del muro) MAGNA.
1375 .- Traquita. Dique en la Presa de Parralillo. Barranco de Tejada. SCHMINCKE (1976).

T A B L A I

ANALISIS QUIMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA

FORMACION TRACHITICO-RIOLITICA INTRACALDERA

	Sienitas							
Nº Muestra	693	39507	39500	27891	27882	39495	43823	43821
SiO ₂	59.75	59.80	60.25	60.45	61.55	63.60	64.00	64.00
Al ₂ O ₃	19.00	19.38	13.46	17.60	18.53	19.57	17.40	17.94
Fe ₂ O ₃	2.46	1.79	1.77	.75	2.64	.77	2.19	2.25
FeO	1.16	2.17	1.23	2.66	.33	.45	.60	.62
MgO	.42	.92	.81	.51	.20	.41	.41	
CaO	1.09	.99	.57	1.40	.85	.28	.71	.71
Na ₂ O	7.00	6.69	8.01	7.00	6.76	8.30	7.20	7.25
K ₂ O	4.73	4.73	5.66	5.48	6.16	4.20	5.13	5.66
MnO	.23	.28	.18	.51	.24	.04	.19	.21
TiO ₂	.86	1.13	1.51	1.34	.77	.51	1.04	.72
P ₂ O ₅	.15	.35	.08	.12	.11	.04	.19	
H ₂ O	2.25	1.11	1.14	1.04	1.46	1.63	.89	.76
F								
Ba	2100							
Ce								
Cr								
La								
Nb								
Ni								
Rb								
Sr								
V								
Y								

Q			5.46				1.38	
Or	27.95	27.95	33.45	32.39	36.40	24.82	30.32	33.45
Ab	56.40	56.61	37.72	49.75	51.31	66.85	60.93	59.76
An	4.43	2.63		.42	2.02	1.13	.01	
Ne	1.54			5.14	3.19	1.83		.55
Ac			5.12					.51
Ns			5.64					
Di			1.80	4.89	.79		1.34	
Hy		2.53	1.28				.40	
Ol	.73	.67		1.34	.09	.72		
He	1.08				2.64	.70	2.19	1.66
Mt	2.00	2.60		1.09		.10		.60
Il	1.63	2.15	2.87	2.54	1.21	.97	1.67	1.37
Ru								
Tn							.39	
Pf					.23			
Ap	.35	.81	.19	.28	.25	.09	.44	
Cc	1.25							
C	.74	2.29				.96		
Wo								1.47
ID	87.19	84.56	76.64	87.27	90.91	93.51	92.62	93.75
FEMG	.00	.28	.04	.64	.00	.00	.00	.00
IP	.82	.83	1.43	.99	.96	.93	1.00	1.01

693 .- Traquita. Barranco de Siberio, cara sur de La Mesa de Los Junquillos. HAUSEN (1962).

39507.- Traquita. Barranco de Tejada. HERNAN (1976).

39500.- Traquita. Barranco de Tejada. HERNAN (1976).

27891.- Traquita. Barranco de Tejada (1970). FUSTER et al. (1968).

27882.- Traquita. Lomo Blanco. Barranco de Tejada. FUSTER et al. (1968).

39495.- Traquita. Barranco de Tejada. HERNAN (1976).

43823.- Traquita. Barranco del Chorrillo. HERNAN (1976).

43821.- Traquita. Barranco del Chorrillo. HERNAN (1976).

ANALISIS QUIMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA.

Nº Muestra	FORMACION TRAUQUITICO-RIOLITICA EXTRACALDERA (Tobas e ignimbritas)					(Lavas basálticas)		
	5G-0	28338	700	WB-X	697	715	719	28404
SiO ₂	67.80	68.00	68.20	68.50	70.10	45.30	45.50	47.20
Al ₂ O ₃	12.12	9.49	13.90	14.01	12.20	14.30	14.80	14.70
Fe ₂ O ₃	2.94	6.23	3.00	3.05	3.80	4.30	8.79	4.76
FeO	1.36	.84	.17	.80	.40	8.40	13.30	6.10
MgO	.33	1.42	.30	.49	.40	5.90	5.37	5.70
CaO	.29	.70	.90	.37	.90	10.60	10.70	10.76
Na ₂ O ₃	5.47	6.69	7.90	6.37	5.90	2.50	3.00	3.24
K ₂ O	4.87	4.53	4.10	4.81	4.50	1.30	1.51	1.30
MnO	.29	.38	.23	.18	.06	.18	.19	.20
TiO ₂	.70	1.09	.90	.66	.70	3.90	4.18	4.17
P ₂ O ₅	.07	.12	.01	.05	.28	.70	.72	.81
H ₂ O	2.79	.52	.04	.48	.06	2.30	1.96	1.55
Ba	219			225			340	
Ce								
Cr	13			22			50	
La								
Nb	255			241			65	
Ni	9			14			57	
Rb	155			132			39	
Sr	17			38			1070	
C	182			436			691	
Y	119			77			36	
Zr	1697			1447			376	
Zn	289			228			108	
Cu	16			24			111	
Co	5			6			53	
S	300			100				
				500				

Q	18.80	20.73	12.18	13.79	20.19			
Or	28.78	26.77	24.23	28.43	26.59	7.68	8.92	7.68
Ab	35.23	23.59	48.67	45.29	37.70	21.16	20.48	27.42
An						23.96	22.46	20.28
Ne							20.66	
Ac	8.51	18.02	8.68	7.59	10.77			
Ns	.33	2.92	1.94					
Di	.84	2.12	1.61	1.21	1.54	19.36	21.29	21.77
Wo			.32					
Hy	2.28	2.99		1.01	.28	6.91		4.01
Ol						3.06	9.90	.55
He					.08			
Mt				.62		6.23	12.74	6.90
Il	1.33	2.07	.85	1.25	.97	7.41	7.94	7.92
Ru								
Tn			1.11		.46			
Pf								
Ap	.16	.28	.02	.12	.65	1.62	1.67	1.88
Cc	.15			.36				
Z	.34			.29				
ID	82.79	71.09	85.09	87.63	84.49	28.84	35.10	34.31
FEMG	.64	.09	.00	.18	.00	.23	.04	.00
IP	1.18	1.67	1.25	1.12	1.19	.38	.47	.44

5G-0 .- Riolita. Colada en la Montaña de Hogarzales. CRISP(1984).
28338.- Traquita. Colada en la Montaña del Cedro. HERNAN (1976).
700 .- Traquita. Colada en la Montaña del Cedro. SCHMINCKE. (1976).
W8-X .- Traquita. Colada en la Montaña de Hogarzales. CRISP (1984).
697 .- Riolita. Ignimbrita en la ladera norte de Montaña del Cedro. SCHMINCKE (1976).
715 .- Basalto. Colada en la ladera norte de Montaña del Cedro. SCHMINCKE (1976).
719 .- Basalto. Colada en la zona oeste de la Montaña del Cedro. FERAUD et al. (1981).
28404.- Basalto. Colada en la Montaña del Cedro. HERNAN (1976).

ANALISIS QUIMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA

Nº Muestra	FORMACION FONOLITICA					F. pre R.N.	
	Damos	Lavas				Lavas	
		606	564	43930	43925	799	AG-842
SiO ₂	55.25	58.90	59.69	59.70	60.20	44.90	47.20
Al ₂ O ₃	20.03	17.10	18.15	16.63	17.04	15.20	13.60
Fe ₂ O ₃	1.20	2.80	3.74	4.10	3.00	8.74	5.71
FeO	.99	2.10	.82	.84	.92	5.15	5.72
MgO	.20	.40	.64	1.42	.51	4.97	6.58
CaO	1.98	.90	.79	.71	.57	10.10	9.34
Na ₂ O	9.95	9.60	8.05	7.84	8.28	2.20	2.83
K ₂ O	5.20	5.10	5.18	5.08	5.13	2.22	1.75
MnO	.35	.40	.18	.14	.32	.19	.20
TiO ₂	.33	1.00	.84	1.30	.77	3.85	3.54
P ₂ O ₅		.09	.05	.80		.32	.78
H ₂ O	4.21	1.20	1.80	2.27	2.33	1.67	1.82
F							
Ba						790	743
Ce							138
Cr						19	150
La							92
Nb		359				102	65
Ni						23	86
Rb		147				45	40
Sr		4				1629	1035
V							250
Y						35	30
Zr		1390				496	459
Zn						135	
Cu						49	
Co						44	

Q						1.92	1.03
Or	30.73	30.14	30.61	30.02	30.32	13.12	10.34
Ab	27.41	39.98	47.55	47.82	45.51	18.62	28.96
An						25.04	19.24
Ne	25.28	11.15	9.20	5.11	7.36		
Ac	3.47	8.10	3.17	8.00	8.68		
Ns	1.44	2.90			.26		
Di	4.69	3.32	2.80		2.32	12.34	17.17
Hy	1.83					6.65	8.72
Ol		1.69	.21	2.48	.84		
He			2.10	1.33		4.56	
Mt			.80			6.06	8.28
Il	.63	1.90	1.60	2.07	1.46	7.31	6.72
Ru				.21			
Tn							
Pf							
Ap		.21	.12	1.25		34.06	1.81
ID	83.43	80.27	87.36	82.22	83.18	33.66	35.32
EEMG	.75	.69	.69	.00	.38	.00	.01
IP	1.10	1.25	1.25	1.15	1.11	1.10	.48

- 28839 .- Fonolita. Pitón del Morro de la Negra. HERNAN (1976).
606 .- Fonolita. Colada en la cima de Mña. del Horno. SCHMINCKE (1976).
654 .- Fonolita. Colada en Mña. de Inagua. HAUSEN (1962).
43930 .- Traquita. Al S. de la Degollada de las Brujas. HERNAN (1976).
43925 .- Traquita. En las proximidades de la Degollada de las Brujas. HERNAN (1976).
799 .- Basalto subalcalino. Colada en Las Tabladas. SCHMINCKE (1976).
AG-842.- Basalto subalcalino. Colada intracanyon en Las Tabladas. MAGNA.

T A B L A I (Cont.)

ANALISIS QUIMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA

	CICLO ROQUE NUBLO						
Nº Muestra	39658	39697	39655	39710	39656	27917	27918
SiO ₂	42.17	42.70	42.99	43.01	43.45	43.50	43.60
Al ₂ O ₃	11.62	13.69	12.66	12.74	14.47	15.04	14.85
Fe ₂ O ₃	3.18	6.08	7.94	6.55	5.39	5.04	5.41
FeO	8.82	6.54	5.18	5.62	5.51	6.13	6.51
MgO	10.28	7.46	8.99	8.47	6.05	7.60	5.65
CaO	11.50	10.09	10.23	10.37	10.52	7.71	10.38
Na ₂ O ₃	2.72	4.08	3.13	4.11	4.31	3.88	3.54
K ₂ O	1.31	1.35	1.31	1.11	1.41	1.70	1.32
MnO	.15	.17	.13	.18	.13	.27	.22
TiO ₂	3.42	4.15	3.40	3.67	3.76	4.27	4.01
P ₂ O ₅	.99	1.14	.96	1.10	1.50	1.23	1.21
H ₂ O	3.75	2.20	2.86	3.11	3.24	3.17	3.03
Nb							
Ni							
Rb							
Sr							
V							
Y							
Zr							
Zn			320		440		
Cu							
Co							
S							
Cl			1000		600		

Q							
Or	7.74	7.98	7.74	6.56	8.23	10.05	7.80
Ab	9.33	18.61	19.64	19.05	21.22	25.93	23.61
An	15.63	15.05	16.63	13.04	15.97	18.60	20.73
Ne	7.41	8.62	3.71	8.52	8.26	3.74	3.44
Ac							
Ns							
Di	27.99	21.51	21.69	24.31	20.57	9.07	17.97
Hy							
Ol	14.65	6.34	8.64	6.88	3.87	10.72	4.89
He			2.93	.99	.37		
Mt	4.61	8.82	7.26	8.06	7.28	7.31	7.84
Il	6.50	7.88	6.46	6.97	7.14	8.11	7.62
Ru							
Tn							
Pf							
Ap	2.29	2.64	2.22	2.55	3.48	2.85	2.80
ID	24.49	35.21	31.09	34.13	37.82	39.72	34.85
FEMG	.20	.02	.00	.00	.00	.02	.06
IP	.63	.60	.60	.52	.63	.66	.69

39658.- Basanita. Colada en la Mesa del Junquillo. ANGUITA (1972).
39697.- Tefrita. Colada en el Barranco del Carrizal. ANGUITA (1972).
39655.- Tefrita. Colada en la Mesa del Junquillo. ANGUITA (1972).
39710.- Tefrita. Colada en el Barranco del Carrizal. ANGUITA (1972).
39656.- Tefrita. Colada en la Mesa del Junquillo. ANGUITA (1972).
27917.- Basanita. Colada al E. de la Mesa del Junquillo. ANGUITA (1972).
27918.- Basalto alcalino. Colada al E. de la Mesa del Junquillo. ANGUITA (1972).

ANALISIS QUIMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA

	CICLO ROQUE NUBLO						
Nº Muestra	39705	AG-757	39650	39699	39684	39652	1257
SiO ₂	44.20	44.36	44.36	44.44	44.44	44.56	45.00
Al ₂ O ₃	11.88	11.95	13.04	11.83	12.36	15.90	12.10
Fe ₂ O ₃	5.06	4.54	6.85	6.03	5.67	6.04	7.13
FeO	8.50	7.79	6.34	7.57	7.68	3.53	6.55
MgO	10.28	9.16	7.96	10.18	8.97	5.14	8.59
CaO	10.09	11.10	10.80	9.67	10.09	10.23	10.80
Na ₂ O	3.07	2.83	3.25	2.86	3.73	3.46	2.62
K ₂ O	1.20	1.14	1.36	1.24	1.17	1.48	1.04
MnO	.28	.20	.18	.18	.17	.14	.17
TiO ₂	.85	3.76	3.42	3.41	3.52	3.75	3.70
P ₂ O ₅	1.52	.93	.92	.88	.89	1.12	.84
H ₂ O		1.23	1.51	1.63	1.34	4.57	1.48
F							
Ba			630				305
Ce			160				
Cr			330				269
La			100				
Nb			67				61
Ni			211				225
Rb			28				19
Sr			864				777
V			300				
Y			25				22
Zr			373				280
Zn							

Q							
Or	7.09	6.74	8.04	7.33	6.91	8.75	6.15
Ab	16.78	19.53	20.78	22.59	20.42	25.63	22.17
An	15.09	16.54	16.98	15.78	13.53	23.48	18.19
Ne	4.98	2.39	3.64	.87	6.04	1.98	
Ac							
Na							
Di	20.42	25.77	23.91	20.88	24.33	15.54	23.33
Hy							5.88
Ol	23.14	10.92	6.58	13.58	10.50	3.92	3.52
He						5.37	
Mt	7.34	6.58	9.93	8.74	8.22	.97	10.34
Il	1.61	7.14	6.50	6.48	6.69	7.12	7.03
Ru							
Tn							
Pf							
Ap	3.52	2.15	2.13	2.04	2.06	2.59	1.95
ID	28.85	28.66	32.46	30.79	33.37	36.35	28.32
FEMG	.32	.14	.03	.10	.12	.00	.01
IP	.38	.49	.46	.60	.56	.51	.53

39705 .- Basanita. Colada en el Barranco del Carrizal. ANGUIA (1972).

AG-757.- Basanita. Colada en Las Tabladas. (MAGNA)

39650 .- Basalto alcalino. Colada en la Mesa del Junquillo. ANGUIA (1972).

39699 .- Basalto alcalino. Colada en el Barranco del Carrizal. ANGUIA (1972).

39684 .- Basanita. Colada en el Barranco del Carrizal. ANGUIA (1972).

39652 .- Basalto alcalino. Colada en la Mesa del Junquillo. ANGUIA (1972).

1257 .- Basalto subalcalino. Colada en la Mesa del Junquillo, 600 m. SCHMINCKE (1981).

ANALISIS QUIMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA

Nº Muestra	CICLO ROQUE MUBLO							
	27176	1364	1244	39663	39700	1260	AG-859	28369
SiO ₂	45.10	45.43	45.60	45.60	46.18	47.00	48.26	51.45
Al ₂ O ₃	15.50	13.64	13.00	15.99	16.03	16.31	13.60	18.99
Fe ₂ O ₃	5.60	5.52	2.95	5.05	5.27	5.26	6.28	2.17
FeO	5.51	5.82	8.20	5.26	4.78	6.28	5.29	3.78
MgO	5.65	5.31	8.40	5.24	5.44	4.76	5.14	2.82
CaO	8.69	10.21	10.00	8.41	8.41	9.32	9.02	5.32
Na ₂ O	4.40	3.37	2.00	4.03	4.42	3.44	3.30	4.26
K ₂ O	3.20	1.45	1.50	2.14	3.03	2.02	1.20	4.64
MnO	.19	.15	.20	.14	.19	.18	.19	.17
TiO ₂	3.89	4.34	2.80	3.09	3.10	3.64	3.32	2.40
P ₂ O ₅	.84	.99	.63	1.31	.93	1.06	.66	.40
H ₂ O	1.33	3.55	4.50	3.54	1.76	1.57	3.13	3.38
F								
Ba		1340					850	
Ce		160					125	
Cr		60					268	
La		180					63	
Nb		82					64	
Ni							193	480
Rb		40					25	
Sr		1250					938	
V		100					230	
Y		43					26	
Zr		840					482	
Zn								

O							4.03	
Or	18.91	8.57	8.86	12.65	17.91	11.94	7.09	27.42
Ab	14.20	28.52	16.92	27.76	2.93	29.11	27.92	28.87
An	13.09	17.81	22.07	19.22	14.95	23.10	18.75	18.99
Ne	12.48			3.44	18.68			3.99
Ac								
Ns								
Di	19.10	20.54	18.86	10.92	16.12	12.79	16.88	3.81
Hy		.27	10.53			.46	4.97	
Ol	3.65	2.41	6.98	6.06	21.71	4.88		4.79
He	.70	.92			.41		.73	
Mt	7.10	6.67	4.28	7.32	7.04	7.63	8.05	3.15
Il	7.39	8.24	5.32	5.87	5.89	6.91	6.31	4.56
Rú								
Tn								
Pf								
Ap	1.95	2.29	1.46	3.04	2.15	2.46	1.53	.93
ID	45.59	37.09	25.79	43.84	39.51	41.05	39.04	60.18
FEMG	.00	.00	.23	.04	.00	.09	.00	.14
IP	.52	.40	.55	.52	.51	.48	.65	.65

27176 .- Tefrita. Colada en el Barranco del Carrizal. ANGUIA (1972).
1364 .- Hawaiiita. Colada en la Mesa del Junquillo. SCHMINCKE (1976).
1244 .- Basalto Colada en el escarpe N. de la M. del Junquillo. SCHMINCKE (1976).
39663 .- Hawaiiita. Colada en la Mesa del Junquillo. ANGUIA (1972).
39700 .- Basanita. Colada en el barranco del Carrizal. ANGUIA. (1972).
1260 .- Hawaiiita. Colada de la Mesa del Junquillo. SCHMINCKE (1976).
AG-859.- Basalto Subcalcalino. Colada en el escarpe de Las Tabladas. MAGNA,
28369 .- Latita. Colada junto a El Carrizal. ANGUIA. (1972).

T A B L A I (Cont.)

ANALISIS QUIMICO, NORMA C.I.P.W. Y PARAMETROS GEOQUIMICOS DE LAS MUESTRAS DE LA HOJA

Nº Muestra	CICLO ROQUE NUBLO		CICLO POST R.N.
	<u>Ed.Pino Gordo</u>	<u>(B.R.N.)</u>	<u>(Lavaz)</u>
	27935	39661	AG-844
SiO ₂	40.20	45.64	43.50
Al ₂ O ₃	9.71	15.51	11.35
Fe ₂ O ₃	8.53	5.38	5.19
FeO	5.81	2.20	7.51
MgO	11.62	4.23	9.06
CaO	13.89	7.85	11.48
Na ₂ O	2.02	3.30	2.90
K ₂ O	.67	2.76	1.14
MnO	.27	.11	0.18
TiO ₂	3.88	2.56	4.10
P ₂ O ₅	.95	.67	1.00
H ₂ O	2.19	9.56	1.77
F			
Ba			817
Ce			170
Cr			370
La			58
Nb			80
Ni			180
Rb			30
Sr			1146
V			290
Y			26
Zr			480
Zn			

Q			
Or	3.96	16.31	8.27
Ab	6.71	26.70	15.80
An	15.45	19.36	13.82
Ne	5.62	.66	4.74
Ac			
Ns			
Di	36.79	11.84	28.89
Hy			
Ol	8.33	3.53	8.53
He	2.76	5.36	
Mt	8.36	.03	7.53
Il	7.37	4.86	7.79
Ru			
Tn			
Pf			
Ap	2.20	1.55	2.32
ID	16.29	43.67	
FEMG	.00	.00	
IP	.42	.54	0.52

27935 .- Microbasalto. Colada del Edificio Pino Gordo. (C.S.I.C.).
39661 .- Hawaiiita. B.R.N. en la Mesa del Junquillo. ANGUIA (1972).
AG-844.- Hawaiiita. Colada al techo de Las Tabladas. MAGNA.

Esta formación presenta también una serie de intercalaciones básicas, muestras 715, 719 y 28404, que corresponden quizás a episodios residuales procedentes de la cámara magmática inicial que ha dado lugar al Ciclo I.

Otros terminos de la formación son riolitas peralcalinas ($IP > 1$), con Q normativo y gran cantidad de Ab normativa.

Tanto los contenidos en elementos mayores (alto contenido en álcalis y sílice y bajo en Mg, Fe y Ca), Fig. 8, como en los menores (altos contenidos en Zr, relaciones Nb/Y y Zr/TiO₂ altos, disminución en los contenidos de Cr y Ni), Fig. 9, atestiguan su pauta alcalina y su grado alto de diferenciación, que queda explicitado también en el diagrama de evolución AFM, Fig.6.

El complejo de diques del "cone sheet", que aparece con posterioridad al vulcanismo explosivo que dio lugar a las ignimbritas, etc., está constituido por traquitas y traquitas peralcalinas, Fig. 10. La diferencia entre ambos se pone de manifiesto en el grado de peralcalinidad, ya que los primeros no son peralcalinos.

Los contenidos en elementos mayores son similares, Fig. 8, muy altos en álcalis, sílice y alúmina, significativo del alto grado de diferenciación.

Los materiales de la *formación traquítico-riolítica intracaldera* corresponden a traquitas y traquitas peralcalinas, Fig. 7, con índices de diferenciación similares a las ignimbritas extracaldera, así como los contenidos en elementos mayores y la norma, con la única diferencia de la presencia de An normativa de manera importante y la menor cantidad de Q normativo, en las intracaldera, lo que implica un alejamiento del carácter riolítico que presenta la formación extracaldera, aunque esta diferencia es sólo, producto aquí, del muestreo, ya que en otras zonas de la isla sí aparecen los términos riolíticos. Así en el diagrama AFM, Fig.6, no se puede apreciar una diferencia notable en cuanto al nivel de diferenciación en el tramo sálico de la serie alcalina del ciclo I.

La unidad de *sienitas*, atravesada por los diques del "cone sheet", presenta un claro carácter traquítico, Fig. 10, en algunos casos peralcalinos. Destacan la variedad en los contenidos de Q y nefelina normativos, Fig. 8 y los altos contenidos en Ba, Fig. 9.

Todo esto lleva a concluir que constituyen los últimos episodios de la diferenciación, lo que queda reflejado en el diagrama AFM, Fig. 6.

La *formación fonolítica* constituida tanto por traquitas peralcalinas como por fonolitas también peralcalinas. Constituyen las rocas más subsaturadas del Ciclo I, Fig. 10. Destaca la ausencia de Q normativo, con altos contenidos en plagioclasa normativa. Los contenidos en álcalis son muy elevados, así como el contenido en Zr.

Los domos que aparecen asociados con la formación fonolítica, se proyectan en el T.A.S. como fonolitas, con muy altos contenidos en álcalis y ne normativa.

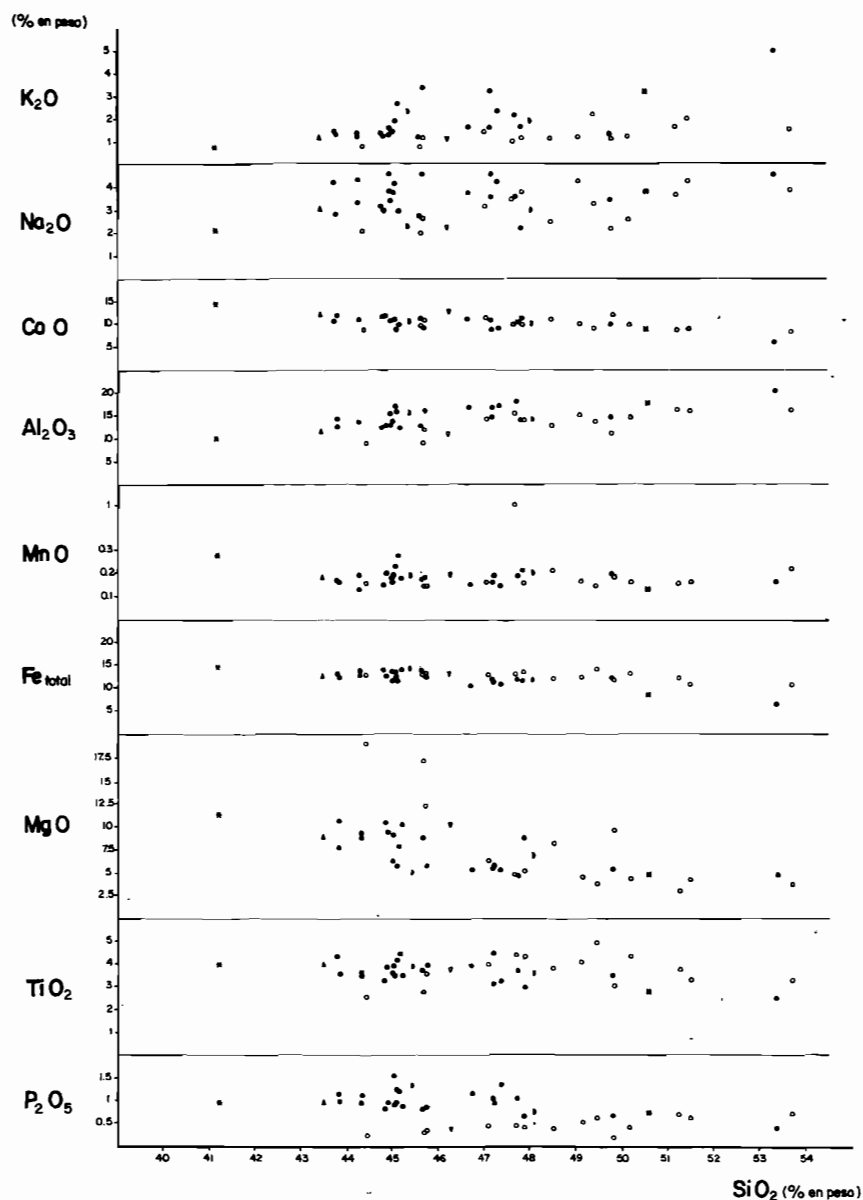


Fig. 4.- Diagrama de variación de elementos mayores.

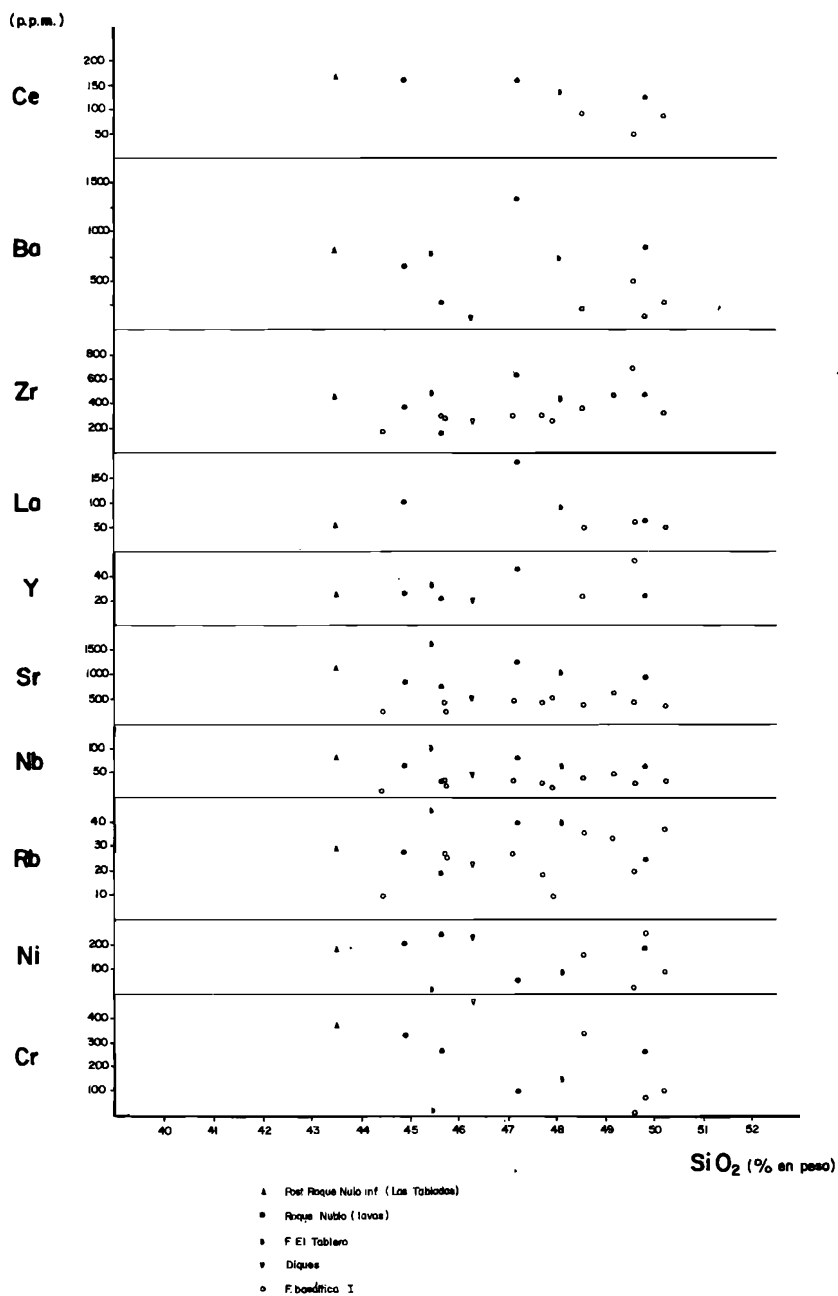
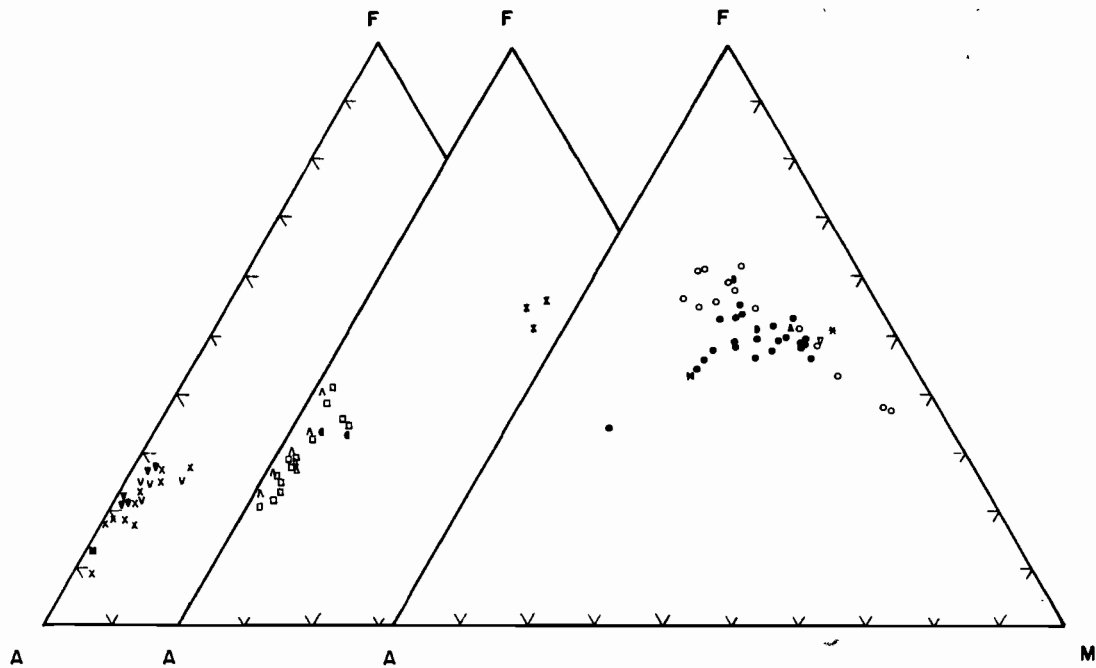


Fig. 5.- Diagrama de variación de elementos menores.



- | | |
|-------------------------|--|
| ▲ Post Roque Nublo inf. | x Sienitas |
| ■ Brecha Roque Nublo | △ Tobas e ignimbritas |
| * Edificio Pino Gordo | z Interc. básicas |
| ● Roque Nublo (lavas) | ▲ Lavas riolítica - traquíticas (ext. caldera) |
| ● El Tablero | □ Ignimbritas (ext. caldera) |
| ■ Densos fonolíticos | ● "Composite flow" |
| v Fonolitas (lavas) | ▽ Dique |
| ▼ "Cone sheet" diques | ○ F. andítica I |

Fig. 6.- Diagrama A F M.

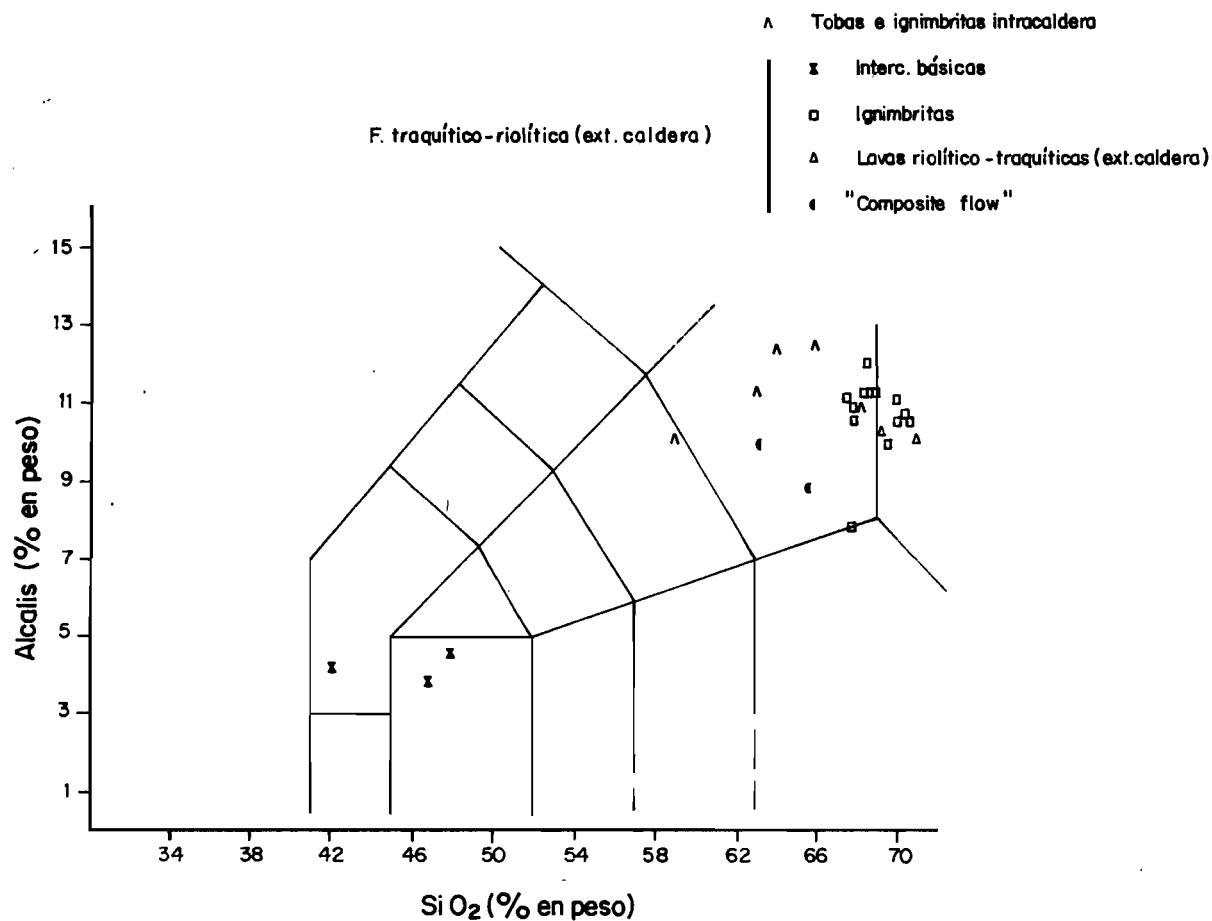


Fig. 7.- Diagrama T.A.S. de la f. traquítico-riolítica extracaldera e intracaldera.

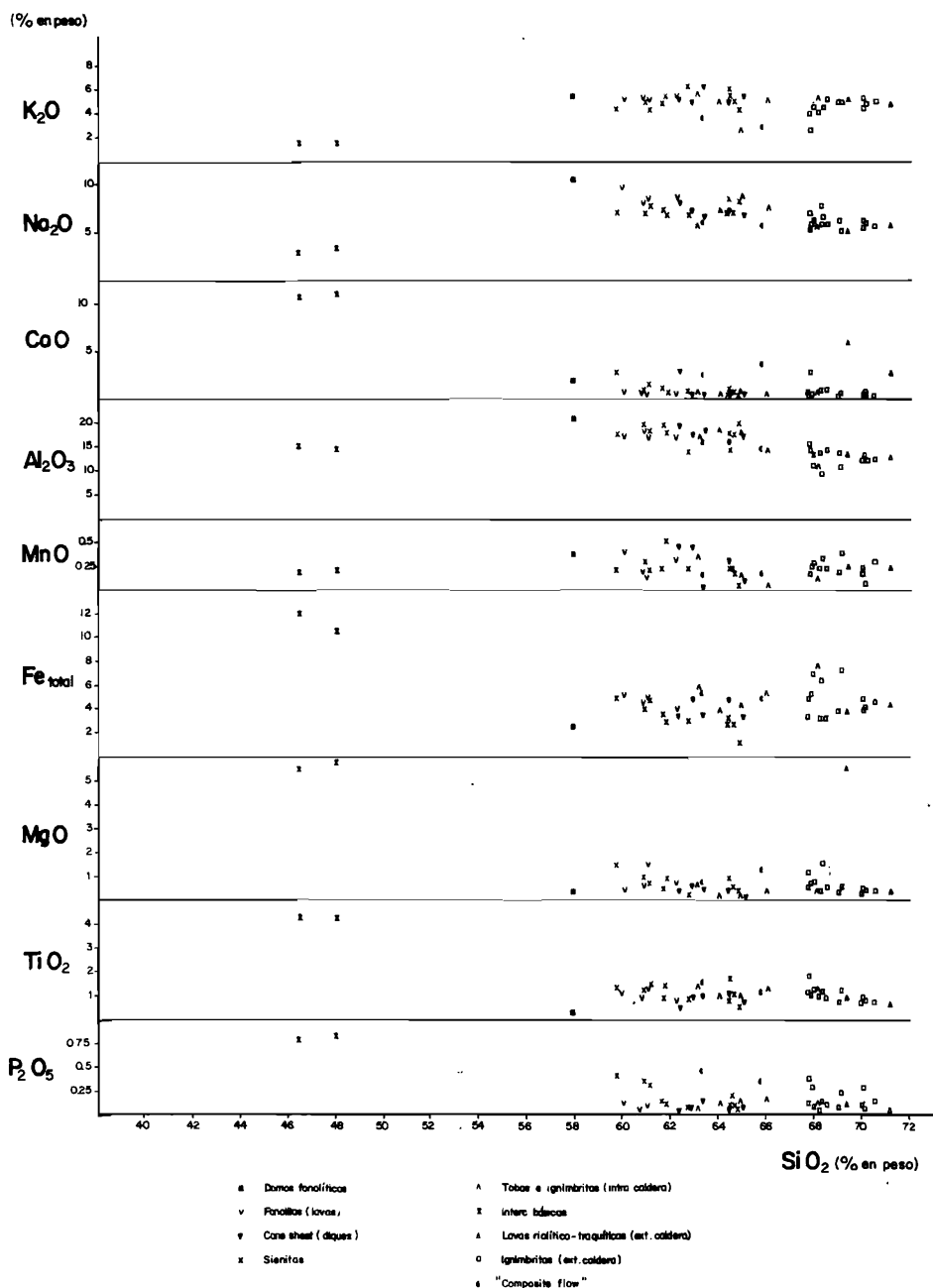


Fig. 8.- Diagrama de variación de elementos mayores.

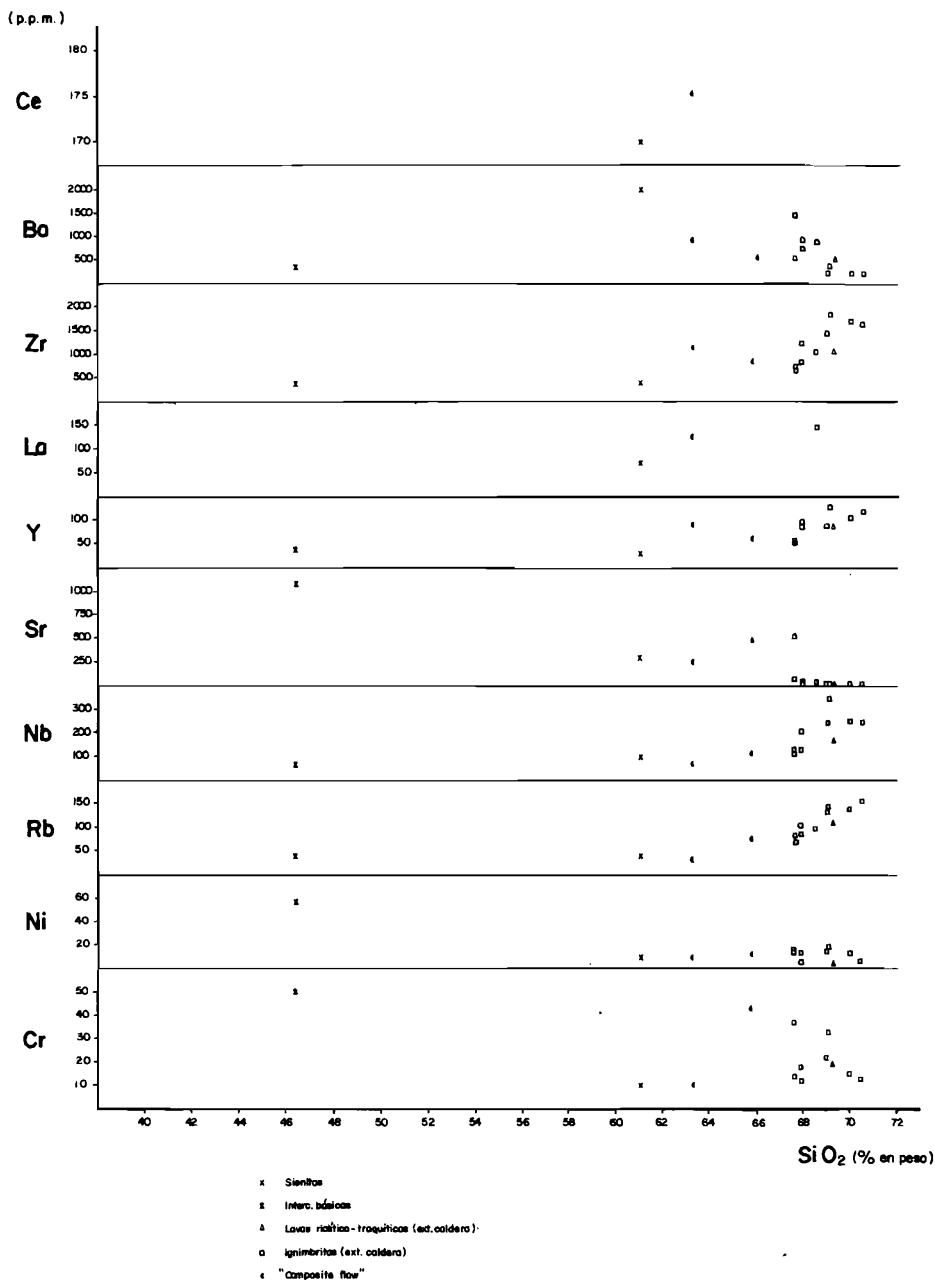


Fig. 9.- Diagrama de variación de elementos menores.

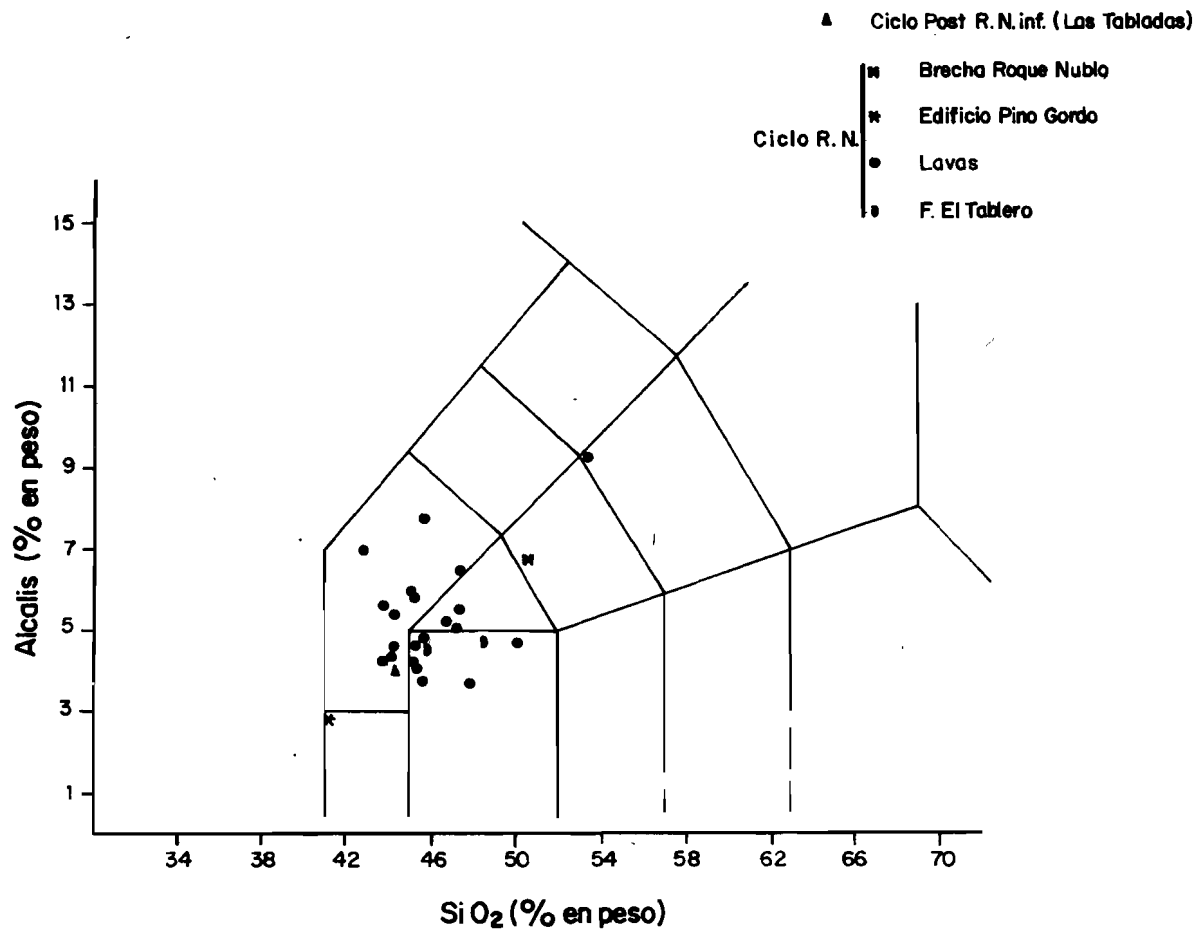


Fig. 11.- Diagrama T.A.S. del Ciclo Roque Nublo y Post Roque Nublo.

Tomadas en consideración todas las muestras correspondientes al Ciclo I se puede observar la posible existencia de un "Daly gap" que se plasma en la ausencia de términos intermedios. La afirmación taxativa sobre la existencia de este "gap" debe partir de un muestreo exhaustivo sobre todas las formaciones del Ciclo I de la isla, manteniendo una cierta proporcionalidad al volumen en que afloran, de todas formas con este atrevido apunte realizado se abre una puerta a la confirmación de este hecho tan controvertido.

Existe una relación entre la variación en los contenidos en Ba y Sr y el índice de peralcalinidad, y en definitiva con la diferenciación, de modo que estos contenidos comienzan a sufrir un descenso acusado (más en el Sr) a medida que el IP alcanza valores próximos a 1, es decir, a medida que el magma va siendo peralcalino. Esto puede ser debido a que en estos estadios comienza la cristalización de las plagioclasas cálcicas, de manera que el Ca "arrastra" al Ba y el Sr, fijando estos elementos.

- El *Ciclo Roque Nublo* está representado en la Hoja, por lavas, brechas y el Edificio Pino Gordo. Además se incluye en este ciclo la formación pre-Roque Nublo (Formación El Tablero, de SCHMINCKE (1975)) debido a sus afinidades petrológicas y geoquímicas con el resto de los materiales del ciclo (ver apartado 2.3).

En el diagrama T.A.S. Fig.11 aparece una proyección de todas las muestras recogidas y analizadas del ciclo, donde se observa una evolución en la diferenciación con la aparición de picrobasaltos, basaltos, hawaiitas, basanitas y tefritas.

Las muestras de la Formación El Tablero se proyectan sobre el diagrama T.A.S. como basaltos subalcalinos, Fig. 11, presentan contenidos en álcalis bajos y altos en CaO, Fig.2, como es habitual en todo el Ciclo Roque Nublo. Presentan índice de diferenciación y de peralcalinidad bajos, lo que demuestra su bajo grado de diferenciación.

La proyección de las muestras de las lavas Roque Nublo en el diagrama T.A.S., Fig.11, ocupa posiciones que permiten su clasificación en el grupo de las tefritas-basanitas, si bien existen basaltos alcalinos, basaltos y hawaiitas. Destaca la ausencia de Q normativo y la presencia de Ne normativa.

En cuanto a los contenidos en elementos mayores, resalta la abundancia de MgO, Fig.4 que va descendiendo a medida que la diferenciación progresa y aumento en álcalis con la diferenciación y la disminución en ferromagnesianos.

En la proyección sobre el diagrama AFM, Fig. 6 claramente se manifiesta la existencia de una serie alcalina de evolución en sus términos iniciales, e intermedios.

La muestra correspondiente al Edificio Pino Gordo (lavas) se proyecta en la zona de basaltos picríticos, Fig. 11, con índices de diferenciación y de peralcalinidad muy bajos, lo que indica su muy bajo grado de diferenciación. Presenta Ne y Ol normativos y escasa cantidad de plagioclasas normativas.

En el diagrama AFM ocupa una posición inicial en la serie de evolución alcalina correspondiente al Ciclo Roque Nublo.

La muestra perteneciente a la brecha Roque Nublo es una hawaiita. El índice de diferenciación muestra un valor mayor que en las lavas, lo que queda confirmado en la representación sobre el diagrama AFM, ocupando las últimas posiciones de la serie de evolución.

Por último, sólo se dispone de una muestra del *Ciclo Post Roque Nublo inferior* tomada de la parte superior del corte de Las Tabladas. En el diagrama T.A.S. (Fig.11) se observa que corresponde a una basanita.

8.- HISTORIA GEOLOGICA.

La constitución de la isla de Gran Canaria se produjo en tiempos miocenos, 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. En esta Hoja estos materiales ocupan la mitad occidental, siendo los restos del gran edificio central. La emisión de estas coladas basálticas debió ser muy rápida como prueban la falta de intercalaciones sedimentarias (o paleosuelos) salvo la discordancia observada que separa al tramo superior de esta formación, del inferior y medio. El tramo inferior ha sido datado en la desembocadura del Barranco de Tasartico, inmediatamente al sur de esta Hoja, por MC. DOUGALL y SCHMINCKE (1976) en 13.8 m.a. (Mioceno medio). La base del tramo superior de esta formación ha sido datada al N. de El Puerto en 13.2. m.a. (op. cit). Estos datos junto con otras dataciones realizadas por los autores antes citados indican que la emisión completa de esta formación fué de unos 600.000 años, duración muy corta si se tiene en cuenta el enorme volumen de material emitido (1000 km³).

Con posterioridad a la formación basáltica I tiene lugar la emisión de un enorme volumen de coladas piroclásticas sálicas, que marcan el inicio del colapso de la caldera. Estos materiales se extendieron radialmente por las laderas del estratovolcán hasta alcanzar la costa. En esta Hoja, esta formación adquiere menor desarrollo que en las situadas al sur (Mogán y Arguineguín), extendiéndose solamente en el área occidental. La sucesión de este episodio comienza con tobas vitrofídicas que aunque de poco espesor tienen gran continuidad lateral. Su emisión se produjo hace aproximadamente 13.4 m.a., según las dataciones de MC DOUGALL y SCHMINCKE (op. cit.) realizadas en la Hoja inmediatamente al norte de ésta. 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 Caldera de Tejeda y se se apilan sobre los materiales anteriores como puede verse en los acantilados costeros de Amurgar o en las laderas de las Montañas de Horgazales y del Cedro. En aparente continuidad con la formación traquítico-riolítica se emite la formación fonolítica, integrada por materiales lávicos y piroclásticos (fundamentalmente ignimbritas) lo cual indica la existencia de periodos

mas tranquilos junto a otros más violentos de carácter explosivo. En esta Hoja esta formación queda restringida al dominio intracaldera si bien hay evidencia de que debió alcanzar la costa como prueban la existencia de coluviones antiguos con cantos fonolíticos en la carretera de San Nicolás-Agaete, al N. del área estudiada. El periodo de emisión de estos materiales se sitúa entre 12.6 y 9.7 m.a. (según datos de MC DOUGALL y SCHMINCKE (op. cit.)). Coincidiendo con esta época tiene lugar un resurgimiento de la actividad efusiva en el interior de la caldera produciendo una intrusión de carácter sienítico en la zona central datada en 11.8-11.9 m.a. (op. cit.) a la cual sucede la intrusión del complejo de diques cónicos ("cone-sheet"), que afecta a una zona algo más amplia que la primera intrusión. Esta intrusión presenta dos estadios principales: el primero y más importante caracterizado por la emisión de los diques traquíticos que representan el 80% en volumen y el segundo, de menor importancia, caracterizado por la intrusión de los diques fonolíticos sobre los anteriores. Ha sido datado un dique fonolítico en las cercanías del Embalse del Parrillo, (MC DOUGALL y SCHMINCKE 1976) obteniendo una edad de 8.7 m.a. lo cual indica que el periodo intrusivo iniciado con las sienitas tiene una duración superior a los 3 m.a. y que además entre la emisión del "cone-sheet" traquítico y los diques fonolíticos existe un lapso de tiempo que hace suponer que estas 2 fases, no se produjeron seguidamente. Relacionado con esta última etapa de la actividad del "cone-sheet" se emplazan una serie de domos, de composición fonolítica, que adoptan una disposición a modo de "orla del cono". En esta Hoja aparecen representados los de Sándara, Solapos de la Carnicería y Morro de La Negra (todos ellos en el área SE.).

Con estas últimas emisiones fonolíticas termina el primer Ciclo volcánico de la isla y se inicia un largo periodo erosivo, de unos 4.7 m.a. de duración, durante el cual se configura en buena parte la fisonomía de la Hoja. Durante esta época se encajan la mayoría de los barrancos, tal es el caso del Barranco de La Aldea el cual había ya excavado los materiales de la formación basáltica, como puede apreciarse en la base de La Tabladas, depositando un conglomerado basáltico, sobre el que se apoya una de las unidades mas peculiares de la Hoja. Se trata probablemente de un "landslide" que se ha desprendido del escarpe de la Caldera de Tejeda y que rellenó parcialmente el Barranco de La Aldea. En las laderas altas de este barranco así como en las de Tasartico y Tasarte se depositan glaciares-cono que aún quedan conservados, algunos de ellos situados a bastante altura del fondo del barranco actual. La edad de estos materiales queda comprendida en el entorno antes señalado, sin que haya sido posible un control más exacto.

Este periodo erosivo es interrumpido por la emisión de la formación pre-Roque Nublo (Formación El Tablero de MC DOUGALL y SCHMINCKE (op. cit.)) representada por dos pequeños restos de colada "intracanyon" en el Barranco de La Aldea, datado por los autores anteriores en 5 m.a.

Después de un corto periodo (0.6 m.a.) de inactividad magmática se inicia la emisión del Ciclo Roque Nublo. Este, es el ciclo eruptivo más característico de la isla y ha sido

denominado de acuerdo con el nombre dado a las brechas por parte de BOUCART y JEREMINE (1937) y HAUSEN (1962). La duración aproximada es de 1 m.a. según las dataciones realizadas por MC DOUGALL y SCHMINCKE (1976) para la base de la formación lávica (4.4. m.a.) y las realizadas por los mismos autores para el techo de estos materiales (3.4. m.a.), situándose por tanto en el Plioceno inferior.

Los centros de emisión de las lavas se sitúan al E. del área estudiada salvo en el caso del Edificio Pino Gordo que representa un centro de emisión aislado. Este caso de emisiones aisladas dentro de este ciclo no es muy frecuente, pero según las dataciones absolutas existentes, LIETZ y SCHMINCKE (1975) demuestran su existencia en varios puntos como por ej. en la Hoja de Mogán, en el Roque Colorado.

A esta primera etapa sucede la emisión de enormes paquetes de brechas que cubren la zona central de la isla y se extienden de forma radial hacia las costas. En esta Hoja los afloramientos mas importantes se localizan al E. (Mesa del Junquillo y Las Mesillas).

Las emisiones del Ciclo Post Roque Nublo inferior comienzan hace 2.8 m.a. con la aparición de coladas basálticas que en esta Hoja quedan reducidas a dos pequeños afloramientos situados en la Mesa de Acusa y en la parte alta de Las Tabladas.

En el ámbito de la Hoja no se reconocen materiales volcánicos mas recientes, aunque en áreas mas orientales de la Isla si existe actividad holocena. En este periodo se produce una intensa actividad erosiva que da lugar a la formación de terrazas en el Barranco de La Aldea y a la disección de las vertientes y encajamiento de los barrancos.

9.- HIDROGEOLOGIA.

9.1.- DATOS CLIMATOLOGICOS.

Las medidas realizadas reflejan un valor de las precipitaciones de unos 200 mm. en la costa oeste y zona baja del Valle de la Aldea de San Nicolás y mas de 500 mm. en el sector montañoso oriental.

La evapotranspiración potencial se estima en unos 1300-1500 mm. (medidas efectuadas con evaporímetros tipo Piche). Estos altos valores parecen deberse a los fuertes vientos reinantes.

La evaporación en lámina libre oscila entre 1000 y 1400 mm.

9.2.- AGUAS SUPERFICIALES.

De entre los barrancos situados en la Hoja que canalizan las aguas intermitentes de escorrentía, destaca el Barranco de la Aldea, el cual presenta la mayor cuenca de la Isla de Gran Canaria (177 Km²).

Se ha calculado un coeficiente de escorrentía para la cuenca de este barranco de 0.18

a 0.21, con un caudal máximo instantáneo de 85.3 m³/seg. a la altura del Embalse del Caidero de la Niña.

La cuenca del Bco. de la Aldea es una de las mas aprovechadas en cuanto al embalse de aguas se refiere. Cuenta con tres grandes presas: "Caidero de la Niña", "Parralillo" y "Siberio", de 2; 4'6 u 4'5 Hm³ de capacidad respectivamente. En la Fig. 12, aparecen representados los barrancos y presas más importantes de la isla, recudrándose la Hoja estudiada.

En el extremo SO. de la Hoja, y parcialmente dentro de la misma, se encuentran las presas de "Cuevas de Las Niñas" de 5'2 Hm³ de capacidad y del "Mulato". La primera de ellas pertenece a la cuenca del Bco. de Arguineguín mientras que la segunda se sitúa en la del Bco. de Mogán.

9.3.- AGUAS SUBTERRANEAS.

Los manantiales son prácticamente nulos en la superficie de la Hoja y sólo existen pequeños rezumes asociados a capas de almagre o diques en el sector occidental.

Las aguas subterráneas en el tramo inferior del Bco. de la Aldea se explotan mediante numerosos pozos. En todo el Término Municipal de San Nicolás de Tolentino hay unos 420 pozos, de los que casi 400 son productivos aunque con escaso caudal (2.5 Hm³/año).

La producción total de agua subterránea en las obras de perforación de la Hoja se ha calculado en 1.3 Hm³/año.

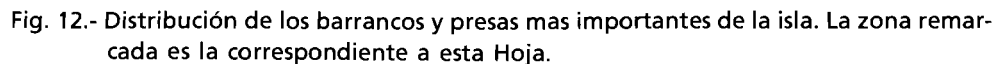
Los principales acuíferos se encuentran en el sector occidental, en los depósitos aluviales del barranco y niveles superiores de la formación basáltica I (Ciclo Volcánico I). En esta formación basáltica, constituida por un apilamiento de coladas de poco espesor con niveles de escorias y depósitos piroclásticos asociados, existen intercalaciones de suelos recocidos de color rojizo ("almagres") de amplio desarrollo superficial y poco permeables, que condicionan la circulación vertical del agua subterránea.

A su vez, la circulación horizontal está influenciada por abundantes diques de emisión verticales, que actúan a manera de barrancos cuando no están fracturados.

El conjunto de terrenos de la formación traquítico-riolítica del dominio intracaldera al este de la Hoja, es practicamente impermeable y no permite la infiltración y circulación de las aguas subterráneas.

La transmisividad estimada en los basaltos del Ciclo I es de 5-20 m²/día; su permeabilidad de 0.05-0.5 m²/día; la velocidad real del agua de 5 m/día; siendo su coeficiente de almacenamiento del 0'5-1%.

La recarga anual estimada es de 0-100 mm. en la costa y laderas occidentales, y nula



en los materiales impermeables de la formación traquítico-riolítica del dominio intracaldera.

9.4.- HIDROGEOQUIMICA.

La temperatura de las aguas subterráneas es muy uniforme en casi toda la Hoja (20 a 25°C), y algo mas baja (15 a 20°C) en el sector Nordeste de mayor altitud.

Se ha detectado la presencia en el agua de CO² libre en las proximidades y al SO. de San Nicolás de Tolentino, con un contenido de 25 a 75 mg/litro.

El contenido en Cl⁻ de las aguas subterráneas medido al final del periodo de recarga, oscila entre los 60 mg/litro de las zonas altas orientales y los 1200 mg/litro en la desembocadura del Bco. de la Aldea, al NO. de la Hoja.

Las sales totales disueltas, con una distribución semejante a los cloruros, oscilan entre los 400 y los 3000 mg/litro en los dos sectores indicados.

Las aguas subterráneas pertenecen a los tipos clorurados con álcalis dominantes en gran parte de la Hoja. En el tramo bajo (desembocadura del Bco. de La Aldea) son también clorurados con alcalino-térreos dominantes y aguas arriba, hasta la localidad de S. Nicolás de Tolentino, sulfatadas con alcalino-térreos o con álcalis dominantes. En la cuenca alta del Bco. de Tocodomán, al sur, son bicarbonatadas con álcalis dominantes. Se clasifican como duras y muy duras en cuanto a su utilización para abasto público.

Se aprecia intrusión marina en la desembocadura del Bco. de la Aldea, con un contenido de 2 a 5 gr/litro de sólidos totales disueltos en el agua.

10.- GEOLOGIA ECONOMICA. MINERIA Y CANTERAS

No existen, en el ámbito de la Hoja, indicios mineros ni explotaciones de rocas industriales de cierta entidad, limitándose la actividad únicamente a una pequeña explotación de gravas localizada en el Barranco de la Aldea, en las proximidades de S. Nicolás de Tolentino. Explotan con carácter intermitente gravas del aluvial del fondo del barranco.

Ahora bien, desde el punto de vista de aplicación geotécnica, existen numerosas reservas en los materiales volcánicos masivos, pudiendo separarse dos grupos litológicamente diferentes:

Rocas sálicas (Fonolitas y Traquitas). Estos materiales se localizan preferentemente en la mitad oriental de la Hoja y aunque existen abundantes reservas, muchas de ellas no son susceptibles de explotación, bien por la dificultad de accesos, bien por tratarse de zonas protegidas y reservadas por I.C.O.N.A. (tales como los bosques de: Inagua, Pajonales y Ojeda).

Las rocas granudas de carácter sienítico no son aprovechables debido a la escasa continuidad de los afloramientos, como ya se comentado en el apartado correspondiente (2.2.5.).

Rocas básicas. Las reservas susceptibles de ser explotadas, relativas a este tipo rocoso se localizan preferentemente en la mitad occidental de la Hoja. Se trata casi exclusivamente de las coladas basálticas del Ciclo I, cuya posible utilización sería como rocas de construcción y/o escollera.

11.- PATRIMONIO CULTURAL GEOLOGICO

En esta Hoja merece la pena destacarse y a ser posible preservarse la zona nororiental de la Hoja ocupada por la unidad de diques del "cone-sheet" ya que es un ejemplo único en España donde es posible observar una estructura de este tipo. Así mismo conviene señalar dentro de esta zona, la vertiente septentrional de la Mesa del Junquillo, en la cual se observa la discordancia entre estos materiales y las coladas basálticas del Ciclo Roque Nublo. Todas estas laderas ofrecen ejemplos muy ilustrativos y de fácil visualización.

12.- BIBLIOGRAFIA

- 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.
- 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 magmática en el ciclo Roque Nublo (Gran Canaria)". *Est. Geol.*, 28, pp. 337-428.
- BOURCART, J. y JEREMINE, E. (1937).- "La Grande Canarie. Etude géologique et lithologique". *Bull. Volcan.*, 2, pp. 3-77.
- 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.
- CRISP, J. A. (1984).- "The Mogan and Fataga formations on Gran Canaria (Canary Islands): 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. Princenton 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.
- FAIRBRIDGE, R.H. (1968).- "The encyclopedia of geomorphology". In encyclopedia of earth sciences. Ed. Dowden, Hutchinson and Ross Inc. Pennsylvania. Series Vol. 3, pp. 1295.
- 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.
- 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.
- 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.
- LIETZ, J. y SCHMINCKE, H-U. (1975).- "Miocene-Pliocene sealevel changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K/Ar-ages". *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*, 18, pp. 213-239.
- MARTINEZ DE PISON, E; TELLO, B (1986).- "Atlas de geomorfología". Alianza editorial (Madrid), pp. 365.
- MC DOUGALL, 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.
- ROTHE, P. (1966).- "Zum Alter des Vulkanismus auf dem stlichen Kana- ren". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math.*, Vol. 31, n° 13, pp. 1-80.
- SCHMINCKE, H-U. (1967).- "Cone-sheet swarm, resurgence of Tejeda Caldera and the early geologic of Gran Canaria". *Bull. Volcan.* 31, pp. 153-162.
- SCHMINCKE, H-U. (1968).- "Faulting versus erosion and the reconstruction of the Mid-miocene shield volcano of Gran Canaria. *Geol. Mitt.*, 8, pp. 23-50.

- SCHMINCKE, H-U. (1969).- "Ignimbrite sequence en Gran Canaria". *Bull. Volcan.*, 33; pp. 1199-1219.
- SCHMINCKE, H-U. (1976).- "The geology of the Canary Islands". *In: Bio-geography and Ecology in the Canary Islands, Junk, the Hague. G.Kunkel, ed.*; pp. 67-184.
- 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.
- TWIDALE, C.R. (1982).- "Granite Landforms". Scientific publishing company. Ed. Elsevier. Amsterdam, pp. 372.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA