

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA



TESIS DOCTORAL

**VOLCANOESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO ROQUE NUBLO (GRAN
CANARIA)**

FRANCISCO JOSÉ PÉREZ TORRADO

Las Palmas de Gran Canaria, 1992

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR - DEPARTAMENTO DE FISICA



**VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO
(GRAN CANARIA)**

Francisco José Pérez Torrado

1992

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
LAS PALMAS DE G. CANARIA
Nº Documento.....336.360.....
Nº Copia.....3.36.370.....

D. JOSE MANGAS VIÑUELA, Profesor Titular de Universidad adscrito al Departamento de Física de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria,

CERTIFICO: Que la presente memoria de investigación de título "Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo (Gran Canaria)" ha sido realizada bajo mi dirección por D. Francisco José Pérez Torrado, licenciado con grado en Ciencias Geológicas.

Las Palmas de Gran Canaria a 3 de Octubre de 1992

A Maria del Carmen

A mis padres y hermanos

AGRADECIMIENTOS

Escribir estos agradecimientos, aparte de la inmensa alegría que ello me produce (por fin la última página de la tesis), me trae a la mente el gran número de personas que he tenido el placer de conocer y que me han ofrecido ayuda y colaboración desinteresada a lo largo de la realización de esta tesis.

Quiero comenzar agradeciendo a mi Director-Tutor, y por encima de ello gran amigo, el Dr. D. José Mangas Viñuela. El me ha ofrecido en todo momento apoyo moral y consejos científicos de inestimable valor, además de buscarme toda clase de ayuda económica para cubrir gran parte de los gastos económicos originados en esta tesis. Por si esto fuera poco, en los últimos tiempos me ha sustituido en diferentes ocasiones en mis labores docentes para poder dedicarme plenamente a la redacción de la tesis.

También quiero dar un agradecimiento especial al Dr. D. Joan Martí que fué el que me inició en la metodología de trabajo de los depósitos piroclásticos, así como por atenderme en cuantas consultas le he hecho y facilitarme la bibliografía que le he ido demandando. Además, colaboró de forma directa en el estudio sobre los procesos de zeolitización llevados a cabo.

Al Dr. D. Josep Mitjavila por sus sugerencias sobre el tratamiento de los datos de geocronología isotópica y por su compañía durante mi estancia en Pisa (Italia).

Al Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), en las personas de D. Emilio La Moneda (Las Palmas de G.C.) y D. Lucas Amado Cueto (Madrid), por permitirme el acceso a los nuevos mapas geológicos 1:25.000 y 1:100.000, y sus correspondientes memorias, antes de que fueran editados.

A los compañeros de la empresa GEOPRIN, Jose Luis Barrera, Juan Antonio Gómez y Ricardo Balcells, por permitirme acompañarlos en alguna ocasión al campo durante las campañas que realizaron con motivo de la confección de los mapas geológicos anteriormente citados.

De igual manera quiero agradecer a los Dres. D. Francisco Anguita, D. Luis Garcia Cacho y D. Ferrán Colombo su compañía y consejo durante la realización de

algunas excursiones por el centro de la isla.

A los doctores D. Juan Carlos Carracedo y D. Vicente Soler por la colaboración llevada a cabo sobre los distintos aspectos paleomagnéticos abordados en esta tesis. Al margen de esta colaboración científica, quiero agradecerles las atenciones que me dispensaron durante mis estancias en el Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Canarias (CSIC) en La Laguna, haciéndome sentir como en casa.

Al Dr. D. José López Ruiz por su colaboración en el estudio geoquímico de las lavas del GRN. Asimismo, al Dr. D. José María Cebriá, por proporcionarme asesoramiento informático en el capítulo de Geoquímica.

Al Dr. D. Ignaci Queralt por su ayuda en el estudio de los procesos de zeolitización de las IRN.

Al Plan Hidrológico de Gran Canaria en la persona de D. José Luis Guerra por facilitarme el acceso a los datos existentes sobre los perfiles litológicos de pozos de agua de la isla. Asimismo, a todo el personal de la oficina del Plan por el agradable trato que me han dispensado en toda ocasión.

A los distintos componentes del Departamento de Geología de la Universidad de La Laguna por los comentarios e ideas aportadas sobre el tema de tesis.

A la Dra. Dña. M^a de los Angeles Gómez por el interés mostrado en el estudio de los restos vegetales enviados al Instituto Nacional del Carbón de Oviedo.

A los doctores Mauro Rosi y Alessandro Sbrana por el asesoramiento científico sobre los estudios petrográficos en rocas piroclásticas, durante mi estancia en la Universidad de Pisa (Italia) en el año 1989.

Al Dr. Hans Ulrich Schmincke por facilitarme la estancia en la Universidad de Bochüm (Alemania) en el verano de 1990, así como el acceso a los laboratorios de análisis geoquímicos. Durante esta estancia tuve la fortuna de conocer a dos buenos amigos y colegas, Horacio Ferriz y Klaus Mehl, que me acogieron en sus casas y compartieron conmigo tantas horas de discusión sobre la geología de Gran Canaria. Por otra parte, cuando han sido ellos los visitantes en nuestra isla, hemos tenido la oportunidad de llevar a cabo sobre el terreno tales discusiones; a ellos, mi más sincero agradecimiento. También quiero agradecer el amable trato dispensado por el resto del equipo de volcanología de la Universidad de Bochüm.

A los Dres. Roberto Clocchiatti, Dominique Massare y Jean Louis Joron por su colaboración en el estudio de las inclusiones vítreas así como por los análisis de elementos menores por activación neutrónica llevados a cabo durante mi estancia en el Laboratorio "Pierre Sûe", Saclay (Francia) en 1991.

En el asesoramiento informático, quiero agradecer a D. Gonzalo Meneses y D. Mariano Lescún. Ellos han atendido mis intempestivas llamadas telefónicas para pedir auxilio informático con todo interés.

Agradezco a mi amigo y colega Acenk Guerra sus estupendas ilustraciones en las que sumaba sus indudables dotes artísticas a sus conocimientos geológicos. Asimismo, fueron de gran interés sus observaciones durante los días de campo que pasamos juntos.

En el tramo final de la Tesis, me han echado una mano inestimable mis amigos Nacho, Diana y Celeste, campeones del pegamento, la guillotina y la cinta adhesiva. Sin ellos, no estaría aún escribiendo esta página.

Cómo no agradecer profundamente a Juan Luis López Artilles, sufrido delineante que ha tenido que pasar alguna noche en blanco en los últimos momentos para que todo estuviera perfecto en el plazo previsto.

En un lugar destacado, cabe citar al campesino grancanario. De corazón, mi reconocimiento a todos aquellos que pacientemente me han aconsejado vías de acceso a los afloramientos, me han ofrecido ayuda, comida, charla y momentos agradables en todos mis días de campo.

Por último, todos los geólogos casados que realizamos Tesis Doctorales acabamos agradeciendo el apoyo incondicional prestado por nuestras esposas. En mi caso además se suma la condición de colega de profesión y por tanto debo reconocerle la inmensa cantidad de ideas aportadas a lo largo de todo el trabajo.

Esta Tesis doctoral ha sido financiada gracias a una Beca de Formación del Personal Investigador de la que disfruté desde Enero de 1986 hasta Diciembre de 1990, así como por el Proyecto de Investigación "Vulcanismo explosivo: estudio de los materiales piroclásticos y lávicos pertenecientes al Ciclo Roque Nublo en la mitad septentrional de Gran Canaria (Islas Canarias)", otorgado por la Consejería de Educación del Gobierno Autónomo de Canarias, para el periodo de 1.990-92.

Finalmente, agradezco a la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria por

las diversas ayudas económicas que me ha proporcionado dentro del programa de Formación del Profesorado para poder asistir a distintos cursos, seminarios y congresos.

INDICE

CAPITULO 1 - INTRODUCCION

1.1 - MARCO GEOGRAFICO Y GEODINAMICO DEL ARCHIPIELAGO CANARIO	3
1.2 - GEOLOGIA DE GRAN CANARIA	5
1.2.1 - Ciclo I	6
1.2.2 - Ciclo II	8
1.2.3 - Ciclo III	10
1.3 - CICLO ROQUE NUBLO. ANTECEDENTES	11
1.4 - OBJETIVOS	13

CAPITULO 2 - ESTRATIGRAFIA

2.1 - INTRODUCCION	19
2.2 - DESCRIPCION DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS	21
2.2.1 - Columna del Barranco de Lezcano	28
2.2.2 - Columna de las Cuevas del Guincho	32
2.2.3 - Columna del Barranco de Quintanilla	38
2.2.4 - Columna del Barranco de Tamaraceite	41
2.2.5 - Columna del Barranco de Tenoya	45
2.2.6 - Columna de Las Casas de Tinoca	50
2.2.7 - Columna de la Divisoria del Corral	57
2.2.8 - Columna de la Divisoria de las Cuevas	61
2.2.9 - Columna del Lomo de Jinámar	67
2.2.10 - Columna de la Media Fanega	70
2.2.11 - Columna del Barranco de San Roque	79
2.2.12 - Columna del Barranco de Los Mocanes	86

2.2.13 - Columna del Barranco de la Morena	91
2.2.14 - Columna de Mirafior	96
2.2.15 - Columna de Las Casas de Guanchía	100
2.2.16 - Columna de Las Casas de Arbejales	109
2.2.17 - Columna de Las Casas del Alamo	114
2.2.18 - Columna de Los Riscos de Chapín	121
2.2.19 - Columna de El Montañón	129
2.2.20 - Columna del Barranco de la Capellanía	134
2.2.21 - Columna del Roque del Saucillo	137
2.2.22 - Columna del Roque Nublo	145
2.2.23 - Columna del Barranco de la Cagarruta	156
2.2.24 - Columna de Cruz Grande	165
2.2.25 - Columna del Roque Bentayga	175
2.2.26 - Columna del Barranco del Juncal	182
2.2.27 - Columna de La Mesa del Junquillo	188
2.2.28 - Columna de Las Tabladas	193
2.2.29 - Columna del Barranco de Tirajana	198
2.3 - UNIDADES ESTRATIGRAFICAS	215
2.3.1 - Formación Conos Piroclásticos de El Tablero (FCET)	220
2.3.2 - Formación Lavas de Riscos de Chapín (FLCh)	228
2.3.3 - Formación Brechas Volcánicas de Tirajana (FBT)	231
2.3.4 - Formación Brechas Intracratéricas de Tejeda (FITj)	238
2.3.5 - Formación Depósitos de Avalanchas Volcánicas de Ayacata (FAVA)	241
2.3.6 - Formación Domos de Tenteniguada (FDTn)	243

CAPITULO 3 - CRONOESTRATIGRAFIA

3.1 - INTRODUCCION	253
3.2 - GEOCROLOGIA K/Ar	253
3.3 - MAGNETOESTRATIGRAFIA	259
3.4 - DISCUSION	262

CAPITULO 4 - RECONSTRUCCION PALEOTOPOGRAFICA Y DISTRIBUCION DE FACIES

4.1 - INTRODUCCION	273
4.2 - METODOLOGIA	273
4.3 - RESULTADOS Y DISCUSION	275
4.4 - ESTIMACION DE SUPERFICIES Y VOLUMENES	287
4.5 - TASAS DE EMISION	290
4.6 - DISTRIBUCION DE FACIES	292
4.6.1 - Facies Central	292
4.6.2 - Facies Proximal	293
4.6.3 - Facies Media	293
4.6.4 - Facies Distal	296

CAPITULO 5 - PETROGRAFIA

5.1 - INTRODUCCION	299
5.2 - ASPECTOS PETROGRAFICOS DE LAS COLADAS LAVICAS Y DOMOS	299
5.2.1 - Basanitas	302
5.2.2 - Basaltos	304
5.2.3 - Tefritas	306
5.2.4 - Traquibasaltos	308
5.2.5 - Tefritas Fonolíticas	309
5.2.6 - Traquitas	309
5.2.7 - Fonolitas	311
5.3 - ASPECTOS PETROGRAFICOS DE LAS BRECHAS VOLCANICAS TIPO BRN	319

5.3.1 - Microscopio óptico	319
5.3.1.1 - Cristales	324
5.3.1.2 - Juveniles	326
5.3.1.3 - Líticos	327
5.3.1.4 - Matriz	330
5.3.2 - Observaciones con microscopio electrónico	335

CAPITULO 6 - GEOQUIMICA

6.1 - INTRODUCCION	347
6.2 - LAVAS Y DOMOS	347
6.2.1 - Nomenclatura y clasificación	348
6.2.2 - Posición estratigráfica	351
6.2.3 - Composición química de los materiales	352
6.2.4 - Composición mineralógica de lavas y domos	359
6.2.4.1 - Clinopiroxenos	359
6.2.4.2 - Feldespatos	362
6.2.4.3 - Oxidos de Fe-Ti	363
6.2.4.4 - Anfíboles	364
6.2.4.5 - Olivinos	366
6.2.4.6 - Feldespatoides. Esfenas. Apatitos	366
6.2.5 - Discusión	395
6.2.6 - Cálculos de Balance de Masas	397
6.2.7 - Modelización con los elementos menores	402
6.3 - BRECHAS VOLCANICAS TIPO BRN	410
6.3.1 - Composición química del magma originario de las BRN	410
6.3.1.1 - Inclusiones vítreas. Introducción	413
6.3.1.2 - Características de las IV y de los	

minerales anfitriones en las BRN	415
6.3.1.3 - Composición química de las IV	418
6.3.1.4 - Estudios microtermométricos en las IV	421
6.3.2 - Alteración de las BRN	423
6.3.2.1 - Toma de muestras	424
6.3.2.2 - Microscopio electrónico	425
6.3.2.3 - Difracción de Rayos X	426
6.3.2.4 - Discusión	427

CAPITULO 7 - CONSIDERACIONES PALEOMAGNETICAS DE LAS CONDICIONES DE DEPOSITO DE LAS BRECHAS VOLCANICAS TIPO BRN

7.1 - INTRODUCCION	435
7.2 - TOMA DE MUESTRAS Y DETERMINACION EN EL LABORATORIO	436
7.3 - RESULTADOS Y DISCUSION	438

CAPITULO 8 - MECANISMOS DE EMISION, TRANSPORTE Y DEPOSITO DE LAS BRN

8.1 - INTRODUCCION	447
8.2 - CLASIFICACION DE LAS BRN	451
8.3 - MECANISMOS DE ERUPCION	456
8.3.1 - Conductos cerrados	459
8.3.2 - Magma de composición fonolítica	460
8.3.3 - Interacción agua-magma	461
8.3.4 - Colapso instantáneo de la columna eruptiva	463
8.3.5 - Frecuencia de las erupciones	466
8.4 - MECANISMOS DE TRANSPORTE	467

8.5 - MECANISMOS DE DEPOSITO 469

CAPITULO 9 - CONCLUSIONES E HISTORIA GEOLOGICA

9.1 - CONCLUSIONES 479

9.2 - HISTORIA GEOLOGICA 482

CAPITULO 10 - BIBLIOGRAFIA 489

INTRODUCCION

1.1 - MARCO GEOGRAFICO Y GEODINAMICO DEL ARCHIPIELAGO CANARIO

Las Islas Canarias se localizan en el sector NE del Atlántico Central, entre los 27° 37' y 29° 25' de longitud N (situación subtropical), y los 13° 20' y 18° 10' al O del Meridiano de Greenwich (Fig. 1.1). Canarias está a unos 1000 Km. de la Península Ibérica, mientras que la distancia menor a la costa africana (entre Fuerteventura y Cabo Juby) es de unos 100 Km.

La mayoría de las islas se caracterizan, a pesar de su reducido tamaño, por presentar elevadas altitudes que culminan en su centro desde donde descienden una red de barrancos. Las costas también son muy acantiladas, abundando más las playas en las islas orientales.

Gran Canaria ocupa una posición central dentro del Archipiélago y con una superficie aproximada de 1.532 Km². es la tercera isla en extensión. Presenta una morfología circular en planta con un perfil transversal cónico coronado por una altitud máxima de 1.950 m. Al igual que en el resto de las islas del Archipiélago, se observa un contraste marcado entre los sectores septentrionales, más lluviosos y fértiles, y los meridionales, más secos y estériles. Ello se debe fundamentalmente a la influencia de los vientos alisios húmedos del N y NO, que afectan favorablemente las condiciones climáticas de esas vertientes septentrionales durante gran parte del año.

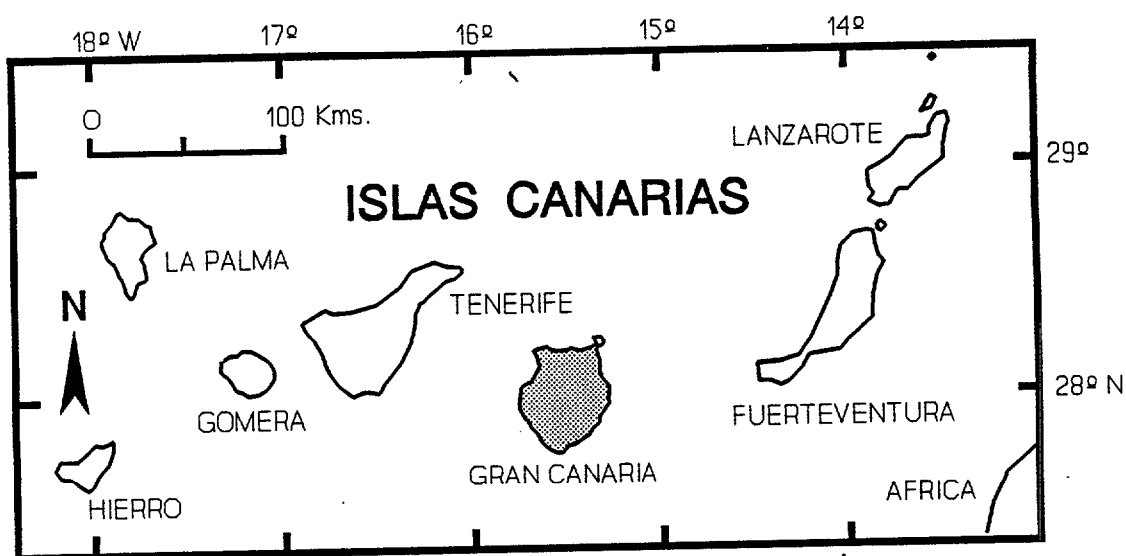


Figura 1.1 - Situación geográfica del Archipiélago Canario. En punteado, la isla de Gran Canaria.

Desde el punto de vista geotectónico, el Archipiélago Canario se encuentra situado en la placa africana, dentro de un margen continental pasivo, y sobre un

fondo oceánico formado en las primeras etapas de apertura del Océano Atlántico, hace unos 180 m.a. de acuerdo con los datos paleomagnéticos (Schmincke, 1982; Carracedo, 1984). El importante volcanismo que lo conforma se encuadra dentro de la evolución geodinámica de la placa en la zona, condicionada por los sistemas de fracturas Atlánticas y del Atlas Meridional Africano.

Los diferentes edificios insulares se han formado por un apilamiento de materiales volcánicos, submarinos al principio y subaéreos posteriormente, que se han emitido en diferentes fases.

Los materiales de la etapa de construcción submarina constituyen lo que se conoce por Complejo Basal y representan el volumen principal de las islas. Sin embargo son escasos los afloramientos en superficie, con puntos en Fuerteventura, La Gomera y La Palma. Es una formación extremadamente compleja, compuesta por lavas submarinas, rocas plutónicas y materiales sedimentarios, todo ello atravesado por una densísima malla de diques.

La fase de construcción subaérea ha tenido lugar en los últimos 20 m.a., marcada por ciclos eruptivos separados por etapas de inactividad volcánica. De manera muy esquemática se pueden definir dos ciclos principales en la formación de todas las islas, aunque no simultáneos en todas ellas: un primer ciclo, que corresponde a las Series Antiguas de Fúster et al. (1968) o a los estadios de "shield" de Schmincke (1982, 1990), y un segundo ciclo (post-shield en la nomenclatura de Schmincke) considerablemente menos importante en volumen, que continúa en la actualidad en casi todas las islas con emisiones más puntuales y con una mayor diversidad en el tipo de materiales.

Existen diversas teorías para explicar el origen del Archipiélago dentro de la Tectónica de Placas, desde aquellas basadas en la teoría del Punto Caliente, hasta las que se basan en diversos modelos de fracturación del fondo oceánico (amplias discusiones pueden encontrarse en Carracedo, 1984; Araña y Ortiz, 1986; Schmincke, 1990).

Respecto a la naturaleza del sustrato en torno al Archipiélago, los datos geofísicos (principalmente sísmicos y gravimétricos) parecen indicar una corteza de tipo oceánica, aunque algo distorsionada y potente en algunos puntos (Bosshard y MacFarlane, 1970; Uchupi et al., 1976; Banda et al., 1981). No obstante, para las islas de Fuerteventura y Lanzarote, algunos autores discuten la posibilidad de una corteza de tipo transicional (Schmincke, 1979; Araña y Ortiz, 1986).

INTRODUCCION

1.2 - GEOLOGIA DE GRAN CANARIA

La construcción geológica de la isla se inició durante el Mioceno, con una fase de volcanismo submarino cuyos materiales representan aproximadamente un 75% de su volumen total y que no afloran en superficie.

Por su parte, la fase de volcanismo subaéreo se ha venido subdividiendo en tres grandes ciclos magmáticos (Ciclo I o Antiguo, Ciclo II o Roque Nublo y Ciclo III o Reciente) separados entre sí por periodos de inactividad volcánica durante los que tienen lugar episodios de erosión-sedimentación (Lietz y Schmincke, 1975; McDougall y Schmincke, 1976; Araña y Carracedo, 1978; ITGE, 1990, 1992). Recientemente, Schmincke (1990) y Hoernle et al. (1991) prefieren hablar de tan sólo dos ciclos, Mioceno y Plio-Cuaternario, englobando este último a los ciclos II y III anteriores. La Tabla 1.1 muestra un resumen de los materiales y procesos que conforman la isla en base a datos recopilados de autores anteriores.

EDADES (m.a.)		NATURALEZA DE LOS MATERIALES	PROCESOS MAS DESTACADOS	VOLUM. EMITIDOS	CICLOS
CUAT.	2,8	Basanitas	Calderas freatomagmáticas	10 km ³	III
		Nefelinitas	Alineación de conos		
PLIOCENO	3,5	II INTERVALO DE INACTIVIDAD VOLCANICA			
	4,4	Fonolitas	Domos endógenos	100 km ³	II
		Tefritas. Basanitas	Estratovolcán		
	5,0	Nefelinitas			
MIOCENO	8,5	I INTERVALO DE INACTIVIDAD VOLCANICA			
	9,6	Traquitas. Fonolitas	Cone-Sheet	100 km ³	I
	13	Fonolitas	Sienitas	100 km ³	
		Exocaldera	Intracaldera		
	14,1	Traquitas. Riolitas	Caldera de Tejada	150 km ³	
	14,5	Basaltos Alcalinos	Emisiones fisurales Volcán en escudo	1000 km ³	
		VOLCANISMO SUBMARINO		6500 km ³	

Tabla 1.1 - Cuadro resumen de la geología de Gran Canaria (Modificado de Pérez Torrado y Mangas, 1990).

1.2.1 - CICLO I

El Ciclo I tuvo lugar durante el Mioceno, entre los 14 y 9 m.a. aproximadamente, y comprende la Serie Basáltica Antigua, el Complejo Traqui-Sienítico y la Serie Fonolítica de Fúster et al. (1968), equivalentes a las Formaciones GüiGüi-Horgazales y Mogán-Fataga de Schmincke (1976, 1990) y a las Formaciones Basálticas y Sálicas (Traquítica-riolítica y Fonolíticas) de ITGE (1990, 1992).

El ciclo comenzó con la rápida emisión de gran cantidad de coladas basálticas (más de 1000 km³ en unos 200.000 años), que conformaron un edificio volcánico en escudo, cuyas dimensiones originales fueron tal vez semejantes a las de la isla actual, extendiéndose algunos kilómetros hacia el Oeste. El mecanismo de emisión es típicamente fisural (Fúster et al., 1968), y se han definido tres principales áreas de emisión (Schmincke, 1976): uno cerca de Agaete (al NO de la isla), otro al Sur de La Aldea de S. Nicolás (al W de la misma) y el tercero cerca de Agüimes (en el SE). La figura 1.2 muestra la extensión superficial de los materiales de esta formación, así como una estimación de la situación de sus áreas de emisión.

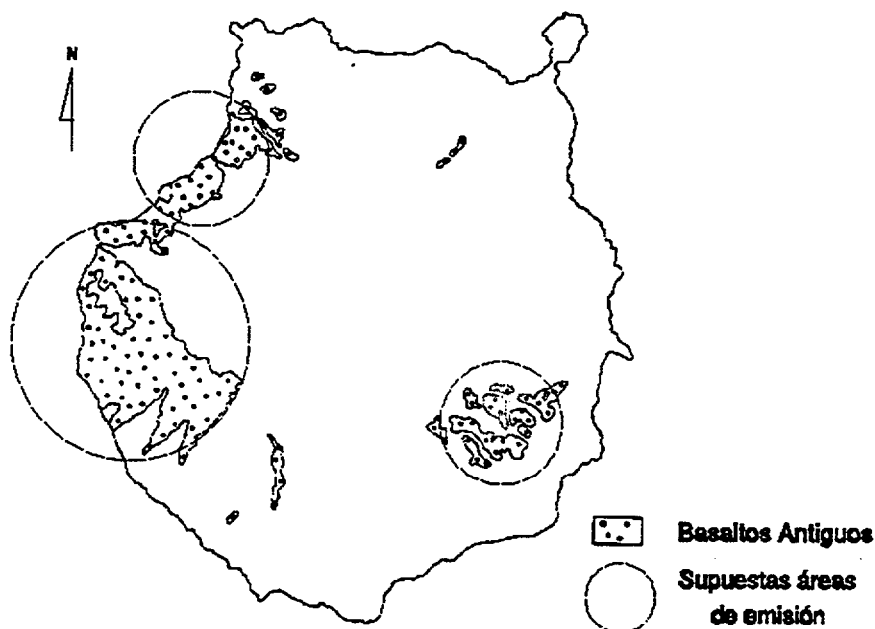


Figura 1.2 - Extensión superficial de los basaltos antiguos y localización de sus posibles áreas de emisión (Modificado de ITGE, 1990).

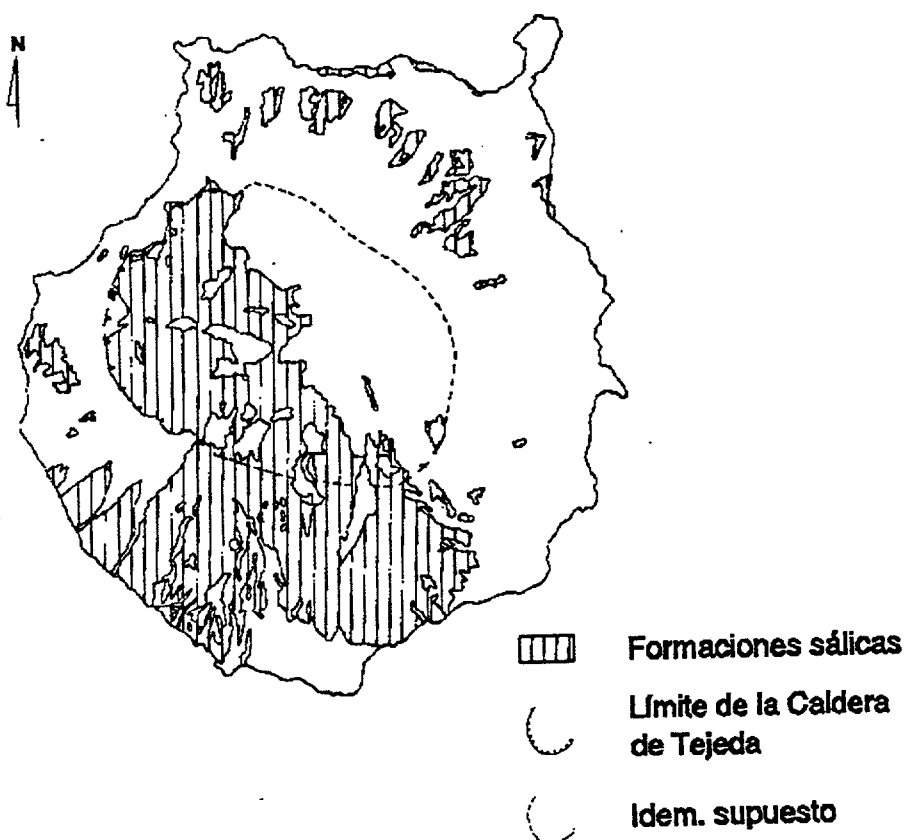


Figura 1.3- Extensión superficial de los materiales sálicos del Ciclo I y borde de la Caldera de Tejada (Modificado de ITGE, 1990).

Inmediatamente después de emitirse estos basaltos fisurales se produjo una diferenciación en la cámara magmática, dando lugar a un cambio en la naturaleza del volcanismo. Así surgieron grandes volúmenes de materiales sálicos (traquitas y riolitas) que provocaron una descompresión de la cámara magmática, formándose una caldera de colapso (Caldera de Tejada) de unos 15 kilómetros de diámetro en la zona central del edificio en escudo (Schmincke, 1967; Hernán, 1976). Como consecuencia de este colapso se originaron grandes volúmenes de coladas piroclásticas, cuyas facies extracaldera cubrieron una extensa superficie de la isla, mientras que las facies intracaldera rellenaron gran parte de esta depresión.

Las manifestaciones de carácter sálico continuaron desde centros más o menos periféricos a la caldera, emitiéndose lavas y materiales piroclásticos de naturaleza fonolítica. Dentro de ella el ciclo termina con intrusiones de sienita y un denso enjambre de diques traquítico-fonolíticos en forma de cono invertido (cone-sheet) (Schmincke, 1967; Hernán, 1976; Hernán y Vélez, 1980). La extensión superficial de estos materiales se muestra en la figura 1.3.

Comenzó entonces un periodo de fuerte actividad erosiva que se prolongó durante casi 5 m.a. Este periodo creó un pronunciado relieve caracterizado por barrancos de distribución radial. Asimismo, los materiales procedentes de esta actividad erosiva se acumularon principalmente, en las zonas bajas de las costas NE, E y S, constituyendo el denominado "Miembro Inferior de la Formación Detrítica de Las Palmas" (Gabaldón et al, 1989). El transporte de estos materiales desde las zonas internas de la isla se realizó a través de sistemas aluviales altamente energéticos (Cabrera, 1985).

1.2.2 - CICLO II

Equivale a las Series Pre-Roque Nublo, Roque Nublo y Ordanchítica de Fúster et al. (1968), a la Formación El Tablero y Grupo Roque Nublo de Schmincke (1976, 1990) y a la Formación Pre-Roque Nublo y Ciclo Roque Nublo de ITGE (1990, 1992). Los materiales que componen este ciclo volcánico son el objeto de estudio del trabajo aquí presentado.

La actividad volcánica de este ciclo comenzó en el Plioceno Inferior, hace unos 5 m.a., con la erupción de pequeños volúmenes de magmas nefeliníticos en el S de la isla. Esta actividad migró posteriormente hacia las zonas centrales de la isla donde se mantuvo hasta su finalización hacia los 3 m.a. (Hoernle, 1987). Este último periodo inició su actividad con la erupción de lavas básicas, las cuales rápidamente fueron canalizadas a través de la red de paleobarrancos, pudiendo algunas de ellas alcanzar la costa. A partir de un cierto momento, estas emisiones lávicas se alternaron con otras de carácter explosivo que originaron potentes depósitos piroclásticos de aspecto brechoideo conocidos como "Aglomerados o Brechas Roque Nublo". La actividad volcánica de este ciclo acabó con la intrusión de numerosos domos de composición fonolítica en los sectores centrales de la isla. En la figura 1.4 se muestra la extensión total cubierta por los distintos materiales de este Ciclo II.

Las primeras coladas lávicas que entraron en contacto con el mar desarrollaron estructuras de pillow-lavas e hialoclastitas, visibles en el NE de Gran Canaria (Navarro et al, 1969; Schmincke y Staudigel, 1976). Simultáneamente a estas emisiones, el edificio insular sufría un episodio transgresivo causado por una subida generalizada del nivel del mar a escala del Atlántico Norte (Cabrera, 1985).

El apilamiento de lavas y brechas originó un edificio volcánico de tipo estratovolcán que llegó a alcanzar una altura de al menos 2500 m (Anguita y

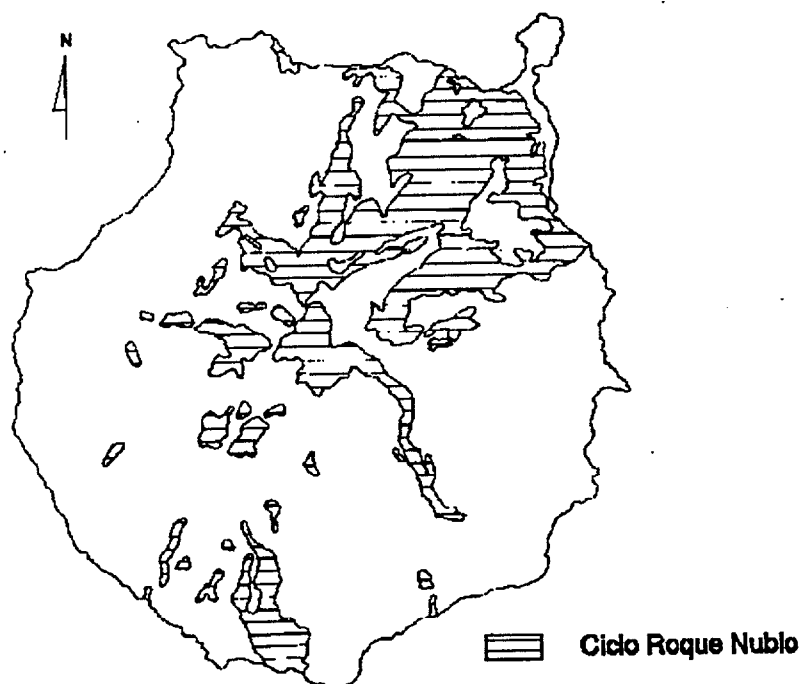


Figura 1.4 - Extensión superficial de los materiales del Ciclo Roque Nublo (Modificado de ITGE, 1990).

García Cacho, 1989a y c; Anguita et al., 1991). Presentaba una morfología asimétrica, con laderas N prolongadas y de pendientes relativamente suaves, y laderas S cortas y pronunciadas (Pérez Torrado, 1990). Esta asimetría, unida al crecimiento de domos en el interior del cráter y/o a episodios explosivos tardíos, pudieron ser las causas desencadenantes de la avalancha que destruyó posteriormente la ladera S. Los materiales de esta avalancha se emplazaron según una dirección S-SO.

Al mismo tiempo que tenía lugar la actividad volcánica de este estratovolcán, en la zona costera se fueron depositando sedimentos marinos formando el "Miembro Medio de la Formación Detrítica de Las Palmas" (Gabaldón et al, 1989). Estos sedimentos constituyen un importante nivel fosilífero de comienzos del Plioceno que actualmente se localizan a cotas que oscilan entre los 50 y los 110 m de altura en los alrededores de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria (Navarro et al., 1969; Cabrera, 1985; ITGE, 1990).

También de forma simultánea a esta actividad volcánica, se desarrolló una intensa actividad erosiva sobre los materiales volcánicos que se iban depositando, dando lugar a extensos depósitos conglomeráticos que se interdigitan con las Brechas Roque Nublo, denominándose a este conjunto como "Miembro Superior

de la Formación Detrítica de Las Palmas" (Gabaldón et al, 1989).

1.2.3 - CICLO III

Este ciclo equivale a las Series Basálticas II, III y IV de Fúster et al. (1968), a las Formaciones Llanos de la Pez, Los Pechos y La Calderilla de Schmincke (1976, 1990) y a los Ciclos Post-Roque Nublo y Reciente de ITGE (1990, 1992).

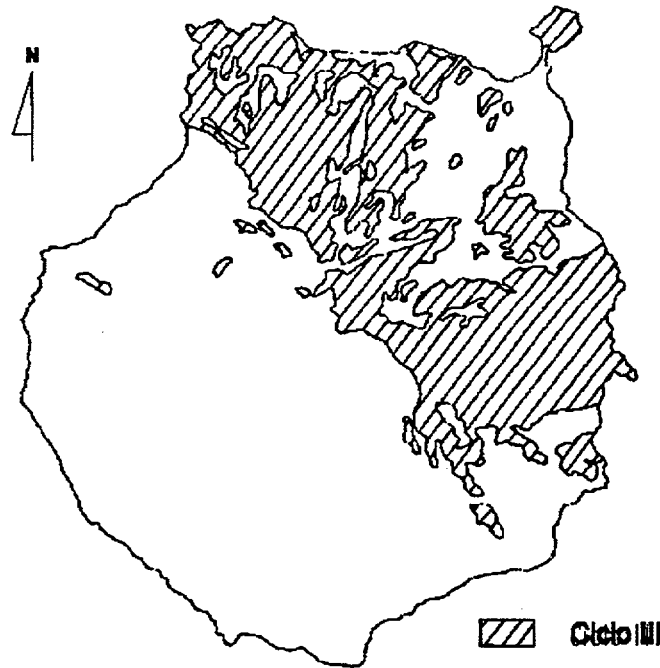


Figura 1.5 - Extensión superficial de los materiales del Ciclo III (Modificado de ITGE, 1990).

Está caracterizado por la emisión de lavas y piroclastos de naturaleza basanítico-nefelínica. Al igual que en los Ciclos I y II se observa una migración de la actividad volcánica desde zonas centrales hacia el NE de la isla. La extensión de sus materiales se muestra en la figura 1.5.

Los edificios volcánicos que se originaron en este ciclo se alinearon según ciertas direcciones estructurales, algunas de las cuales, como la NO-SE y la NE-SO, se repiten en otras islas del Archipiélago. El tipo de actividad en todos ellos fue tranquila y únicamente se vió alterada localmente por fenómenos de interacción agua-magma que dieron lugar a pequeñas depresiones calderiformes (Calderas de

Bandama y Los Marteles). Dado que la última erupción en la isla está datada en 3500 años (Nogales y Schmincke, 1969) se deduce que, desde el punto geológico, la actividad volcánica del Ciclo III aún no ha finalizado.

1.3 - CICLO ROQUE NUBLO. ANTECEDENTES

Son numerosos los trabajos que han abordado distintas problemáticas respecto a los materiales que componen el denominado Ciclo Roque Nublo, desde los que han tratado aspectos generales del mismo dentro del conjunto de la isla, hasta los que se han centrado en cuestiones puntuales relativas a su edad, composición química de sus lavas, etc.

No se trata en este apartado de repetir los diferentes resultados aportados por estos trabajos, puesto que a lo largo de los distintos capítulos que componen el estudio aquí presentado se debaten en profundidad. Simplemente se enumerarán a continuación los antecedentes más significativos para con ello obtener una idea clara y general de cual es el estado actual de conocimientos sobre el tema y si realmente un estudio sobre el mismo está justificado.

De los trabajos que han abordado aspectos generales de estos materiales dentro del conjunto geológico de la isla, caben citar las monografías de Bourcart y Jérémíne (1937), Hausén (1962), Fúster et al. (1968) y las más recientes de Schmincke (1976, 1990). Por su parte, los estudios específicos sobre este ciclo están representados por los trabajos de Anguita (1972, 1973), Brey (1973), Brey y Schmincke (1980) y Hoernle (1987).

Fúster et al. (1968) realizaron una división estratigráfica de estos materiales en formaciones y series, planteando la posibilidad de una relación genética entre ellos. Aportaron principalmente datos petrográficos y estructurales, apuntando posibles mecanismos eruptivos y áreas de emisión. Esta monografía iba acompañada de una cartografía geológica a escala 1:100000 (Alonso et al., 1968) y otra inédita a escala 1:25000, donde se presentaban de forma detallada las diferentes áreas de afloramiento de estos materiales.

Anguita (1972, 1973) continuó con el esquema estratigráfico de los anteriores autores si bien, a raíz de un estudio petrográfico y geoquímico más detallado, demostró que todos los materiales de esas formaciones y serie formaban parte de un ciclo magmático de diferenciación al que denominó Ciclo Roque Nublo. Además de esta caracterización geoquímica, propuso unos mecanismos

petrogenéticos bastante elaborados, así como un modelo para las erupciones explosivas formadoras de los depósitos de Brecha Roque Nublo.

Brey (1973) y Brey y Schmincke (1980) plantearon una división estratigráfica más detallada que las anteriores, creando una serie de formaciones litoestratigráficas. Sin embargo, la relación entre algunas de estas formaciones quedaron algo confusas lo que impidió su visualización dentro de una secuencia evolutiva general. También caracterizaron estos materiales dentro de un ciclo magmático, estableciendo una clasificación geoquímica algo más elaborada. Respecto a la Brecha Roque Nublo, estudiaron en detalle su proceso de alteración zeolítica, rechazando la idea de un soldaje entre los fragmentos vítreos como había comentado Anguita (1972, 1973).

Schmincke (1976, 1990), en una serie de monografías sobre Gran Canaria, ha ido modificando algunas de sus anteriores divisiones estratigráficas sobre este Ciclo Roque Nublo, prefiriendo en la actualidad asignarle el rango de Grupo (Grupo Roque Nublo) y encuadrarlo con los materiales Post-Roque Nublo en un Ciclo Magmaico Plio-Cuaternario. Aportaciones fundamentales para su encuadre estratigráfico han sido los estudios geocronológicos llevados a cabo con un equipo de colaboradores (Lietz y Schmincke, 1975; McDougall y Schmincke, 1976-77; Feraud et al., 1981).

Hoernle (1987) realizó un estudio geoquímico detallado sobre las lavas y domos incluidos en este Grupo Roque Nublo. En base a un gran número de análisis de elementos mayores, planteó y cuantificó diferentes mecanismos petrogenéticos responsables de la evolución geoquímica de estos materiales.

Finalmente caben citar los estudios de Garcia Cacho et al. (1987), Anguita y Garcia Cacho (1989a y b), y Anguita et al. (1989c, 1991), que aunque se han centrado principalmente en los eventos más tardíos ocurridos en este Grupo Roque Nublo, han sido los primeros autores en plantear un modelo global que pueda integrar los diferentes aspectos geoquímicos, estructurales y estratigráficos de los materiales pertenecientes a ese grupo. Este modelo implica la creación, crecimiento y destrucción de un gran edificio volcánico al que denominaron estratovolcán Roque Nublo. Sin embargo, el desarrollo y la justificación de este modelo ha sido insuficientemente elaborado por sus autores.

A la luz de estos antecedentes, se puede decir que aunque el número de datos sobre los materiales objeto de este trabajo es elevado, faltaba un marco de referencia en el que encuadrarlos y detallarlos, además de explicar hechos

INTRODUCCION

puntuales como los mecanismos de emisión, transporte y emplazamiento de las Brechas Roque Nublo. En ese aspecto, el modelo formulado por los anteriores autores, junto con la nueva cartografía geológica realizada por el ITGE (1990, 1992) representan herramientas básicas sobre las que desarrollar ese marco. Por tanto, contando con esas herramientas y conociendo las distintas problemáticas planteadas, quedaba plenamente justificado un nuevo estudio que tuviera como meta la elaboración de un modelo evolutivo sólido que explicara satisfactoriamente esta parte de la historia geológica de Gran Canaria.

Por otro lado, el estudio de episodios volcánicos explosivos representa en los últimos años una de las ramas de mayor auge de la volcanología. Ello es debido a la gran violencia que suponen este tipo de erupciones, conduciendo en muchas ocasiones a unas enormes pérdidas tanto económicas como de vidas humanas en la sociedad (e.g., la destrucción de las ciudades romanas de Pompeya y Herculano por la erupción pliniana del Vesubio en el año 79, la de Saint-Pierre en la isla de la Martinica por la erupción del Mt. Pelée en 1902 con más de 30000 víctimas, o las más recientes del Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985 y la del volcán Pinatubo (Filipinas) en 1991). Desde este punto de vista, el presente estudio pretende contribuir modestamente al conocimiento de tales erupciones en Gran Canaria.

1.4 - OBJETIVOS

El objetivo final que persigue este trabajo es presentar de una forma suficientemente detallada un modelo de evolución global que explique satisfactoriamente todos los resultados obtenidos de los estudios particulares llevados a cabo sobre los distintos materiales. Dada la gran variedad litológica y extensión superficial que presentan estos materiales, un estudio en profundidad de todos ellos escapa de los límites de una Tesis Doctoral. Por ello, el primer paso fue seleccionar que materiales de este conjunto eran los más representativos y por tanto los más idóneos para desarrollar ese modelo evolutivo general, por lo que se escogieron aquellos directamente relacionados con la creación y desarrollo del aparato estratovolcánico. Una vez realizada esta elección, se plantearon los siguientes objetivos parciales:

- 1 - Estudio estratigráfico de detalle de esos materiales mediante levantamiento de numerosas columnas estratigráficas. De esta forma se estaba en disposición de realizar una división en unidades estratigráficas basada en criterios precisos y objetivos. Esta división significaría el punto de partida y referencia obligada para todos los posteriores estudios.

2 - Encuadre geocronológico de esas unidades estratigráficas. A pesar del gran número de dataciones radiométricas existentes sobre estos materiales, a la luz de la división estratigráfica planteada, se observó que algunas unidades se encontraban mal delimitadas en el tiempo. Por ejemplo, se desconocía en que momento comenzaron a producirse las erupciones explosivas formadoras de las Brechas Roque Nublo, cuando finalizó su actividad el edificio estratovolcánico, etc. Por ello se hizo necesario la realización de nuevas dataciones radiométricas junto con estudios magnetoestratigráficos para solventar estas dudas.

3 - Reconstrucción de la paleotopografía previa a la emisión de estos materiales. Este estudio permitió:

a) Conocer cual fué el control de la topografía sobre la distribución geográfica de estos materiales y como influyó sobre sus distintas facies.

b) Evaluar detalladamente la superficie de terreno que llegaron a cubrir y el volumen de nuevo material magmático emitidos.

c) Obtener las tasas eruptivas combinando el cálculo volumétrico con los datos geocronológicos.

4 - Caracterización petrográfica y geoquímica de estos materiales. Debido a que gran número de los trabajos anteriores tocaron en mayor o menor profundidad este tema, el presente estudio tenía la obligación de superarlos. Para lograrlo se plantearon los siguientes puntos:

a) Control estratigráfico preciso de los materiales a analizar.

b) Realización por primera vez de análisis de elementos menores mediante activación neutrónica. Estos elementos permitieron una evaluación y cuantificación precisa tanto del área fuente de los magmas de este Grupo Roque Nublo, como de sus mecanismos de diferenciación.

c) Utilización también por primera vez de técnicas de inclusiones vítreas que permitieron clasificar de forma precisa el magma que dió lugar a las erupciones explosivas generadoras de las Brechas Roque Nublo.

INTRODUCCION

d) Revisión del modelo genético planteado sobre el proceso de zeolitización de estas brechas volcánicas mediante la utilización de técnicas de microscopía electrónica y difracción de rayos X.

5) Estudio paleomagnético de las temperaturas de emplazamiento de las Brechas Roque Nublo y su evolución desde facies proximales a distales.

6) Planteamiento de los mecanismos genéticos de emisión, transporte y depósito de estas brechas volcánicas, punto de debate de muchos de los anteriores trabajos pero que se encontraban poco documentados y actualizados.

La metodología de trabajo empleada, tanto de campo como de laboratorio, para la realización de estos objetivos, se encuentra descrita en sus capítulos correspondientes.

Por tanto, una vez cumplidos tales objetivos parciales, se puede elaborar una serie de conclusiones que concatenadas entre sí forman el modelo de evolución global perseguido. Dicho modelo puede explicar muchas de las cuestiones fundamentales que aún no tenían una respuesta clara, como eran:

- Porqué a partir de un momento cambia el estilo eruptivo y comienzan a originarse erupciones muy explosivas.
- Las causas de las variaciones de facies observadas en las Brechas Roque Nublo.
- Las causas de sus distribuciones geográficas, junto con las de las coladas lávicas y domos.
- Cómo se desarrolló el edificio estratovolcánico y porqué llegó a hacerse inestable.
- Area fuentes de los magmas, etc.

También es cierto que aún quedan otras tantas cuestiones sin respuestas precisas y que requerirán de futuros estudios para su resolución. Pero es posible afirmar que cuando esas respuestas sean encontradas, podrán encajarse sin dificultad en el modelo propuesto, contribuyendo a su enriquecimiento y perfeccionamiento.

ESTRATIGRAFIA

2.1 - INTRODUCCION

Como puede comprobarse en los manuales más recientes sobre volcanología (ver p.e., Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Colombo y Martí, 1989), el tratamiento estratigráfico y sedimentológico de los materiales volcánicos se ha convertido en una herramienta fundamental para su estudio. Los métodos empleados han sido tomados en gran parte de los clásicamente utilizados para las rocas sedimentarias, si bien teniendo en cuenta características particulares de los materiales volcánicos, como son:

- El corto tiempo de depósito de estos materiales, lo cual ocasiona rápidas e importantes acumulaciones en áreas reducidas del terreno y por tanto cambios radicales en su relieve.
- La simultánea y fuerte acción de los agentes erosivos externos en los terrenos volcánicos, en gran parte como respuesta al cambio de relieve citado. Esto puede provocar, por ejemplo, que ciertos depósitos piroclásticos fácilmente erosionables, testigos de un episodio volcánico explosivo, puedan ser borrados totalmente de la superficie al poco tiempo de haber sido depositados.
- La gran influencia de la topografía en la formación de los depósitos.
- La mayor variación e irregularidad que presentan sus contactos. En casos extremos, sobre todo en las acumulaciones de materiales cercanas a los centros emisores, llegan a disponerse sin aparente orden estratiforme.

Además, la petrología y geoquímica ígneas juegan también un papel importante en el estudio de estos materiales volcánicos, aunque ya no con la exclusividad que tenían en los primeros trabajos volcanológicos.

Por todo ello, en el presente estudio se llevó a cabo como base de trabajo en el campo, el levantamiento de columnas estratigráficas de detalle distribuidas geográficamente de acuerdo con la cartografía geológica 1:25000 editada por el ITGE (1990). En tales columnas se analizaron los siguientes aspectos:

a) En los *materiales lávicos*:

- Observación "a visu" de sus mineralogías, texturas y estructuras.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- Toma de muestras para su posterior estudio petrográfico y geoquímico en el laboratorio.

b) En los *materiales piroclásticos*, fundamentalmente las brechas volcánicas:

- Observación de la naturaleza y forma tanto de los líticos como de los fragmentos juveniles.

- Descripción de estructuras sedimentarias de orden interno y de las superficies de estratificación.

- Ante la imposibilidad de realizar análisis granulométricos en estos materiales mediante tamización, dadas las características de compactación que presentan la mayoría de ellos, se optó por realizar las siguientes operaciones:

1 - Estimación del porcentaje en volumen que representa la fracción lítica en estas brechas. Ello se realizó fotografiando áreas de 1 m² en los diversos afloramientos (preferiblemente en cortes de carretera o caminos, donde el material piroclástico se presentara fresco y poco cubierto por vegetación y/o pátinas de alteración) para compararlas posteriormente con gráficos de estimación visual de porcentajes (e.g., Corrales et al., 1977). A veces se efectuó la misma operación para el componente juvenil en aquellos depósitos donde se observaba abundantemente.

2 - Medición del tamaño mayor (centil) que presentaba el componente lítico y, ocasionalmente, el del juvenil.

3 - Toma de muestras en lo que al visu aparece como matriz de estas rocas, para su posterior estudio microscópico.

c) En los *materiales epiclásticos*:

- Observación de la naturaleza y forma de sus cantos.
- Identificación de estructuras sedimentarias de orden interno y de los caracteres de sus superficies de estratificación.

Finalmente, se realizaban observaciones globales sobre la geometría y relación espacial que presentan los diferentes depósitos en cada una de estas columnas.

2.2 - DESCRIPCION DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS

Para la realización de este estudio se levantaron más de 60 columnas estratigráficas, seleccionándose 29 de entre ellas como las más representativas, tanto por sus características litológicas, como estratigráficas y geográficas. Como puede observarse de la comparación del mapa de situación de columnas (Fig. 2.1) y del mapa geológico general (Anexo), la distribución geográfica de estas 29 columnas abarca prácticamente la totalidad del área cubierta por los materiales objetos de este estudio.

La localización geográfica de las columnas está referida a las coordenadas U.T.M. y altitudes topográficas según los distintos mapas topográficos 1:25000, cuyas numeraciones y nombres aparecen indicados al inicio de cada una de las descripciones.

Para su representación gráfica se empleó uno de los modelos más comunes utilizados en estratigrafía. Así, cada columna consta de cuatro partes fundamentales que, de izquierda a derecha, son:

- Escala numérica que representa la potencia en metros de la columna.
- Numeración de los distintos tramos considerados en la misma, en orden creciente desde el muro al techo.
- Representación de la litología de cada uno de los tramos.
- Señalización de los caracteres estructurales de ordenamiento interno que puedan mostrar. Además, el mayor o menor resalte de esta parte de la columna da idea de la mayor o menor compactación y resalte topográfico que presentan los tramos en el campo.

También, más a la derecha se pueden añadir una o dos columnas adosadas que hacen referencia a los estudios magnetoestratigráficos (columna P.M.) y/o los análisis geoquímicos (columna T.A.S.) que se han llevado a cabo en algunos de sus

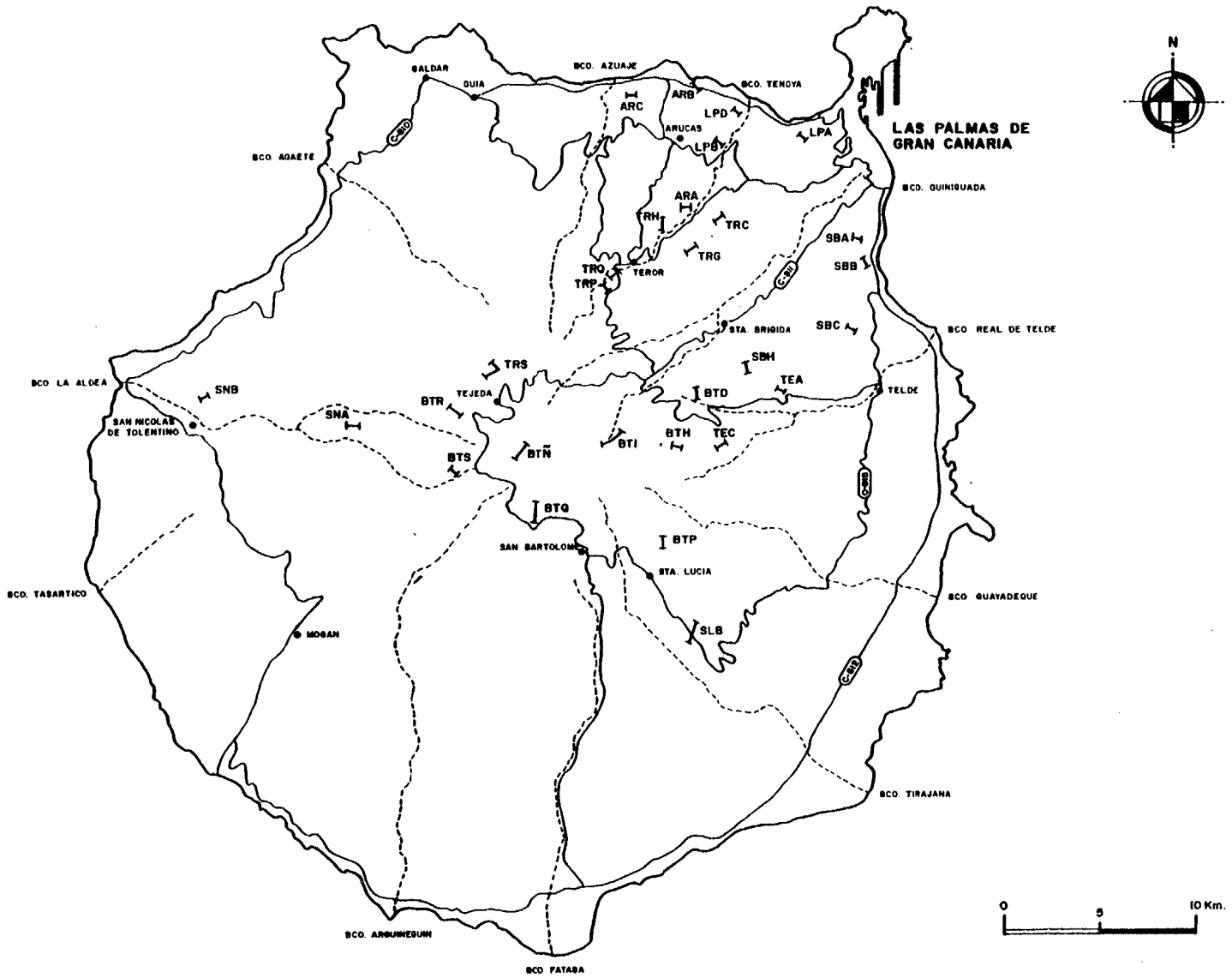


Figura 2.1 - Mapa de situación de las columnas estratigráficas.

tramos.

Cada una de estas 29 columnas estratigráficas tiene asignada una nomenclatura clave que se compone de tres letras, por ejemplo, BTA, BTD, LPD, SNA, etc., simbolizando las dos primeras el nombre de las hojas topográficas 1:25000 en la que se localizan las columnas:

- LP = Hoja 1101 I-II, "Las Palmas de Gran Canaria".
- AR = Hoja 1101 III-IV, "Arucas".
- SB = Hoja 1109 I, "Santa Brígida".
- TR = Hoja 1109 IV, "Teror".
- TE = Hoja 1109 II, "Telde".
- BT = Hoja 1109 III, "San Bartolomé de Tirajana".
- SN = Hoja 1108 II-III, "San Nicolás de Tolentino".
- SL = Hoja 1114 III, "Santa Lucia".

y la tercera, el orden (según el alfabeto) que ocupó la columna cuando se levantó en el campo.

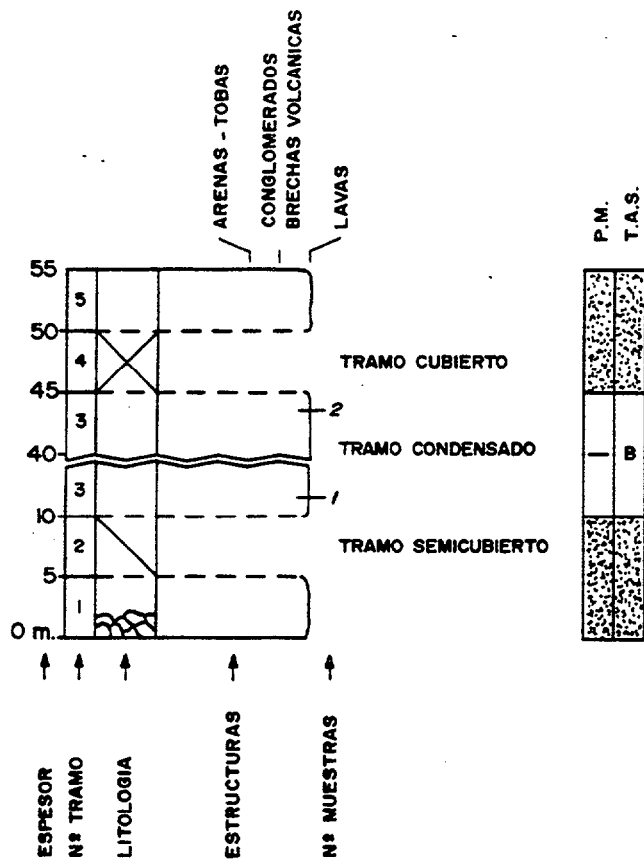
De esta forma, todas las muestras de rocas que se tomaron en el campo durante la elaboración de esta tesis, quedan definidas por estas tres letras más un número de orden creciente de muro a techo de la columna. Este número está indicado en la parte derecha del área de estructuras y su altura en el tramo corresponde a la real de desmuestra. Con ello las muestras quedan claramente posicionadas en todo momento tanto geográfica como estratigráficamente.

En la figura 2.2 se incluye una leyenda general para estas columnas estratigráficas.

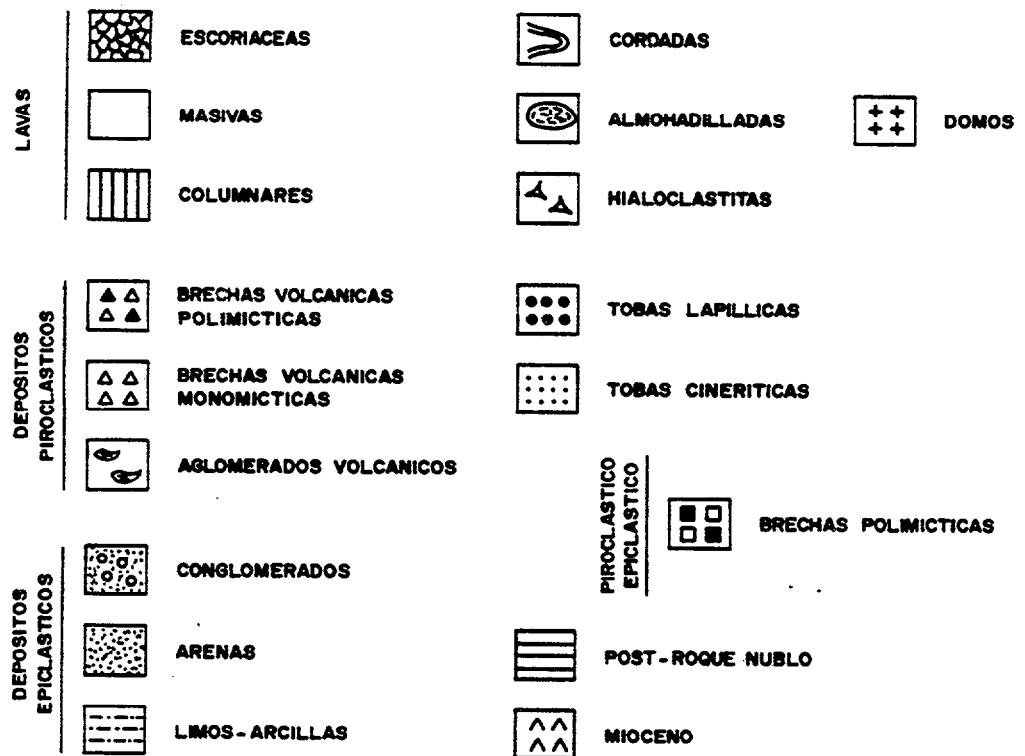
Tal como proponen Cas y Wright (1987), en la redacción de las descripciones de estas columnas se ha preferido la utilización de términos descriptivos (brechas volcánicas polimícticas, tobas cineríticas, etc.), sobre otros con implicaciones genéticas (ignimbritas, lahares, oleadas piroclásticas, etc.). Así, los datos quedan presentados de una forma imparcial y objetiva, no sujetos a las interpretaciones subjetivas del autor ni a los modelos teóricos del momento. Con ello se garantiza, en cierta medida, la validez de los mismos para posteriores trabajos.

Con este fin, los depósitos piroclásticos se han definido en base a la




























VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO



LITOLOGIAS Y ESTRUCTURAS



ESTRATIGRAFIA

<p> GRANOS. POSITIVA DE LITICOS</p> <p> GRANOS. NEGATIVA DE LITICOS</p> <p> GRANOS. POSITIVA DE POMEZ</p> <p> GRANOS. NEGATIVA DE POMEZ</p> <p> ACUÑAMIENTOS LATERALES</p> <p> DIRECCION DE FLUJO</p> <p> CAMBIO LATERAL DE FACIES</p> <p> RUBEFACCION</p> <p> LAMINACION CRUZADA EN SURCO</p> <p> LAMINACION CRUZADA PLANAR</p> <p> LAMINACION ONDULADA</p> <p> LAMINACION PARALELA</p> <p> LAMINACION DIFUSA</p> <p> CAPAS IMBRICADAS</p>	<p> CICATRICES EROSIVAS DISCONTINUIDADES LITOLOGICAS</p> <p> SURCOS EROSIVOS RELLENOS POR CANTOS</p> <p> LAMINACION CONVOLUTA</p> <p> ESTRUCTURA DE CARGA</p> <p> IMPACTOS DE BOMBAS</p> <p> ESCAPE DE FLUIDOS</p> <p> ESTRIAS</p> <p> LAPILLIS ACRECIONALES</p> <p> ESTRUCTURA EN FLAMAS</p> <p> BIOTURBACIONES</p> <p> HUELLAS DE LITOFAGOS</p> <p> MOLDES DE RESTOS VEGETALES</p> <p> RESTOS FOSILES</p>
--	--

COLUMNAS ADOSADAS

T.A.S.

Bn	BASANITA	B	BASALTO	TB	TRAQUIBASALTO
Tf	TEFRITA	TF	TEFRITA-FONOLITICA	FT	FONOLITA-TEFRITICA
TA	TRAQUIANDESITA	T	TRAQUITA	F	FONOLITA
TAB	TRAQUIANDESITA-BASALTICA				

P.M.

-	POLARIDAD MAGNETICA NEGATIVA (INVERSA)
+	POLARIDAD MAGNETICA POSITIVA (NORMAL)

Figura 2.2 - Leyenda general de las columnas estratigráficas.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

clasificación que aparece en la Tabla 2.1, que es una versión ligeramente modificada y traducida al castellano de la recomendada por la "I.U.G.S., Subcommission on the systematics of igneous rocks" (Schmid, 1981; Le Maitre et al., 1989).

TAMAÑO DE GRANO (mm)	PIROCLASTO	DEPOSITO PIROCLASTICO	
		No consolidado: Tefra	Consolidado: Rocas piroclásticas
64	Bomba	Aglomerado	Aglomerado volcánico
	Bloque	Tefra de bloques	Brecha piroclástica o volcánica
2	Lapilli	Tefra lapílica	Toba lapílica
	Ceniza	Tefra cinerítica	Toba cinerítica

Tabla 2.1 - Clasificación de los depósitos piroclásticos (modificado de Schmid, 1981; Le Maitre et al., 1989).

Respecto a los materiales lávicos, dada la diversidad composicional que presentan pero que resulta imposible diferenciar en el campo, se ha optado agruparlos en las descripciones bajo dos términos: básicos y fonolíticos.

- Bajo la denominación de **rocas básicas** se incluyen, en general, lavas de tonos azules-negros a grises más o menos claros y de textura porfídica más o menos desarrollada, con fenocristales comunes de piroxeno y/o olivino. Como se puede observar en las columnas adosadas T.A.S. y en el capítulo de geoquímica, estas lavas se corresponden con los siguientes términos: basanitas, basaltos, tefritas, tefritas fonolíticas, traquibasaltos y traquiandesitas basálticas.

- Por su parte, las **rocas fonolíticas** muestran, en líneas generales, colores blanquecinos a verdosos, textura afanítica y disyunción horizontal bien desarrollada. En las columnas adosadas T.A.S. y en el capítulo de geoquímica se corresponden con las siguientes composiciones: fonolitas, traquitas, traquiandesitas y fonolitas tefríticas.

Otra convención utilizada en las siguientes descripciones es la que hace referencia al componente lítico de brechas y conglomerados, utilizándose precisamente la palabra lítico para los primeros materiales y cantos para los segundos. Respecto a sus naturalezas, se expresarán con las palabras básica y fonolítica cuando sean composicionalmente similares a las lavas anteriormente

descritas. Por el contrario, si estos líticos o cantos pertenecen a materiales del Ciclo I, siempre se le añadirá la palabra mioceno a su denominación composicional, e.g., basaltos miocenos, fonolitas miocenas, sienitas miocenas, etc.

Finalmente, en orden a no hacer demasiado repetitivo y pesado este capítulo de descripciones estratigráficas, se definen a continuación las principales características litológicas que presenta un tipo de brecha volcánica ampliamente distribuida en casi todas las columnas levantadas y que se denominará como **Brecha Roque Nublo (BRN)**:

1 - Polimíctica, es decir, su fracción lítica presenta diversas composiciones, predominando los tipos básicos (basaltos, basanitas y tefritas principalmente) sobre otros fonolíticos y plutónicos (gabros y piroxenitas), y también algunos del Ciclo I Mioceno (fonolitas y sienitas principalmente).

2 - Los líticos presentan, en general, formas desde angulosas a subredondeadas, aunque muchos de los miocenos pueden estar redondeados.

3 - Muy heterométrica, si bien con un dominio de la población de líticos (aparte de los microscópicos) con tamaños comprendidos entre los 5-15 cm.

4 - El armazón de la roca es la matriz que además le confiere un carácter compacto. "A visu", está caracterizada por un color ocre-beige, a veces gris claro, y un grano fino (cinerítica). En ella destacan abundantes cristales prismáticos oscuros (anfíboles y piroxenos) y microlíticos.

5 - Los fragmentos pumíticos observables a simple vista no son muy abundantes, exhiben formas subredondeadas a redondeadas, tamaños inferiores a 5 cm. y colores desde naranja-pardo hasta blanco.

Así, en la descripción de los tramos donde aparecen estas BRN se ahorrará repetir todas estas características, salvo para aquellos que tengan alguna particularidad. En cambio, se destacaran otras características más variables de estas rocas como son la proporción de líticos, el tamaño de su centil, presencia de moldes de restos vegetales, tubos de desgasefacción, estructuras de orden interno, entre otras.

A continuación se pasa a describir cada una de estas columnas

estratigráficas, ordenadas según su localización geográfica de N a S.

2.2.1 - COLUMNA DEL BARRANCO DE LEZCANO (Fig. 2.3)

Clave: ARA

Hoja 1:25000: 1101 III-IV, "Arucas".

Posición: Columna levantada en la ladera oeste del Barranco de Lezcano, desde su cauce hasta el Lomo de La Palma.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=449,90$ $y=3107$ $z=230$ m.

Techo: $x=449,47$ $y=3107$ $z=380$ m.

Potencia total: 144 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Colada lávica básica de color azul-negro, con techo escoriáceo y vesículas pequeñas, redondeadas y distribuidas por toda ella. Contiene fenocristales de piroxeno y olivino menores de 1 cm.
- 2 - 16 m. Colada lávica básica muy similar a la inferior.
- 3 - 20 m. Lava básica similar a las dos anteriores, aunque presenta cierta tendencia a la disyunción columnar y un potente paquete escoriáceo a techo de 2-3 m.
- 4 - 7 m. Lava básica de color azul claro con aspecto algo alterado, afanítica y en ella resaltan escasos fenocristales de piroxeno de tamaños inferiores a 0,5 cm.
- 5 - 9 m. Lava básica de color gris claro, con abundantes fenocristales de piroxeno y anfíbol con tamaños entre 0,5 a 2 cm. Muy brechificada a lo largo de su recorrido, tanto en su muro como en su techo, pudiendo localmente aparecer como

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- totalmente escoriácea. A techo la escoria aparece recubierta por cenizas que presentan colores rojos.
- 6 - 10 m. Colada lávica básica de color gris claro, base con disyunción en lajas y techo escoriáceo. Abundantes fenocristales de piroxeno de hasta 3 cm., y algo más escasos de olivino alterado de hasta 1 cm.
- 7 - 0,8 m. Toba cinerítica-lapílica de color ocre-gris y con escasa continuidad lateral. Presenta una cierta laminación paralela y ocasionales huellas de impacto de bombas. Además contiene fragmentos pumíticos de colores blancos, bordes angulosos y diámetros inferiores a 1 cm., ordenados siempre en láminas que alternan con otras de aspecto cinerítico-arcilloso.
- 8 - 2,2 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, soportada por la matriz. Potencia variable, pudiendo desaparecer localmente. Contacto basal irregular y algo difuso con las tobas inferiores. Líticos de naturaleza básica, subredondeados, con diámetros inferiores a los 15 cm. y cierta ordenación en láminas subparalelas. Fragmentos juveniles escasos, colores ocre-blancos, irregulares, tamaños inferiores a 2-4 cm. y distribuidos principalmente cerca de la base. Matriz de color gris y aspecto cinerítico grosero.
- 9 - 10 m. Conglomerados en paquetes de 0,5 a 2 m. separados entre sí por niveles arenosos, marcando secuencias granodecipientes. Cantos de naturaleza básica, con tamaños entre 5-15 cm. y centiles de 30-50 cm., dispuestos en láminas subparalelas a imbricadas, más patente en los primeros paquetes. Estructura de relleno de canales erosivos sobre el techo del tramo inferior.
- 10 - 14 m. Tramo semicubierto por vegetación. Se observan restos de paquetes conglomeráticos.
- 11 - 4 m. Brecha polimíctica, no compacta, soportada por la matriz.
-

ESTRATIGRAFIA

- Líticos básicos, subangulosos a redondeados, con tamaños entre 5-30 cm. aunque a techo se encuentran algunos de hasta casi 1 m., marcando una secuencia granocreciente. Matriz de color gris y aspecto areno-arcilloso que a techo puede formar un nivel de potencia muy variable entre 1-10 cm. y con colores rojizos.
- 12 - 14 m. Lava básica de color azul grisáceo, lajeada en la base y algo escoriácea a techo. Tiene abundantes fenocristales de piroxeno y anfíbol de hasta 1-2 cm.
- 13 - 0,1 m. Nivel cinerítico rojizo que recubre el techo escoriáceo de la lava inferior, adaptándose a sus irregularidades.
- 14 - 2 m. Lava básica de color azul negruzco. Vesiculación abundante en su base, con vesículas redondeadas a estiradas, muchas rellenas por minerales secundarios (zeolitas). Fenocristales de piroxeno no muy abundantes y con tamaños inferiores a 1 cm. Techo escoriáceo.
- 15 - 0,5 m. Toba cinerítica de color beige-gris, con potencia variable pero gran continuidad lateral. Se observan pequeños moldes cilíndricos de restos vegetales y otros con forma de hojas.
- 16 - 7,5 m. Brecha volcánica tipo BRN. Base neta, plana y en la que abundan moldes cilíndricos de restos vegetales, algunos con diámetros de hasta 30-50 cm. y que parecen orientarse hacia el NE. Ocasionalmente, sobre alguno de ellos se observan estructuras de tubos de desgasificación. Los líticos representan el 30-40% de la roca, con centiles de hasta 50-70 cm. y en los primeros metros basales pueden disponerse como alineados según láminas subparalelas. Los fragmentos pumíticos son escasos y se distribuyen con preferencia cerca de la base.

Observaciones: Todos los tramos de la columna presentan un buzamiento hacia el NNE, siendo más claro en la brecha volcánica tipo BRN del tramo 16, donde se alcanzan hasta los 15-20°. Esta brecha, junto con su nivel tobáceo inferior (tramo 15), muestran una gran continuidad lateral,

pudiendose seguir sin dificultad hasta el área de la columna TRH.

Por el contrario, los depósitos de los tramos 7, 8 y 9 muestran en conjunto una geometría lenticular, acuñándose rápidamente los dos tramos inferiores, mientras que el superior puede prolongarse aunque no más allá de 500 m. El tramo 11 también presenta cierta geometría lenticular, aunque lo hace de forma algo más difusa.

2.2.2 - COLUMNA DE LAS CUEVAS DEL GUINCHO (Fig. 2.4)

Clave: ARB

Hoja 1:25.000: 1101 III-IV, "Arucas".

Posición: Acantilado de las Cuevas del Guincho.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x = 449,32$ $y = 3113,47$ $z = 50$

Techo: $x = 449,37$ $y = 3113,42$ $z = 80$

Potencia total de la columna: 30 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Lavas fonolíticas miocenas dando un fuerte paleorrelieve. En su techo, se observan localmente huellas de litófagos.
- 2 - 1 m. Arenas de grano medio a limos en secuencias granodecipientes de unos 0,5 m. de potencia. Bases erosivas remarcadas por cantos fonolíticos miocenos de 1-5 cm. de diámetro y/o estructuras de relleno de pequeños canales. Estructuras de estratificación cruzada en surco indicando direcciones de paleocorrientes hacia el S y laminaciones onduladas en los limos. Presencia de tubos de bioturbación que pueden llegar a destruir las estructuras anteriores.
- 3 - 1,3 m. Arenas medias a finas. Cicatrices erosivas marcadas por

CUEVAS DEL GUINCHO - ARB

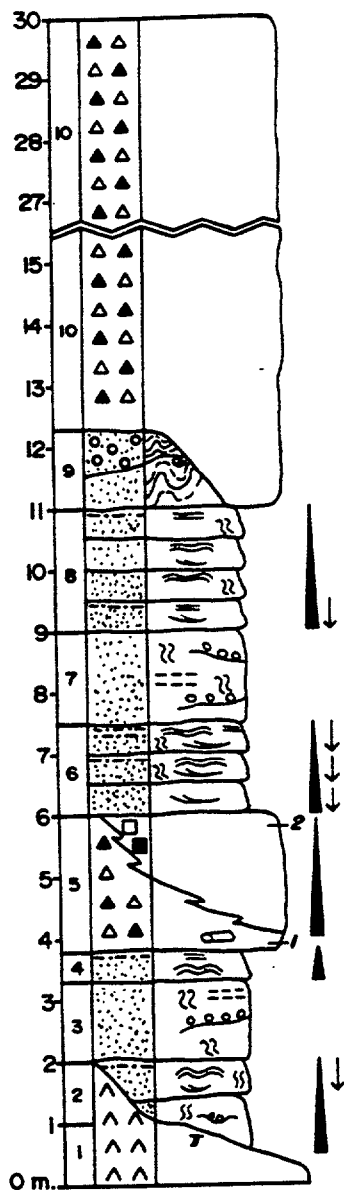


Figura 2.4 - Columna de las Cuevas del Guincho (ARB).

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- cantos fonolíticos muy redondeados con tamaños de 1 a 5 cm. Intensa bioturbación que borra casi por completo las laminaciones que forman estas arenas. Son tubos de hasta 4-5 cm. de longitud y dispuestos en todas las direcciones.
- 4 - 0,5 m. Arenas finas a limos. Laminaciones de oscilación y paralelas.
- 5 - 2,2 m. Brecha polimíctica, algo compacta. Base plana donde se desarrolla un nivel de granulometría fina de unos 2-10 cm. de potencia y que puede englobar pequeños restos de moldes vegetales circulares. Sobre él se dispone una franja de unos 0,5 m. de potencia donde se concentran los líticos en proporciones de hasta 60-70%. Estos son de tres tipos: básicos, fonolíticos miocenos y de areniscas.

a) Los básicos son los más abundantes, con formas subangulosas y diámetros de hasta 50 cm. Destacan unos con gran dominio de fenocristales de plagioclasas de hasta 1 cm. de tamaño.

b) Los fonolíticos miocenos se muestran redondeados, algunos con tonalidades rojizas (caras rubefactadas) y tamaños de hasta 70 cm.

c) Los de arenisca son los más escasos y equivalen litológicamente a las areniscas de los tramos inferiores. Tienen formas irregulares a redondeadas, girados (las laminaciones internas se orientan al azar) y tamaños de hasta 1,5 m.

Esta franja rica en líticos se hace más potente hacia el NNE, donde los líticos pueden alcanzar aún tamaños mayores y entrar en contacto entre sí, sin casi matriz entre ellos; por el contrario, esta franja desaparece hacia el SSO. Encima de ella, el depósito presenta un aspecto más compacto, con un amplio predominio de la matriz (de color gris-beige y aspecto cinerítico-arenoso) sobre los líticos, los cuales presentan tamaños máximos de 30 cm. y proporciones entre 10-15%.

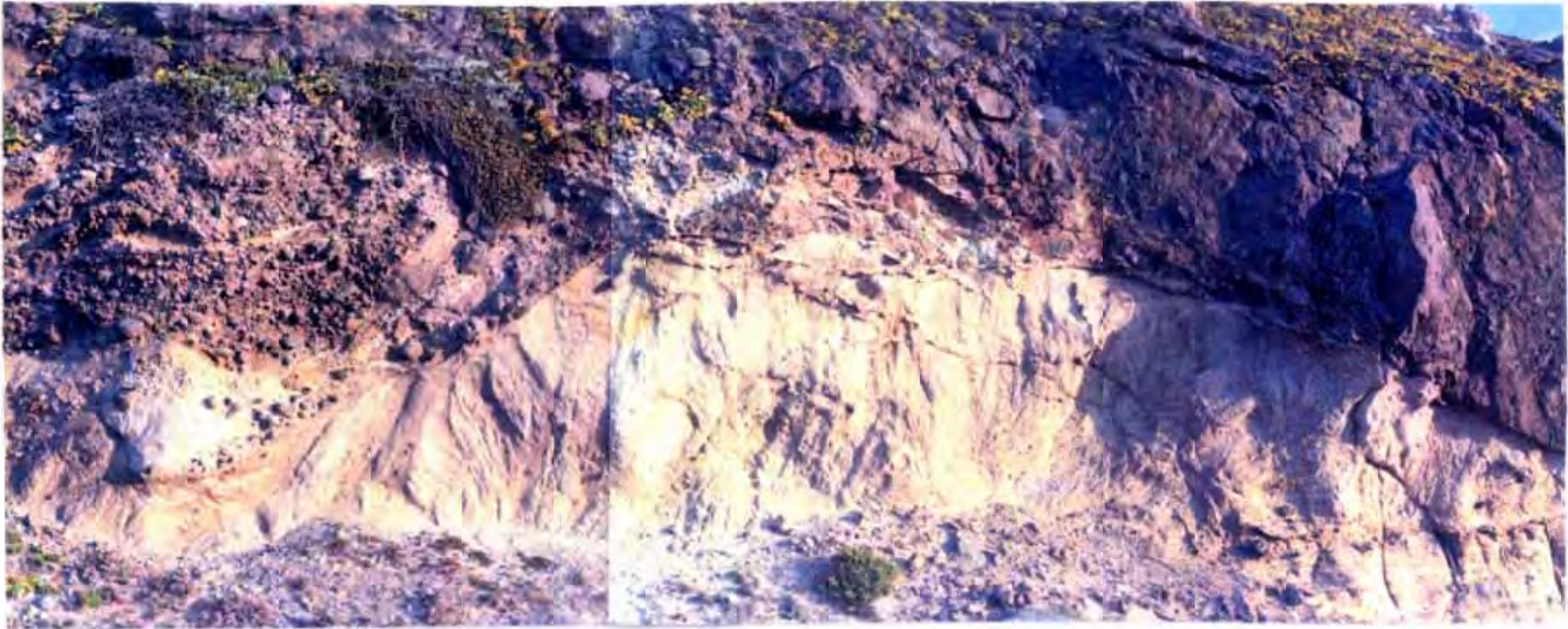


Figura 2.5 - Laminación convoluta y rota de las arenas y conglomerados del tramo 9 provocada por el deslizamiento de las brechas superiores del tramo 10. Obsérvese en la esquina inferior derecha como esta laminación convoluta choca con la estratificación del tramo inferior 8.

ESTRATIGRAFIA

A techo, puede desarrollarse un nivel de aspecto cinerítico de 2-5 cm. de potencia, laminado, de color blanco-ocre y con abundantes fragmentos de pómez inferiores a 1 cm.

- 6 - 1,5 m. Arenas finas a limos con características muy similares a las del tramo 2.
- 7 - 1,5 m. Arenas medias a finas presentando estructuras parecidas a las del tramo 3.
- 8 - 2 m. Arenas finas a limos en una sucesión con características similares a las de los tramos 6 y 2.
- 9 - 1,3 m. Arenas medias y conglomerados. Las arenas se presentan finamente laminadas, conteniendo pequeños rodolitos, fragmentos de conchas de moluscos y bioturbaciones. Los conglomerados están compuestos por cantos básicos y, en menor proporción, fonolíticos miocenos, muy redondeados, de tamaños comprendidos entre 5-10 cm. Presenta abundantes rodolitos y grandes fragmentos de conchas de moluscos. La característica común de estos dos materiales es la disposición convoluta que presentan sus laminaciones y componentes, chocando en fuerte ángulo con los tramos infrayacentes (Fig. 2.5).
- 10 - 17,7 m Brecha polimíctica, heterométrica, con base muy irregular. Se presenta en bloques métricos de límites muy difusos, dispuestos de manera caótica y unidos entre sí por una matriz de grano grueso muy endurecida. Los bloques son de tres tipos: los más abundantes están representados a su vez por brechas volcánicas polimícticas tipo BRN, otros son restos de lavas básicas, y los menos abundantes son una brecha monomíctica formada por líticos fonolíticos miocenos muy angulosos.

Observaciones: Destaca en esta columna el cambio lateral de facies que presenta el tramo 5, pasándose de una brecha volcánica tipo BRN al SSO (es

decir hacia el interior de la isla) a otra brecha no compacta, soportada por sus líticos, sin casi matriz entre ellos al NNE (hacia la costa). Aunque este cambio se produce en apenas 200 m. de longitud, en cierta forma resulta algo gradual.

También sobresalen los tramos 9 y 10, que parecen relacionarse entre sí como causa-efecto, es decir, la distorsión y rotura total del tramo 9 pudo ser efectuada por el emplazamiento del tramo 10. Este tramo a su vez, representa un tipo de brecha poco común en la mitad norte de la isla, sin embargo, exhibe características similares a las brechas tipo debris-avalanche que se desarrollan en los sectores centrales y sur de la isla y que quedan fuera del tema de esta tesis.

2.2.3 - COLUMNA DEL BARRANCO DE QUINTANILLA (Fig. 2.6)

Clave: ARC

Hoja 1:25000: 1101 III-IV, "Arucas".

Posición: Columna levantada en la ladera oeste del Barranco de Quintanilla, desde su cauce hasta el Lomo de los Dolores.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=446,62$ $y=3112,77$ $z=65$ m.

Techo: $x=446,42$ $y=3112,81$ $z=110$ m.

Potencia total: 44 m.

Descripción de los tramos:

1 - Colada lávica fonolítica miocena. Lateralmente (hacia el N) está solapada por un potente conglomerado de cantos fonolíticos miocenos. Los cantos a techo presentan una coloración anaranjada (rubefactados) que no afecta a la matriz, y en algunos de ellos se pueden observar pequeñas huellas de litófagos.

2 - 8 m. Colada lávica básica de color azul oscuro. La base se

ESTRATIGRAFIA

BCO. QUINTANILLA - ARC

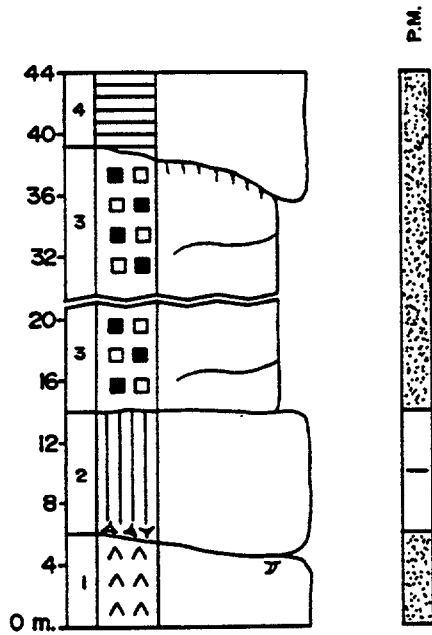


Figura 2.6 - Columna del Barranco de Quintanilla (ARC)

presenta neta, sin escorias, cuando está sobre las lavas fonolíticas; por el contrario, cuando descansa sobre el conglomerado desarrolla una especie de microbrecha de aspecto hialoclastítico y potencia inferior a 1 m. El resto de la colada presenta una incipiente disyunción columnar. Destacan abundantes fenocristales de piroxenos y olivinos con tamaños inferiores a 1 cm.

- 3 - 25 m. Brecha polimíctica, no compacta, soportada por la matriz, muy heterométrica y sin ninguna ordenación interior. Los líticos, en general subredondeados, van desde tamaños comprendidos entre los 5-30 cm. hasta métricos. La composición de los inferiores puede ser básica, fonolítica miocena (algunos de éstos son muy redondeados y con coloración anaranjada) y más escasos de toba lapílica blanca. Los líticos de dimensiones métricas incluyen restos de lavas básicas, fonolíticos miocenos y brecha tipo BRN, siendo éstos últimos los más abundantes. La matriz es de color ocre y aspecto areno-arcilloso. Se observan numerosas cicatrices erosivas, sobre todo en la base de los líticos de tamaño métrico. El techo exhibe localmente coloraciones anaranjadas de rubefacción debido al emplazamiento de las lavas superiores.
- 4 - Lavas y escorias discordantes sobre el tramo inferior, recubriéndolo irregularmente sin que exista un contacto neto entre ambos materiales.

Observaciones: Aunque no hay evidencias claras, parece que la lava del tramo 2 pudo llegar a entrar en contacto con una superficie acuosa que lógicamente estaría representada en esta zona por el nivel del mar. Respecto a la brecha del tramo 3, cabe mencionar que relativamente cerca hacia el Oeste, en los barrancos de los Dolores y de Azuaje, y ocupando una posición estratigráfica similar (con o sin lava básica inferior), muestra un cambio drástico de características pasando a exhibir las propias de las brechas volcánicas tipo BRN.

2.2.4 - COLUMNA DEL BARRANCO DE TAMARACEITE (Fig. 2.7)

Clave: LPA

Hoja 1:25.000: 1.101 I-II, "Las Palmas de Gran Canaria".

Localización: Ladera E del Barranco de Tamaraceite, cerca polvorín militar.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=455,07$ $y=3111,53$ $z=90$ m.

Techo: $x=455,13$ $y=3111,58$ $z=150$ m.

Potencia total de la columna: 45 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Conglomerado de cantos fonolíticos miocenos, muy redondeados, con centiles superiores a 1 m. En el techo, los cantos adquieren una coloración anaranjada (rubefacción) y en los de mayor tamaño se aprecian huellas de litófagos, sobre todo en sus caras que limitan con el tramo superior.

- 2 - 1 m. Arenas medias-finas con niveles limo-arcillosos. Todo el conjunto presenta un color blanco y su componente detrítico parece ser fragmentos de pomez y cenizas volcánicas. Asimismo, muestran una laminación ondulada que a veces se interrumpe a techo debido a estructuras de carga y/o escape de fluidos. Estas estructuras de carga pueden llegar al extremo de la total inclusión de núcleos almohadillados de la lava superior dentro de estas arenas (Fig. 2.8).

- 3 - 26 m. Lavas almohadilladas básicas (pillow lavas) con formas alargadas o pseudoesféricas y siempre mostrando una estructura interna radial y una "corteza" externa vítrea de 2-4 cm. de espesor (Fig. 2.8). Las almohadillas tienen tamaños variables, oscilando entre los 15 a 70 cm., aunque en ocasiones pueden alcanzar más de 1 m. En sus zonas internas presenta fenocristales de olivino (colores naranjas), feldespatos y piroxenos de hasta 1 cm. de longitud,

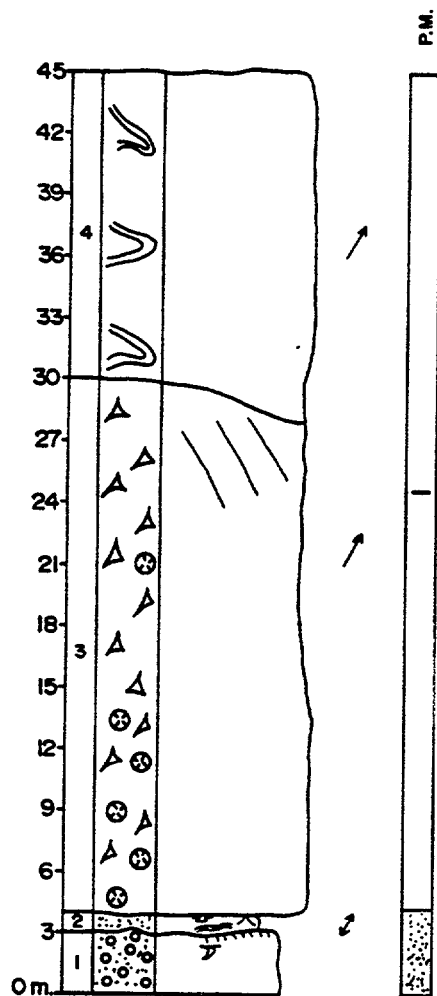


Figura 2.7 - Columna del Barranco de Tamaraceite (LPA).



Figura 2.8 - Detalle de lavas almohadilladas en corte transversal. Obsérvese las estructuras de carga que provoca en el sedimento marino inferior.



Figura 2.9 - Vista general de la sucesión estratigráfica de esta columna LPA. De muro a techo: conglomerados miocenos, nivel marino blanco, lavas almohadilladas en tránsito a pahoehoe y sobre ellas una colada Post-Roque Nublo. Obsérvese la disposición de los niveles de hialoclastitas imbricados hacia la derecha de la foto (NNE).

inmersos en una pasta de aspecto vítreo y colores rojizos de oxidación. También suelen observarse rellenos de zeolitas y/o carbonatos en el interior de las vesículas. Estas lavas almohadilladas se encuentran englobadas en una brecha hialoclastítica que va dominando gradualmente sobre las anteriores hacia el techo del tramo. Las hialoclastitas forman láminas groseras de 15-25 cm. de potencia que se imbrican apuntando una dirección de flujo hacia el NNE (Fig. 2.9).

4 - 15 m. Lavas "pahoe-hoe" básicas, en tránsito gradual con las hialoclastitas y pillow inferiores. Colores grises oscuros donde destacan fenocristales de feldespatos, piroxenos y olivinos (colores naranjas) de 1-2 cm. Los abundantes restos de estructuras de flujo, principalmente de tipo cordadas, indican direcciones hacia el NNE.

Observaciones: Lo mas destacado de esta columna es la gran continuidad lateral que exhiben las lavas en almohadilla, pudiendo cubrir una amplia superficie en estas áreas NE de la isla (mapa). Igualmente, la clara imbricación de las láminas de brecha hialoclastita con sentido claro de la progradación hacia el NNE.

2.2.5 - COLUMNA DEL BARRANCO DE TENOYA (Fig. 2.10)

Clave: LPB

Hojas 1:25.000: 1101 I-II, "Las Palmas de Gran Canaria" y 1101 III-IV, "Arucas".

Posición: Ladera Oeste del Barranco de Tenoya, cerca del cruce de la carretera comarcal C-813 con la local que va hacia Cardones.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: x=451,04 y=3109,53 z=140

Techo: x=450,80 y=3109,73 z=255

Potencia total de la columna: 115 m.

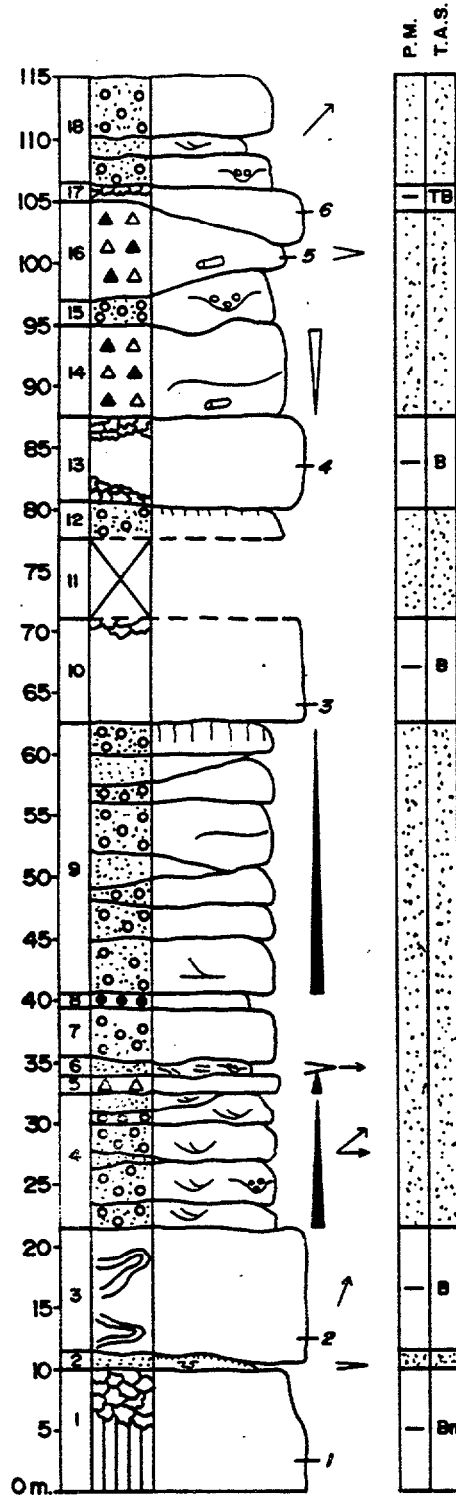


Figura 2.10 - Columna del Barranco de Tenoya (LPB).

ESTRATIGRAFIA

Descripción de los tramos:

- 1 - Colada básica de color azul oscuro. Presenta disyunción columnar, vesiculación escasa, tamaño de las vacuolas inferior a 1 cm. y abundantes fenocristales de olivinos de hasta 1-2 cm. que muestran tonos anaranjados. A techo desarrolla un nivel escoriáceo de casi 5 m. de potencia.

- 2 - 0,5 m. Capa cinerítica dividida en dos niveles: uno inferior de unos 20-30 cm. de potencia, color blanco y base plana donde pueden observarse pequeños líticos basálticos de diámetros inferiores a 2 cm., y otro superior de unos 10-20 cm. de potencia, color rosado, base plana (donde se concentran líticos básicos y otros similares al nivel cinerítico blanco inferior con tamaños de hasta 3 cm.) y estructuras de carga a techo. Este segundo nivel se acuña hacia el NE, y entonces es sustituido por el inferior que va ganando paulatinamente potencia. Entre ambos niveles existe localmente otro de 2-5 cm. de potencia, color ocre y aspecto limoso.

- 3 - 11 m. Colada básica de color gris azulado. Se observan numerosos restos de estructuras cordadas dentro de la misma y en diferentes niveles, marcando direcciones al NNE. Algunos de dichos restos presentan coloración rojiza de oxidación. Vesiculación muy abundante, con formas redondeadas a ligeramente alargadas y diámetros desde mm. hasta más de 5 cm. Fenocristales inferiores a 1 cm. de piroxenos y feldespatos.

- 4 - 11,5 m Sucesión de niveles conglomeráticos soportados por la matriz de 1-2 m. de potencia entre los que pueden intercalarse niveles de arenas gruesas a medias de 0,5-1 m de potencia. Los conglomerados presentan cantos básicos y fonolíticos miocenos, siendo éstos últimos los que tienen mayor grado de redondeamiento y algunos de ellos superficies rubefactadas. Se alinean a grosso modo según estratificaciones cruzadas en surco y también dan estructuras de relleno de canales erosivos. Cada nivel

conglomerático muestra una granoselección positiva pero además, el tramo en su conjunto forma una megasecuencia positiva con potencias cada vez mayores de los niveles arenosos hacia su techo. Estos niveles arenosos presentan estratificaciones cruzadas, planares o en surco, y pequeños canales erosivos. Todas estas estructuras marcan direcciones de paleocorrientes hacia el NE y E.

- 5 - 1,5 m. Brecha volcánica monomítica, poco compacta, color gris claro, soportada por la matriz que tiene un tamaño de arena fina-limo y base plana. Los líticos presentan color gris claro, formas escoriáceas, muy vesiculados (poco densos) y dan granoselección positiva con tamaños comprendidos entre los 1-5 cm., aunque cerca de la base pueden llegar a alcanzar los 40 cm. Los fragmentos de pomez son de color blanco, formas angulosas a subangulosas, también muy vesiculados, distribuidos uniformemente a lo largo de la brecha y con diámetros que oscilan entre 1-3 cm.
- 6 - 1,5 m. Arenas gruesas a medias, con laminaciones paralelas a cruzadas y estructuras de relleno de pequeños canales, midiéndose paleocorrientes hacia el E. Este tramo se acuña lateralmente hacia el NE.
- 7 - 4 m. Conglomerado de apariencia compacta, cementado, con cantos redondeados de naturaleza básica y soportados por la matriz arenosa.
- 8 - 1 m. Toba de grano grueso (lapílica) de color gris e hiladas de pomez de color blanco.
- 9 - 22 m. Sucesión de conglomerados con intercalaciones ocasionales de arenas gruesas. En su conjunto muestran características muy similares a las del tramo 4 y sólo se diferencian de éste por la mayor abundancia de cantos de fonolitas miocenas rubefactados y por la escasez de estructuras de ordenamiento interno. En su techo se desarrolla un almagre de unos 20-50 cm. de potencia.

ESTRATIGRAFIA

- 10 - 9 m. Colada básica, lajeada en su base y luego masiva. Se observan escasos fenocristales de feldspatos y piroxenos que no alcanzan 1 cm. A techo se comienza a desarrollar un nivel escoriáceo.
- 11 - 6 m. Tramo cubierto por derrubios de ladera.
- 12 - 3 m. Conglomerado de cantos básicos soportado por la matriz. Techo rubefactado.
- 13 - 7 m. Colada básica de color negruzco, afanítica, con base escoriácea, luego algo lajeada y después masiva. Techo escoriáceo.
- 14 - 7,5 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN. Matriz grisácea y aspecto cinerítico-arenoso. Fragmentos de pomez de colores grisáceos, muy vesiculados, formas irregulares, presentando mayor abundancia y tamaños (hasta 1 m.) hacia techo. Los líticos presentan centiles de hasta 70 cm., suponen el 30-40% del total de la roca y pueden acumularse en ciertas bandas marcando planos de discontinuidad litológica. Se observan moldes cilíndricos de restos vegetales cerca de la base.
- 15 - 2 m. Conglomerado de cantos básicos, soportado por la matriz, con base erosiva y estructuras de rellenos de canales erosivos.
- 16 - 8 m. Brecha volcánica polimíctica muy compacta tipo BRN. Base plana con desarrollo de un nivel de grano fino enriquecido en cristales y potencia de 1-5 cm. Líticos básicos y también abundantes fonolíticos miocenos, con centiles de hasta 50 cm. y suponen aproximadamente el 30% del total de la roca. Engloba moldes vegetales cilíndricos cerca de la base.
- 17 - 1,5 m. Colada básica de color azul oscuro, muy vesicular, presentando fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm. Techo escoriáceo.
-

18 - 13,5 m Alternancia de conglomerados y arenas gruesas en capas de 0,5 m. Presentan estructuras de relleno de surcos erosivos y estratificaciones cruzadas curvas que marcan paleocorrientes hacia el NE.

Observaciones: En la sucesión de paquetes conglomeráticos, se observa su escasa continuidad lateral, dando formas lenticulares decamétricas que se sustituyen lateralmente por otros conglomerados y ocasionalmente por brechas tipo BRN intercaladas. El tramo 16 que representa la brecha volcánica tipo BRN más clara de esta columna, también presenta forma lenticular pero a una mayor escala, hectométrica, acuñándose hacia el ENE por un lado y al SSO por otro. En la acuñación hacia el ENE, destaca la pérdida gradual de compactación que va adquiriendo la brecha.

2.2.6 - COLUMNA DE LAS CASAS DE TINOCA (Fig. 2.11)

Clave: LPD

Hoja 1:25.000: 1101 I-II, "Las Palmas de Gran Canaria".

Posición: Ladera oeste del Barranco de Tenoya, en el camino que va al Caserío Tinocas y a la altura de Montaña Blanca.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=452,13$ $y=3111,70$ $z=100$ m.

Techo: $x=451,90$ $y=3111,75$ $z=185$ m.

Potencia total: 82 m.

Descripción de los tramos:

1 - Conglomerado de cantos fonolíticos miocenos. A techo los cantos presentan coloraciones anaranjadas (rubefacción) y algunos huellas de litófagos. Sobre ellos, se deposita de forma irregular un nivel de arenas medias con laminaciones ondulantes.

2 - 48 m. Lavas básicas. En sus primeros 30 m. presentan estructuras

ESTRATIGRAFIA

CAMINO CASERIO TINOCA - LPD

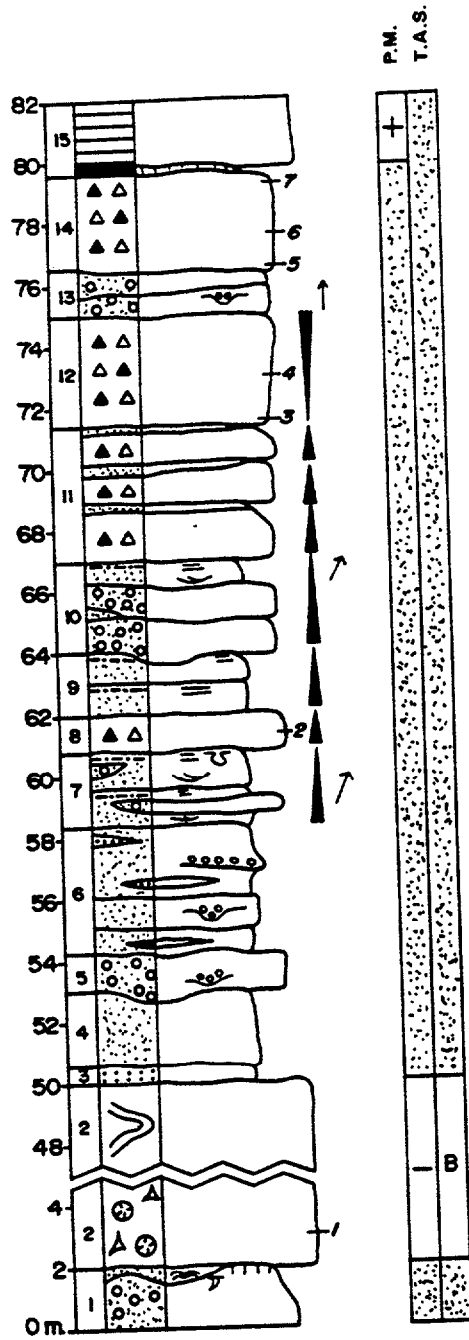


Figura 2.11 - Columna de las Casas de Tinoca (LPD).

almohadilladas (pillows) inmersas en una brecha hialoclastífica, para pasar gradualmente a estructuras cordadas típicas de lavas "pahoe-hoe". Las "pillows" muestran formas alargadas o pseudoesféricas con diámetros comprendidos entre los 20 a 80 cm., una estructura interna radial y una "corteza" externa vítrea de 2-4 cm. de espesor. Tienen fenocristales de olivino (colores naranjas), feldespatos y piroxenos de hasta 1 cm. de longitud, inmersos en una pasta de aspecto vítreo y colores rojizos de oxidación. Bastante vesiculadas, con las vesículas generalmente rellenas por crecimientos de zeolitas en formas botroidales. La brecha hialoclastífica que va paulatinamente dominando sobre las "pillows", se encuentra bastante alterada a materiales arcillosos.

Por su parte, los flujos tipo "pahoe-hoe" presentan escasos y pequeños restos cordados que impiden tomar de forma clara mediciones de sus paleodirecciones. Tienen abundantes fenocristales de olivino y piroxenos de hasta 1 cm. de tamaño.

- 3 - 0,5 m. Toba cinerítica-lapillíca, color beige. Muestra hiladas de fragmentos de pomez de colores blancos, tamaños inferiores a 1 cm. y formas subredondeadas. También se observan pequeños líticos de naturaleza básica cerca de su techo y con tamaños inferiores a 3 cm.
- 4 - 2,5 m. Arenas gruesas, masivas. Hay algunas hiladas de pomez similares a las del tramo inferior.
- 5 - 1,2 m. Conglomerado de cantos básicos y fonolíticos miocenos, éstos últimos mejor redondeados y algunos con coloraciones anaranjadas (rubefactados). Base erosiva y presencia de estructuras de rellenos de pequeños canales erosivos.
- 6 - 4 m. Arenas gruesas a medias de aspecto compacto. Tienen pequeños niveles de forma lenticular donde se acumulan fragmentos irregulares de pomez blancos inferiores a 3 cm. También se observan rellenos de canales erosivos y

ESTRATIGRAFIA

- cicatrices erosivas marcadas por cantos básicos y de brecha tipo BRN, redondeados y con diámetros de hasta 15 cm.
- 7 - 1,6 m. Arenas medias a limos en secuencias granodecrecientes. Aspecto compacto y presencia de estructuras de ordenamiento interno tales como estratificación cruzada en surco en las arenas y laminaciones paralelas en los limos. Intercalados hay niveles conglomeráticos de cantos básicos en formas acanaladas. Estas estructuras marcan direcciones de paleocorrientes hacia el NNE. A techo del tramo, en el último nivel limoso, se observa estructuras de carga.
- 8 - 1,2 m. Brecha volcánica polimíctica tipo BRN. Base plana con algunas irregularidades debidas a fenómenos de carga y desarrollo de un nivel de granulometría fina de 1-5 cm. de espesor. Los líticos presentan centiles de hasta 50 cm. y se ordenan según una granoselección positiva tanto de sus tamaños como de su abundancia (pueden representar el 30-40% del total de la roca cerca de la base y bajan al 20% en el techo). Matriz de color beige-gris y aspecto arenoso-cinerítico.
- 9 - 2 m. Arenas medias a limos en secuencias granodecrecientes. Laminación paralela algo difusa en los limos. Cantos básicos redondeados de 1-3 cm. cerca de las bases de las arenas y fragmentos de pómez inferiores a 1 cm. distribuidos al azar.
- 10 - 3 m. Conglomerados de cantos básicos con intercalaciones de arenas-limos que se hacen más patentes hacia el techo del tramo, dando en su conjunto una secuencia positiva. Bases erosivas. Estratificaciones cruzadas en surco en las arenas (marcando paleocorrientes hacia el NNE) y laminaciones paralelas en los limos.
- 11 - 4,5 m. Sucesión de capas de brechas volcánicas polimícticas tipo BRN con intercalaciones de niveles limo-arenosos. Las brechas tienen características análogas a las del tramo 8. Todas las capas presentan contactos netos, siendo con bases planas en las brechas volcánicas y erosivas en las
-

arena-limos. En estos niveles limo-arenosos son comunes hiladas de fragmentos pumfíticos (Fig. 2.12).

- 12 - 3,5 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN. Base plana. Líticos de naturaleza básica y algunos fonolíticos miocenos, con tamaños entre 5-30 cm. y alcanzando hasta 70 cm. cerca del techo, en una clara granoselección negativa. Sin embargo, en cuanto a abundancia se refiere, los líticos pueden llegar a representar el 50% del total de la roca cerca de su base para bajar al 30% en su techo. Matriz de color gris en la que están dispersos escasos fragmentos de pómez, subredondeados e inferiores a 5 cm.
- 13 - 1,5 m. Conglomerados de cantos básicos muy redondeados. Estructuras de relleno de canales erosivos que marcan paleocorrientes al N.
- 14 - 3 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana con desarrollo de un nivel de granulometría fina, muy continuo y de 1-3 cm. de potencia. Granoselección positiva respecto al tamaño y la abundancia de líticos, que son de naturaleza básica y ocasionalmente fonolíticos miocenos y plutónicos, centil de 40 cm. Techo localmente con coloraciones rojizas.
- 15 - Lava básica, escoriácea en su base y luego masiva. Desarrolla un almagre de unos 20-30 cm. y se dispone de forma discordante sobre los tramos anteriores.

Observaciones: Nivel de lavas almohadilladas correlacionable con el de la columna LPA. La sucesión de paquetes de areniscas, con intercalaciones conglomeráticas, y los paquetes de brechas volcánicas presentan morfologías lenticulares de escala decamétrica, con sustituciones laterales y solapamientos entre sí. Sin embargo, hacia el SO-SE estas secuencias son sustituidas parcialmente por un nivel de arenas de color negro de unos 10-20 m. de potencia que se apoya directamente sobre lavas correlacionables con las pahoe-hoe del tramo 2. Estas arenas están muy bien seleccionadas, con los granos pulidos y dispuestas según estratificaciones cruzadas a gran escala marcando paleodirecciones hacia el SE (2.13). Estas características



Figura 2.12 - BRN con granoselección positiva en líticos y base plana intercalada entre niveles arenosos. El nivel inferior muestra varias hiladas de fragmentos pumíticos.



Figura 2.13 - Restos de dunas eólicas de arenas negras.

indican que se tratan de arenas eólicas, claramente diferenciables de las que forman la sucesión en la columna levantada.

2.2.7 - COLUMNA DE LA DIVISORIA DEL CORRAL (Fig. 2.14)

Clave: SBA

Hoja 1:25000: 1109 I, "Santa Brígida".

Posición: Columna realizada en la ladera sureste de la divisoria del Corral, siguiendo un camino que conduce cerca de la ciudad-residencia San Juan de Dios.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=458,67$ $y=3105,57$ $z=90$ m.

Techo: $x=458,50$ $y=3105,65$ $z=150$ m.

Potencia total: 47 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Conglomerado de cantos fonolíticos miocenos. Los cantos situados a techo tienen coloraciones rojizas y marcas de litófagos.
- 2 - 3 m. Capa de limos con intercalaciones de arenas en la base y capa de arenas finas-medias a techo. Todas las arenas presentan laminaciones, bien de tipo ondulada, bien cruzada planar, que dan paleodirecciones hacia el oeste. Abundante bioturbación, tanto en los limos como en las arenas, y presencia en las últimas de pequeños fragmentos de conchas de moluscos.
- 3 - 10 m. Sucesión de paquetes de conglomerados de cantos básicos, fonolíticos miocenos y escasos de tipo BRN, con intercalaciones de niveles areno-limosos. Los conglomerados suelen presentar una cierta ordenación de sus cantos según estratificaciones cruzadas en surco, con paleodirecciones

DIVISORIA DEL CORRAL - SBA

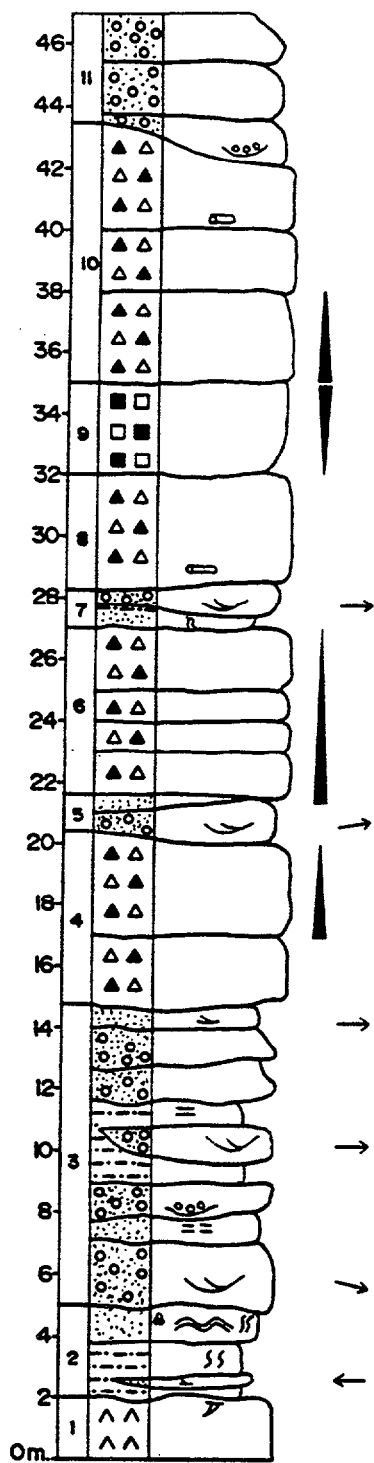


Figura 2.14 - Columna de la Divisoria del Corral (SBA).

ESTRATIGRAFIA

hacia el E y ESE. También se observan estructuras de relleno de canales erosivos. En las arenas y limos aparecen laminaciones paralelas a cruzadas planares.

- 4 - 5,5 m. Brechas volcánicas polimícticas, compactas, tipo BRN. Bases planas, con desarrollo de un nivel centimétrico de granulometría fina y enriquecido en cristales (piroxenos y anfíboles). El paquete superior tiene granoselección positiva en líticos. Estos líticos son de tipo básico y raramente fonolíticos miocenos y plutónicos, con centiles inferiores a 50 cm. y representan el 20-30% de la roca. Los fragmentos pumíticos son más abundantes hacia los techos.
- 5 - 1 m. Conglomerado de cantos básicos marcando estratificaciones cruzadas en surco con paleodirecciones hacia el ENE, y nivel areno-limoso a techo en el cual se observan formas de antiguas grietas de desecación.
- 6 - 5,5 m. Sucesión de 4 paquetes de brechas volcánicas polimícticas, compactas, tipo BRN, en secuencias claramente granodecrescientes respecto a los tamaños y abundancias de sus componentes líticos que no representan más del 20-30% del total de la roca y centiles inferiores a 50 cm. La naturaleza de los líticos es muy variada, dominando siempre los tipos básicos sobre los fonolíticos miocenos y los de tipo BRN (estos dos últimos más redondeados que los primeros).

La diferencia entre los líticos tipo BRN y la brecha que los engloba estriba en el color de la matriz y grado de compactación. Así, la matriz es ocre-beige y muy compacta en los líticos, y grisácea y menos compacta en las brechas englobantes.

Los contactos entre estas brechas son netos, con bases planas y desarrollo en ellas de niveles de granulometría fina enriquecidos en fenocristales. Los fragmentos pumíticos son escasos y parecen más abundantes hacia los techos.

- 7 - 1,5 m. Nivel areno-limoso con posibles tubos de bioturbación y
-

- canal erosivo relleno por un conglomerado de cantos básicos con estratificaciones cruzadas en surco a su techo. El canal marca paleodirección hacia el E.
- 8 - 3,5 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Al igual que las del tramo 6, presenta base plana con desarrollo de nivel fino, líticos básicos y otros de brecha tipo BRN y escasos fragmentos pumíticos. Sin embargo, esta brecha no presenta granoselección clara respecto a los tamaños de los líticos e incluye ocasionalmente pequeños moldes cilíndricos de restos vegetales.
- 9 - 3 m. Brecha polimíctica, poco compacta, soportada por la matriz y a techo por los líticos. Estos son subangulosos a subredondeados, de tipo básico y también abundantes de brecha tipo BRN, dispuestos en secuencia negativa respecto a su abundancia. Los tamaños se distribuyen aleatoriamente, oscilando entre los 5-10 cm. y centiles de hasta 1 m. Escasos restos de fragmentos pumíticos muy disgregados.
- 10 - 8,5 m. Sucesión de tres paquetes de brechas volcánicas polimícticas, compactas, tipo BRN y con características muy similares a las del tramo 6. No obstante, se diferencian por la mayor potencia de sus capas individuales, peor definición de las granoselecciones positivas en los líticos y presencia de algún pequeño molde cilíndrico de restos vegetales.
- 11 - 3,5 m. Conglomerados de cantos básicos y brechas tipo BRN, dispuestos de forma erosiva y discordante sobre las brechas del tramo inferior. No presentan una clara ordenación interna y sólo se observan estructuras de relleno de canales erosivos.

Observaciones: Tanto en esta área (Divisoria del Corral) como en otras vecinas al norte (Divisoria de Mesa, Barrio de San José) se observa la misma sucesión de materiales aquí descrita, aunque parece que hacia el norte los paquetes conglomeráticos y brechas polimícticas no compactas comienzan a predominar sobre los de brecha tipo BRN.

En estas secuencias destaca la poca continuidad lateral que ofrecen sus capas individuales, acuñándose y dando lugar a formas lenticulares de tamaños métricos a decamétricos que se solapan lateralmente con otras capas de similar naturaleza y morfología. En conjunto, estas formas lenticulares indican paleodirecciones de flujo dirigidas según un abanico NE-SE, siendo más difícil determinar la dirección de solapamiento entre las capas individuales, que parece unas veces dirigido al NE y otras al SE.

Finalmente, en el rápido tránsito lateral entre estas capas, resulta muy difícil en ocasiones diferenciar las de tipo conglomerático de las brechoideas, presentándose pasos graduales entre ellas.

2.2.8 - COLUMNA DE LA DIVISORIA DE LAS CUEVAS (Fig. 2.15)

Clave: SBB

Hojas 1:25000: 1109 I, "Santa Brígida".

Posición: Ladera SE de la Divisoria de las Cuevas.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=458,75$ $y=3104,27$ $z=90$ m.

Techo: $x=458,52$ $y=3104,45$ $z=180$ m.

Potencia total: 85 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Toba miocena que reposa sobre una colada lávica fonolítica de la misma edad. Sobre la toba se encuentra un nivel conglomerático de unos 0,5 m., con cantos de lavas fonolíticas miocenas rubefactados y con huellas de litófagos en sus caras superiores. Lateralmente, tanto la toba como el nivel conglomerático desaparecen, quedando la colada lávica fonolítica infrayacente que entonces exhibe abundantes huellas de litófagos en su techo.
- 2 - 0,5 m. Arenas finas a medias, con una distribución lateral muy

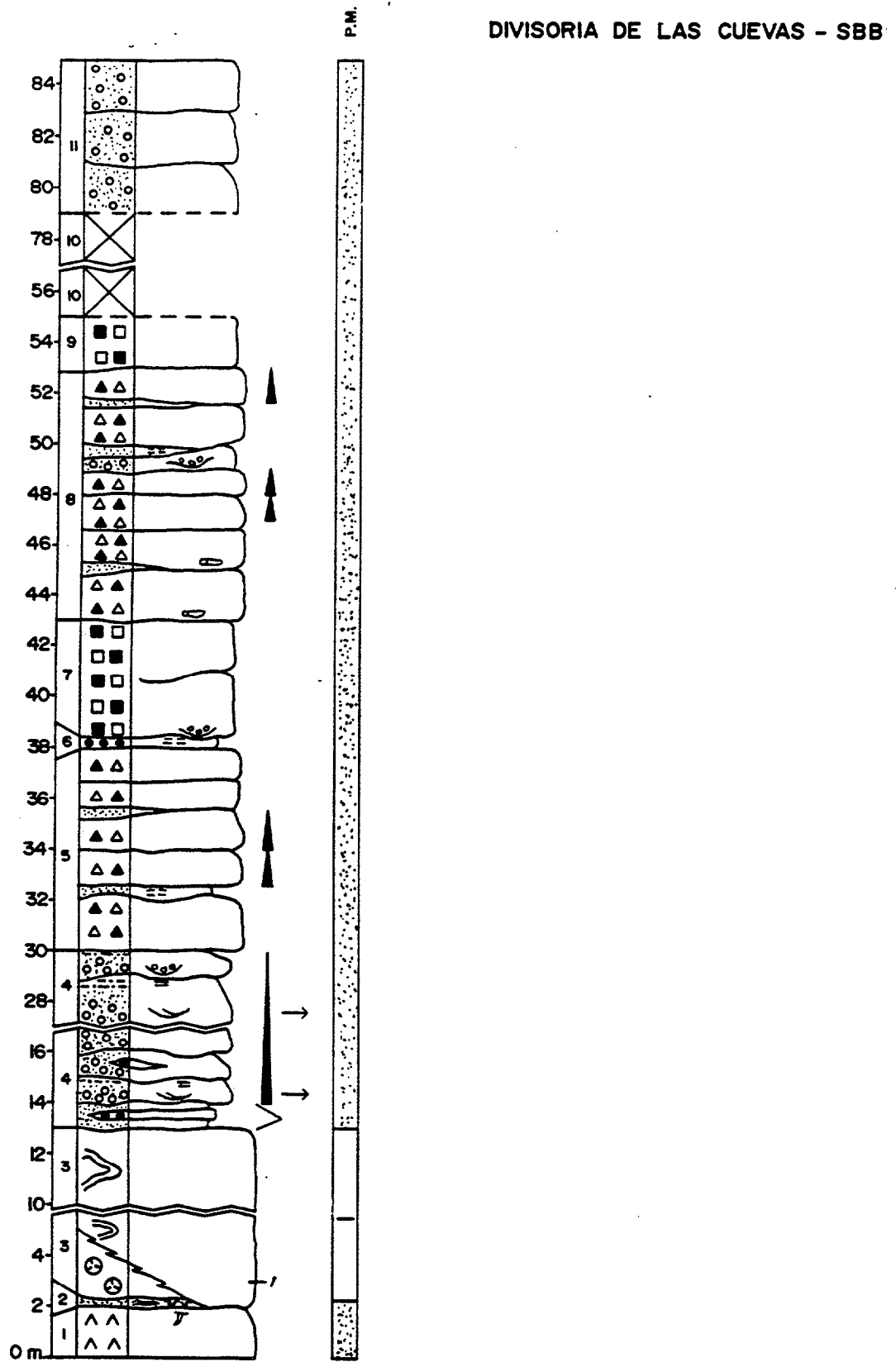


Figura 2.15 - Columna de la Divisoria de las Cuevas (SBB).

discontinua y se encuentran tanto sobre los conglomerados rubefactados como sobre el paquete lávico fonolítico. Presentan laminaciones de oscilación, otras de carácter más difuso, estructuras de carga y tubos de bioturbación.

- 3 - 2-11 m. Lavas básicas de colores azules oscuros, con estructuras cordadas, potencias alrededor de los 10 m. y con abundantes fenocristales de piroxeno y olivino que pueden alcanzar 1-2 cm. Lateralmente, en una zona muy restringida (unos 50 m. de afloramiento) y descansando sobre las lavas fonolíticas miocenas con retazos en su techo de las arenas del tramo 2, estas lavas básicas presentan estructuras almohadilladas (pillows), con una corteza externa vítrea de coloración anaranjada y un interior con una grosera disyunción radial y con fenocristales de piroxenos y olivinos (totalmente iddingsitizados) de hasta 1 cm. La potencia de estas lavas almohadilladas no supera los 2 m. (Fig. 2.16).
- 4 - 17 m. Conglomerados de cantos básicos con niveles de arenas-limos intercalados, dando en conjunto secuencias granodecipientes. Los conglomerados suelen ordenarse según estratificaciones cruzadas en surco con paleodirecciones hacia el E, mientras que las arenas y limos lo hacen según laminaciones paralelas a difusas.

Destacan en esta secuencia unos niveles lenticulares de tobas lapílicas blancas, intercalados sobre todo entre los primeros paquetes de la secuencia.

Sobresale también un nivel conglomerático de 1-2 m. de potencia, aflorante en la zona de tránsito entre las estructuras cordadas y las almohadilladas de las lavas del tramo 3. Se compone de cantos con mineralogía muy similar a la de dichas lavas y una matriz tipo hialoclastítica. Los cantos están muy redondeados, rubefactados y ordenados según láminas imbricadas que progradan en dirección SO, desde las lavas con estructuras cordadas a las almohadilladas.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 5 - 8 m. Brechas volcánicas polimícticas, compactas, tipo BRN, dispuestas en 5 paquetes con potencias individuales entre 1 a 2 m., entre los que se intercalan niveles areno-limosos y otros cineríticos, con laminaciones paralelas difusas. Los paquetes de brecha muestran bases planas con desarrollo de niveles centimétricos de granulometrías finas y ricos en fenocristales. Líticos de naturaleza básica, subangulosos, más escasos fonolíticos miocenos, subredondeados y algunos rubefactados, con centiles inferiores a 30 cm. y representan el 20-40 % de la roca. En algunos paquetes se ordenan en secuencias granodecipientes. Por su parte, los fragmentos pumíticos son escasos y distribuidos de forma irregular por todos los paquetes. La matriz es de color beige-gris y aspecto cinerítico-arenosa.
- 6 - 0,5 m. Toba lapílica de color blanco-beige, con laminación difusa.
- 7 - 4,5 m. Brecha polimíctica, no compacta, soportada por la matriz. Exhibe base neta, plana, salvo en pequeños canales erosivos rellenos por conglomerados de grano fino. Líticos de naturaleza básica y otros de brecha tipo BRN, subangulosos a redondeados, muy heterométricos, sin ningún ordenamiento interno y los de BRN con centiles de hasta 1 m. Se observan discontinuidades erosivas marcadas por acumulación de líticos.
- 8 - 10 m. Sucesión de brechas volcánicas polimícticas, compactas, tipo BRN, con intercalaciones de niveles areno-limosos y cineríticos, dando un conjunto análogo al del tramo 5. Las brechas se diferencian por la presencia de pequeños moldes cilíndricos de restos vegetales en varias de sus capas y cerca de sus bases, así como por la inclusión de algunos líticos de brecha tipo BRN. Estos líticos están subredondeados y se distinguen de las brechas que los engloban por su aparente mayor compactación, mayor proporción de fenocristales en la matriz y una coloración más ocre.
- 9 - 2 m. Brecha polimíctica, no compacta, soportada por la matriz.
-

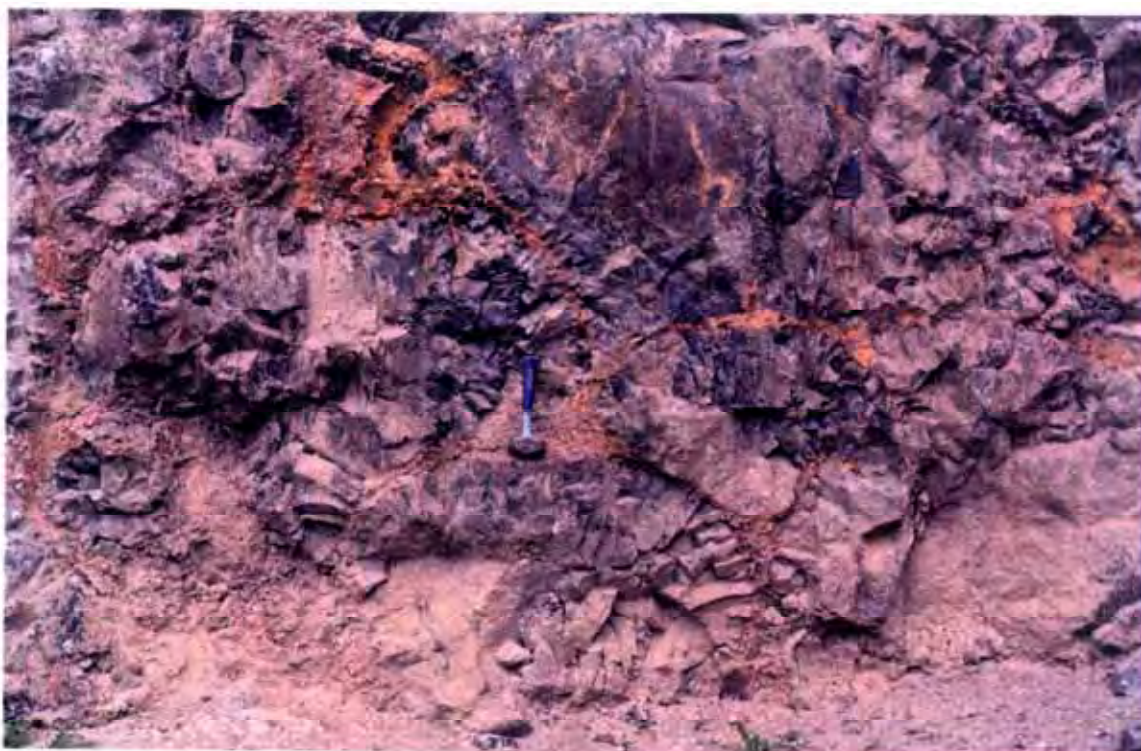


Figura 2.16 - Restos de lavas almohadilladas.



Figura 2.17 - Sucesión de capas de BRN con depósitos epiclásticos intercalados. Las capas muestran formas lenticulares y solapamientos laterales.

ESTRATIGRAFIA

Esta brecha es similar a la del tramo 7 y exhibe localmente concentración de líticos a unos 0,5-1 m. de la base.

- 10 - 24 m. Tramo cubierto por derrubios de ladera subactuales.
- 11 - 6 m. Conglomerados de cantos básicos y de brechas tipo BRN, con mala clasificación de sus tamaños y sin ordenamiento interno aparente.

Observaciones: Al igual que ocurría con la columna SBA, la sucesión de conglomerados y brechas presentan escasa continuidad lateral, formas lenticulares y solapamientos laterales producidos por materiales de naturalezas parecidas (Fig. 2.17).

Con respecto a las lavas del tramo 3, a diferencia de lo que ocurría en las columnas LPA y LPD, las que presentan estructuras almohadilladas no se sitúan debajo de las que tienen estructuras cordadas, sino que lo hacen lateralmente aunque con bastante menos potencia. Igualmente, las brechas hialoclastíticas prácticamente no existen en esta columna y sólo la matriz del nivel conglomerático del tramo 4 resulta análoga a este material. En cualquier caso, las posiciones estratigráficas análogas que ocupan estas lavas y las almohadilladas de las columnas LPA y LPD, e incluso las de la columna ARC, así como ciertas similitudes litológicas y estructurales entre ellas, permiten correlacionarlas.

2.2.9 - COLUMNA DEL LOMO DE JINAMAR (Fig. 2.18)

Clave: SBC

Hoja 1:25.000: 1109-I, "Santa Brígida".

Posición: Lomo de Jinamar.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=458,45$ $y=3100,45$ $z=90$ m.

Techo: $x=458,00$ $y=3100,67$ $z=190$ m.

Potencia total: 80 m.

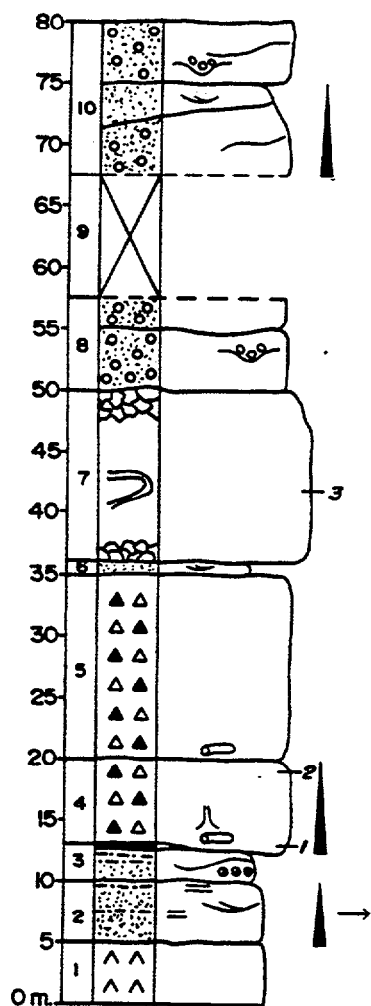


Figura 2.18 - Columna del Lomo de Jinamar (SBC).

ESTRATIGRAFIA

Descripción de los tramos:

- 1 - Toba miocena.
- 2 - 5 m. Arenas y limos grises-negros en secuencias granodecrecientes de 0,2 a 1 m. de potencia, finamente laminadas. Esta laminación es paralela principalmente en los limos y en surco en las arenas, indicando estas últimas paleodirecciones hacia el E.
- 3 - 3 m. Arena limo-arcillosa de color marrón, masiva, con cicatrices erosivas y presencia en la base de lapillis armados (pisolitos) de hasta 15 cm. de diámetro y formas redondeadas-irregulares. Hacia techo destacan láminas difusas compuestas por fragmentos pumíticos blancos, irregulares y con tamaños inferiores a 1 cm.
- 4 - 7 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana con nivel milimétrico de granulometría fina. Líticos de naturaleza básica y algunos fonolíticos miocenos, con centiles inferiores a 40 cm., suponen entre el 20-30% de la roca y se presentan en clara granoselección positiva tanto de tamaños como de abundancia. Los fragmentos pumíticos se distribuyen de forma dispersa por toda la roca. Se observan abundantes moldes vegetales cilíndricos cerca de la base y sobre alguno de ellos se desarrollan tubos de desgasificación. La brecha en su conjunto muestra un claro desarrollo de grietas verticales en disposición aproximadamente ortogonal.
- 5 - 15 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, de características muy similares a la inferior aunque se presenta con aspecto más masivo, sin granoselecciones ni tubos de desgasificación.
- 6 - 0,8 m. Arena de grano grueso-medio, color gris, laminaciones en surco difusas y presencia de hiladas de pequeños fragmentos pumíticos de colores blancos.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 7 - 15 m. Lava básica, con desarrollo de niveles escoriáceos en la base y techo, y restos cordados en su interior. Abundantes fenocristales de olivino y piroxenos inferiores a 1 cm.
- 8 - 7,5 m. Conglomerados soportados por la matriz, cantos subredondeados de naturaleza básica y algunos de brecha tipo BRN. Presencia de canales rellenos por cantos.
- 9 - 10 m. Tramo cubierto por derrubios producto de acción antrópica.
- 10 - 12,5 m Conglomerados con intercalaciones de niveles arenosos en secuencias granodecrecientes. Cantos subredondeados de naturaleza básica. Abundancia de cicatrices erosivas y algunos canales rellenos por cantos. Laminación en surco en los niveles arenosos.

Observaciones: En esta columna sólo cabe mencionar el aspecto tan compacto que presentan las brechas volcánicas de los tramos 4 y 5, así como el sistema de grietas verticales y en disposición aproximadamente prismática que exhiben las mismas. Esta característica no se observa en paquetes de brechas similares en estos sectores NE cercanos a la costa, aunque si en otros situados en los sectores centrales de la isla.

2.2.10 - COLUMNA DE LA MEDIA FANEGA (Fig. 2.19)

Clave: SBH

Hoja 1:25000: 1109 I, "Santa Brígida".

Posición: Ladera sur del Barranco de la Cruz, a la altura de la Divisoria de la Media Fanega.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: x=451,32 y=3098,85 z=540 m.

Techo: x=451,42 y=3098,47 z=743 m.

Potencia total: 154 m.

MEDIA FANEGA - SBH

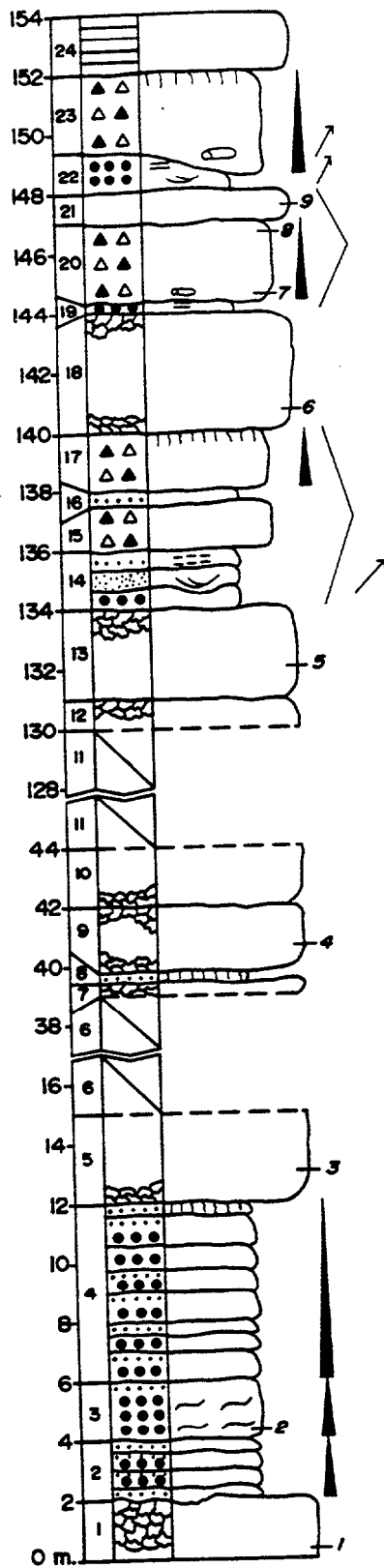


Figura 2.19 - Columna de la Media Fanega (SBH).

Descripción de los tramos:

- 1 - Lava básica muy escoriácea, de color gris oscuro y contiene escasos fenocristales de piroxeno inferiores a 1 cm.
- 2 - 2 m. Sucesión de 4 capas de tobas lapílicas-cineríticas, con potencias individuales de aproximadamente 0,5 m. Son de color blanco a ocre-beige si domina la componente cinerítica, tienen escasos líticos de tipo básico, diámetros inferiores a 2 cm. y siempre dispuestos en las bases de las capas. Los contactos entre ellas son planos aunque no muy netos y muestran una cierta gradación de tamaños, con los líticos en las bases y dominio cinerítico hacia techo.
- 3 - 2 m. Toba lapílica blanca con fragmentos pumíticos estirados que le confiere una estructura flameada. La base es plana, neta y en ella se localizan escasos líticos básicos con tamaños inferiores a 5 cm. En el techo domina la matriz cinerítica sobre los fragmentos pumíticos que ya no están estirados.
- 4 - 6 m. Sucesión alternante de al menos 8 capas de tobas lapílicas-cineríticas con caracteres muy similares a los exhibidos por las tobas del tramo 2 (Fig. 2.20). La toba cinerítica a techo de esta secuencia presenta coloraciones rojizas de rubefacción.
- 5 - 3 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, base algo escoriácea y presencia de fenocristales de piroxenos de hasta 1 cm. y en menor proporción olivinos alterados.
- 6 - 14 m. Tramo semicubierto por la vegetación, en el que sólo quedan al descubierto restos de coladas lávicas básicas.
- 7 - 0,5 m. Escorias básicas que pueden corresponder al techo de una lava.
- 8 - 0,3 m. Toba cinerítica roja, masiva y con una gran continuidad lateral.

ESTRATIGRAFIA

- 9 - 2,2 m. Lava básica de color gris claro, con muro y techo muy escoriáceos e interior masivo o con una cierta disyunción horizontal. Posee pequeños fenocristales de piroxeno y anfíboles.
- 10 - 2 m. Lava básica de color gris claro, con base algo escoriácea, conteniendo abundantes fenocristales prismáticos de piroxeno y anfíbol con tamaños inferiores a 2 cm.
- 11 - 86 m. Tramo semicubierto por la vegetación y suelos actuales. Sólo se conservan restos de coladas lávicas básicas.
- 12 - 1 m. Techo escoriáceo de una lava básica.
- 13 - 3 m. Colada lávica básica de color gris claro, techo algo escoriáceo y presencia de fenocristales prismáticos de piroxeno y anfíbol inferiores a 1 cm.
- 14 - 2 m. Tobas cineríticas-lapílicas y arenas dispuestas en pequeños paquetes con límites irregulares entre ellos. Se observa laminación paralela difusa en las cineritas y cruzada en surco en las arenas con bases erosivas, marcando estas últimas paleodirecciones de flujo hacia el NE.
- 15 - 1,8 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta y plana con desarrollo de nivel centimétrico de granulometría fina y enriquecido en fenocristales prismáticos oscuros. Los líticos pueden representar el 20-30% de la roca y el centil no sobrepasa los 30 cm. Fragmentos pumílicos escasos y distribuidos aleatoriamente.
- 16 - 0,2 m. Toba cinerítica masiva de color beige-gris.
- 17 - 2 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN, con características similares a la del tramo 15 y además ésta muestra una clara granoselección positiva respecto a la abundancia de los líticos. De este modo, en su techo domina la matriz cinerítica que presenta coloración rojiza de rubefacción.
-

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 18 - 4 m. Lava básica con muro y techo algo escoriáceos, color azul oscuro, abundantes fenocristales y cúmulos de piroxenos con tamaños inferiores a 2 cm. y también otros fenocristales de olivinos bastantes alterados.
- 19 - 0,3 m. Toba lapílica de color ocre-gris, con la base adaptándose a las irregularidades del techo escoriáceo de la lava inferior y con el techo neto. Laminación muy difusa marcada por alineación de fragmentos pumíticos de tamaños inferiores a 2 cm.
- 20 - 2,7 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta alabeada, caracterizada por un nivel centimétrico de granulometría fina rico en fenocristales y pequeños moldes cilíndricos de restos vegetales. Los líticos muestran una clara granoselección positiva respecto a su abundancia y algo menos respecto a sus tamaños, representan menos del 40 % de la roca y los centiles alcanzan los 70 cm.
- 21 - 1 m. Lava básica de color azul oscuro, con disyunción horizontal y conteniendo escasos y pequeños fenocristales prismáticos de piroxeno.
- 22 - 1,3 m. Toba lapílica de color beige claro muy laminada, tanto paralelamente como en surco, dando a veces formas de pseudocanales apuntando al NNE (Fig. 2.21).
- 23 - 2,7 m. Brecha volcánica polimíctica, bastante compacta, tipo BRN. Base neta y ondulada donde se presentan abundantes moldes cilíndricos de restos vegetales, algunos con diámetros de hasta 20 cm., apuntando hacia el NNE (Fig. 2.21). También en la base se desarrolla localmente un nivel de 2-5 cm. de potencia con dominio de una granulometría fina y bastantes fenocristales de piroxeno. Abundantes líticos básicos subangulosos y escasos de toba lapílica-cinerítica, similares a la toba infrayacente, con bordes irregulares a redondeados y no superan los 10 cm. Los líticos muestran una clara secuencia granodecreciente respecto a sus abundancias y tamaños, representando del



Figura 2.20 - Sucesión de niveles de tobas lapílicas blancas.



Figura 2.21 - BRN con base plana y abundantes moldes cilíndricos de restos vegetales orientados perpendicularmente al plano (dirección NE). El nivel inferior es una toba lapílica de color ocre con laminación paralela.



Figura 2.22 - BRN del tramo 23 con base alabeada a gran escala y que solapa hacia la derecha (NE) a los depósitos inferiores

ESTRATIGRAFIA

20 al 40% del total de la roca y sus centiles pueden llegar a alcanzar el metro. La matriz es de un tono más beige que la de las anteriores brechas volcánicas. El techo presenta localmente coloraciones rojizas.

24 - Lava básica de color azul oscuro, dispuesta discordantemente sobre los materiales inferiores.

Observaciones: En esta columna destaca el cambio respecto a la geometría y disposición de los materiales que se produce a partir del tramo 14. Los inferiores se presentan en formas tabulares y subparalelos entre sí, mientras que los superiores lo hacen en formas lenticulares, con acuñamientos, dispuestos entre ellos de forma subparalela a discordante y claramente discordantes con los inferiores.

Los acuñamientos más claros lo presentan los tramos 14 al 17 y 19 al 21. En ambos casos, los materiales acuñados se ven sustituidos en la dirección NE por la colada del tramo 18 y la brecha volcánica del 23. Esta brecha presenta a lo largo de su recorrido una base alabeada, dando formas lenticulares a escala decamétrica que parecen progradar hacia el NE (Fig. 2.22).

2.2.11 - COLUMNA DEL BARRANCO DE SAN ROQUE (Fig. 2.23)

Clave: TEA

Hojas 1:25000: 1109 I, "Santa Brígida" y 1109 II, "Telde".

Posición: Ladera sur del Barranco de San Roque, a la altura de la Urbanización los Llanetes.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=453,57$ $y=3097,42$ $z=390$ m.

Techo: $x=453,97$ $y=3097,20$ $z=510$ m.

Potencia total: 101 m.

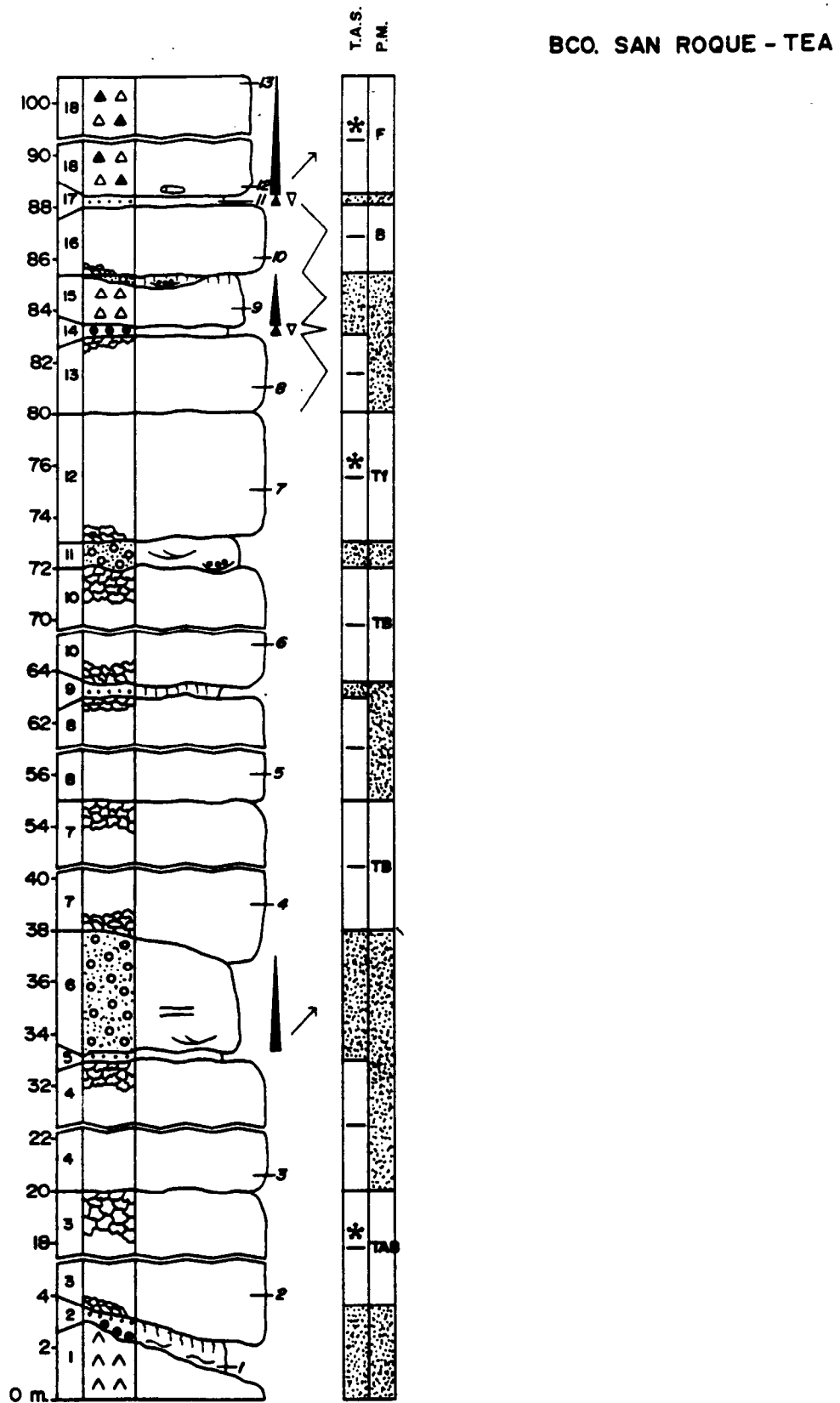


Figura 2.23 - Columna del Barranco de San Roque (TEA).

Descripción de los tramos:

- 1 - Ignimbritas fonolíticas miocenas que forman un claro resalte paleotopográfico.
- 2 - 0-1,5 m Tobas lapílicas-cineríticas de color blanco, potencias muy variables llegando a desaparecer en las zonas más elevadas del paleoresalte mioceno y superando más de 1 m. en las zonas deprimidas, donde se diferencian varias capas finamente laminadas (Fig. 2.24). Los fragmentos pumíticos presentan formas elongadas en algunas de estas capas (las inferiores), confiriéndoles una estructura flameada que se pierde hacia techo de la secuencia. Se observa una distribución aleatoria de líticos de tipo básico y fonolítico miocenos inferiores a 2 cm. El techo de estas tobas presenta localmente coloraciones rojizas.
- 3 - 16,5 m. Colada lávica básica, con muro algo escoriáceo y con una clara disyunción en lajas que se adaptan al paleorelieve previo. Techo muy escoriáceo. En esta lava de grano muy fino sólo destacan pequeños (<0,5 cm.) fenocristales prismáticos-aciculares oscuros.
- 4 - 13 m. Colada lávica básica de características similares a la inferior.
- 5 - 0,2 m. Toba cinerítica de color gris adaptada a las irregularidades del techo escoriáceo de la lava inferior.
- 6 - 4,8 m. Conglomerado de cantos básicos, redondeados y algunos escoriáceos, dispuestos en una secuencia granodecreciente y ordenados en láminas subparalelas a cruzadas en surco, con paleodirecciones de flujo hacia el NE.
- 7 - 17 m. Lava básica de color gris claro y aspecto moteado, dispuesta discordantemente sobre el tramo conglomerático inferior. Base y techo escoriáceos, e interior con disyunción en lajas. Abundantes fenocristales de piroxeno y anfíbol de tamaños inferiores a 1 cm.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 8 - 8 m. Lava básica de color azul claro, con abundante vesiculación en la base, disponiéndose esas vesículas (algunas con diámetros superiores a los 10 cm.) de forma estirada y subparalela a la base. Abundantes fenocristales y cúmulos de piroxenos de hasta 2 cm. de tamaño.
- 9 - 0,2-0,5 m. Toba cinerítica masiva, de color rojo, con base adaptada a las irregularidades del techo escoriáceo de la lava inferior.
- 10 - 8,5 m. Lava básica de color gris-azul claro, muro y techo muy escoriáceos y el resto del paquete con una pronunciada disyunción horizontal. Tiene abundantes fenocristales de piroxeno y anfíbol de hasta 2 cm.
- 11 - 1 m. Conglomerado compuesto de cantos básicos escoriáceos similares a los de la lava inferior. Presenta estratificación cruzada en surco y relleno de pequeños canales erosivos.
- 12 - 5 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, con disyunción horizontal en la base. Fenocristales de piroxenos y olivinos alterados, con tamaños de hasta 2 cm.
- 13 - 3 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, con abundantes fenocristales de piroxenos y olivinos. Se acuña lateralmente en forma lenticular.
- 14 - 0,2 m. Toba lapillica de color ocre con líticos básicos inferiores a 3 cm. dispuestos sólo en su base, mientras que los fragmentos pumíticos, de colores beige-blancos y tamaños de 1 a 5 cm., lo hacen hacia el techo.
- 15 - 1,5 m. Brecha volcánica monomítica, algo compacta y soportada por la matriz. Base neta, plana y de granulometría fina. Líticos escasos, con formas subangulosas a irregulares, básicos algo vesiculados, con tamaños entre los 5-15 cm. y en clara granoselección positiva. Los fragmentos juveniles son de coloración gris clara a beige, muy vesiculados, formas irregulares y tamaños inferiores a 5 cm. A techo se observan localmente pequeños niveles conglomeráticos con
-



Figura 2.24 - Tobas lapillica-cinérticas finamente laminadas adaptando sus potencias al paleorelieve que forman las lavas fonolíticas miocenas infrayacentes.

ESTRATIGRAFIA

- bases erosivas y ordenación de sus cantos. En general, este techo presenta coloración rojiza.
- 16 - 2,5 m. Lava básica de características muy similares a las del tramo 13.
- 17 - 0,2 m. Toba cinerítica de color ocre con base y techo netos, planos. Líticos básicos inferiores a 2 cm. se observan sólo en la base, mientras que los fragmentos pumíticos, blancos y con tamaños menores de 2-3 cm., lo hacen a techo.
- 18 - 12,5 m Brecha volcánica polimíctica, muy compacta, tipo BRN. Base plana con desarrollo de un nivel de unos 3-7 cm. de potencia, de granulometría fina, rico en fenocristales prismáticos oscuros y con abundantes moldes de restos vegetales (tanto cilíndricos como en forma de hojas) que apuntan hacia el NE. Los líticos comienzan a 0,5 m. de la base y en los primeros 1-2 m. se disponen alineados subparalelamente a la misma. Representan del 20-30% de la roca y sus centiles pueden llegar al metro. La brecha en su conjunto muestra una cierta disyunción vertical.

Observaciones: En esta zona se pone de manifiesto como la topografía miocena condiciona la geometría de los depósitos posteriores. Así, las tobas del tramo 2 desaparecen a la altura del paleosalte que aquí se formó, mientras que a ambos lados del mismo van gradualmente adquiriendo mayor potencia (Fig. 2.24). Igual le ocurre a unas coladas lávicas básicas y a unos conglomerados de cantos fonolíticos miocenos que se observan hacia el norte del área donde se levanta la columna y que estratigráficamente se colocan entre los materiales miocenos y las tobas blancas anteriores.

En general, la tendencia de la geometría de estas tobas se impone también en las lavas superiores, al menos hasta el tramo 10. Dichas lavas presentan preferentemente disyunciones en lajas que se curvan adaptándose al paleorelieve preexistente. Esto es muy patente en la colada del tramo 3, observándose como sus lajas se hacen convexas a la altura del paleosalte mioceno y se vuelven cóncavas a ambos lados del mismo. También, estas coladas tienen una cierta inclinación de unos 5-10° hacia el NE.

Finalmente, destaca el cambio que se produce en la geometría de los depósitos a partir del tramo 13, sin motivos claramente establecidos. Estos tramos, al contrario que los inferiores, presentan escasa continuidad lateral, dando lugar a formas lenticulares de tamaños decamétricos. Estos lentejones son reemplazados lateralmente por materiales lávicos y otros de brechas volcánicas tipo BRN con geometrías similares, llegando a formar un poco más al SO una secuencia de más de 7 paquetes de esta alternancia lavas-BRN. Sin embargo, la brecha volcánica del tramo 18 y su toba inferior vuelven a exhibir una clara geometría tabular y gran continuidad lateral.

2.2.12 - COLUMNA DEL BARRANCO DE LOS MOCANES (Fig. 2.25)

Clave: TEC

Hoja 1:25000: 1109 II, "Telde".

Posición: Ladera este del Barranco de los Mocanes, siguiendo una senda que parte de la hacienda Los Mocanes y va hacia la divisoria de las Cañadas.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=451,07$ $y=3094,55$ $z=700$ m.

Techo: $x=450,87$ $y=3094,27$ $z=900$ m.

Potencia total: 180 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Aglomerado volcánico de color negruzco, con líticos básicos escoriáceos y algunos con formas fusiformes, y en contacto entre sí sin apenas matriz entre ellos. Se disponen en capas imbricadas que se inclinan del orden de 20-30° siguiendo varias direcciones a modo de abanico.
- 2 - 3 m. Colada lávica básica, con muro y techo muy escoriáceos y el resto con disyunción en lajas. Muy vesiculada, con vesículas redondeadas y diámetros máximos de 3-5 cm.
- 3 - 2 m. Aglomerado volcánico de características análogas al del

BCO. LOS MOCANES - TEC

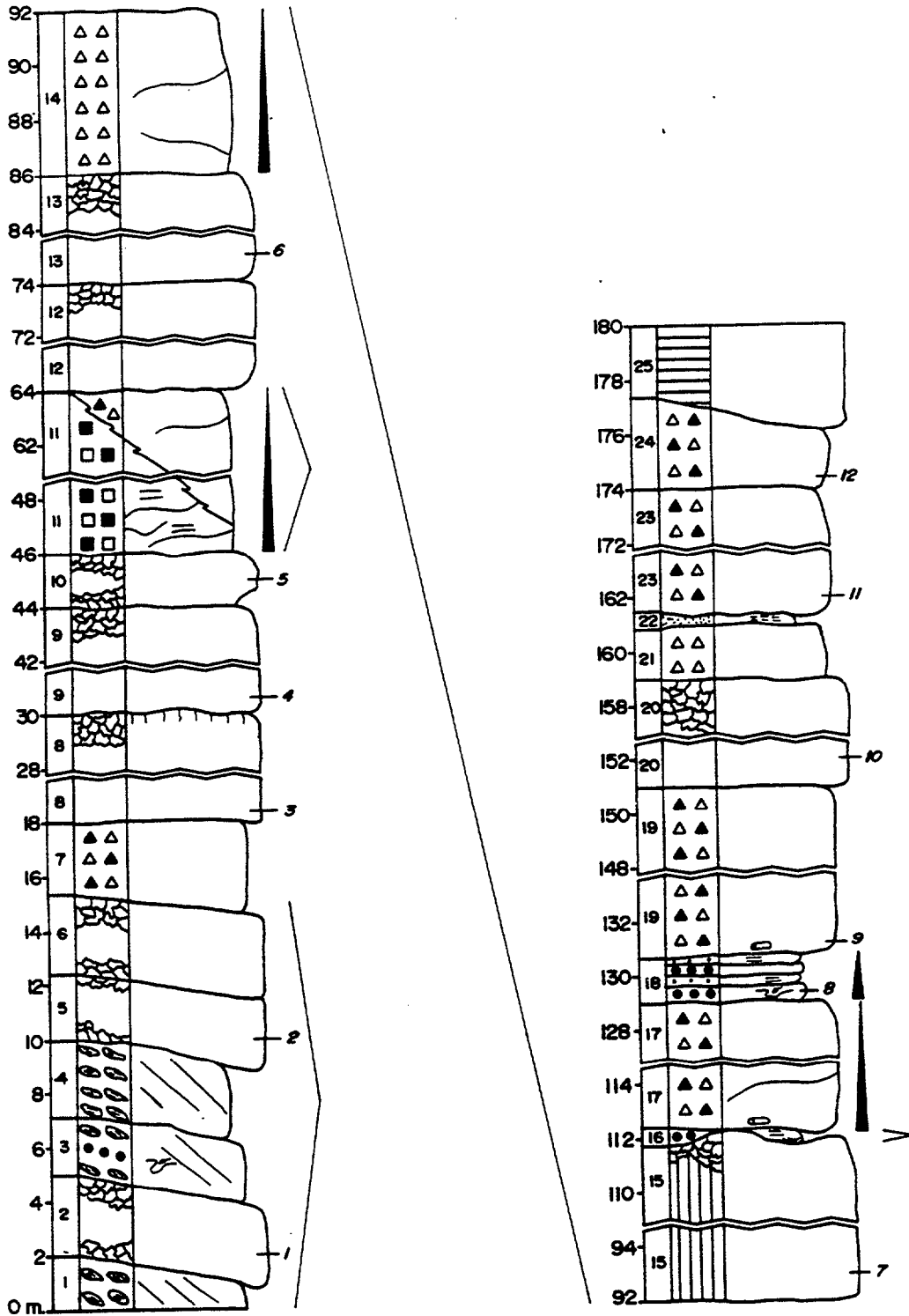


Figura 2.25 - Columna del Barranco de Los Mocanes (TEC).

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- tramo 1. Tiene intercalaciones de tobas lapílicas de color gris oscuro, donde se observan huellas de impacto de bombas, con una asimetría marcada y orientada de acorde con la inclinación de las capas imbricadas del aglomerado.
- 4 - 3 m. Aglomerado volcánico con características muy similares a las de los tramos 1 y 3.
- 5 - 2,5 m. Lava básica de color negro, aspecto alterado, con muro y techo escoriáceos. Presenta abundantes fenocristales de olivino y piroxeno con tamaños de hasta 2 cm.
- 6 - 3 m. Lava básica muy similar a la inferior, aunque de aspecto menos alterado.
- 7 - 2,5 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN. Base neta, dispuesta discordantemente sobre los depósitos anteriores y sin mostrar la inclinación de los mismos. Líticos básicos, de aspecto escoriáceo, representando entre el 40 y 50% de la roca y con centiles de hasta 1,5 m.
- 8 - 12 m. Lava básica de color azul claro con disyunción horizontal en la base y techo muy escoriáceo (las escorias pueden alcanzar 5 m. de potencia). Se observa cierta vesiculación cerca del muro, con vesículas superiores a 2 cm. y formas redondeadas. Abundantes fenocristales prismáticos de piroxeno y aciculares de anfíbol. La matriz grisácea que se dispone entre las escorias, adquiere una coloración rojiza en el techo.
- 9 - 14 m. Lava básica de similares características a la inmediata inferior.
- 10 - 2 m. Colada lávica básica muy escoriácea, de color azul oscuro y con abundantes fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm. y en menor proporción de olivino alterado.
- 11 - 18 m. Brecha polimíctica, no compacta, soportada por la matriz que es de color gris y aspecto cinerítico-arenoso. Los líticos

ESTRATIGRAFIA

de naturaleza básica y formas subangulosas, se disponen en capas alineadas subparalelamente a la base y formando secuencias granodecipientes. Representan desde el 50-60% de la roca en las bases de las secuencias, hasta el 30% hacia los techos. Se observan bastantes cicatrices erosivas que cortan las secuencias anteriores. Esta brecha adquiere lateralmente y de forma gradual un carácter más compacto, con mayor dominio de la matriz que tiene un color beige-gris. Además, el porcentaje de líticos desciende hasta un 30% del total de la roca y desaparece el carácter bandeado que presentaban. Todo ello le confiere un aspecto similar al de las brechas volcánicas tipo BRN.

- 12 - 10 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, con techo escoriáceo y abundantes fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm.
- 13 - 12 m. Colada lávica básica muy similar a la anterior.
- 14 - 6 m. Brecha volcánica monomítica, algo compacta, soportada por la matriz. Los líticos con formas irregulares, algunos escoriáceos, algo vesiculados, colores grises y tamaños inferiores a 30 cm., se disponen según una gradación positiva tanto de sus abundancias como de sus tamaños. La matriz es de color gris y tamaño ceniza-lapilli. Se observan ciertas discontinuidades litológicas representadas por niveles de granulometría fina con escasa continuidad lateral.
- 15 - 20 m. Lava básica de color gris claro, con cierta disyunción columnar y techo escoriáceo. Destacan grandes fenocristales de piroxeno de hasta 2 cm de tamaño y otros de anfíbol inferiores a 1 cm. Se observa una escasa vesiculación cerca de la base, con vesículas irregulares a redondeadas.
- 16 - 0,8 m. Toba lapillíca con base adaptada a las irregularidades del techo escoriáceo de la lava inferior. Presenta laminaciones en surco o paralelas difusas, y se diferencian hiladas de acumulación de pequeños líticos básicos, así como otras de fragmentos pumíticos de colores blanquecinos.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 17 - 16,5 m Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta, plana, con desarrollo de un nivel centimétrico de granulometría fina y rico en cristales. Cerca de esta base se encuentran escasos y pequeños moldes cilíndricos de restos vegetales. Los líticos presentan una clara distribución granodecreciente y representan el 20-40% del total de la roca, con centiles de más de 1 m. Se observan algunas discontinuidades litológicas marcadas por niveles centimétricos de granulometría cinerítica y escasa continuidad lateral.
- 18 - 1,5 m. Sucesión de tobas lapílicas y cineríticas dispuestas en 4 a 5 paquetes. Las cineríticas son de color ocre-gris y están finamente laminadas paralelamente a las bases. Las lapílicas son de color más blanco, se presentan masivas, con hiladas de pequeños líticos básicos en sus bases y algunas huellas de impacto de bombas. En general, estas tobas forman una secuencia granodecreciente.
- 19 - 20,5 m Brecha volcánica polimíctica, bastante compacta, tipo BRN. Base neta plana, donde destaca un nivel de hasta 10 cm. de potencia en el que domina una granulometría tamaño ceniza-lapilli, con abundantes fragmentos de cristales y pomez. Por encima se sitúan algunos moldes cilíndricos de restos vegetales y los líticos. Estos líticos se alinean en su primer metro, representan entre el 25-40% del total de la roca y sus centiles alcanzan 80 cm.
- 20 - 8 m. Lava básica de color azul oscuro y techo muy escoriáceo. Presenta escasos y pequeños fenocristales de piroxenos.
- 21 - 2 m. Brecha volcánica monomíctica, algo compacta, soportada por la matriz que es de color gris claro y aspecto cinerítico-arenoso, y con base plana. Los líticos son subangulosos, con tamaños entre 5-30 cm. y algo vesiculados. Además aparecen fragmentos juveniles de color gris, con abundante microvesiculación redondeada.
- 22 - 0,2 m. Nivel arenoso con laminación subparalela difusa.
-

ESTRATIGRAFIA

- 23 - 12,8 m Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana donde se encuentra un nivel centimétrico de granulometría fina. Los líticos representan menos del 40% de la roca, con centiles de hasta 1 m.
- 24 - 3,5 m Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, similar a la inferior.
- 25 - Lava básica de color negro, discordante sobre los materiales inferiores.

Observaciones: Los materiales del tramo 1 al 6 forman un conjunto aparte del resto de la columna. Sus características y disposición geométrica indican que formaron parte de un pequeño edificio volcánico de forma cónica.

Otra característica destacable en la columna es el cambio lateral de facies que se observa en el tramo 11, que en conjunto presenta una forma lenticular a escala hectométrica.

2.2.13 - COLUMNA DEL BARRANCO DE LA MORENA (Fig. 2.26)

Clave: TRC

Hojas 1:25000: 1101 I-II, "las Palmas de Gran Canaria" y 1109 I, "Teror".

Posición: Columna levantada en la ladera SE del Barranco la Morena, entre una pequeña presa rota construida en su cauce hasta la carretera local que va hacia San José del Alamo.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=450,95$ $y=3106,72$ $z=350$ m.

Techo: $x=450,67$ $y=3106,30$ $z=420$ m.

Potencia total: 30 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Colada lávica básica de color negro, vesiculada y con

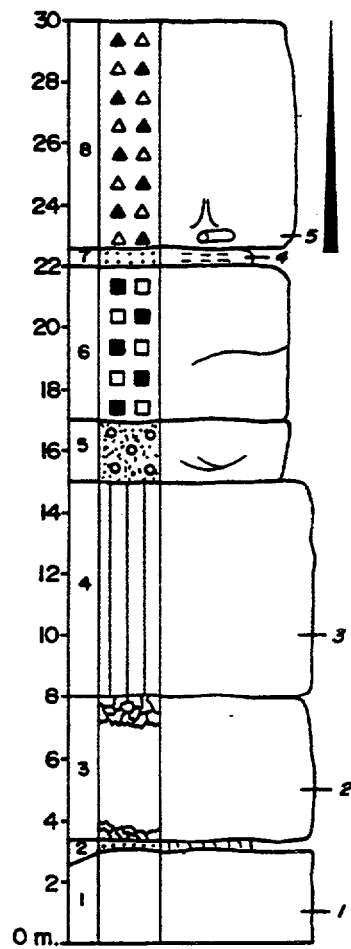


Figura 2.26 - Columna del Barranco de La Morena (TRC).



Figura 2.27 - BRN adaptada a geometría de canal engrosándose hacia el borde inferior de la foto. El canal drenaría de derecha a izquierda (S → N, aproximadamente).

ESTRATIGRAFIA

- disyunción horizontal. Tiene abundantes fenocristales de olivino de colores verdes a naranjas y de piroxeno con tamaños inferiores a 1 cm.
- 2 - 0,3 m. Toba cinerítica de color rojo (rubefactada). Incluye líticos inferiores a 1 cm. dispuestos en su base.
- 3 - 4,7 m. Colada lávica básica de color azul-negro, con muro y techo escoriáceos, disyunción en lajas cerca de la base y luego masivo. Al contrario que en la anterior lava, aquí dominan los fenocristales de piroxeno (algunos con tamaños superiores a 1 cm.) sobre los de olivino.
- 4 - 7 m. Lava básica de color azul oscuro y pronunciada disyunción columnar. Abundantes fenocristales de piroxeno y olivino con tamaños inferiores a 1 cm.
- 5 - 2 m. Conglomerado soportado por los cantos que son de naturaleza básica, formas escoriáceas y se ordenan según groseras estratificaciones cruzadas en surco.
- 6 - 5 m. Brecha polimíctica, no compacta, soportada por la matriz y localmente por los líticos. Los líticos son de naturaleza básica y en menor proporción fonolítica miocena, con tamaños desde 5 a 40 cm. y suelen acumularse en bandas. Matriz de aspecto arcilloso y color gris-beige.
- 7 - 0,7 m. Toba cinerítica de color crema con base y techo planos. En la base se acumulan líticos de tipo básico y fragmentos de pomez blancos de tamaños inferiores a 2 cm. A techo existe un nivel de unos 2-4 cm. de potencia, de grano aún más fino y dando lugar a una laminación paralela difusa.
- 8 - 7,3 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN. Base plana, donde se observa un nivel de unos 2-5 cm. de potencia formado por material granulométricamente fino (tamaño lapilli-ceniza) y rico en cristales prismáticos oscuros fragmentados. Encima de este nivel existen escasos pero grandes moldes cilíndricos de restos vegetales. Encima de
-

uno de estos moldes se ha apreciado una estructura que se corresponde con un tubo de desgasificación de una longitud inferior a 10 cm. Los líticos suponen entre 30 y 50% de la roca, con centiles superiores a los 2 m., dispuestos a menos de 1 m. de la base y hacia techo disminuyen su tamaño y abundancia. La matriz es de color beige-crema y aspecto cinerítico-arcilloso. Los fragmentos pumíticos, con tamaños inferiores a 5 cm., parecen abundar más hacia techo.

Observaciones: Hay que destacar dos hechos en la zona donde se levanta esta columna:

a) Todos los materiales poseen una inclinación hacia el NE, del orden de los 15°, por ello la escasa potencia total de la columna en relación con sus cotas de base y techo.

b) A lo largo de toda esta columna, en la ladera NO del Barranco de la Morena, están aflorando materiales miocenos, y los aquí descritos se adosan lateralmente a ellos sin sobrepasarlos. Este hecho les confiere una geometría en forma de relleno de canal que se observa muy bien en la brecha volcánica del tramo 8 (Fig. 2.27).

2.2.14 - COLUMNA DE MIRAFLOR (Fig. 2.28)

Clave: TRG

Hoja 1:25000: 1109 IV, "Teror".

Posición: En la ladera oeste del Barranco del Pílon, desde las casas de Mirafior hasta el cerro El Roque.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=448,52$ $y=3104,20$ $z=500$ m.

Techo: $x=448,27$ $y=3104,00$ $z=670$ m.

Potencia total: 120 m.

BCO. DEL PILON - MIRAFLOR - TRG

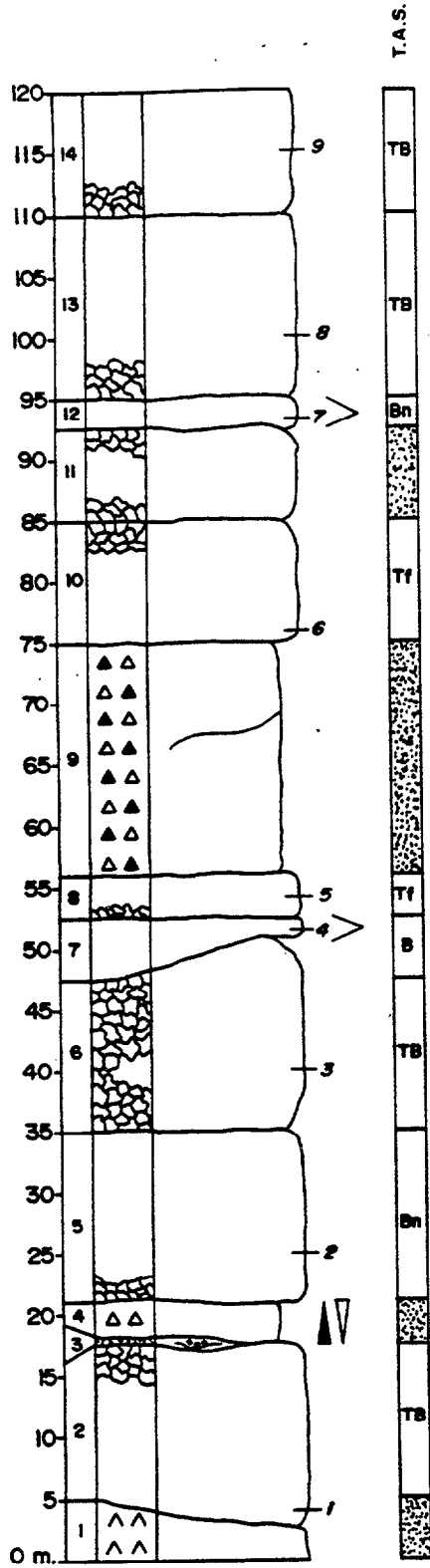


Figura 2.28 - Columna de Mirafior (TRG).

Descripción de los tramos:

- 1 - Ignimbrita fonolítica miocena muy soldada.
- 2 - 12,5 m. Colada lávica básica de color azul-gris, muy vesiculada cerca de la base, donde las vesículas pueden alcanzar diámetros de 5 cm. y formas algo estiradas. Muchas de las vesículas se encuentran rellenas por crecimientos botroidales de zeolitas. Abundantes fenocristales y cúmulos de piroxenos que pueden alcanzar tamaños de 2 a 3 cm. Techo muy escoriáceo.
- 3 - 0,5 m. Nivel arenoso que incorpora restos escoriáceos del techo de la lava inferior y los ordena en pequeños canales.
- 4 - 3 m. Brecha volcánica monomíctica, poco compacta en la base y algo más hacia techo, soportada por los líticos en el muro y por la matriz hacia techo. Base algo irregular y desarrolla localmente un nivel centimétrico de granulometría fina, rico en cristales. Muchos de los líticos presentan aspecto escoriáceo, pudiendo alcanzar diámetros máximos de 50 cm. y con clara granoselección positiva respecto a sus tamaños y abundancias. Los fragmentos pumíticos, de tamaños inferiores a 5 cm. y colores grises-crema, se acumulan con preferencia a techo. Matriz de color gris y granulometría gruesa (lapilli).
- 5 - 14 m. Colada lávica básica de color negro azulado, con base algo escoriácea. Abundantes fenocristales de olivino alterados y más escasos piroxenos tanto en fenocristales como en cúmulos de hasta 2 cm. de tamaño.
- 6 - 13 m. Escorias básicas con retazos de lava masiva en el interior. Color gris claro y aspecto afanítico. En el techo, la matriz grisácea cinerítica-lapílica distribuida entre las escorias, llega a conformar un pequeño nivel centimétrico.
- 7 - 5 m. Lava básica de color gris-pardo, muy vesiculada con las vesículas perfectamente redondeadas y diámetros de

ESTRATIGRAFIA

- aproximadamente 0,5 cm. Entre las vesículas se observan multitud de fenocristales de feldespatos que presentan un aspecto acicular y se orientan al azar. El cuerpo se acuña lateralmente hacia el SO, disponiéndose de forma discordante sobre el inferior.
- 8 - 3 m. Lava básica de color azul, con base algo escoriácea. Abundantes fenocristales pequeños de piroxeno y más escasos de olivino alterado.
- 9 - 19 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN. La naturaleza de los líticos es poco variada dominando unos básicos con grandes fenocristales de piroxeno. Representan el 40% de la roca, con centiles métricos y se concentran en bandas dando lugar a discontinuidades litológicas en el tramo. Los fragmentos de pomez son escasos y se distribuyen al azar. Tanto la base como el techo del tramo presentan a escala decamétrica formas tipo "hummocky".
- 10 - 10 m. Lava básica de color azul claro, afanítica aunque destacan algunos fenocristales de piroxeno inferiores a 0,5 cm. Techo algo escoriáceo.
- 11 - 8 m. Lava básica muy similar a la inferior.
- 12 - 2 m. Colada lávica básica de color negro azulado, bastante vacuolar en la base, con vacuolas algo elongadas que alcanzan hasta 5 cm. de diámetro y algunas rellenas de crecimientos botroidales de zeolitas. Abundantes fenocristales de olivino y piroxeno con tamaños inferiores a 1 cm. La lava parece acuñarse hacia el SO.
- 13 - 15 m. Colada lávica básica de color azul claro con base escoriácea y el resto con una marcada disyunción en lajas. Afanítica, destacando sólo pequeños fenocristales oscuros de hábito acicular.
- 14 - 10 m. Colada lávica de color azul claro con base escoriácea y bastante vesiculada. Las vesículas presentan formas
-

irregulares, tamaños inferiores a 3 cm. y están rellenas de zeolitas y cristales tabulares radiados de calcitas. Contiene fenocristales de piroxeno y anfíbol de hasta 1 cm.

Observaciones: Sólo destaca la colada lávica del tramo 7 por sus características texturales peculiares. Lavas iguales se han encontrado en las columnas TRP y TRQ.

2.2.15 - COLUMNA DE LAS CASAS DE GUANCHIA (Fig. 2.29)

Clave: TRH

Hoja 1:25.000: 1.109 IV, "Teror".

Posición: Ladera oeste del Barranco de Teror, siguiendo un camino que va a las casas de Guanchía.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: x=448 y=3105,52 z=420 m.

Techo: x=447,90 y=3105,70 z=550 m.

Potencia total: 126 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Lava básica afanítica de color negro-gris, con una cierta disyunción en lajas y techo escoriáceo. Sobre ella se encuentran restos de paleosuelo de 5-10 cm. de potencia, escasa continuidad lateral y color rojo fuerte.
- 2 - 8 m. Lava básica de color gris azulado en la que sobresalen fenocristales de piroxeno de hasta 1,5 cm. Techo escoriáceo. Se apoya discordantemente sobre la inferior, bajando de cota el contacto entre ambas hacia el NE.
- 3 - 10 m. Lava básica de caracteres similares a la anterior, sin observarse un límite neto entre ellas.

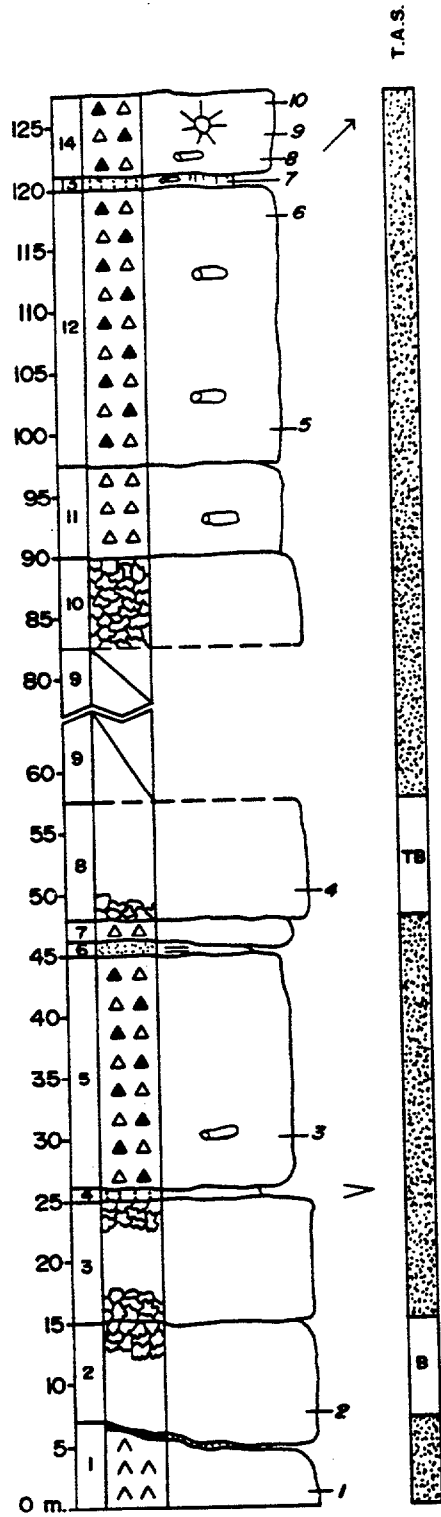


Figura 2.29 - Columna de las Casas de Guanchía (TRH).

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 4 - 0,5 m. Toba cinerítica de color beige y sin estructuras internas. Se acuña lateralmente en repetidas ocasiones, ofreciendo un aspecto lenticular en su conjunto.
- 5 - 20 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana y cerca de ella se observan restos de moldes vegetales cilíndricos. Los líticos tienen centiles de hasta 2 m., y pueden representar el 30-40 % del total de la roca. Los fragmentos de pomez, escasos, se distribuyen de forma aleatoria por todo el depósito.
- 6 - 1 m. Arenas gruesas con laminación paralela grosera.
- 7 - 1,5 m. Brecha volcánica monomíctica soportada por la matriz. Los líticos son escasos (no llegan al 20 % del total de la roca), tienen formas subangulosas a angulosas, aspecto similar a las lavas de los tramos 2 y 3, y tamaños oscilando entre los 5-20 cm. La matriz presenta apariencia arenosa y color gris.
- 8 - 10 m. Lava básica afanítica donde destacan algunos fenocristales de piroxeno de tamaños inferiores a 0,5 cm. Base escoriácea.
- 9 - 25 m. Tramo semicubierto por la vegetación, en el cual sólo se aprecian retazos de lavas básicas masivas y escoriáceas.
- 10 - 7,5 m. Escorias básicas, probablemente pertenecientes al techo de una colada lávica.
- 11 - 8 m. Brecha volcánica monomíctica, poco compacta, soportada por los líticos que representan el 70% de la roca. Son de naturaleza básica y formas escoriácea, con tamaños hasta los 40 cm. Matriz de color gris y apariencia arenosa.
- 12 - 22 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN, matriz con colores grises y aspecto cinerítico grueso. Base irregular en la que se aprecia localmente un nivel cinerítico de potencia centimétrica. Abundantes moldes de vegetales repartidos cerca de la base y hacia la mitad del tramo.
-



Figura 2.30 - Moldes en forma de troncos de palmeras incluidos en BRN.



Figura 2.31 - Toba cinerítica masiva con una gran número de pequeños moldes de restos vegetales. La BRN superior presenta una base muy plana que se encuentra encalichada.



Figura 2.32 - BRN sobre nivel cinerfítico. Obsérvese como esta BRN presenta siempre una base plana, no erosiva, a pesar del fuerte ángulo de depósito y del carácter deleznable de ese nivel cinerfítico inferior.

Algunos de estos moldes tienen formas similares a los troncos de las palmeras (Fig. 2.30). Tanto los líticos como los pomez exhiben los mismos caracteres que los de la brecha del tramo 5.

- 13 - 0,5 m. Toba cinerítica de color beige claro, potencia variable entre 30 a 60 cm. y gran continuidad lateral. Tiene abundantes moldes vegetales, tanto de hojas como de ramas, raices, etc., siempre de tamaños pequeños (Fig. 2.31). Esta toba presenta una cierta división en dos niveles, uno inferior englobando líticos básicos de 2-5 cm. de diámetro, y otro superior, más fino y en el que sobresalen hiladas de fragmentos pumíticos blancos con tamaños inferiores a 1 cm.
- 14 - 7 m. Brecha volcánica polimíctica, muy compacta, tipo BRN. Su base es neta plana, incluso cuando el ángulo de asentamiento sobre el nivel cinerítico inferior supera los 15° (2.32). En ella se observa un nivel de 1-3 cm. de potencia de granulometría fina y gran continuidad lateral. Localmente, la base se presenta encalichada cuando queda expuesta por la erosión (Fig. 2.31). Se encuentran numerosos moldes cilíndricos de restos vegetales con tamaños inferiores a 5 cm., siendo más abundantes cerca de la base. Hacia la mitad del tramo puede observarse una estructura de grietas en disposición radial alrededor de un lítico básico de unos 50 cm. de diámetro. En lo que respecta a los líticos y pomez muestran características similares a los de las brechas de los tramos 5 y 12.

Observaciones: La brecha volcánica del tramo 14, junto a la toba cinerítica inferior (tramo 13) presentan una clara continuidad lateral, pudiéndose seguir sin problemas a lo largo del camino local que sale de las casas de Guanchía, pasa por los caseríos cercanos a la Ermita de las Nieves y llega hasta el Lomo de la Palma (área de la columna ARA). Sólo la toba del tramo 13 va variando su potencia desde casi 1 m. cerca de la Ermita de las Nieves, a 10-20 cm. en el Lomo de la Palma, pero siempre mostrando gran abundancia de improntas vegetales.

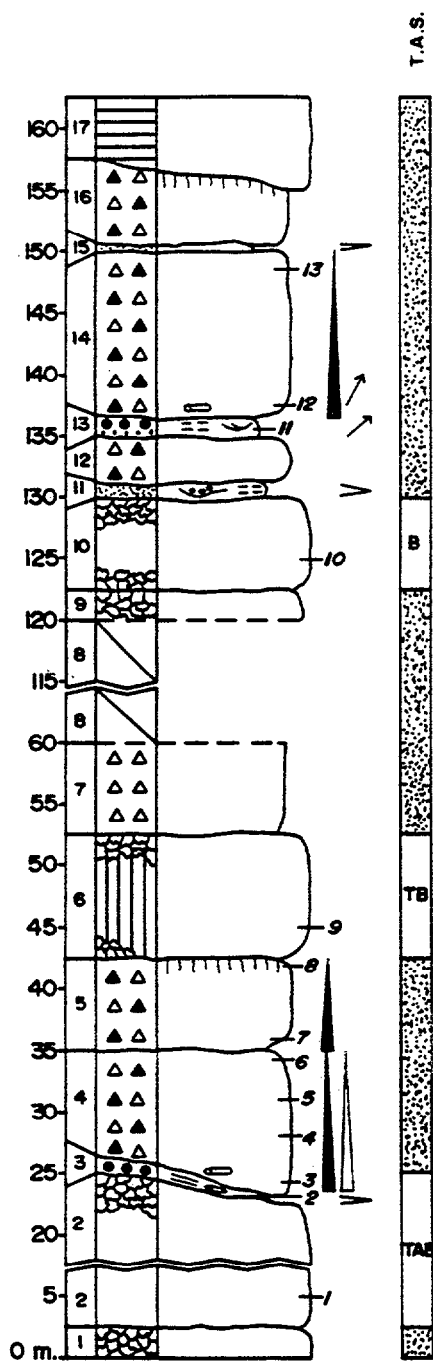


Figura 2.33 - Columna de las Casas de Arbejales (TRP).

2.2.16 - COLUMNA DE LAS CASAS DE ARBEJALES (Fig.)

Clave: TRP

Hoja 1:25000: 1109 IV, "Teror".

Posición: Columna levantada en el área de las casas de Arbejales, a partir del Km. 26,8 de la carretera comarcal 814.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: x=445,65 y=3102,30 z=770 m.

Techo: x=445,40 y=3102,52 z=950 m.

Potencia total: 162 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Escorias básicas de color gris claro, afaníticas y con matriz parduzca.
- 2 - 22 m. Colada lávica básica de color gris claro, afanítica. Presenta vesículas de pequeño diámetro, muchas rellenas de zeolitas, y son más abundantes cerca de la base. Techo muy escoriáceo.
- 3 - 0,8 m. Toba lapílica de color crema, con abundantes fragmentos pumíticos blancos ordenados en láminas paralelas. Pequeños moldes cilíndricos de restos vegetales en su base. Continuidad lateral escasa, acuñándose en varias ocasiones.
- 4 - 9 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Contacto poco neto con la toba inferior, aunque parece que la erosiona. En la base se desarrolla un nivel de unos 10 cm. de potencia formado por material de granulometría fina (ceniza-lapilli) y enriquecido en cristales. También se observan abundantes moldes cilíndricos de restos vegetales desorientados. Matriz de color crema. Los fragmentos pumíticos de color blanco-crema son subredondeados y con tamaños inferiores a 5 cm., se concentran cerca de la base

y van siendo más escasos progresivamente hacia las partes superiores, aunque en el techo vuelven a concentrarse pero en menor cantidad y con tamaños inferiores a 2 cm. Los líticos también presentan una clara granoselección positiva, tanto respecto a sus tamaños como a sus abundancias. En general, representan el 20-30% de la roca y los centiles no superan los 70 cm. de tamaño.

- 5 - 8 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. El contacto con la inferior no es muy claro y el límite entre ambas se establece por la presencia de un nivel centimétrico de granulometría fina y por una acumulación de líticos que pudieran formar la base de esta nueva brecha. Los líticos se presentan con una granoselección positiva, tanto en sus tamaños como en su abundancia, mientras que los fragmentos pumíticos no guardan una distribución clara. El techo aparece localmente con colores rojos de rubefacción.
- 6 - 10 m. Colada lávica básica de color gris claro, vesiculación abundante en la base con muchas vesículas rellenas por zeolitas. Fenocristales de piroxeno con tamaños inferiores a 1 cm. Disyunción columnar y techo algo escoriáceo.
- 7 - 7,5 m. Brecha volcánica monomíctica, algo compacta, soportada por la matriz que es de color gris y de granulometría gruesa (lapilli). Líticos escoriáceos de color gris claro y algo vesiculados. Los fragmentos pumíticos tienen apariencia similar a los líticos pero una mayor vesiculación.
- 8 - 60 m. Tramo semicubierto por derrubios de ladera y aterrazamientos para la agricultura. Sólo se observan restos de brechas volcánicas y lavas básicas.
- 9 - 2,5 m. Escorias básicas de color gris claro y que corresponden al techo de alguna colada lávica.
- 10 - 10 m. Colada lávica básica de color pardo-gris, muy vesiculada y con muro y techo escoriáceos. Las vesículas son muy redondeadas y de diámetro inferior a 0,5 cm. Entre ellas



Figura 2.34 - Vista general de la columna TRP. Obsérvese cómo dominan los paquetes de BRN formando una secuencia subparalela y suavemente inclinada hacia la derecha de la foto (NE).

ESTRATIGRAFIA

- destacan abundantes fenocristales blancos de feldespatos, con hábito acicular y orientados al azar.
- 11 - 1 m. Nivel arenoso que erosiona localmente el techo escoriáceo de la lava inferior. Tiene una cierta laminación difusa y estructuras de relleno de pequeños surcos erosivos. Se acuña lateralmente.
- 12 - 4 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta de plana a erosiva. Los líticos presentan centiles de hasta 1 m. hacia la mitad del tramo, y representan el 30-40% de la roca.
- 13 - 1,5 m. Sucesión de tobas lapílicas y cineríticas alternando en capas con potencias individuales inferiores a 30 cm. Se observan al menos 6 capas, algunas muy discontinuas lateralmente. Presentan laminaciones difusas y una capa de toba lapílica muestra laminaciones cruzadas en surco que indican paleodirecciones hacia el NE.
- 14 - 13 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana con desarrollo de un nivel centimétrico de granulometría fina, encima del cual se encuentran grandes moldes cilíndricos, algunos con diámetros superiores a 15 cm. que parecen orientarse hacia el NE. Líticos distribuidos según una secuencia granodecreciente, representan entre el 20 y el 40% de la roca y los centiles pueden alcanzar 1 m.
- 15 - 0,2 m. Toba cinerítica de color ocre-beige, masiva y lateralmente discontinua.
- 16 - 7 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, similar a la del tramo 14 aunque no incorpora moldes de restos vegetales y la granoselección en líticos no está muy bien definida. El techo presenta coloración rojiza.
- 17 - Lava básica de color negra dispuesta discordantemente sobre los tramos inferiores.
-

Observaciones: En cotas inferiores a la base de esta columna, existe una sucesión parcialmente cubierta por vegetación y derrubios de ladera compuesta de lavas básicas similares a las aquí descritas. Tanto ellas, como todos los materiales aquí expuestos forman una secuencia subparalela entre sí y con una inclinación de unos 10° hacia el NE (Fig. 2.34).

La colada del tramo 10 destaca del resto de las lavas por sus características texturales particulares, que sólo han sido observadas en otras dos columnas cercanas, la TRG y TRQ, y también en los cerros Risco de las Tunas y Atalayón, a unos 2 y 3 Km., respectivamente, hacia el SO.

2.2.17 - COLUMNA DE LAS CASAS DE EL ALAMO (Fig. 2.35)

Clave: TRQ

Hoja 1:25000: 1109 IV, "Teror".

Posición: Columna levantada en el área de las casas del Alamo, al sur de Teror, desde la carretera comarcal 810 cerca de su Km. 25 hasta el alto de Los Corrales.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: x=446,05 y=3103,15 z=690 m.

Techo: x=445,63 y=3102,92 z=870 m.

Potencia total: 140 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Ignimbritas fonolíticas miocenas con contacto de techo claramente discordante y marcando un paleorelieve.

- 2 - 1 m. Nivel de paleosuelo centimétrico de color negro, sobre él que se disponen dos capas tobáceas. La inferior de tamaño lapilli, color blanco, potencia muy variable con máximo de 0,7 m. y límites muy irregulares y poco netos. La superior es cinerítica, de color ocre-beige, masiva, alcanza 0,4 m. de potencia, con base ondulada y poco neta, y techo de trazado

EL ALAMO - TRQ

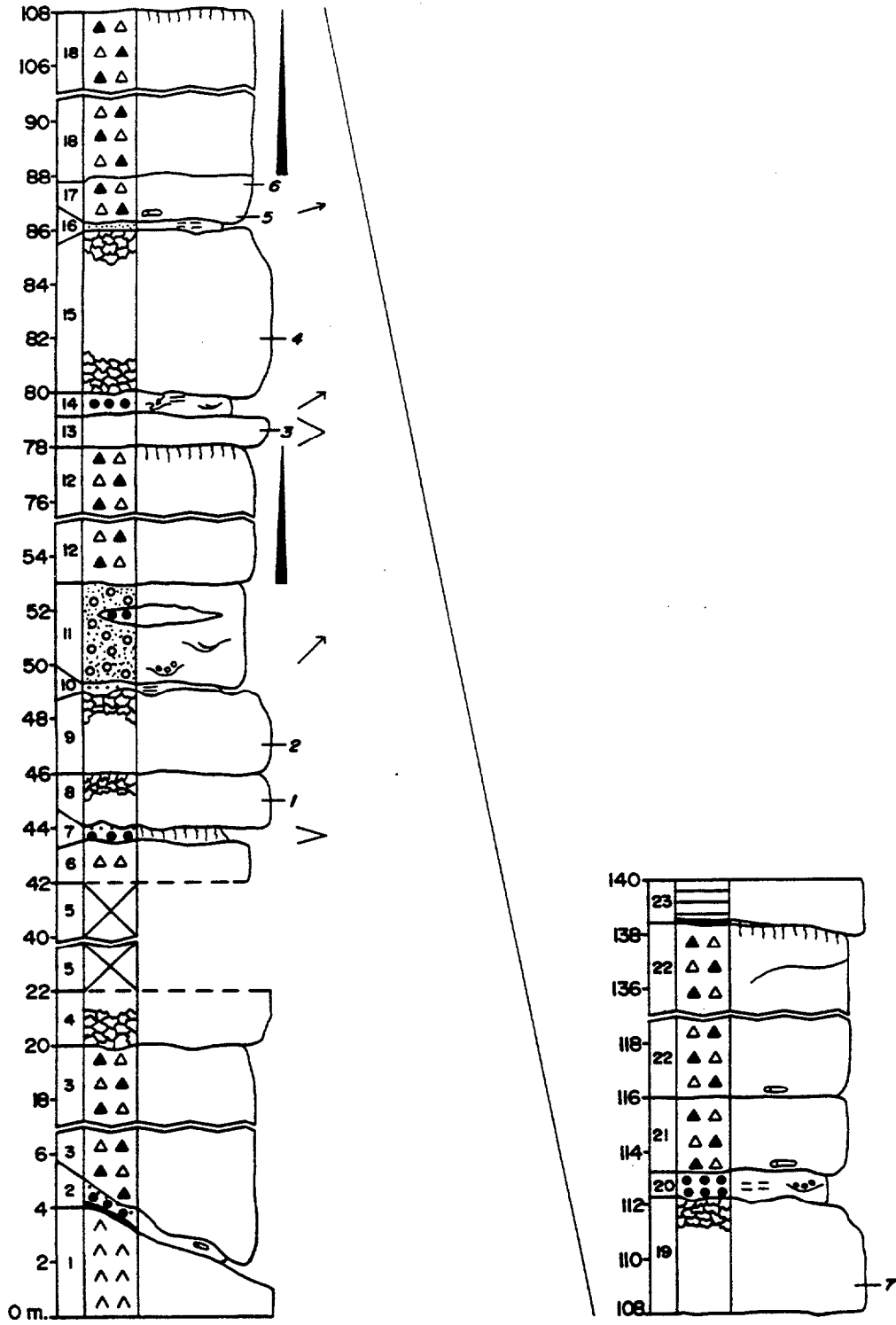


Figura 2.35 - Columna de las Casas de El Alamo (TRQ).

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- irregular pero neto. Incluye escasos y pequeños moldes cilíndricos de restos vegetales.
- 3 - 15 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base irregular, en ocasiones erosiva y adaptada al paleorelieve inferior. Los líticos pueden representar casi el 40% de la roca, con centiles incluso de 1 m. Matriz de color gris-beige.
- 4 - 2 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, muy escoriácea, alterada y en la que destacan pequeños fenocristales de piroxeno.
- 5 - 20 m. Tramo cubierto por vegetación y por derrubios de ladera.
- 6 - 1,5 m. Brecha volcánica monomíctica, poco compacta, soportada por la matriz. Líticos muy escoriáceos, de colores grises, con pequeños fenocristales de piroxeno, representan entre el 20-30% de la roca y sus centiles no superan los 60 cm. Matriz de color gris y granulometría gruesa (lapilli).
- 7 - 0,5 m. Toba lapílica-cinerítica, muy compacta, masiva, de color rojo fuerte. Base en contacto casi gradual con el techo de la brecha inferior y su techo es neto pero de trazado muy irregular. Este depósito se muestra muy discontinuo lateralmente.
- 8 - 2 m. Colada lávica básica de color azulado, muy vesiculada (vesículas irregulares y de tamaños centimétricos), con abundantes fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm y techo muy escoriáceo.
- 9 - 3 m. Colada lávica básica muy similar a la inferior, presentando una disyunción en lajas cerca de su base.
- 10 - 0,2 m. Toba cinerítica de color ocre con laminación paralela.
- 11 - 3,8 m. Conglomerado de cantos básicos, de color gris-negro, ordenados según estratificaciones cruzadas en surco y algunas estructuras de relleno de pequeños canales erosivos,

ESTRATIGRAFIA

- que indican paleodirecciones de flujo hacia el NE . Presenta intercalaciones de niveles arenosos laminados (Fig. 2.36). Igualmente incorpora niveles lenticulares de tobas lapílicas de color blanco y fragmentos pumíticos blancos aislados en forma de bombas y con tamaños de hasta 20 cm.
- 12 - 25 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta pero de trazado irregular, con desarrollo de nivel basal centimétrico de granulometría fina y muy enriquecido en cristales. Los líticos muestran una clara granoselección positiva tanto respecto a sus tamaños como a sus abundancias, representan el 30-40% de la roca y con centiles de hasta 1 m. Fragmentos pumíticos de color blanco-ocre, con tamaños de hasta 7 cm., muy abundantes y repartidos aleatoriamente por todo el paquete, aunque a techo parecen algo más abundantes pero de menores tamaños (< 2 cm.). Matriz de color beige-gris que se torna algo rojiza cerca del techo.
- 13 - 1 m. Lava básica de color pardo-gris, muy vesiculada con las vesículas muy redondeadas, de diámetros en torno a 0,5 cm. y repartidas aleatoriamente. Entre las vesículas destacan cristales blancos de feldespatos de hábito acicular y sin ninguna orientación. Esta lava se acuña lateralmente hacia el ENE.
- 14 - 1 m. Toba lapílica de color crema, muy laminada tanto paralelamente como cruzada en surco (Fig. 2.37). Hiladas de líticos básicos inferiores a 1 cm. cerca de la base y otros de mayores tamaños (hasta 10 cm.) aislados y dando estructuras de deformación asimétricas. Todas estas estructuras marcan paleodirecciones de flujo hacia el NE.
- 15 - 6 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, con muro y techo muy irregulares y escoriáceos. Disyunción en lajas y vesiculación cerca de la base. Las vesículas están estiradas con longitudes de hasta 10 cm. y algunas rellenas de zeolitas. Abundantes fenocristales de olivino alterado y piroxeno inferiores a 1 cm.
-

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 16 - 0,2 m. Toba cinerítica de color ocre-gris, con laminación difusa.
- 17 - 1,8 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base no muy neta y trazado irregular. En ella hay una gran abundancia de fragmentos pumíticos blancos inferiores a 3 cm. y moldes cilíndricos de restos vegetales que apuntan hacia el ENE. Los líticos son de tipo básico, pero además en la base hay algunos de tipo toba cinerítica similares al paquete inferior. Estos líticos representan el 30% de la roca y sus centiles no superan los 50 cm. Matriz de color ocre-gris.
- 18 - 20 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. La base es poco neta y se separa de la brecha inferior por la alineación en ella de líticos básicos con tamaños cercanos a los 50 cm. que constituyen una discontinuidad litológica. A partir de esta base, los líticos muestran una clara secuencia granodecreciente. Matriz de color ocre-gris que a techo toma coloraciones rojizas.
- 19 - 4,5 m. Lava básica de color azulado, con techo muy escoriáceo. Muestra abundante vesiculación (vesículas irregulares inferiores a 3 cm.) y fenocristales de piroxeno.
- 20 - 1 m. Toba lapílica de color ocre, mostrando una cierta laminación difusa. Incluye estructuras de relleno de canales erosivos y bandas discontinuas de líticos básicos escoriáceos.
- 21 - 2,5 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta, plana, con desarrollo de nivel basal de granulometría fina y enriquecido en fenocristales oscuros prismáticos y rotos de piroxeno y anfíbol. Escasos moldes cilíndricos cerca de esa base. Muchos de los líticos presentan caracteres escoriáceos, representando el 30-40% de la roca y sus centiles alcanzan 1 m. Matriz ocre-gris.
- 22 - 22,5 m Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, de características similares a la inferior. Sólo destaca la posible existencia de discontinuidades litológicas marcadas por
-



Figura 2.36 - Conglomerado de cantos básicos con estructuras de surcos erosivos e intercalaciones de niveles arenosos laminados.



Figura 2.37 - Toba lapílica presentando laminaciones paralelas y cruzadas.

ESTRATIGRAFIA

niveles de acumulación de líticos y la matriz muestra coloraciones rojizas a techo.

- 23 - Colada lávica básica dispuesta discordantemente sobre los depósitos inferiores y con un pequeño nivel de paleosuelo en su base.

Observaciones: La disposición de los tramos 2 y 3 muestran una geometría clara de adaptación a un relieve previo. Ello no ocurre en los siguientes tramos, donde los paquetes muestran geometrías tabulares aunque con una inclinación de 5 a 10° hacia el NE. La colada del tramo 13 exhibe las mismas características comentadas en el capítulo de observaciones de las columnas TRG y TRP.

2.2.18 - COLUMNA DE LOS RISCOS DE CHAPIN (Fig. 2.38)

Clave: TRS

Hoja 1:25000: 1109 IV, "Teror".

Posición: Columna realizada desde las casas de Guardaya hasta los altos de Riscos de Chapín.

Columna U.T.M. y cotas:

Base: $x=438,00$ $y=3098,35$ $z=850$ m.

Techo: $x=438,38$ $y=3099,12$ $z=1320$ m.

Potencia total: 470 m.

Descripción de los tramos:

1 - Sienitas miocenas.

2 - 7,5 m. Aglomerado volcánico dispuesto en capas imbricadas con una inclinación entre 10 y 20° orientadas en forma de abanico, colores negros y aspecto alterado. Entre estas capas se intercalan niveles de tobas lapílicas de colores negros y lavas básicas escoriáceas de escasa continuidad lateral.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

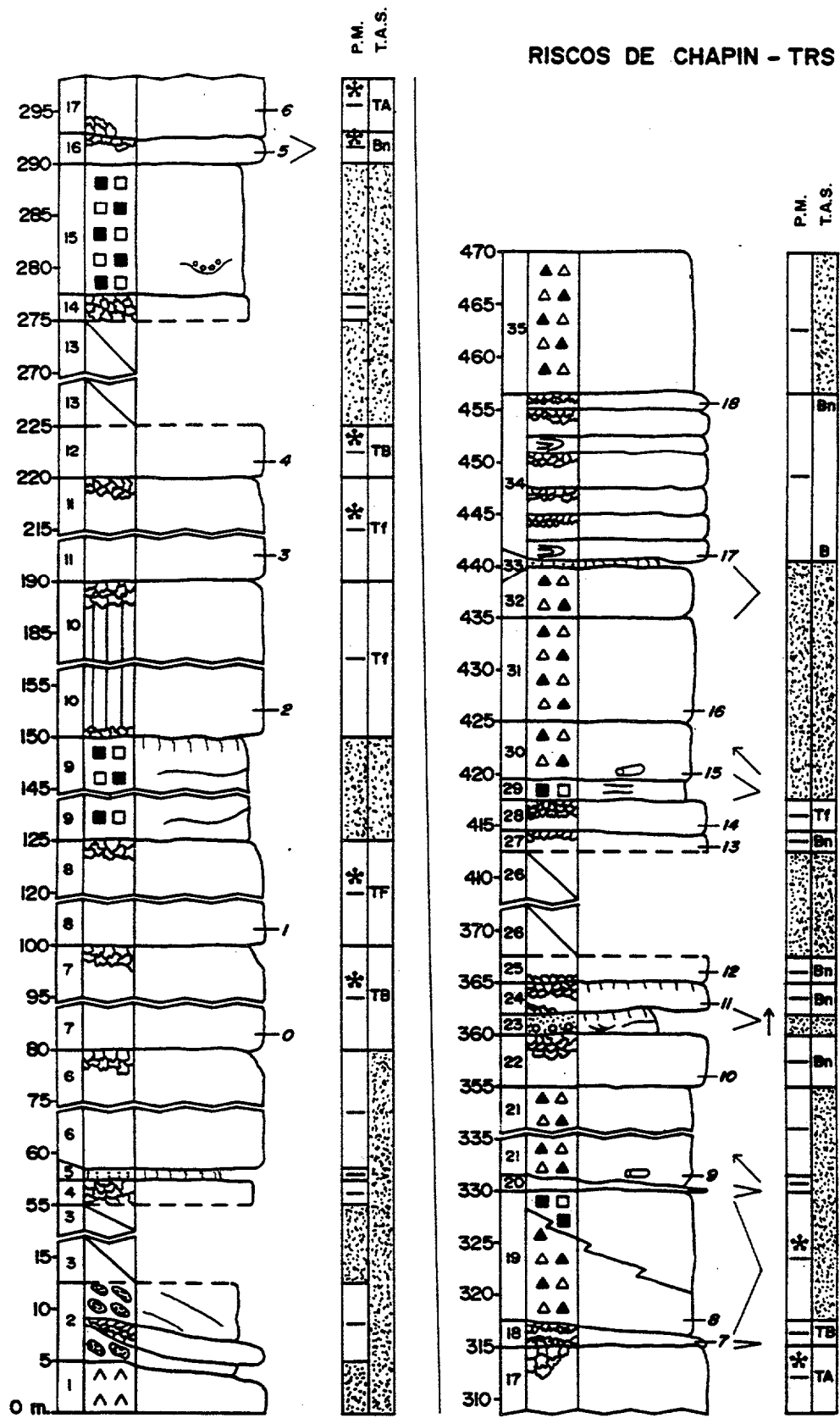


Figura 2.38 - Columna de los Riscos de Chapín (TRS).

ESTRATIGRAFIA

- 3 - 42,5 m. Tramo semicubierto por la vegetación y parcelas agrícolas. Se observan materiales de aspecto similar a los aglomerados inferiores aunque de tonos marrones por un alto grado de alteración.
- 4 - 2,5 m. Escorias básicas posiblemente pertenecientes al techo de una colada lávica.
- 5 - 1 m. Toba cinerítica algo laminada de color rojo (almagre).
- 6 - 21,5 m. Colada lávica básica de color azulado, con lajas en la base, techo escoriáceo y muy vesiculada (vesículas irregulares, con longitud de hasta 15 cm. y muchos rellenos de calcita y/o zeolitas). Abundantes fenocristales de piroxeno y en menor proporción olivino alterado.
- 7 - 20 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, muy similar a la inferior aunque de aspecto más fresco.
- 8 - 25 m. Lava básica de color azul oscuro, algo vesiculada en la base y muy escoriácea a techo. Abundantes fenocristales de anfíbol y piroxeno con tamaños inferiores a 0,5 cm.
- 9 - 25 m. Brecha polimíctica muy compacta, soportada por la matriz. La base es irregular y sin tránsito neto con las escorias de techo de la lava inferior. Abundantes líticos de naturaleza básica y de sienitas miocenas, subredondeados, muy heterométricos, pudiendo alcanzar centiles de hasta 3 m. Se observan numerosos niveles de acumulación de estos líticos. Matriz de color gris y aspecto cinerítico que a techo toma coloraciones rojizas.
- 10 - 40 m. Colada lávica básica de color azulado, afanítica, base con disyunción horizontal que pasa a vertical para el resto del paquete. Techo escoriáceo.
- 11 - 30 m. Lava básica de color azul claro, disyunción en lajas cerca de la base y techo escoriáceo. Abundantes fenocristales y
-

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- cúmulos de piroxeno, algunos de los cuales puede alcanzar los 3 cm. de tamaño.
- 12 - 5 m. Lava básica de color azul claro, afanítica, muy fisurada y con numerosas venillas de relleno de calcita.
- 13 - 50 m. Tramo semicubierto por terrazas agrícolas. Aparecen restos de lavas básicas.
- 14 - 2,5 m. Escorias básicas de color azul claro, probablemente representativas del techo de una colada lávica.
- 15 - 12,5 m Brecha polimíctica, no compacta, soportada por la matriz, con líticos subredondeados de naturaleza básica y centiles de 70 cm. Matriz de color gris-marrón y aspecto arenarcilloso. Localmente se observa alguna estructura de relleno de canales erosivos.
- 16 - 2,5 m. Colada lávica básica de color negro azulado, algo vacuolar (vacuolas redondeadas a irregulares, inferiores a 1 cm. de diámetro y son más abundantes cerca de la base), techo escoriáceo y muy discontinuo lateralmente. Proliferación de fenocristales de piroxeno y otros de olivino muy alterados.
- 17 - 22,5 m Colada lávica fonolítica, de color gris-blanco, afanítica, con base muy irregular y potencia variable. Localmente escoriácea en base y techo.
- 18 - 2,5 m. Lava básica de color azul oscuro, muy escoriácea y de escasa continuidad lateral (se acuña hacia el oeste). Fenocristales de piroxeno y en menor número de anfíbol.
- 19 - 12,5 m Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta plana y presencia de nivel centimétrico de granulometría fina. Localmente, debajo de la base puede hallarse una banda tobácea de escasos cm. de potencia. Líticos básicos y algunos de sienita miocena, representan el 20-40 % de la roca y con centiles de hasta 1 m. Fragmentos pumíticos abundantes, de colores ocres a grises, algunos con tamaño

ESTRATIGRAFIA

de hasta 40 cm. y formas de bomba distribuidas al azar. Matriz de color ocre-beige y aspecto cinerítico.

Este depósito se acuña hacia el E dando una morfología canaliforme, mientras que hacia el O se presenta como una brecha polimíctica no compacta, con matriz areno-cinerítica de color gris y con líticos más abundantes y redondeados.

- 20 - 1 m. Lava básica de color azul oscuro, vacuolar y se acuña hacia el E.
- 21 - 24 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta plana, con desarrollo de un nivel de hasta 10 cm. de potencia de granulometría fina y rico en fenocristales. Sobre él se localizan moldes cilíndricos que se orientan hacia el NO. Matriz de color ocre-beige. Los líticos representan el 30-40% de la roca y sus centiles alcanzan hasta 2 m.
- 22 - 5 m. Lava básica de color azul oscuro. Techo escoriáceo. Abundantes fenocristales de piroxeno y olivino alterado.
- 23 - 2 m. Conglomerados de cantos básicos alternando con niveles arenosos y presentando estratificaciones cruzadas en surco con paleodirecciones hacia el N. Se acuñan tanto hacia el E como al O, dando lugar a una morfología en forma de canal que drenaría hacia el N y con unas dimensiones de hasta 15 m. Techo de color rojizo por rubefacción.
- 24 - 3 m. Lava básica de color azul oscuro, con abundantes fenocristales de olivino y piroxeno, inferiores a 1 cm. Techo escoriáceo donde localmente aparece un nivel cinerítico de color rojo (almagre).
- 25 - 2,5 m. Lava básica similar a la inferior.
- 26 - 45 m. Tramo semicubierto por abundantes derrubios de ladera, aunque se observan restos de coladas análogas a las dos infrayacentes y de niveles conglomeráticos.
-

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 27 - 2 m. Lava básica parecida a la de los tramos 24 y 25.
- 28 - 3 m. Colada lávica básica de color azul claro, con abundantes fenocristales de piroxeno y anfíbol y techo escoriáceo.
- 29 - 2 m. Brecha polimíctica, no compacta, soportada por los líticos que son de naturaleza básica, aspecto escoriáceo y se alinean dando lugar a una grosera laminación paralela. Los centiles rondan los 2 m. Los fragmentos pumíticos se encuentran en la base, de colores ocres y muy disgregados. Esta brecha se acuña de forma brusca hacia el O.
- 30 - 5,5 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana, con desarrollo de nivel cinerítico de escasa potencia (2-5 cm.) y continuidad lateral. Sobre la base se localizan abundantes moldes vegetales cilíndricos de diferentes diámetros y orientados en su mayoría hacia el NO. Los líticos suponen el 30-40% del total de la roca y los centiles superan los 1,5 m. de tamaño. La matriz es de color ocre. Se observa una cierta fisuración subhorizontal a lo largo de todo el paquete, aunque está más nítida cerca de la base.
- 31 - 10 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, similar a la inferior. Esta no posee moldes vegetales y la fisuración subhorizontal está mucho más marcada.
- 32 - 5 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, análoga a las inferiores, aunque en ésta la fisuración subhorizontal no está muy desarrollada.
- 33 - 0,5 m. Toba cinerítica de color rojo (almagre).
- 34 - 17 m. Sucesión de 7 paquetes de lavas básicas de colores azules oscuros, con restos de morfologías cordadas y/o escoriáceas. Se observan abundantes fenocristales de olivino y piroxeno con tamaños inferiores a 0,5 cm. La continuidad lateral de los paquetes individuales es escasa con acuñaciones laterales hacia el O, aunque el tramo en su conjunto permanece aunque con potencia y número de lavas
-



Figura 2.40 - Vista general de la columna TRS. La carretera marca el límite entre la sucesión predominantemente lávica (inferior a ella) y la alternante BRN-lavas (por encima). Estas BRN presentan morfologías lenticulares a gran escala que se inclinan y solapan hacia la izquierda (NO).



Figura 2.40 - Domo endógeno de aspecto fonolítico y color blanquecino (en el centro de la foto) que parece se encuentra parcialmente enraizado con la colada lávica del tramo 17.

muy variable.

35 - 13 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, muy similar a la de los tramos 30,31 y 32.

Observaciones: En esta columna destacan varias características:

a) En su conjunto, muestra una inclinación de sus paquetes del orden de los 5-10° hacia el NO y que se acentúa en los tramos superiores (Fig. 2.39)

b) Las lavas comprendidas entre los tramos 6 al 12 presentan unas potencias considerables, geometrías tabulares y gran continuidad lateral. Sin embargo, hacia el NO, muy cerca del pueblo de Artenara, se acuñan bruscamente chocando contra un resalte paleotopográfico de materiales miocenos.

c) La lava fonolítica del tramo 17 parece que hacia el E se enraiza con un domo endógeno de pequeñas dimensiones (10-30 m. de diámetro) (Fig. 2.40). Esta lava varía ampliamente su potencia a lo largo de su trazado y su disposición suele ser discordante con los diferentes materiales que va teniendo debajo.

d) A gran escala (hectométrica a kilométrica), los paquetes de brechas volcánicas tipo BRN muestran morfologías lenticulares, con sustituciones laterales y solapamientos en la dirección E-ONO con otras brechas de igual naturaleza.

e) La potencia de la brecha volcánica del último tramo (el 35) es la mínima medida, puesto que a partir de ella la columna es inaccesible debido a paredes casi verticales. Con prismáticos se observa que continúan paquetes de brechas con intercalaciones de lavas de muy escasa potencia y continuidad lateral.

2.2.19 - COLUMNA DE EL MONTAÑÓN (Fig. 2.41)

Clave: BTD

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

EL MONTAÑÓN - BTD

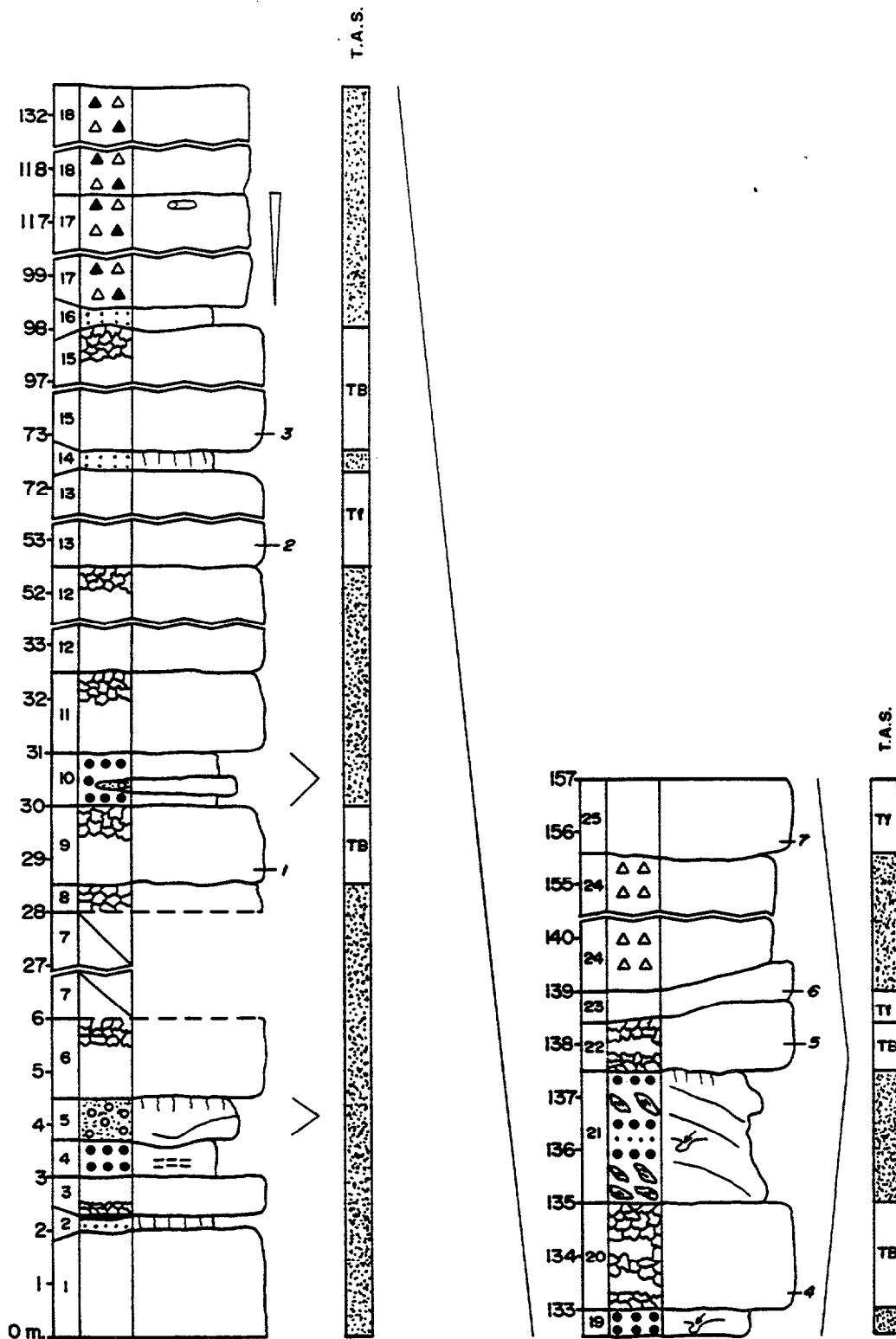


Figura 2.41 - Columna de El Montañón (BTD).

ESTRATIGRAFIA

Hoja 1:25000: 1109 III, "San Bartolomé de Tirajana".

Posición: Columna realizada siguiendo la senda que va desde el Mirador del Helechal hasta los altos del Montañón.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=449,52$ $y=3096,80$ $z=800$ m.

Techo: $x=449,37$ $y=3097,27$ $z=994$ m.

Potencia total: 157 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Colada lávica básica de color gris, afanítica y con un avanzado estado de alteración que le confiere un aspecto moteado.
- 2 - 0,3 m. Toba cinerítica masiva, de fuerte color rojo (almagre). A techo se observa un nivel de 2 cm. de potencia, de coloraciones rojas y negras, y tiene restos de materia orgánica.
- 3 - 0,7 m. Colada lávica básica muy similar a la inferior.
- 4 - 0,7 m. Toba lapílica de color ocre, con hiladas de fragmentos pumíticos blancos inferiores a 1 cm. que marcan una laminación paralela difusa.
- 5 - 0,8 m. Conglomerado de cantos básicos soportado por la matriz de color gris y granulometría arena gruesa. Presenta base erosiva, cicatrices erosivas, intercalaciones de niveles centimétricos de tobas cineríticas y escasa continuidad lateral. A techo la matriz presenta coloración rojiza.
- 6 - 1,5 m. Colada lávica básica de color gris azulado, muy escoriácea y vacuolar (vacuolas elongadas de hasta 7 cm. de longitud y muchas rellenas de zeolitas). Abundantes fenocristales de piroxeno.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 7 - 22 m. Tramo semicubierto por la vegetación. Se observan restos de lavas y escorias básicas.
- 8 - 0,5 m. Escorias básicas típicas de techo de una colada lávica.
- 9 - 1,5 m. Lava básica de color azul, con clara disyunción subhorizontal, techo escoriáceo y algo vacuolar (vacuolas redondeadas y con diámetros inferiores a 0,5 cm.). Abundantes fenocristales inferiores a 1 cm. de piroxeno y más escasos de olivino alterado.
- 10 - 1 m. Toba lapílica de color ocre, masiva, con intercalaciones de niveles lenticulares de conglomerado de cantos básicos.
- 11 - 1,5 m. Lava básica de color azul muy similar a la del tramo 9.
- 12 - 20 m. Colada lávica básica de color azul claro, algo lajeada en la base y escoriácea a techo. Muestra cierta vesiculación (vesículas redondeadas e inferiores a 1 cm.), más clara cerca de la base. Alteración avanzada que le confiere un aspecto moteado a la roca, destacándose fenocristales de piroxeno y feldespatos.
- 13 - 20 m. Colada lávica de color gris claro, con disyunción subhorizontal y abundantes fenocristales de piroxeno y anfíbol.
- 14 - 0,3 m. Toba cinerítica de color rojo y masiva (almagre).
- 15 - 25,5 m. Colada lávica de color gris claro, disyunción en lajas subhorizontales y techo escoriáceo. Abundantes fenocristales de piroxeno (algunos formando cúmulos de hasta 2 cm.) y más escasos de anfíbol.
- 16 - 0,4 m. Toba cinerítica de color ocre, con hileras de líticos básicos inferiores a 2 cm. cerca de la base.
- 17 - 19 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana, neta, con desarrollo de nivel centimétrico de

ESTRATIGRAFIA

granulometría fina, rico en fenocristales y de escasa continuidad lateral. Los líticos suponen del 20 al 40% de la roca y con centiles de hasta 1,5 m. Los fragmentos pumíticos presentan una clara gradación negativa, aumentando sus proporciones (no tan patente sus tamaños) hacia techo, donde llegan a formar un nivel propio de unos 10 cm. de potencia junto a la matriz cinerítica. Este nivel parece menos compacto que el resto de la brecha y en él se encuentran numerosos moldes cilíndricos de restos vegetales.

- 18 - 15 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Exhibe características similares a la inferior, aunque la gradación de los fragmentos pumíticos no es tan patente y no se observa el nivel cinerítico de techo, si bien éste muestra signos de haber sufrido erosión.
- 19 - 0,5 m. Toba lapílica de color ocre, con bandas de líticos básicos de tamaño lapilli y aspecto escoriáceo. Estructuras de impacto de bombas, provocadas por líticos escoriáceos de hasta 10 cm. de tamaño.
- 20 - 2 m. Colada lávica básica de color azul claro, muy escoriácea y vacuolar. Contiene pequeños fenocristales de piroxeno y más escasos de olivino alterado.
- 21 - 2,5 m. Alternancia de niveles de aglomerado volcánico de color gris oscuro y tobas lapílicas-cineríticas de color ocre. Forman capas subparalelas con inclinación de hasta 30° hacia el SE, dirección en la que se acuñan, mientras que hacia el NO aumentan la potencia y número de capas. En los niveles tobáceos se pueden apreciar numerosas estructuras de impacto de bombas. Los niveles aglomeráticos presentan claras granoselecciones positivas.
- 22 - 1,5 m. Lava básica de color gris claro, muy escoriácea y vacuolar (vacuolas claramente elongadas según dirección NO-SE, pudiendo alcanzar longitudes de 7-10 cm.). Fenocristales y cúmulos de piroxeno de hasta 3 cm.
-

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 23 - 0,5 m. Lava básica de color azul, algo lajeada, presentando fenocristales de piroxeno y algunos de olivino alterado.
- 24 - 16,5 m Brecha volcánica monomítica, no compacta, soportada por los líticos. Los líticos tienen formas irregulares (algunos escoriáceos y muy escasos de bombas), en general angulosos, de naturaleza básica, colores grises y con pequeños fenocristales de piroxeno. Los centiles pueden superar los 3 m. y parece que hacia techo son menos abundantes. Matriz de color gris y granulometría gruesa.
- 25 - 1,5 m. Colada lávica básica de color azul claro, afanítica y con disyunción horizontal.

Observaciones: Los tramos 19 al 25 forman claramente un cuerpo con entidad propia. El contacto con los materiales inferiores, visto a escala decamétrica es discordante y buzando hacia el SE. La continuidad lateral es escasa, así hacia el NO se pierden bruscamente por la erosión, hecho que también ocurre hacia el SE pero no con todos sus tramos, pues se observa claramente como los números 21,22 y 23 van acuñándose gradualmente hasta perderse y ser solapados por un paquete de brecha volcánica tipo BRN. Todas sus características apuntan a que estos materiales forman parte de lo que fué un cono volcánico escoriáceo con intercalaciones lávicas.

2.2.20 - COLUMNA DEL BARRANCO DE LA CAPELLANIA (Fig. 2.42)

Clave: BTH

Hoja 1:25000: 1109 III, "San Bartolomé de Tirajana".

Posición: Ladera Oeste del Barranco de la Capellanía.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: x=448,15 y=3093,52 z=1150 m.

Techo: x=448,16 y=3093,55 z=1300 m.

Potencia total: 144 m.

ESTRATIGRAFIA

BCO. LA CAPELLANIA - BTH

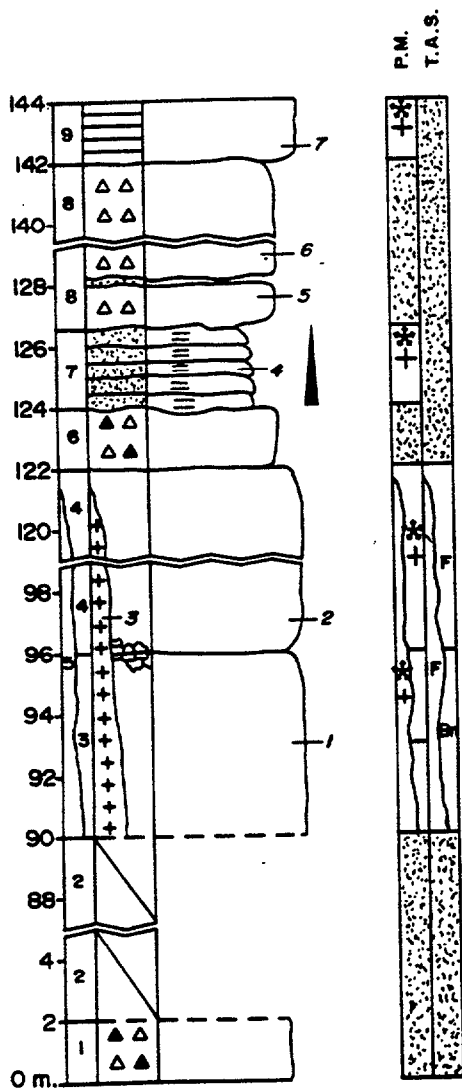


Figura 2.42 - Columna del Barranco de la Capellanía (BTH).

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

Descripción de los tramos:

- 1 - Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Los líticos representan el 30% del total de la roca, con centil de 1,5 m. Matriz de color beige oscuro.
- 2 - 88 m. Tramo semicubierto por la vegetación y por derrubios de laderas. Sólo se aprecian restos de coladas lávicas básicas y en menor proporción de brecha volcánica tipo BRN.
- 3 - 6 m. Colada lávica básica, de color gris oscuro, afanítica, destacando escasos fenocristales de olivino de tamaños inferiores a 0,5 cm. Techo algo escoriáceo.
- 4 - 26 m. Colada lávica fonolítica, de color gris verdoso y afanítica. Base ligeramente brechificada y con marcada disyunción en lajas.
- 5 - Domo fonolítico, de color verde claro que intruye en la colada fonolítica anterior, presentando una morfología en aguja y planta subredondeada con diámetro aproximado de 150 m. Presenta una cierta disyunción columnar aunque no muy patente. Textura variable, desde afanítica hasta localmente exhibir megacristales de feldespato de más de 4 cm. de longitud. Igualmente se observa una estructura brechiforme más o menos fluidal en la proximidad del contacto con la lava fonolítica.
- 6 - 2 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN. Base plana y en contacto neto con la lava fonolítica inferior. Los líticos suponen el 20-30% de la roca, con centil de 75 cm. Matriz de color beige-gris, y granulometría ceniza-lapilli. Localmente a techo existe un nivel cinerítico de color gris claro y con laminación difusa.
- 7 - 2,5 m. Arenas gruesas-conglomerados, dispuestas en 5 capas con marcada granoselección positiva y laminación paralela en cada una de ellas. Bases planas, a excepción de la capa basal que la tiene erosiva sobre el techo de la brecha

volcánica inferior.

- 8 - 15,5 m. Sucesión de brechas volcánicas de aspecto monomítico, algo compactas, con colores pardos. Los líticos son de tipo básico escoriáceo, representando entre el 10-20% de la roca y con centiles inferiores a 40 cm. Al menos se observan 5 paquetes con potencias individuales entre 2 y 4 m., separados entre sí por niveles de aspecto cinerítico-arenosos, algo laminados y con potencia menor de 15 cm.
- 9 - Coladas lávicas básicas que parecen discurrir discordantemente sobre la secuencia de materiales infrayacentes, dando localmente superficies de rubefacción.

Observaciones: Dada la pendiente hacia el NE que exhiben los materiales de esta columna y concretamente la colada lávica fonolítica del tramo 4, puede suponerse que dicha colada es correlacionable con la que se observa más al S, justo en la cabecera de este barranco de la Capellanía. Esta colada forma un paquete de más de 2 Km. de longitud y potencias de hasta 100 m., presentando una clara relación estratigráfica con el grupo de domos que afloran en este sector de la isla.

2.2.21 - COLUMNA DEL ROQUE DEL SAUCILLO (Fig. 2.43)

Clave: BTI

Hoja 1:25000: 1109 III, "San Bartolomé de Tirajana".

Posición: Columna levantada por un lado siguiendo el Barranco de Tenteniguada, desde su paso por la carretera que va al Rincón de Tenteniguada hasta su cabecera, y por otro siguiendo un camino que conduce hacia los Roques del Saucillo y Cruz del Saucillo.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=447,42$ $y=3095,15$ $z=1050$ m.

Techo: $x=446,32$ $y=3094,87$ $z=1690$ m.

Potencia total: 335 m.

BCO. TENTENIGUADA - BT I

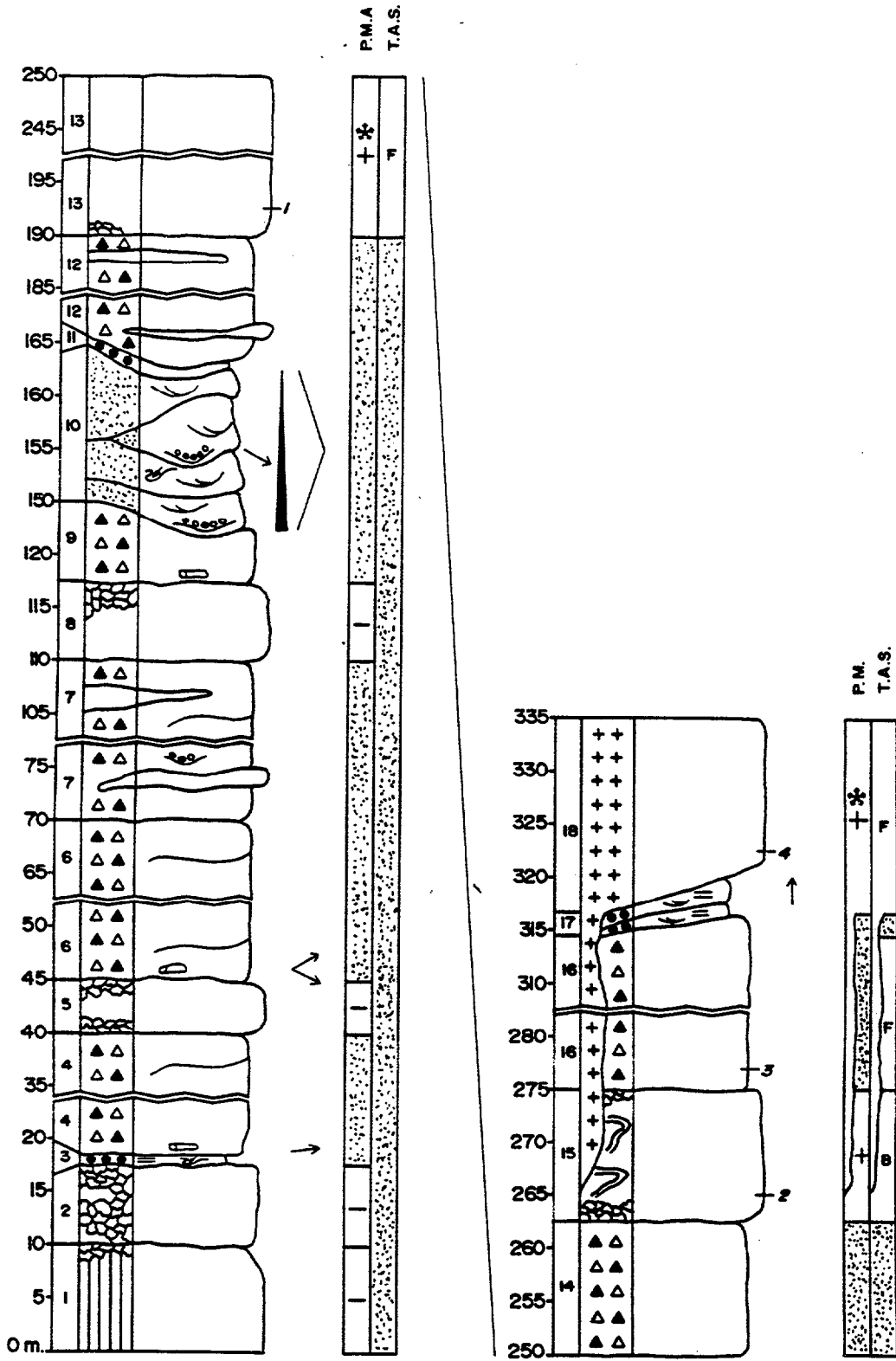


Figura 2.43 - Columna del Roque del Saucillo (BTI).

Descripción de los tramos:

- 1 - Colada lávica básica, de color gris claro, con fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm. Presenta disyunción columnar y techo escoriáceo.
- 2 - 7 m. Escorias básicas con retazos de lava masiva entre ellos, con colores grises claros y presencia de fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm.
- 3 - 1 m. Toba lapílica de color gris claro, con hiladas de pequeños líticos básicos (inferiores a 4 cm.) por todo el paquete, así como de fragmentos pumíticos de colores blancos con tamaños inferiores a 2 cm. y dispuestos en laminación paralela. Se observan algunas huellas de impacto de bombas, de tamaños inferiores a 15 cm. y aspecto escoriáceo.
- 4 - 22 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana, con desarrollo de nivel de granulometría fina enriquecido en cristales y presencia de moldes cilíndricos de restos vegetales que apuntan hacia el ENE. Los primeros metros basales parecen de aspecto más compacto que el resto del paquete, con líticos de 30 cm. de tamaño máximo y algo alineados subparalelamente a la base. A partir de los 3 primeros metros, la brecha parece menos compacta, aumenta la proporción de líticos hasta un 40%, así como sus tamaños, con centiles de más de 2 m. Estos caracteres se mantienen en el resto del paquete, si bien existen niveles de acumulación de líticos y cineríticos centimétricos que marcan discontinuidades en el mismo.
- 5 - 5 m. Lava básica de color gris oscuro, mostrando fenocristales de olivino y piroxeno de hasta 1 cm. de tamaño.
- 6 - 25 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Muestra caracteres similares a los de la brecha del tramo 4, aunque con mayor abundancia en general de líticos, que en ciertas

bandas puede superar el 50% y constituirse en soporte de la roca. Además, sus moldes cilíndricos de restos vegetales parecen apuntar tanto hacia el ENE como al ESE.

- 7 - 40 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Realmente se trata de varios paquetes, aunque con límites entre ellos poco claros y variables, e incluyen "lenguas" de lava básica con longitudes máximas del orden de la veintena de metros y espesores inferiores a 1 m. Estas lavas tienen colores negruzcos y muestran abundantes fenocristales de olivino y piroxeno. Igualmente, se observan intercalaciones de niveles de aspecto conglomerático dando estructuras de relleno de canal erosivo. La proporción de líticos en las brechas es muy variable y en ciertos niveles se constituyen en soporte de la roca. Los centiles pueden superar los 5 m. y son de aspecto básico, similares a "lenguas" de lava.
- 8 - 8 m. Colada lávica básica, muy escoriácea y vacuolar (vacuolas irregulares, muchas rellenas de zeolitas). Destacan fenocristales de olivino y piroxeno.
- 9 - 7 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base irregular (amoldada al nivel escoriáceo inferior) a plana, con desarrollo local de nivel centimétrico de granulometría fina y rico en cristales. Sobre él aparecen escasos moldes cilíndricos de restos vegetales. Los líticos pueden suponer hasta el 40% de la roca y los centiles alcanzar 1 m.
- 10 - 15 m. Sucesión de paquetes de arenas medias a gruesas con intercalaciones de niveles conglomeráticos, de toba lapílica blanca y limosos. Los paquetes muestran morfología lenticular, cortándose entre sí, e internamente presentan estratificaciones cruzadas en surco a gran escala, así como surcos erosivos rellenos por cantos. Los cantos son la mayoría de naturaleza fonolítica, otros básicos y en menor medida de fragmentos pumíticos o de toba lapílica blanca, dispuestos siempre cerca de las bases, marcando una clara granoselección positiva y con centiles inferiores a los 30 cm. Ocasionalmente, se observa alguna estructura de impacto de



Figura 2.44 - Sucesión de capas de arenas y conglomerados relleno un paleocanal excavado en BRN y que drenaría hacia el SE (perpendicular a la foto).



Figura 2.45 - Vista del Roque del Saucillo. Obsérvese la inyección a modo de sill del domo fonolítico en el techo del potente paquete de BRN.

ESTRATIGRAFIA

bomba.

En su conjunto, estos paquetes también muestran una morfología lenticular, de relleno de canal, con una dimensión máxima de 100 m. (Fig. 2.44). Todas las estructuras y morfologías indicadas apuntan una dirección de flujo hacia el SE.

- 11 - 1 m. Toba lapílica de color crema, destacando fragmentos pumíticos blancos de hasta 5 cm. de diámetro. Este material se adapta a la morfología de las arenas inferiores.
- 12 - 24 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Exhibe caracteres similares a los de la brecha del tramo 7, también con intercalaciones de "lenguas" de lava básica. La base de estas brechas se amolda a la forma cóncava que provocan los materiales inferiores, aunque lateralmente los supera y adquiere base plana. El techo siempre se presenta plano.
- 13 - 60 m. Lava fonolítica de color verdoso claro, afanítica, con base algo brechificada y clara disyunción en lajas.
- 14 - 13 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Los líticos son muy abundantes pudiendo constituirse en soporte de la roca y con centiles de más de 2 m. Son frecuentes los tipos fonolíticos análogos a los de la colada inferior.
- 15 - 12 m. Colada lávica básica, de color gris claro azulado, muy vacuolar (vacuolas redondeadas, muchas rellenas de calcita y/o zeolitas), algo escoriácea a techo, con fenocristales de piroxeno de hasta 2 cm. Muestra una fuerte alteración que da la típica morfología de "bolos en cáscara de cebolla". También se observan restos de morfologías cordadas, así como abundantes xenolitos de cumulos de piroxeno de hasta 10 cm. de tamaño.
- 16 - 39 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN. Matriz de color pardo y de aspecto cinerítico-arcilloso. Líticos de naturaleza muy variable, básicos, fonolíticos y
-

granudos (piroxenitas y gabros), constituyen hasta el 40% de la roca y los centiles alcanzan dimensiones decamétricas. Estos líticos parecen marcar una grosera laminación paralela inclinada hacia el O.

- 17 - 3 m. Tobas lapílicas dispuestas en varios paquetes muy laminados, tanto de forma paralela como cruzada en surco (con paleodirecciones de flujo hacia el N), y con un alto contenido en cristales. Los líticos son principalmente de tipo fonolítico con tamaños de hasta 5 cm. y los fragmentos pumíticos, blanco-cremas, con formas subangulosas y tamaños de hasta 3 cm.
- 18 - Domo fonolítico de color gris blanco con textura desde afanítica hasta porfídica con megacristales de feldespato de más de 3 cm. En la columna se presenta a modo de "sombbrero" de la brecha del tramo 16 que constituye el resalte erosivo del Roque del Saucillo, cortándola discordantemente (así como a las tobas del tramo 17) según un plano inclinado hacia el O (Fig. 2.45).

Observaciones: En esta columna destacan varios puntos:

a) La presencia de paquetes de brecha volcánica como la de los tramos 7 y 12, con un alto contenido en líticos e incluyendo "lenguas" de lava básica.

b) Los paquetes de arena del tramo 10 suponen el relleno de un canal excavado en las brechas inferiores, drenando hacia el SE, con una anchura máxima de unos 100 m. y con una forma cóncava suave, como en U abierta (Fig. 2.44).

c) La abundancia de xenolitos de piroxenita tanto en la lava básica del tramo 15 como en la brecha volcánica del tramo 16.

d) El domo fonolítico que culmina la columna. En planta tiene forma subredondeada, algo elongada en la dirección E-O, con diámetros máximos de 400 x 600 m. y altura de más de 150 m. Localmente exhibe una cierta disyunción columnar que se abre en abanico hacia su techo. Este domo se

inyecta en la brecha del tramo 16 y la hace bascular hacia el O (Fig. 2.45). También parece afectar a la lava básica del tramo 15, aunque la relación es menos evidente. Los contactos del domo con estos materiales muestran estructuras desde brechoides hasta bandeadas. El paquete en forma tabular a techo del Roque del Saucillo se conecta con el resto del domo en la cara N de dicho roque.

2.2.22 - COLUMNA DEL ROQUE NUBLO (Fig. 2.46)

Columna: BTÑ

Hoja 1:25000: 1109 III, "San Bartolomé de Tirajana".

Posición: Columna levantada siguiendo el camino que va desde las casas de la Culata de Tejeda hasta la base del monolito Roque Nublo.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: x=440,60 y=3094,50 z=1280 m.

Techo: x=439,60 y=3094,00 z=1813 m.

Potencia total: 528 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Brecha volcánica monomítica, algo compacta, soportada por la matriz de color gris-ocre. Líticos de tipo básico, con tamaños inferiores a 20 cm. y bordes subangulosos, muchas veces corroídos por la matriz. Techo algo rubefactado, donde se localiza en ocasiones un nivel centimétrico de naturaleza cinerítica y color rojo.
- 2 - 10 m. Lava básica de color negruzco, muy escoriácea y de aspecto alterado. Sólo destacan en ella, pequeños fenocristales de olivino alterado y piroxeno.
- 3 - 5 m. Lava básica de color gris claro, con disyunción en lajas y algo vacuolar (vacuolas subredondeadas, con diámetros inferiores a los 3 cm. y muchas rellenas de calcita y/o

MONOLITO ROQUE NUBLO - BTÑ

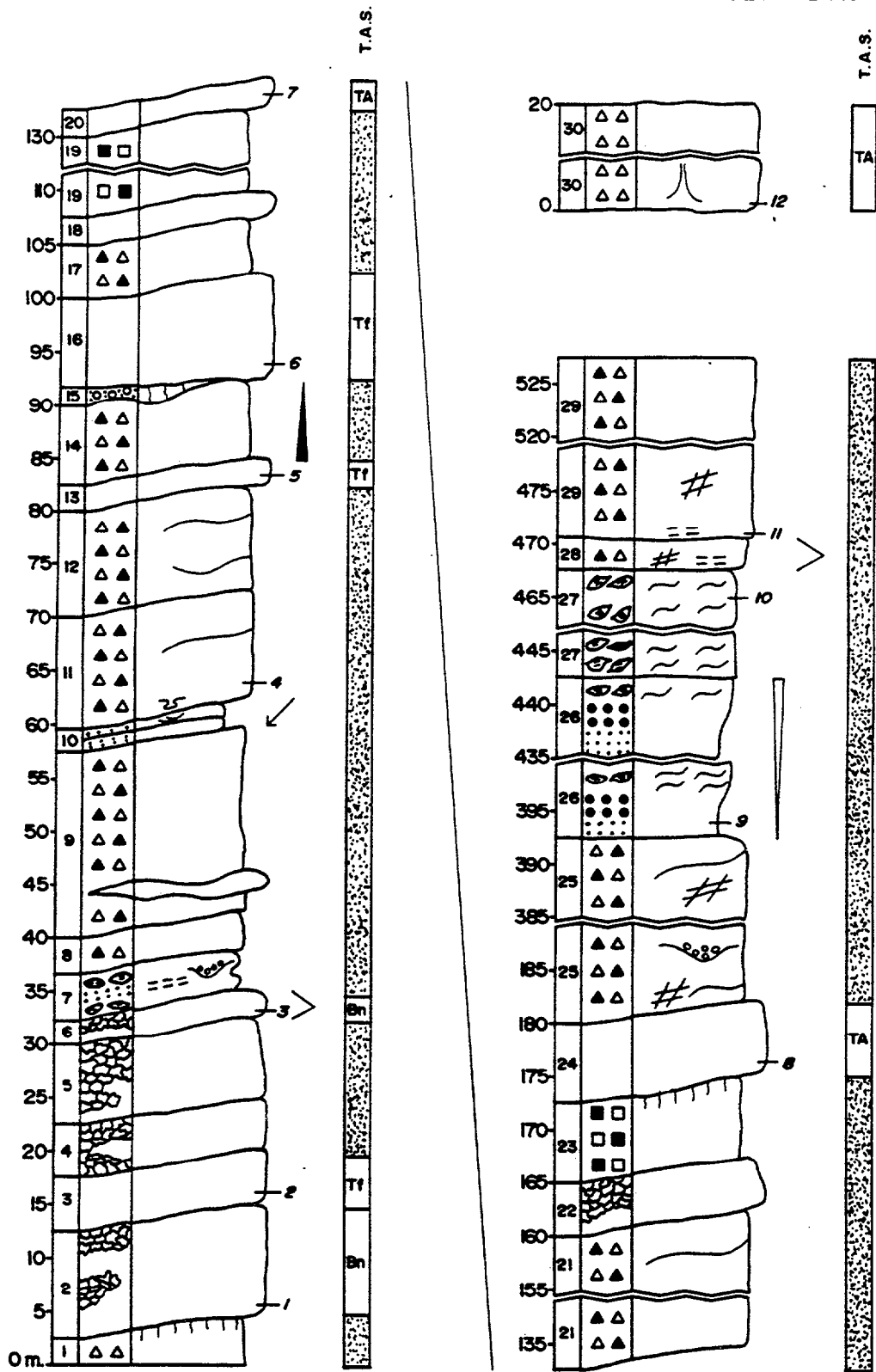


Figura 2.46 - Columna del Roque Nublo (BTÑ).

ESTRATIGRAFIA

- zeolitas). Tiene fenocristales de piroxeno y anfíbol con tamaños de hasta 1 cm. Se observa como esta colada está "alimentada" por un dique con sus mismas características mineralógicas, de dirección SO-NE y que atraviesa los materiales inferiores.
- 4 - 5 m. Escorias básicas de color gris claro, con algunos restos de lava masiva en su interior. Tiene escasos y pequeños fenocristales de piroxeno.
- 5 - 8 m. Lava básica de color gris claro, muy escoriácea y aspecto bastante alterado. La vesiculación de las escorias en gran medida está rellena por crecimientos de zeolitas y calcita. Se observan abundantes fenocristales de piroxeno.
- 6 - 2 m. Colada lávica básica, de color negro y algo escoriácea a techo. Muy abundantes fenocristales de olivino (muchos aún con tonos verdosos) de hasta 1 cm. y algo más escasos de piroxeno. Esta colada se acuña lateralmente hacia el SO.
- 7 - 4,5 m. Paquetes de aglomerado volcánico alternando con niveles de toba cinerítica finamente laminada. Base irregular, adaptada a la escoria de techo de la lava inferior, y hacia techo aparecen pequeños canales rellenos por conglomerados.
- 8 - 3 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana, donde se observa un nivel centimétrico de granulometría fina y muy enriquecido en cristales, muchos de ellos son piroxenos y muestran hábito idiomórfico. Los líticos representan el 20-30% de la roca, con centiles de hasta 30 cm., pudiéndose acumular en ciertos niveles del depósito. Los fragmentos pumíticos son muy abundantes, pueden suponer hasta el 30 % de la roca, con formas subredondeadas y colores cremas.
- 9 - 18 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana y cerca de ella se observa una interdigitación a modo de "lengua" de una lava básica de color gris claro, con fenocristales de piroxeno. Los líticos son de tipo básico y
-

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- cumulados de piroxenos, pueden alcanzar el 40% del total de la roca y el centil superar 1 m. También son frecuentes los fragmentos pumíticos de colores cremas, más abundantes hacia techo aunque los tamaños van en orden inverso.
- 10 - 1 m. Tobas cineríticas presentando laminación cruzada en surco con indicación de flujo hacia el SO. Bandas de pequeños líticos básicos y fragmentos pumíticos blancos, ordenados siguiendo la laminación de las capas.
- 11 - 11 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta, plana aunque está rota localmente por estructuras de deformación por carga de líticos sobre las tobas inferiores. En esta base existe un nivel centimétrico de granulometría fina y rico en cristales, y sobre él aparece una alta concentración de fragmentos pumíticos de colores cremas, bordes subredondeados y diámetros de hasta 5 cm. Los líticos representan el 30-40% de la roca, con centiles de hasta 1 m., pudiendo acumularse en ciertos niveles que generan discontinuidades litológicas.
- 12 - 10 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Los líticos suponen el 30-40% de la roca, con centiles de más de 2 m. y forman bandas de acumulación que marcan discontinuidades en el depósito.
- 13 - 2,5 m. Colada lávica básica de color gris claro, con disyunción en lajas, afanítica (sólo se observan fenocristales de piroxeno escasos y pequeños) y de espesor variable.
- 14 - 7,5 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN. Los líticos muestran una granoselección positiva, tanto por sus abundancias como por sus tamaños. En general, estos líticos suponen el 30% de la roca, con centiles de hasta 2 m. y son muy frecuentes los tipos de cumulados piroxénicos. A techo, los fragmentos pumíticos, así como parte de la matriz, adquieren tonos rojizos.

ESTRATIGRAFIA

- 15 - 2 m. Conglomerado de cantos básicos y de cumulados piroxénicos dispuesto en un paquete de morfología lenticular, de relleno de un canal erosivo. La matriz en todo el tramo presenta coloración rojiza.
- 16 - 8 m. Colada lávica básica de color gris claro, con abundantes fenocristales de piroxeno y anfíbol. Presenta una alta vesiculación cerca de su base, con vacuolas irregulares, algunas de más de 10 cm. de tamaño y rellenas de zeolitas. Las vacuolas desaparecen hacia techo, donde se desarrolla una disyunción horizontal.
- 17 - 5 m. Brecha volcánica polimíctica, muy compacta, tipo BRN. Los líticos alcanzan el 20-30% del total de la roca y con centiles inferiores a 50 cm.
- 18 - 2 m. Colada lávica básica similar a la del tramo 16.
- 19 - 23 m. Brecha polimíctica, no compacta, soportada por la matriz, aunque hay niveles de acumulación de líticos donde suponen más del 50% de la roca. Estos líticos son de naturaleza básica, otros de aspecto fonolítico y escasos plutónicos (piroxenitas, gabros y sienitas). El centil supera los 3 m. de diámetro. La matriz ofrece un aspecto arenoso-cinerítico de color gris.
- 20 - 3 m. Colada lávica de aspecto fonolítico, color gris claro con tonos verdosos, afanítica, con base lajeada. Su potencia es muy variable.
- 21 - 27 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, análoga a la del tramo 12.
- 22 - 5 m. Lava básica de color gris oscuro, muy escoriácea y con una pronunciada alteración que le confiere un aspecto granuloso. Destacan fenocristales de olivino (alterados) y algunos de piroxeno.
- 23 - 7 m. Brecha polimíctica, no compacta, soportada por la matriz,
-

con características similares a las mostradas por la brecha del tramo 19. A techo, la matriz adquiere coloraciones rojizas.

- 24 - 8 m. Lava de aspecto fonolítico, color gris claro, afanítica, con una alternancia de láminas claras y oscuras, según una pauta horizontal y subparalela a la base. Esta laminación y el aspecto afanítico desaparecen ocasionalmente por la existencia de cumulos piroxénicos.
- 25 - 213 m. Brecha volcánica polimíctica, en general poco compacta y soportada por la matriz. No se pueden separar capas individuales, pero son muy abundantes las discontinuidades litológicas marcadas por zonas de acumulación de líticos o por niveles conglomeráticos relleno de pequeños canales erosivos. Los líticos son de naturaleza muy variable, básicos, fonolíticos, plutónicos y tobáceos, pudiendo alcanzar tamaños decamétricos. Así, por ejemplo, destacan bloques de más de 10 m. de longitud de gabros y piroxenitas. Tanto en la base de este paquete de brecha, como en su interior y en las caras basales de algunos de estos bloques, se observan una marcada estriación.
- 26 - 50 m. Sucesión de paquetes de tobas con granoselección negativa de los fragmentos pumíticos, los cuales alcanzan más de 20 cm. de longitud en el techo. Se identifican al menos 3 paquetes donde se repite la siguiente secuencia:
- a) Base formada por una toba cinerítica de color gris-crema con algún fragmento juvenil aislado de color gris y forma de bomba.
 - b) De forma gradual se pasa a una toba lapílica de color blanco compuesta casi en su totalidad por pequeños fragmentos pumíticos.
 - c) Hacia el techo comienzan a hacerse abundantes unos fragmentos con formas escoriáceas, tamaños entre los 10-30 cm., colores negros (obsidianas) y se van estirando hasta



Figura 2.47 - Estructura en flamas en aglomerado volcánico.



Figura 2.48 - Brecha volcánica monomictica del tramo 30. En esta área se presente con un elevado porcentaje de bloques líticos de aspecto fonolítico y colores blancos.



Figura 2.49 - Pasillos de alteración en la brecha volcánica del tramo 30. La alteración presenta colores amarillentos recordando agregados pulverulentos de azufre.



Figura 2.50 - Vista general de la columna BTÑ. Nótese el contacto discordante entre el tramo 25 y los inferiores, así como con los depósitos subhorizontales que forman la denominada "Mesa del Nublo" y el monolito "Roque Nublo".

formar una roca con estructura en "flamas".

- 27 - 25 m. Aglomerado volcánico con fragmentos pumíticos de color negro y dando lugar a una estructura en "flamas" similar a la de los paquetes inferiores (Fig. 2.47). Se observan líticos escasos que no alcanzan más de 10 cm. de longitud, sobre todo cerca de la base, son de naturaleza fonolítica, otros de acumulados piroxénicos y escasos de tipo básico. También abundan fenocristales de piroxeno de hasta 3 cm. de tamaño, dispersos por la matriz o incluidos en los fragmentos pumíticos.
- 28 - 3 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, dispuesta en varias capas separadas entre sí por niveles arcillosos que marcan una cierta laminación difusa. Se observan estrías en la base de estas capas.
- 29 - 57 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN que forma el monolito erosivo del Roque Nublo. Base irregular, marcada por la presencia de un nivel arcilloso, con laminación difusa, sobre el que aparecen estrías que se repiten hacia la mitad del paquete. Los líticos suponen el 40% del total de la roca, con centiles inferiores a 1 m.
- 30 - 20 m. Brecha volcánica monomíctica, soportada tanto por los líticos como por la matriz. Topográficamente se sitúa hacia el ESE de esta columna, sobre las brechas del tramo 25 y a cotas inferiores a la de los materiales de los tramos 26 a 29, aunque la relación estratigráfica con estos materiales no está clara. Los líticos son de color blanco, aspecto fonolítico, donde destacan pequeños fenocristales de piroxeno y feldespatoides, estos últimos con colores rojizos. Los líticos suponen más del 80% del total de la roca en ciertas áreas y alcanzan entonces diámetros de hasta 1 m. (Fig. 2.48), mientras que en otras áreas sólo representan el 40-50% con tamaños oscilando entre los 10-30 cm. Ocasionalmente en éstas últimas áreas, pueden encontrarse líticos de diferente naturaleza, principalmente de brecha tipo BRN.

También destaca en esta brecha la presencia de numerosos niveles de alteración que la atraviesan de forma subvertical y que van desde venillas centimétricas hasta bandas métricas. Esta alteración confiere al depósito colores amarillentos y rojizos (Fig. 2.49).

Observaciones: La columna presenta varios puntos de interés:

a) Desde el tramo 1 al 24, todos los materiales se presentan perfectamente estratificados, subparalelamente entre sí e inclinados hasta 20° hacia el SO.

b) El tramo 25 se dispone discordantemente sobre los materiales inferiores (Fig. 2.50).

c) Por su parte, los tramos 26 al 29 forman una secuencia estratiforme dispuesta a modo de tabla subhorizontal que resulta discordante sobre las brechas del tramo 25 (Fig. 2.50).

d) La relación estratigráfica entre los materiales de los tramos 26 al 29 y los del 30 no aparece nada clara en el campo. Por el contrario, si resulta evidente la relación con el tramo 25, sobre el que se apoya de forma discordante.

2.2.23 - COLUMNA DEL BARRANCO DE LA CAGARRUTA (Fig. 2.51)

Clave: BTP

Hoja 1:25000: 1109 III, "San Bartolomé de Tirajana".

Posición: Columna levantada siguiendo el cauce de un barranco tributario del Barranco de la Cagarruta, situado inmediatamente al Este de él.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=447,90$ $y=3088,72$ $z=950$ m.

Techo: $x=447,90$ $y=3089,27$ $z=1150$ m.

Potencia total: 102 m.

BCO. DE LA CAGARRUTA - BTP

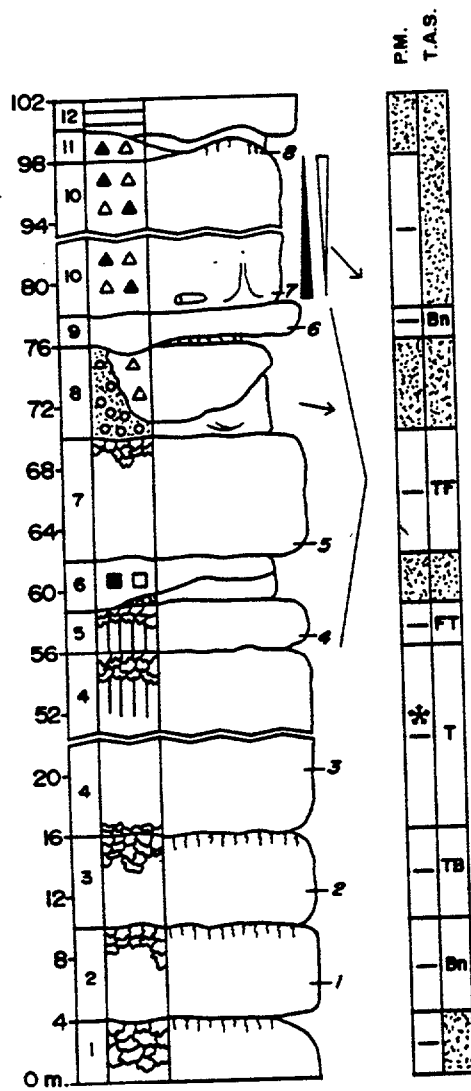


Figura 2.51 - Columna del Barranco de la Cagarruta (BTP).

Descripción de los tramos:

- 1 - Colada lávica básica de color azul oscuro, aspecto alterado, escoriácea y muy vacuolar (vacuolas irregulares de hasta 15 cm. de longitud, muchas con rellenos de calcita y/o zeolitas). Escasos fenocristales de piroxeno inferiores a 1 cm. A techo, se encuentra un nivel cinerítico discontinuo de 4-7 cm. de potencia, totalmente rubefactado.
- 2 - 6 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, presentando disyunción horizontal en la base y un techo muy escoriáceo y vacuolar (vacuolas irregulares, con longitudes de hasta 10 cm. y muchas rellenas de calcita y/o zeolitas). Abundantes fenocristales de piroxeno y algunos acumulados de este mismo mineral. Nivel cinerítico de hasta 25 cm. de potencia, situado de forma discontinua en el techo de la colada y de un color rojo fuerte (rubefacción).
- 3 - 6 m. Lava básica de color azul claro, con disyunción horizontal en la base y techo muy escoriáceo. Presenta una alta vesiculación, estando las vesículas muy estiradas y orientadas cerca de la base, mientras que en el resto del paquete, tienen formas subredondeadas. En ambos casos, no se aprecia un abundante relleno de minerales secundarios en las mismas. Fenocristales de piroxeno, más abundantes y de mayores dimensiones (hasta 2 cm.) en la zona escoriácea. Igual que en las anteriores lavas, a techo se puede observar un nivel cinerítico discontinuo, de hasta 15 cm. de potencia, totalmente rubefactado.
- 4 - 40 m. Lava de aspecto fonolítico, de color blancuzco y afanítica. Pequeño nivel escoriáceo en la base, pero muy desarrollado en el techo. Disyunción en lajas en todo el paquete, excepto en sus últimos 4 m. antes de la zona escoriácea, donde se presenta con una disyunción columnar que adquiere una marcada curvatura, apuntando su lado convexo hacia el SO.
- 5 - 3 m. Lava de aspecto básico, de color azul oscuro, con una notable disyunción columnar. Algo vacuolar, quedando las

ESTRATIGRAFIA

vacuolas dispuestas cerca de la base y estiradas con su eje mayor (de hasta 10 cm. de longitud) paralelamente a la misma. Pequeños fenocristales de piroxeno y anfíbol.

- 6 - 3 m. Brecha polimíctica, no compacta, soportada por los líticos que parecen alinearse paralelamente a la base aunque de forma poco clara. Estos líticos son de naturaleza básica, más escasamente fonolíticos y también de traquitas y sienitas miocenas. Son subangulosos a subredondeados, con centil de 1,25 m. cerca del techo, en lo que parece una difusa granoselección negativa respecto a los tamaños, aunque la proporción de los mismos guarda un orden inverso. La matriz ofrece un aspecto areno-arcilloso, con coloraciones rojizas. En la base se encuentra un nivel conglomerático de cantos básicos con morfología lenticular.
- 7 - 8 m. Colada lávica similar a la del tramo 5, sin presentar disyunción columnar.
- 8 - 6 m. Conglomerado de cantos fonolíticos y básicos, ordenados en estratificaciones cruzadas en surco con intercalaciones de arenas que presentan laminaciones cruzadas y paralelas. Estas estructuras indican paleodirecciones de flujo hacia el ESE.

Una brecha monomíctica formada por líticos muy angulosos, de colores claros y aspecto fonolítico similar a la de la colada del tramo 4, se encuentra cortando discordantemente estos materiales, dando lugar a un cuerpo con morfología en U pero de bordes muy irregulares. Sus líticos suponen casi el 50% de la roca, con centil de hasta 2 m. Ocasionalmente, se encuentran otros líticos de tipo básico, siempre de menores tamaños que los fonolíticos. La matriz tiene una granulometría tamaño lapilli-ceniza y es de color gris claro.

A techo de estos materiales se encuentra localmente un nivel centimétrico de toba lapílica de color ocre-rojo.

- 9 - 2 m. Colada lávica básica de color azul oscuro y potencia muy variable. Tiene pequeños fenocristales de olivino y piroxeno.
- 10 - 20 m. Brecha volcánica polimíctica, muy compacta, tipo BRN, formando un paquete con morfología lenticular de relleno de canal que corta los materiales de los tramos 9 al 5 y se apoya directamente sobre la lava del tramo 4, siendo en ese punto donde la brecha adquiere su máxima potencia que es de unos 40 m. (Fig. 2.52). La base siempre es neta, con desarrollo de un nivel basal centimétrico y discontinuo de granulometría fina, siendo interrumpido por líticos de gran tamaño (> 20 cm.) que son más comunes en la zona de mayor potencia de la brecha. Sobre este nivel se encuentran numerosos moldes cilíndricos de restos vegetales con muy diversos tamaños, algunos de hasta 25 cm. de diámetro, y todos orientados hacia el SE. La brecha muestra una fisuración subparalela a la base y más patente cerca de la misma. Igualmente cerca de la base se observan bandas subhorizontales depletadas en matriz, con los líticos con coloraciones rojizas y dejando una elevada porosidad (2.53). En otras ocasiones aparecen tubos verticales de desgasificación con una longitud de hasta 30 cm. y una anchura de hasta 7 cm.

Los líticos son de naturaleza muy variada, dominando los tipos fonolíticos y básicos, aunque también pueden encontrarse otros miocenos (traquitas, fonolitas y sienitas) que están redondeados. Localmente, estos líticos forman alineaciones subparalelas al trazado de la base. Los centiles pueden superar los 2 m., presentándose cerca de la base y en la zona de mayor potencia de la brecha. En conjunto, estos líticos suponen entre el 20-40% de la roca y exhiben una granoselección positiva respecto a sus tamaños y abundancias.

Los fragmentos pumíticos muestran una granoselección negativa, también en sus tamaños y en sus proporciones. En el techo de la brecha se observan pomez de color crema con formas fusiformes de hasta 15 cm. de tamaño y en una proporción superior al 20% (Fig. 2.54).

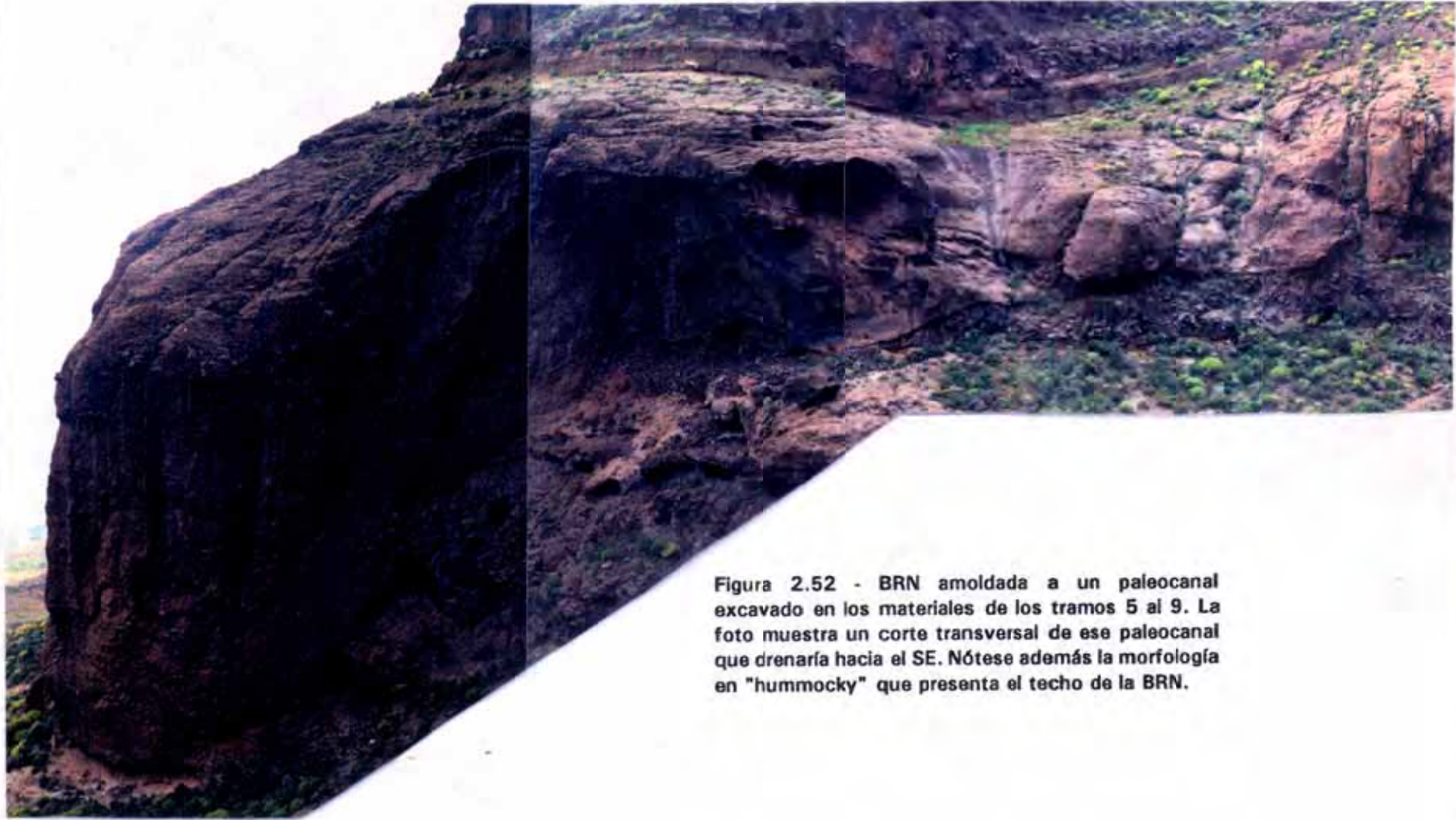


Figura 2.52 - BRN amoldada a un paleocanal excavado en los materiales de los tramos 5 al 9. La foto muestra un corte transversal de ese paleocanal que drenaría hacia el SE. Nótese además la morfología en "hummocky" que presenta el techo de la BRN.



Figura 2.53 - Bandas depletadas en matriz que confieren a la roca un aspecto poroso y tonalidades rojizas.



Figura 2.54 - Acumulación de grandes fragmentos juveniles a techo de la BRN del tramo 10.

Finalmente, el techo de este material presenta una morfología ondulada de tipo "hummocky" (2.52).

- 11 - 2 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. El contacto con la brecha inferior es plano y neto, aunque se pierde lateralmente. Los líticos representan el 30-40% de la roca, con centiles inferiores a 1 m. Los fragmentos pumícticos son más escasos y de menor tamaño que los de la brecha infrayacente, pero al igual que en ésta se hacen más abundantes hacia el techo. Este techo presenta también una morfología en "hummocky", continuación lateral del techo de la otra unidad.
- 12 - Tobas lapílicas de colores rojos que se amoldan a la morfología ondulada inferior. Sobre ellas, lavas básicas que hacia el SE colocan de forma discordante sobre los materiales anteriores.

Observaciones: Destaca la morfología de la brecha volcánica del tramo 10, adaptada a la forma de un canal previo que drenaría hacia el SE. Este canal tendría una forma en U no muy abierta, con una profundidad máxima de unos 40 m. y una longitud de unos 300 m.

Esta brecha presenta en todo momento un contacto neto con todos los materiales con los que entra en contacto. Sin embargo, en las zonas de su máxima potencia donde entra en contacto con la lava del tramo 4, localmente se observan restos de un conglomerado polimíctico con cantos muy redondeados y de tamaños entre los 10 y 50 cm.. La matriz de este conglomerado es de grano grueso y adquiere tonos rojos a techo.

La morfología de este depósito de brecha volcánica se observa tanto en la ladera E como en la O de este barranco tributario del de la Cagarruta, así como en la O de este último.

2.2.24 - COLUMNA DE CRUZ GRANDE (Fig. 2.55)

Clave: BTQ

CRUZ GRANDE - BTQ

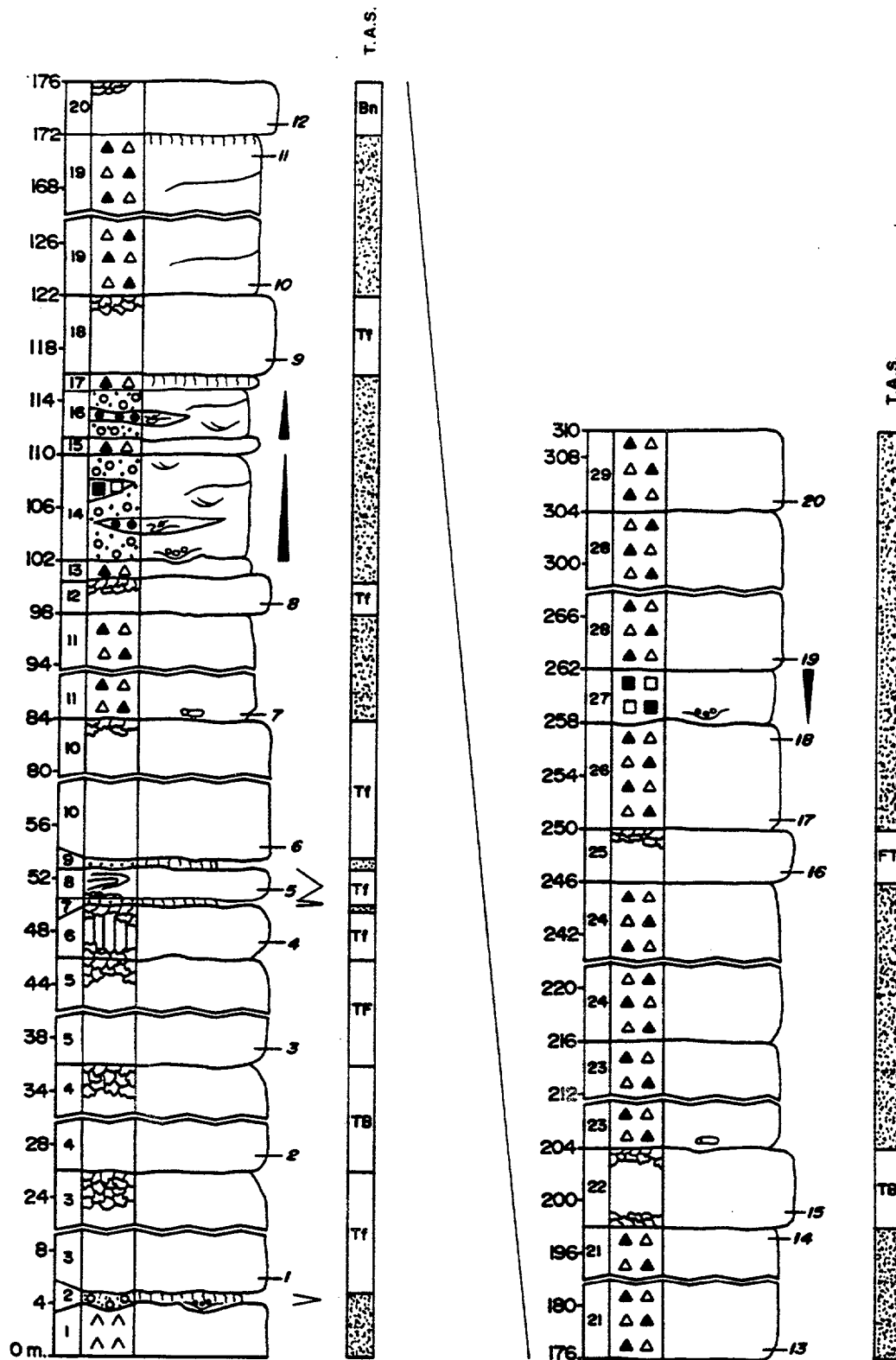


Figura 2.55 - Columna de Cruz Grande (BTQ).

ESTRATIGRAFIA

Hoja 1:25000: 1109 III, "San Bartolomé de Tirajana".

Posición: Columna siguiendo el camino que conduce desde la carretera comarcal 815 a la altura de Cruz Grande hasta Los Llanos de la Pez y Pargana.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=441,30$ $y=3089,37$ $z=1300$ m.

Techo: $x=441,48$ $y=3090,50$ $z=1625$ m.

Potencia total: 310 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Tobas riolítico-traquíticas miocenas.
- 2 - 1 m. Conglomerado de cantos de traquita y fonolita miocenas, dispuestos en un paquete con morfología lenticular que corta discordantemente los materiales inferiores. La matriz aparece de color blanco, muy encalichada y a techo tanto ella como los cantos adquieren coloraciones rojizas por rubefacción.
- 3 - 21 m. Colada lávica básica de color azul-negro, afanítica, con disyunción horizontal y potente zona escoriácea en el techo.
- 4 - 10 m. Colada lávica básica similar a la anterior. Se observa una escasa vesiculación (vesículas pequeñas, redondeadas, normalmente rellenas de cristales de calcita) cerca de la zona escoriácea de techo.
- 5 - 10 m. Lava básica de color azul, análoga a las inferiores, aunque en ella se encuentran más fenocristales de piroxeno de tamaños inferiores a 1 cm.
- 6 - 4 m. Lava básica de color azul oscuro muy rica en fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm. y con una potencia muy variable. Presenta marcada disyunción columnar y zonas escoriáceas tanto en la base como en el techo.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 7 - 0,1 m. Toba cinerítica totalmente rubefactada, dispuesta de forma discontinua sobre las escorias inferiores.
- 8 - 2,7 m. Colada lávica básica de color negro, mostrando restos cordados con coloraciones rojizas. Muy rica en fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm. y en cumulos de este mismo mineral. Presenta potencias variables, con repetidas acuñaciones laterales.
- 9 - 0,2 m. Toba cinerítica de color rojo (rubefactada), formando un nivel muy continuo a lo largo de la base de la colada lávica superior.
- 10 - 31 m. Colada lávica de aspecto fonolítico, color gris claro, afanítica, con marcada disyunción horizontal y pequeña zona escoriácea a techo.
- 11 - 14 m. Brecha volcánica polimíctica, muy compacta, tipo BRN. Base neta, plana, con desarrollo de nivel centimétrico de granulometría fina, rico en cristales y con escasos moldes cilíndricos de restos vegetales. Los líticos suponen el 30% de la roca, con centiles de casi 75 cm. que se sitúan a partir de los dos primeros metros de la base. Matriz de color crema en la que destacan abundantes fenocristales.
- 12 - 2,5 m. Lava básica de color azul claro, muy vacuolar (vacuolas subredondeadas de menos de 3 cm. de diámetro y muchas rellenas de calcita), techo algo escoriáceo y con escasos fenocristales de piroxeno.
- 13 - 1,5 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, con carga lítica de hasta el 50% y centiles inferiores a 50 cm. Matriz de color ocre-gris.
- 14 - 8 m. Sucesión de capas conglomeráticas de bases erosivas con intercalaciones de láminas arenosas y niveles lenticulares de tobas lapílicas y algunas brechas polimícticas.

Los conglomerados presentan un alto porcentaje de

ESTRATIGRAFIA

cantos de tipo fonolítico, sub a redondeados, a veces dispuestos de forma grosera según estratificaciones cruzadas en surco, y marcan en general secuencias granodecrecientes.

Las brechas intercaladas se sitúan rellenando canales erosivos que cortan los materiales anteriores. Se diferencian de los conglomerados por la mayor angulosidad de sus líticos, la menor proporción de ellos y no poseen ningún tipo de ordenamiento interno.

Los niveles lenticulares de tobas lapílicas poseen límites difusos, irregulares, y se componen en gran medida de fragmentos pumíticos de colores cremas. Algunos de estos fragmentos tienen formas fusiformes, con tamaños de hasta 15 cm. y marcan estructuras de impactos de bombas. También es posible encontrar de forma aislada estos últimos fragmentos juveniles entre los conglomerados.

- 15 - 1 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, parecida a la del tramo 13.
- 16 - 4 m. De nuevo paquetes de conglomerados en secuencias granodecrecientes, con bases erosivas, entre los que se sitúan láminas arenosas y niveles de tobas lapílicas con bordes irregulares y morfologías lenticulares.
- 17 - 1 m. Brecha volcánica polimíctica, muy compacta, tipo BRN. Similar a las brechas de los tramos 13 y 15, diferenciándose de ellas en el color de la matriz que en ésta es rojizo.
- 18 - 6 m. Colada lávica básica de color azul claro, afanítica y con una delgada zona escoriácea a techo.
- 19 - 50 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Dentro de este paquete pueden observarse diferentes niveles de acumulación y alineamiento de líticos que forman discontinuidades litológicas, algunas de gran continuidad lateral. En general los líticos representan el 30-40% de la

- roca, con centiles de hasta 2 m. Matriz de color ocre-gris, salvo cerca del techo, donde adquiere coloraciones rojizas por efecto de rubefacción.
- 20 - 4 m. Lava básica de color azul, aspecto algo alterado, muy vacuolar (vacuolas subredondeadas de diámetros inferiores a 1 cm. y muchas rellenas de zeolitas y/o calcita) y con abundantes fenocristales de olivino y piroxeno de hasta 1 cm.
- 21 - 22 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, análoga a la del tramo 19, si bien en ésta los niveles de acumulación y alineamiento de líticos son más escasos y menos claros.
- 22 - 6 m. Lava básica de color grisáceo, donde destacan pequeños fenocristales de piroxeno y anfíbol. Zonas escoriáceas tanto en la base como en el techo.
- 23 - 12 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, similar a la del tramo 21. Se encuentran escasos moldes cilíndricos de restos vegetales.
- 24 - 30 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. El límite con la brecha inferior es neto, plano, aunque localmente se pierde. Desarrolla un nivel basal centimétrico de granulometría fina y rico en cristales. Los líticos representan el 30-40% de la roca, con centiles de más de 2 m. y en ocasiones se disponen en bandas alineadas paralelamente a la base de escasa continuidad lateral. Ocasionalmente, se observan niveles cineríticos de 2-4 cm. de potencia en la base de algunas de estas bandas.
- 25 - 4 m. Lava de aspecto fonolítico, de color gris claro verdoso, afanítica, con disyunción horizontal cerca de su base y techo escoriáceo.
- 26 - 8 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, similar a las anteriores.



Figura 2.56 - Vista general de la columna BTQ. Se observa el mayor predominio de coladas lávicas en la base para ser sustituidas por potentes depósitos de BRN hacia techo. Toda la secuencia muestra una inclinación general hacia el SE.



Figura 2.57 - Vista general del contacto entre la secuencia estratificada de la columna BTQ (a la derecha) y una potente brecha caótica (a la izquierda).

Figura 2.58 - Detalle del contacto entre la secuencia de materiales anteriores. El contacto es de tipo mecánico mediante falla subvertical.

ESTRATIGRAFIA

- 27 - 4 m. Brecha polimíctica, algo compacta, soportada por la matriz. Líticos de naturaleza básica, fonolítica y en menor proporción traquíticos y fonolíticos miocenos, dispuestos en una secuencia granocreciente, con centiles cerca del techo de hasta 3 m. La matriz de aspecto areno-arcilloso y de colores grises y anaranjados. En la base se observa un pequeño nivel conglomerático rellenando un canal erosivo.
- 28 - 42 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, con características similares a la del tramo 24.
- 29 - 6 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN, semejante a la inferior, de la que se encuentra separada por una base plana, neta y bastante continua.

Observaciones: Hay tres aspectos generales de esta columna que merecen destacarse:

a) La inclinación que muestran todos sus materiales hacia el SE, siendo más patente en sus tramos basales y superiores donde se llegan a medir ángulos de hasta 30° (Fig. 2.56).

b) En el área donde se levanta esta columna se aprecia como hacia el O todos sus materiales son sustituidos bruscamente por una brecha polimíctica, heterométrica, dispuesta en grandes megabloques con límites subverticales y estrías de fricción entre ellos. El contacto con esta brecha es de tipo mecánico, mediante una falla subvertical (Fig. 2.57 y 2.58).

c) Las brechas volcánicas tipo BRN se hacen cada vez más dominantes hacia el techo de esta columna, donde existen escasas intercalaciones de coladas lávicas (2.56).

2.2.25 - COLUMNA DEL ROQUE BENTAYGA (Fig. 2.59)

Clave: BTR

Hoja 1:25000: 1109 III, "San Bartolomé de Tirajana".

ROQUE BENTAIGA - BTR

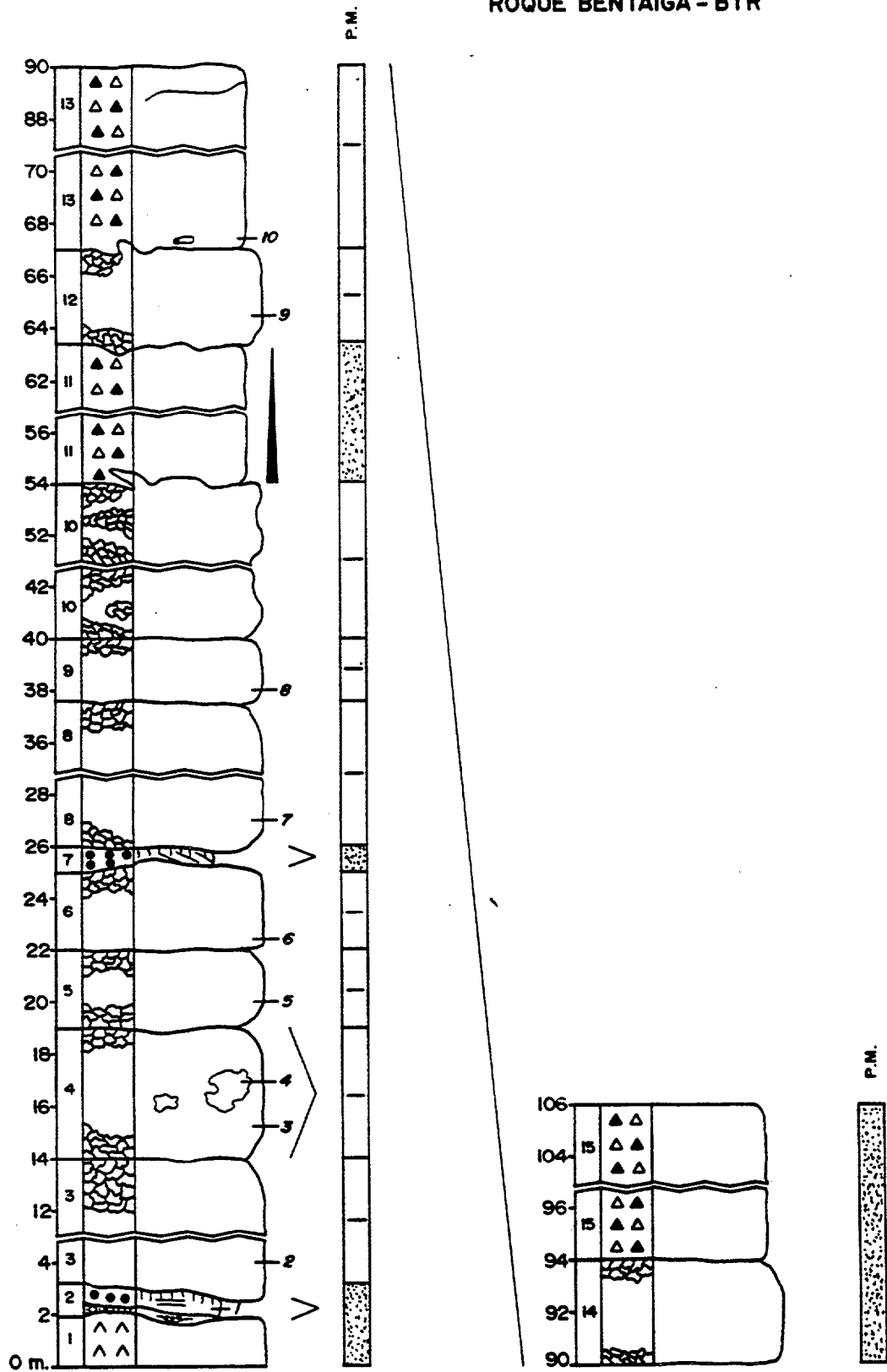


Figura 2.59 - Columna del Roque Bentaiga (BTR).

ESTRATIGRAFIA

Posición: Columna levantada siguiendo el camino que conduce a la base del Roque Bentayga por su ladera SE.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=437,37$ $y=3096,12$ $z=1300$ m.

Techo: $x=437,05$ $y=3096,30$ $z=1412$ m.

Potencia total: 90 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Sienitas miocenas.
- 2 - 1,5 m. Tobas lapílicas de color blanco-crema en pequeños paquetes separados entre sí por niveles cineríticos grises de potencias centimétricas. Este conjunto de materiales presenta una potencia muy variable debido a las repetidas acuñaciones laterales de sus capas.

Los paquetes de tobas lapílicas difieren entre sí por el contenido en líticos y fragmentos pumíticos. En general, los líticos son miocenos (sienitas, traquitas-riolitas), subredondeados y con coloraciones anaranjadas. En la base de estas tobas se localiza un nivel lenticular de conglomerado de cantos miocenos. A techo hay un nivel cinerítico de coloración rojiza (rubefacción) y de escasa continuidad lateral.

- 3 - 10,5 m. Colada lávica básica de color azul claro, muy escoriácea y vacuolar (vacuolas irregulares de hasta 7 cm. de tamaño y muchas de ellas rellenas de zeolitas), con abundantes fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm. así como restos de cumulos de este mismo mineral.
- 4 - 5 m. Colada lávica básica de color gris claro, afanítica, con zona escoriácea a la que le sigue una de disyunción horizontal tanto en la base como en el techo. Hacia la mitad del paquete se observan abundantes xenolitos con bordes irregulares y tamaños de hasta 40 cm. de una roca de color

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- más claro en la que destacan abundantes fenocristales de piroxeno y feldespato de hasta 2 cm.
- 5 - 3 m. Colada lávica básica de color gris, afanítica, con disyunción horizontal en la base y techo escoriáceo. Contiene escasos y pequeños xenolitos de cumulos de piroxeno. Esta colada se dispone discordantemente sobre la inferior, a la que llega a cubrir.
- 6 - 3 m. Lava básica de color azul claro, afanítica, con una marcada disyunción horizontal en todo el paquete y desarrollo de zona escoriácea a techo.
- 7 - 1 m. Toba lapílica de color pardo-rojizo formada por restos escoriáceos básicos que se disponen según laminación imbricada. Entre algunas de esas láminas se observan otras de colores más amarillentos y granulometría más fina. El techo presenta un fuerte color rojo (rubefacción). Este tramo presenta escasa continuidad lateral y potencias muy variables.
- 8 - 11,5 m. Lava básica de color azul claro, con reducidas zonas escoriáceas tanto en la base como en el techo. Pequeños fenocristales de piroxeno.
- 9 - 2,5 m. Lava básica de color azul oscuro, con abundantes fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm. y escasos de olivino. Techo escoriáceo.
- 10 - 14 m. Sucesión de niveles escoriáceos básicos entre los que se intercalan otros de lava masiva con escasas continuidades laterales y límites difusos. Tanto en los niveles escoriáceos como en los masivos, se observan pequeños fenocristales de piroxeno y de anfíbol.
- 11 - 9,5 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN. Base irregular, con interdigitaciones de niveles de lava masiva a modo de "lenguas", así como gran abundancia de restos escoriáceos. Hacia 1 m. por encima de esta base la brecha



Figura 2.60 - Vista general de la columna BTQ. Obsérvese la disposición discordante de sus materiales sobre el sustrato sienítico mioceno y la fuerte inclinación que presentan hacia el O. En el extremo izquierdo de la foto se aprecian los restos erosivos de un cono piroclástico en el área denominada los Tres Reyes.

Figura 2.61 - Secuencia de niveles tobáceos blancos localizada cerca del área denominada Los Tres Reyes.

ESTRATIGRAFIA

adquiere el aspecto de las tipo BRN, aunque la proporción de líticos básicos escoriáceos sigue siendo muy alta e incluso aún pueden encontrarse retazos de lava masiva. En general, los líticos alcanzan el 50% de la roca y los centiles superan los 2 m. Se observa una granoselección positiva tanto de tamaños como de abundancias de estos líticos, aunque de una forma poco definida. Los fragmentos pumíticos son escasos y de tamaños inferiores a 5 cm. La matriz presenta coloración grisácea y granulometría de ceniza gruesa-lapilli.

- 12 - 3,5 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, con abundantes fenocristales de olivino (aspecto muy fresco) y piroxeno de hasta 1 cm. Muro y techo con zonas escoriáceas discontinuas.
- 13 - 23 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. La base presenta características similares a las mostradas por la brecha del tramo 11, con interdigitación de "lenguas" de lava y bloques escoriáceos de la colada inferior, aunque también en otras áreas presenta contacto neto, plano, con desarrollo de nivel centimétrico fino muy rico en fenocristales. Se encuentran escasos moldes cilíndricos de restos vegetales. Los líticos son básicos de aspecto escoriáceo, representan el 30-40% de la roca y tienen centiles de hasta 1,5 m. cerca de la base. Se observan niveles de acumulación y alineación de líticos a lo largo del paquete. La matriz es de color ocre, de granulometría gruesa en las zonas basales y cinerítica en el resto del paquete.
- 14 - 4 m. Lava de aspecto básico.
- 15 - 12 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, de aspecto BRN.

Observaciones: Destaca en esta columna las potencias variables que presentan las coladas lávicas de los tramos 3 al 10, así como las pendientes pronunciadas hacia el O, del orden de los 20 a 40° (Fig. 2.60). Asimismo, se observan discordancias internas entre dichas lavas, como por ejemplo entre la del tramo 4 que llega a tener un ángulo de inclinación de 60° y la del tramo 5 con una inclinación más suave (20°), y que solapa a la inferior

hacia el NE.

Las brechas volcánicas también presentan una notable inclinación hacia el O y dadas sus mayores potencias y continuidades laterales (sobre todo la brecha del tramo 13) llegan a colocarse sobre diferentes coladas lávicas (Fig. 2.60).

Otro aspecto que sobresale es el nivel tobáceo del tramo 2, que si bien en esta columna se presenta con escasa continuidad lateral y potencia variable, hacia el O (en la zona denominada los Tres Reyes) se dispone en un depósito tabular con bases y techos netos, planos, potencia de hasta 2 m. y presenta varios niveles en algunos de los cuales se aprecia una estructura en "flamas" (2.61). En esta área, entre estas tobas y las sienitas miocenas se pueden intercalar una o varias coladas lávicas de aspecto muy básico, escoriáceas y con abundantes fenocristales de olivino.

Finalmente, las potencias de los tres últimos tramos (13, 14 y 15) son aproximadas y han sido deducidas a partir de fotografías, puesto que los mismos resultan inaccesibles.

2.2.26 - COLUMNA DEL BARRANCO DEL JUNCAL (Fig. 2.62)

Clave: BTS

Hoja 1:25000: 1109 III, "San Bartolomé de Tirajana".

Posición: Columna levantada en la ladera NO del Barranco del Juncal, siguiendo un camino que conduce desde la carretera local a las casas de Juncal, hasta otra carretera local que va hacia las casas del Tescón y Carrizal de Tejeda.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: x=437,32 y=3093,02 z=1375 m.

Techo: x=437,07 y=3093,15 z=1230 m.

Potencia total: 122 m.

BCO. DEL JUNCAL - BTS

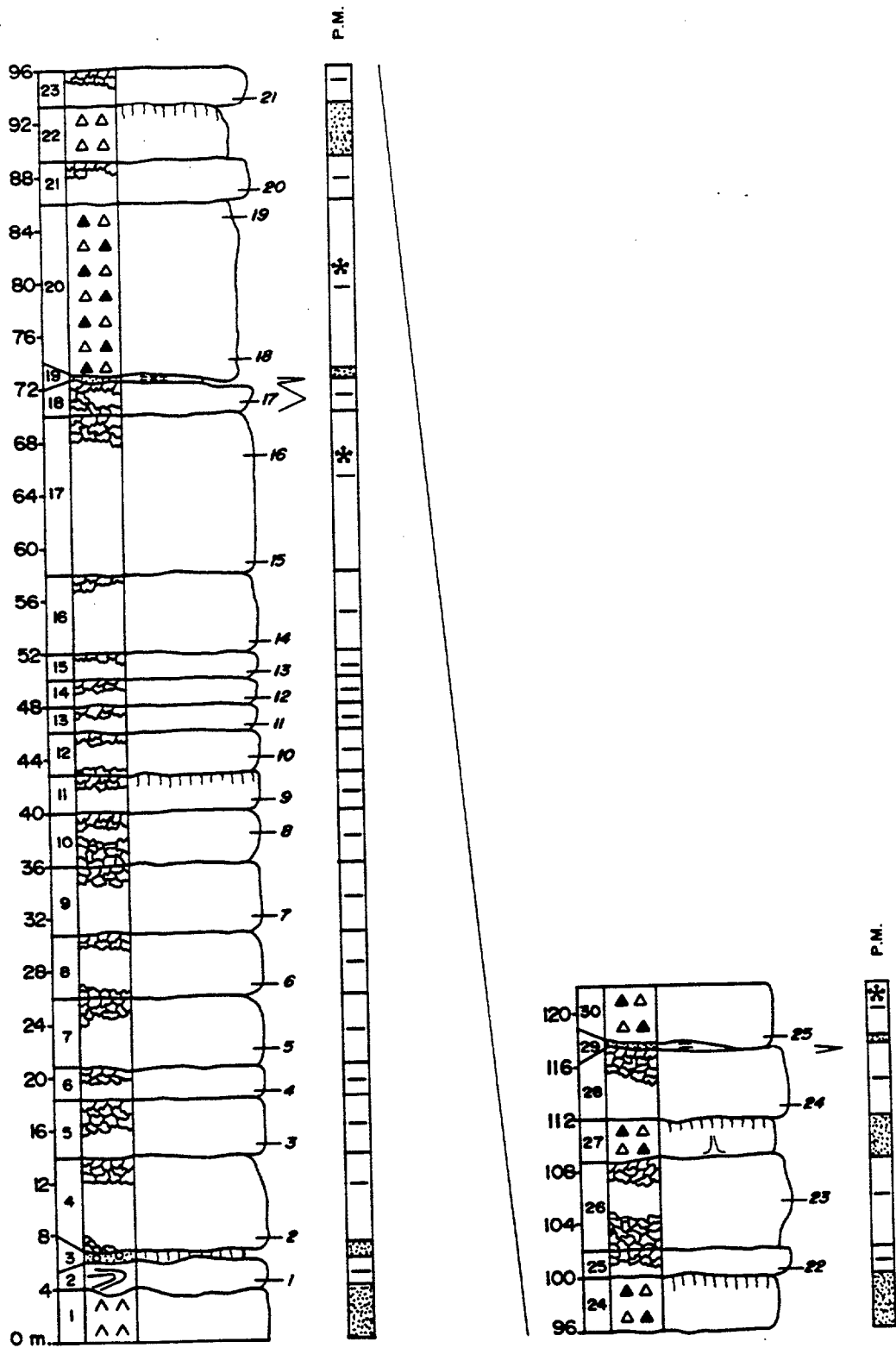


Figura 2.62 - Columna del Barranco del Juncal (BTS).

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

Descripción de los tramos:

- 1 - Sienitas miocenas.
- 2 - 2 m. Colada lávica básica de color azul-negro, con restos cordados de colores anaranjados, muy vacuolar (vacuolas redondeadas de diámetro inferior a 2 cm., muchas rellenas de zeolitas) y fenocristalina (olivinos alterados y piroxenos). El contacto basal con las sienitas miocenas es neto, de trazado irregular y no presenta niveles sedimentarios o almagres.
- 3 - 0,5 m. Conglomerado de cantos miocenos (sienitas y traquitas), muchos presentando una coloración rojiza en todas sus caras. Matriz de aspecto arcilloso y de color rojo (rubefacción).
- 4 - 7,5 m. Colada lávica básica de color azul, afanítica, con pequeña zona escoriácea en la base pero muy potente a techo.
- 5 - 4,5 m. Colada lávica básica de color azul claro, afanítica, con cierto grado de alteración que le confiere un aspecto moteado y potente zona escoriácea a techo.
- 6 - 2 m. Colada lávica básica análoga a la del tramo 4.
- 7 - 5,5 m. Lava básica similar a la del tramo 5. En esta se observan escasos y pequeños fenocristales de piroxeno.
- 8 - 5 m. Lava básica de color azul claro, algo vacuolar (vacuolas con tamaños entre 2 y 5 cm., subredondeadas a estiradas paralelamente a la base) y con pequeños fenocristales de piroxeno.
- 9 - 5 m. Lava básica semejante a la inferior, aunque el tamaño de las vacuolas, en general, es menor.
- 10 - 4 m. Lava básica de color azul claro, afanítica, muy escoriácea, presentando en la parte masiva una abundante vesiculación

ESTRATIGRAFIA

(vesículas elongadas paralelamente a la base) y una especie de laminación paralela al muro.

- 11 - 3 m. Lava básica de color azul claro, con una laminación y vesiculación dispuestas subparalelamente a la base. Techo escoriáceo y presenta en sus últimos 30 cm. coloraciones rojizas (rubefacción). Tiene pequeños fenocristales de piroxeno.
- 12 - 3 m. Colada lávica de color azul-gris claro, con abundante vesiculación (vesículas subredondeadas y rellenas en su mayor parte de zeolitas) y fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm.
- 13 - 2 m. Colada lávica básica parecida a la inferior, con las vacuolas presentando morfologías más alargadas.
- 14 - 2 m. Lava básica de color azul oscuro, con abundantes fenocristales de piroxeno y otros de olivino inferiores a 1 cm.
- 15 - 2 m. Lava básica similar a la inferior pero presentando una alta vesiculación, con las vesículas muy elongadas y orientadas paralelamente a la base.
- 16 - 6 m. Lava de apariencia fonolítica, color verde claro, muy lajeada y afanítica. Techo algo escoriáceo.
- 17 - 12 m. Lava de aspecto fonolítico, color verde-blanco, afanítica, con marcada disyunción subhorizontal. Zona escoriácea de hasta 2 m. de potencia a techo y cerca de ella se aprecia un bandeado de flujo, con alternancia de bandas claras y oscuras, estrechas, poco continuas, con límites netos entre ellas aunque irregulares y sin una marcada orientación (foto).
- 18 - 2,5 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, muy escoriácea y con abundantes fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm. de tamaño. Se acuña lateralmente.
-

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- 19 - 0,5 m. Arenas gruesas con hiladas de pequeños cantos básicos subredondeados cerca de la base y laminación difusa en el resto de la capa. Escasa continuidad lateral.
- 20 - 13 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta, plana, aunque más al NE de la columna se observa muy irregular, intercalando restos de lava masiva y bloques escoriáceos de una lava básica inferior equivalente a la del tramo 17. Los líticos representan el 20-40% del total de la roca, con centiles de más de 1 m. Matriz cinerítica de color ocre, pero cerca de la base, cuando ésta se presenta irregular, adquiere color gris y granulometría más gruesa.
- 21 - 3 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, afanítica, con disyunción horizontal y algo vacuolar (vacuolas inferiores a 2 cm. de diámetro). Pequeña zona escoriácea en la base y algo más potente a techo.
- 22 - 4 m. Brecha volcánica monomíctica, compacta, soportada por la matriz y de color gris oscuro. Base en tránsito difuso con las escorias inferiores. Líticos de aspecto básico escoriáceo, no llegan al 30% del total de la roca y los centiles inferiores a 30 cm. La matriz presenta aspecto cinerítico-arenoso, del mismo color que los líticos, salvo cerca del techo donde adquiere tonos rojizos (rubefacción).
- 23 - 3 m. Lava básica de color azul oscuro, vacuolar (vacuolas subredondeadas, la mayoría rellenas de zeolitas), escoriácea a techo y con abundantes fenocristales de piroxeno y olivino.
- 24 - 4 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Líticos subangulosos, fundamentalmente básicos y algunos de sienitas miocenas (éstos redondeados), representan el 30-40% de la roca y con centiles de hasta 1,5 m. Matriz de aspecto cinerítico grueso y color gris, aunque en el techo donde se presenta con tonos rojizos (rubefacción).
- 25 - 2 m. Lava básica de color azul claro, afanítica, algo vacuolar
-

ESTRATIGRAFIA

- (vacuolas subredondeadas y muchas con rellenos de zeolitas) y escoriácea a techo.
- 26 - 7 m. Lava básica de color azul oscuro, afanítica y con potentes zonas escoriáceas tanto en su muro como en su techo.
- 27 - 3 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base neta y plana. Los líticos tienen tamaños de hasta 1,5 m. cerca de la base, suponen el 30-40% de la roca y son de lava básica oscura, similar a la colada inferior. Matriz de tamaño ceniza gruesa-lapilli y color gris. Se observan algunos tubos de desgasificación de hasta 1 m. de longitud y 5 cm. de anchura.
- 28 - 5,5 m. Lava básica análoga a la del tramo 26, aunque la zona escoriácea se restringe sólo a su techo.
- 29 - 0,5 m. Arenas gruesas con laminación paralela e hiladas de líticos básicos y fragmentos pumíticos blancos. Poca continuidad lateral.
- 30 - 4 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base plana y neta, con desarrollo de un nivel centimétrico de granulometría fina y rico en cristales. Los líticos representan el 40% de la roca, con centiles de hasta 1 m. Escasos y pequeños moldes cilíndricos de restos vegetales. Matriz de color ocre y aspecto cinerítico. Abundantes fragmentos pumíticos de hasta 5 cm. de tamaño que aparecen distribuidos por todo el depósito.

Observaciones: Todas las capas de la columna presentan una inclinación que oscila entre los 15 a los 25° hacia el OSO. Estas inclinaciones generan contactos discordantes entre estos depósitos, especialmente notable entre la brecha volcánica del tramo 20 y las sucesivas lavas básicas que va teniendo en su base.

Igualmente, a partir del tramo 17, las capas de lavas, brechas volcánicas tipo BRN y algunas de conglomerados, se adaptan al relieve previo de paleocanales que drenarían hacia el OSO, con formas en U muy

abiertas y longitudes decamétricas.

2.2.27 - COLUMNA DE LA MESA DEL JUNQUILLO (Fig. 2.63)

Clave: SNA

Hoja 1:25000: 1108 II-III, "San Nicolás de Tolentino".

Posición: Ladera Este de la Mesa del Junquillo.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: x=431,82 y=3095,47 z=590 m.

Techo: x=431,47 y=3095,55 z=800 m.

Potencia total: 148 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Sienitas miocenas.
- 2 - 8,5 m. Lava básica de color azul oscuro, muy vacuolar (vacuolas redondeadas a irregulares de hasta 5 cm. y muchas con rellenos de zeolitas), con abundantes fenocristales de piroxeno y olivino. Techo algo escoriáceo.
- 3 - 5 m. Lava básica de características similares a la inferior, aunque algo menos vacuolar, con vacuolas siempre subredondeadas, de inferior diámetro y con menos rellenos de zeolitas. Se observan fenocristales de piroxeno de hasta 2 cm.
- 4 - 7 m. Lava básica de color azul oscura, con muchos fenocristales de piroxeno de hasta 2 cm. y techo escoriáceo.
- 5 - 10 m. Lava básica parecida a la del tramo anterior.
- 6 - 8 m. Lava básica de color azul-gris oscuro, muy vacuolar (vacuolas de hasta 20 cm. estiradas paralelamente a la base), escoriácea a techo y con escasos y pequeños

MESA DEL JUNQUILLO - SNA

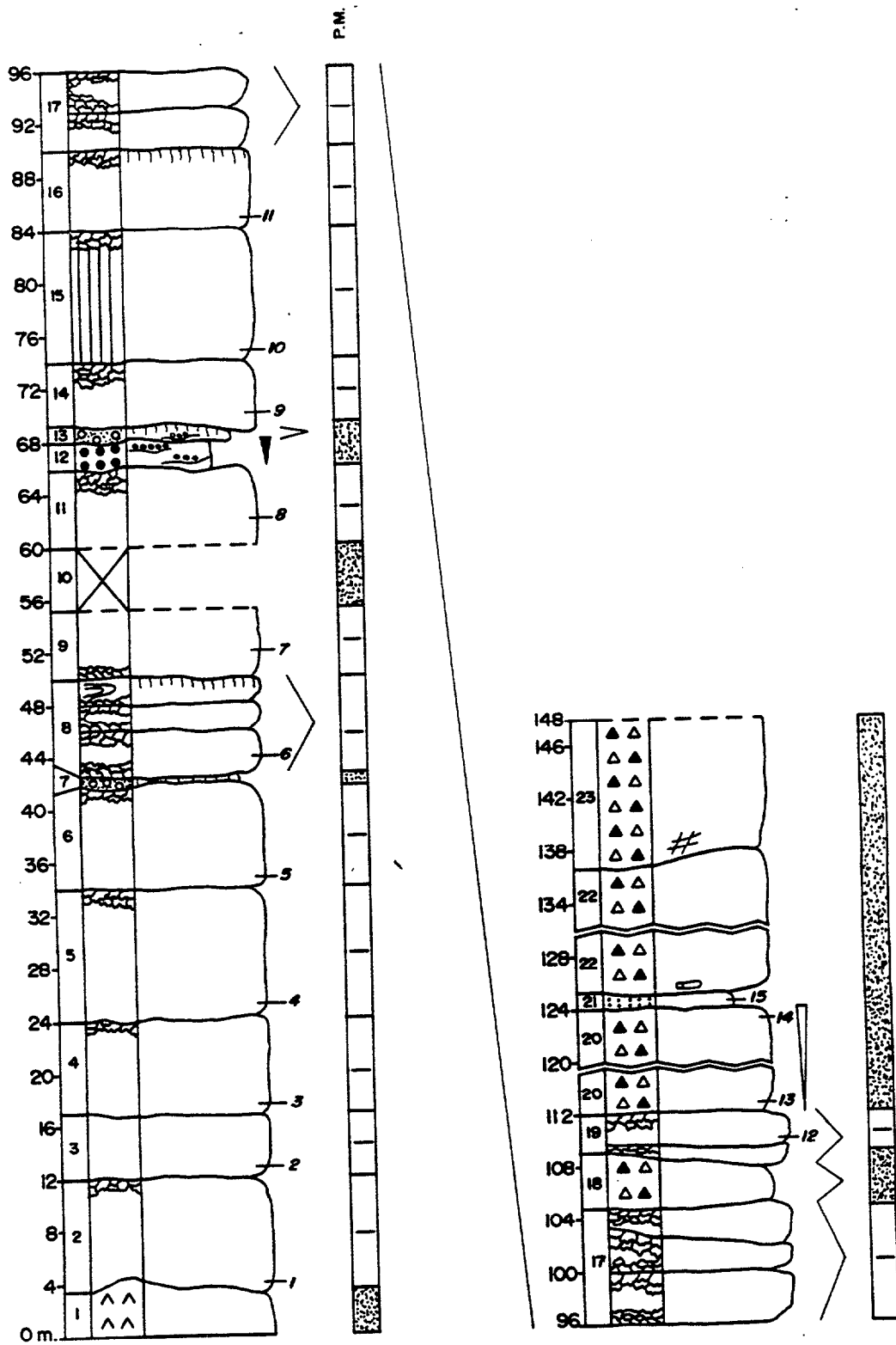


Figura 2.63 - Columna de la Mesa del Junquillo (SNA).

- fenocristales de piroxeno.
- 7 - 0,5 m. Conglomerado de cantos miocenos (fonolitas, traquitas-riolitas y sienitas) y en menor proporción básicos, subangulosos, con tamaños inferiores a 15 cm. Se intercalan bandas de fragmentos pumíticos blancos muy disgregados, así como laminas arenosas. Matriz limo-arcillosa de color rojo (rubefacción). En conjunto, estos materiales forman diversos cuerpos con morfologías lenticulares y longitudes laterales inferiores a 10 m. Hacia el SO, algunos de estos cuerpos lenticulares están formados casi exclusivamente por una toba lapílica laminada de color blanco.
- 8 - 7,5 m. Sucesión de tres capas de lavas básicas, de colores azules oscuras, separadas entre sí por niveles escoriáceos de potencia muy variable y distribución irregular. Son vesiculadas (vesículas de hasta 10 cm., irregulares, con pocos rellenos de zeolitas), con abundantes fenocristales de piroxeno y olivino de hasta 1 cm., y restos cordados visibles al menos en la última capa, la cual presenta techo ligeramente rubefactado. En general, estas lavas se acuñan lateralmente, siendo sustituidas por otras similares.
- 9 - 5 m. Colada lávica básica de color gris, con marcada disyunción horizontal en la base y abundantes fenocristales de piroxeno y cumulosos de este mismo mineral.
- 10 - 5 m. Tramo cubierto por derrubios de ladera y abundante vegetación.
- 11 - 6 m. Colada lávica básica, algo vacuolar (vacuolas subredondeadas inferiores a 2 cm.), con abundantes fenocristales de piroxeno y algunos de olivino, así como cumulosos del primer mineral de hasta 10 cm. Techo muy escoriáceo.
- 12 - 2 m. Tobas lapílicas con frecuentes hileras de líticos subangulosos con tamaños entre 2 y 10 cm. y naturaleza variada: básicos y en menor proporción miocenos (sienitas

ESTRATIGRAFIA

- y traquitas-riolitas, muchos con coloraciones rojizas en todas sus caras). Estas hileras de líticos se hacen más abundantes a techo del tramo. Los fragmentos pumfíticos muestran colores ocre-cremas, tamaños inferiores a 5 cm. y distribución aleatoria.
- 13 - 1 m. Conglomerado soportado por los cantos, con base erosiva e intercalación de láminas arenosas. Los cantos son de naturaleza tan variada como los de las tobas inferiores, incorporando también fragmentos de ella. El paquete tiene forma lenticular de relleno de pequeño canal. La escasa matriz presenta coloración rojiza, al igual que los cantos cercanos al techo.
- 14 - 5 m. Lava básica de color gris, disyunción horizontal en la base y techo escoriáceo. Abundantes fenocristales de piroxeno y olivino de hasta 1 cm.
- 15 - 10 m. Lava básica de color azul-gris oscuro, con marcada disyunción columnar y techo escoriáceo. Tiene numerosos fenocristales de piroxeno, otros de olivino y cumulos del primer mineral de hasta 10 cm. de tamaño.
- 16 - 6 m. Lava básica de color azul oscuro, con pequeños fenocristales de piroxeno y techo escoriáceo, algo rubefactado.
- 17 - 15 m. Sucesión de al menos 5 capas de lavas básicas con colores azules oscuros, afaníticas, muy escoriáceas y con escasas continuidades laterales.
- 18 - 4 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base irregular que incluye restos escoriáceos de las lavas inferiores. Los líticos alcanzan casi el 50% del total de la roca, con centil de hasta 1,5 m. Matriz de color gris y granulometría ceniza gruesa. Se acuña lateralmente.
- 19 - 3 m. Sucesión de lavas básicas análogas a las del tramo 17.
- 20 - 12 m. Brecha volcánica polimíctica, compacta, tipo BRN. Base
-

LAS TABLADAS - SNB

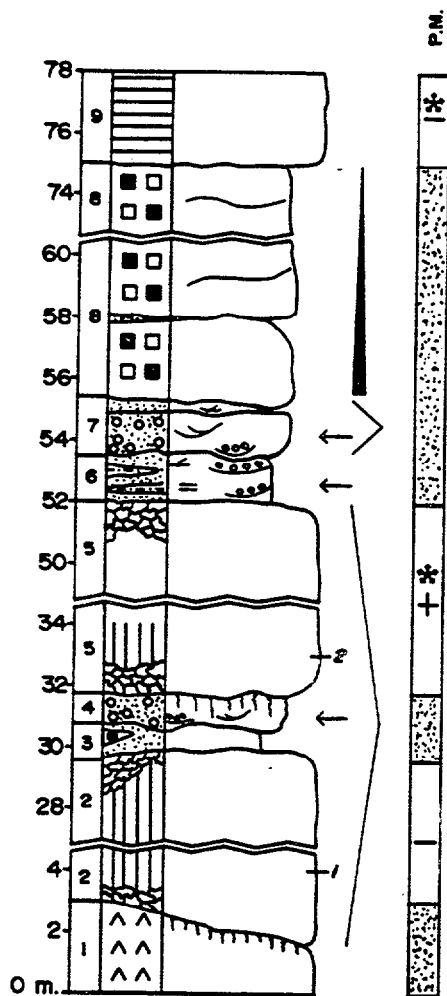


Figura 2.64 - Columna de Las Tabladas (SNB).



Figura 2.65 - Conglomerados y brechas polimícticas con intercalaciones arenosas. Los conglomerados muestran una estratificación cruzada orientada hacia el O (izquierda de la foto).



Figura 2.66 - Morfología de las lavas de los tramos 2 y 5 a modo de hombreras adosadas al paleorelieve mioceno.

ESTRATIGRAFIA

- intercalaciones de pequeños niveles lenticulares de toba lapílica blanca, así como algunas hiladas de líticos básicos.
- 4 - 1 m. Conglomerado de cantos miocenos (basaltos y traquitas-riolitas), subredondeados, con tamaños entre 5 y 15 cm. Estos cantos están ordenados según estratificaciones cruzadas en surco no muy bien definidas que indican paleodirecciones hacia el O. La base se muestra muy erosiva, con varias estructuras de relleno de surcos erosivos. Matriz de tipo areno-arcillosa y de color rojo (rubefacción). Algunos de los líticos cercanos al techo también presentan coloraciones rojizas.
- 5 - 20 m. Lava básica de color azul oscuro, con disyunción columnar cerca de la base y potentes zonas escoriáceas tanto en la base como en el techo. Abundantes fenocristales de olivino y de piroxeno de hasta 1 cm.
- 6 - 1,5 m. Arenas medias a gruesas con intercalaciones de niveles limosos. Las arenas muestran laminación cruzada planar de pequeña escala, con paleodirecciones hacia el O, mientras que los limos la presentan paralela. Abundantes bandas de cantos redondeados de lavas básicas y de fragmentos pumíticos, con tamaños inferiores a 5 cm. Potencia muy variable.
- 7 - 2 m. Conglomerado soportado por los cantos, los cuales son de lavas básicas, fragmentos pumíticos ocreos (que por erosión diferencial suelen quedarse ahuecados) y en menor proporción miocenos (basaltos y fonolitas). Estos cantos se disponen según marcadas estratificaciones cruzadas en surco de gran escala, con paleodirecciones hacia el O (Fig. 2.65). Base erosiva, con estructuras de relleno de surcos erosivos. A techo existe un nivel arenoso de unos 30 cm. de potencia, con laminaciones parecidas a las arenas del tramo inferior. En conjunto, este tramo presenta potencia muy variable y escasa continuidad lateral.
- 8 - 20 m. Sucesión de brechas y conglomerados polimícticos,
-

compactos, soportados por la matriz. Líticos subredondeados, de naturaleza muy variada, principalmente lavas básicas, fragmentos pumíticos (que suelen estar ahuecados) y, en menor proporción, brecha volcánica tipo BRN y miocenos (basaltos, traquitas-riolitas y fonolitas). Estos líticos llegan a suponer casi el 50% de la roca, con centiles de 50 cm., y se ordenan según secuencias granodecrecientes no muy bien definidas. Los diferentes paquetes presentan límites difusos, aunque a veces se marcan por niveles centimétricos arenosos que tienen muy escasa continuidad lateral.

- 9 - Lavas básicas de color azul oscuro, post-Roque Nublo, en contacto concordante con las brechas inferiores rubefactándoles ligeramente el techo. Sin embargo, a escala cartográfica estas lavas cortan discordantemente a los tramos inferiores.

Observaciones: En esta columna destaca sobre todo la morfología que exhiben las lavas básicas de los tramos 2 y 5. Aparecen como restos totalmente aislados de escasa continuidad lateral, adosados a diversos materiales miocenos a modo de hombreras colgadas y superpuestas, y rellenarían un paleocanal excavado en esos materiales miocenos que drenaría hacia el O (Fig. 2.66).

Posteriormente al emplazamiento de estas lavas, el relieve debió sufrir una cierta modificación, ya que la morfología de los materiales de los tramos superiores (6 al 8) resulta muy diferente, siendo tabular con gran continuidad lateral. Este hecho, junto a la naturaleza de algunos de estos tramos (arenas y limos finamente laminados), son índices de un relieve más plano que el anterior.

2.2.29 - COLUMNA DEL BARRANCO DE TIRAJANA (Fig. 2.67)

Clave: SLB

Hoja 1:25000: 1114 IV, "Santa Lucia".

ESTRATIGRAFIA

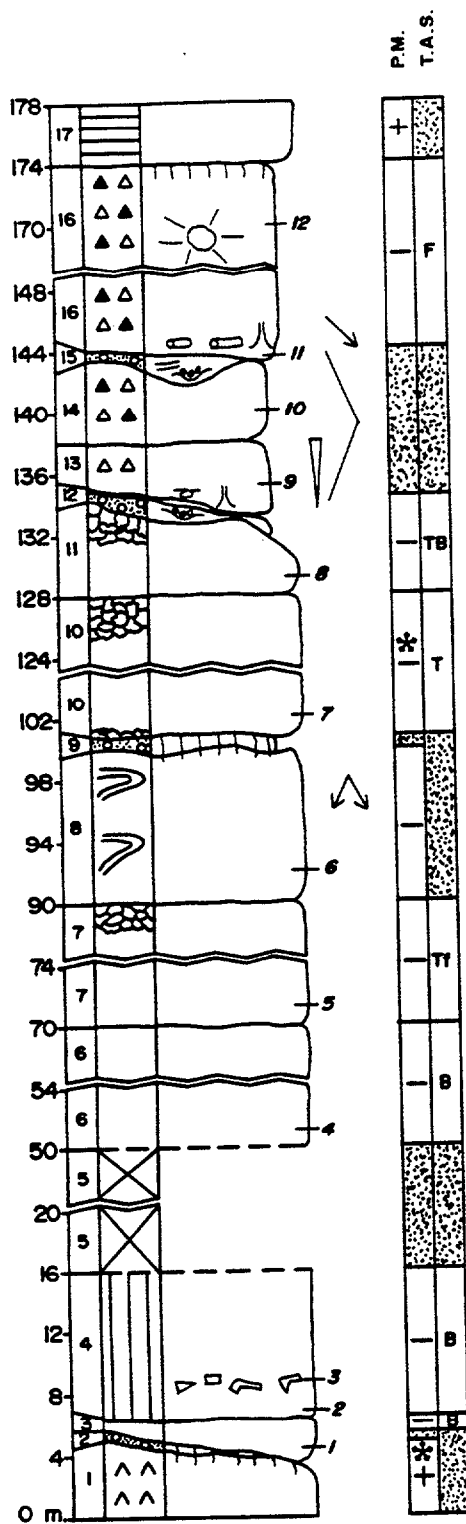


Figura 2.67 - Columna del Barranco de Tirajana (SLB).

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

Posición: Columna levantada siguiendo el curso del Barranco Bordona, desde una zona comprendida entre las dos Fortalezas hasta una pequeña presa construida en el cauce de este barranco.

Coordenadas U.T.M. y cotas:

Base: $x=448,57$ $y=3083,90$ $z=400$ m.

Techo: $x=448,72$ $y=3084,65$ $z=600$ m.

Potencia total: 178 m.

Descripción de los tramos:

- 1 - Basaltos miocenos. El techo presenta colores anaranjados por rubefacción.
- 2 - 0,3 m. Conglomerado de cantos fonolíticos miocenos que muestran colores rojizos en todas sus caras. Matriz areno-arcillosa, también con tonos rojizos. La capa tiene escasa continuidad lateral, y sólo es observable en un área que equivaldría a una pequeña depresión en el paleorelieve previo excavado en los basaltos miocenos.
- 3 - 1 m. Lava básica de color gris oscuro, vesiculada (vesículas redondeadas o estiradas paralelamente a la base, la mayoría rellenas de calcita y/o zeolitas), afanítica y con ocasionales restos cordados en su interior.
- 4 - 9 m. Lava básica de color gris oscuro, muy vacuolar cerca de la base y algo menos hacia techo (vacuolas estiradas cerca de la base y subredondeadas en el resto del paquete, muchas con rellenos de calcita y/o zeolitas), con abundantes fenocristales de olivino de hasta 1 cm. muy alterados.

A 1,5 m. de la base se localiza una franja de unos 30 cm. de potencia repleta de xenolitos de colores blancos, aspecto cuarcítico, algunos con laminación interna, tamaños que varían desde 1 cm. hasta 15 cm., formas prismáticas con bordes angulosos y netos, y orientados paralelamente a la base (Fig. 2.68).

ESTRATIGRAFIA

Este paquete de lava a gran escala, se sitúa discordantemente sobre la lava inferior, a la que llega a solapar y colocarse directamente sobre los basaltos miocenos.

- 5 - 34 m. Tramo cubierto por terrazas agrícolas y derrubios de ladera.
- 6 - 20 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, con disyunción horizontal en su zona basal, ligeramente vesiculada sobre todo a techo (vesículas redondeadas de 1-2 cm. diámetro, muchas con rellenos de zeolitas y/o calcita) y con abundantes fenocristales de olivino alterado y piroxeno.
- 7 - 20 m. Colada lávica de color gris claro, con marcada disyunción horizontal en la base y potente zona escoriácea a techo. Ligeramente vacuolar, sobre todo a techo, con vacuolas redondeadas de menos de 2 cm. de diámetro y la mayoría rellenas de zeolitas y/o calcita. Abundantes fenocristales de piroxeno de hasta 1 cm.
- 8 - 10 m. Colada lávica básica de color azul oscuro, aspecto alterado, muy vacuolar (vacuolas redondeadas y rellenas de zeolitas y/o calcita), con abundantes fenocristales de olivino alterado y piroxeno. Conserva muchos restos cordados a diferentes niveles del paquete, midiéndose orientaciones hacia el SSE y SSO. Los restos cordados siempre exhiben coloraciones rojo-amarillentas, que son más intensas en el techo (Fig. 2.69).
- 9 - 0,5-1 m Conglomerado de cantos miocenos (fonolíticos y escasos sieníticos, estos últimos con coloraciones rojizas) y, en menor proporción, de lavas básicas, subredondeados, soportados por una matriz areno-arcillosa de color rojo. Muestra una buena continuidad lateral.
- 10 - 27 m. Lava de aspecto fonolítico, color gris claro verdoso, afanítica, con zonas escoriáceas en base y techo. Presenta una marcada disyunción en lajas, las cuales se curvan hacia la mitad del paquete dando lugar a un arco cuya parte

- convexa apunta hacia el SE (Fig. 2.70).
- 11 - 6 m. Lava básica de color azul claro, base con disyunción horizontal y techo con potente zona escoriácea. Abundantes fenocristales de piroxeno de hasta 2,5 cm.
- 12 - 1 m. Conglomerado polimíctico soportado por la matriz. Cantos subredondeados, muy heterométricos y principalmente de naturaleza fonolítica, aunque también los hay básicos, miocenos (fonolitas y escasas traquitas-riolitas) y ocasionales de brecha volcánica tipo BRN y de fragmentos pumíticos. Localmente se observan estructuras de relleno de pequeños surcos erosivos, así como intercalaciones de niveles arenosos laminados y un pequeño nivel arcilloso rico en materia orgánica a techo. Potencia muy variable, con frecuentes discontinuidades laterales.
- 13 - 3 m. Brecha volcánica monomíctica, algo compacta, soportada por la matriz. Base plana y neta, rota ocasionalmente por fenómenos de carga sobre los materiales inferiores. Escasos líticos básicos de colores grises claros que se encuentran a partir de 1 m. de la base y desaparecen a techo, con centil de 70 cm. Los fragmentos juveniles son muy abundantes, colores cremas, con abundantes fenocristales de piroxeno en su interior, bordes netos, formas subangulosas a subredondeadas, y ordenados según una secuencia granocreciente, alcanzando el centil un tamaño de 1,5 m. cerca del techo (Fig. 2.71). Se observan numerosos tubos de desgasificación cerca de la base, con una longitud inferior a los 20 cm.
- 14 - 5 m. Brecha volcánica polimíctica, algo compacta, tipo BRN. Base neta y plana, con desarrollo de un nivel de unos 10 cm. de potencia muy rico en cristales y en fragmentos pumíticos inferiores a 1 cm. Los líticos son de tipo básico, suponen el 20% de la roca y el centil alcanza 1 m. Los fragmentos pumíticos son muy abundantes, llegando al 20-30%, con centiles de hasta 80 cm., aunque su distribución no está tan definida como en la brecha inferior. Matriz cinerítica de color

ocre-crema.

- 15 - 1 m. Conglomerado de cantos fonolíticos y en menor proporción básicos, muy heterométrico, con centil de más de 1 m. y soportado por la matriz. Intercala niveles de limo-ceniza con laminaciones paralelas. El paquete presenta morfología lenticular con escasa continuidad lateral.
- 16 - 30 m. Brecha volcánica polimíctica, muy compacta, tipo BRN. Base neta, con desarrollo de nivel centimétrico de granulometría fina rico en cristales. Cerca de esta base se observan abundantes moldes cilíndricos de restos vegetales orientados hacia el SE (Fig. 2.72), así como tubos de desgasificación de hasta 1 m. de longitud y 3 a 5 cm. de anchura (Fig. 2.73), que no guardan relación con los anteriores moldes. Los líticos representan el 20-30% de la roca, con centiles de hasta 1,5 m. Por su parte los fragmentos pumíticos tienen colores cremas, bordes subangulosos y tamaños entre 2-10 cm. Ocasionalmente se observan fragmentos muy vesiculados de colores grises-negros (aspecto obsidiánico), fusiformes y tamaños de hasta 2 m., alrededor de los cuales se generan una serie de grietas en disposición radial (Fig. 2.74). También de forma ocasional se observan zonas en el techo del depósito inferior que muestran coloraciones rojizas (Fig. 2.75). Techo ligeramente rubefactado.
- 17 - Lavas básicas post-Roque Nublo dispuestas discordantemente sobre los anteriores materiales.

Observaciones: En esta columna se observan como todos sus materiales están adaptados a un relieve previo, que se va modificando según lo van rellenando los primeros materiales. Al menos se aprecian dos paleorelieves:

a) Un primero excavado directamente sobre las rocas miocenas, que daría lugar a un paleocanal drenando hacia el SE, con paleopendientes del orden de los 10-15°, forma en U muy abierta y longitud máxima de unos 1,5 Km.

b) Un segundo relieve formado previo al depósito del tramo 16. Se

trataría de un canal con forma en U más cerrada, paleopendientes algo más elevadas (del orden de los 20-30°), longitud máxima de unos 400-500 m., drenando igualmente hacia el SE y que tendría resaltes topográficos perpendiculares a la dirección del flujo (Fig. 2.76). Este canal cortaría a los materiales de los tramos 14 al 11, sirviendo de base las lavas fonolíticas del tramo 10, sobre las cuales en lo que serían las áreas centrales de ese paleocanal, se disponen directamente unos conglomerados equivalentes a los del tramo 15 y la brecha volcánica del tramo 16. Aunque la base de esta brecha se adapta a la forma de este canal, cabe mencionar que en todo momento se observa neta, no erosiva.

Otro aspecto que destaca en esta columna son los xenolitos de tipo cuarcítico incluidos en las lavas del tramo 4, nunca observados en otras coladas lávicas e incluso representan la primera cita que se hace de ellos en Gran Canaria. Sin embargo en las islas más orientales del Archipiélago (Lanzarote y Fuerteventura) son relativamente más comunes.

Finalmente, dada la similitud morfológica, estratigráfica y litológica, que presentan materiales de esta columna con los de la BTP, se puede establecer una correlación entre ambas incluso a nivel de algunos tramos como son:

- La colada de aspecto fonolítico en aquella columna (tramo 4) y la que se observa en esta (tramo 10) pueden ser la misma.

- la brecha volcánica tipo BRN de aquella columna (tramo 10) equivale a la del tramo 16 de ésta.

Con ello, se han identificado dos depósitos volcánicos guías en esta área del SE de la isla. Estos depósitos pueden seguirse lateralmente durante al menos 6 Km.



Figura 2.68 - Xenolitos prismáticos de aspecto cuarcítico englobados en la lava del tramo 4.



Figura 2.69 - Restos cordados a techo de la colada lávica del tramo 8.



Figura 2.70 - Lava de aspecto fonolítico del tramo 10. Presenta una marcada disyunción en lajas que se curva hacia su techo formando un arco cuya parte convexa apunta hacia la derecha de la foto (SE).



Figura 2.71 - Brecha volcánica monomíctica muy rica en bloques juveniles.



Figura 2.72 - Abundantes moldes de restos vegetales cercanos a la base de la BRN del tramo 16 y que muestran una marcada orientación hacia el SE.

Figura 2.73 - Tubos de desgasificación bien desarrollados en la BRN del tramo 16.



Figura 2.74 - Bomba juvenil incluida en la BRN del tramo 16. Obsérvese el desarrollo de grietas de retracción en la matriz de esta brecha alrededor de la bomba.



Figura 2.75 - Coloraciones rojizas en sectores locales del depósito conglomerático situado debajo de la BRN del tramo 16, la cual en su base también presenta dicha coloración pero de forma más difuminada.



Figura 2.76 - Morfología lenticular de la BRN del tramo 16. Se adaptaría a un paleocanal que drenaría hacia el SE (perpendicular a la foto).

2.3 - UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

Una unidad estratigráfica es « un estrato o conjunto de estratos adyacentes susceptibles de reconocerse en su conjunto como una unidad (o entidad característica) en la clasificación de la sucesión estratigráfica de la Tierra, respecto a alguno de los numerosos caracteres, propiedades o atributos que las rocas poseen » (Hedberg, 1980). Por ello, representa la mejor forma de poder integrar y comparar todas las observaciones e investigaciones que se llevan a cabo en un área determinada.

Las principales unidades estratigráficas son de tres tipos:

- **Unidades Litoestratigráficas:** basadas en la diferenciación litológica de la sucesión estratigráfica.
- **Unidades Bioestratigráficas:** basadas en el contenido paleontológico de los estratos.
- **Unidades Cronoestratigráficas:** basadas en el tiempo.

Además de estos tipos, existen otros basados en caracteres edafológicos, magnéticos, etc., de los estratos (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983).

Por regla general, la clasificación litoestratigráfica representa la primera fase del estudio estratigráfico de cualquier área. Además, teniendo en cuenta que prácticamente la totalidad de los materiales objetos de este estudio son azoicos, estas unidades litoestratigráficas pasarán a ser las unidades estratigráficas básicas a reconocer en el mismo. La principal característica de estas unidades es que, en conjunto, presenten un grado importante de homogeneidad que las diferencie entre sí, aunque a veces ese carácter homogéneo de una unidad se encuentre representado por una gran heterogeneidad litológica interna.

Conforme a los códigos de nomenclatura estratigráfica (Hedberg, 1980; North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983), el establecimiento de unidades litoestratigráficas formales necesita una serie de requisitos que se escapan de los objetivos de este estudio. Por ello, las que aquí se van a definir quedarán propuestas con carácter informal. No obstante, en la descripción de las mismas se cumplimentarán, en la medida de lo posible, algunos

de esos requisitos, como son:

- Nombre adecuado.
- Rango de la unidad.
- Antecedentes bibliográficos.
- Límites.
- Forma y extensión geográfica.

La división jerárquica de estas unidades litoestratigráficas, ordenadas de mayor a menor rango, según los códigos antes citados es la siguiente:

- **Grupo:** Dos o más formaciones.
- **Formación:** Unidad fundamental de la litoestratigrafía.
- **Miembro:** Unidad establecida dentro de una formación.
- **Capa (en rocas sedimentarias) o Colada (en rocas volcánicas):** Estrato(s) distintivo(s) establecido(s) dentro de un miembro o una formación.

Al margen de estas unidades estratigráficas, Fisher y Schmincke (1984) dividen las erupciones volcánicas en una serie de **unidades de actividad volcánica**, que son:

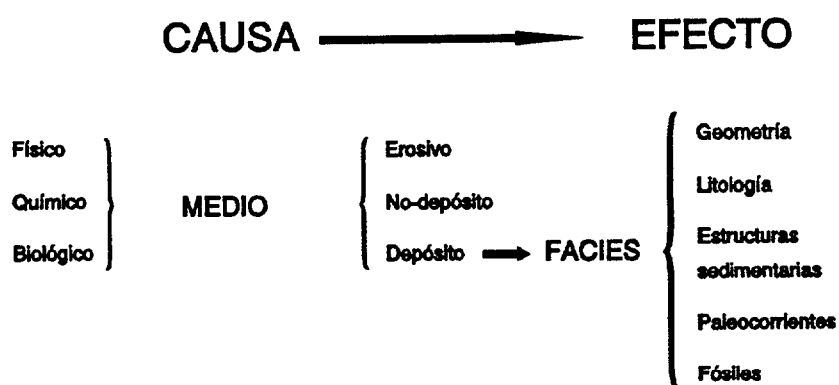
- **Pulso eruptivo:** Con una duración de segundos o minutos.
- **Fase eruptiva:** Puede durar horas o días y está formada por varios pulsos.
- **Erupción:** Unidad básica, compuesta de varias fases y se puede prolongar durante varios días, meses o incluso años.
- **Épocas eruptivas:** Con duración de decenas a miles de años. Están formadas por varias erupciones entre las que puede existir un intervalo de tiempo como para que aparezcan horizontes edáficos, superficies erosivas, etc.
- **Periodo eruptivo:** Comprendiendo miles o millones de años. Compuesto de varias épocas eruptivas entre las que puede haber tiempo suficiente para el desarrollo de eventos tectónicos.

Ahora bien, estas unidades de actividad volcánica deben ser cuidadosamente distinguidas de los depósitos de materiales derivados de ellas y que dan lugar a las unidades litoestratigráficas.

Fisher y Schmincke (1984) también reconocen que las unidades de actividad volcánica pueden ser establecidas más fácilmente en volcanes activos o muy jóvenes que en secuencias volcánicas antiguas. Es decir, en volcanes activos o muy jóvenes, un depósito derivado de una fase eruptiva puede dar lugar a una unidad litoestratigráfica perfectamente delimitada, mientras que en materiales volcánicos antiguos, una unidad litoestratigráfica acoge depósitos derivados de la actividad de varias fases eruptivas o erupciones.

Finalmente, otro concepto ampliamente utilizado en la nomenclatura estratigráfica y que conviene definir es el de facies referido como « un cuerpo o fracción de roca o sedimento que presenta un carácter definitorio único que permite diferenciarlo de otras facies o fracciones de roca o sedimento. El carácter definitorio puede ser composicional o textural, o puede estar basado en las estructuras sedimentarias o el contenido paleontológico » (Cas y Wright, 1987).

Una facies, por tanto, es el resultado de un conjunto determinado de condiciones (físicas, químicas o biológicas) actuantes en un medio de depósito concreto. La relación entre medios, procesos y facies puede resumirse en el siguiente esquema causa-efecto (Selley, 1976):



Una facies individual puede tener poco valor en una interpretación de medios. Sin embargo, puede ser muy significativa si se analiza relacionándola con

las facies que se encuentran adyacentes, formando lo que se denomina asociación de facies. De esta manera, una asociación de facies está formada por dos o más facies ligadas genéticamente y que reflejan la actividad de un proceso o procesos en un determinado medio o asociación de medios durante un tiempo suficiente como para producir unos depósitos que se conservan en el registro geológico.

Existen diversos tipos de facies atendiendo a distintos criterios clasificatorios. Una revisión extensa tanto del significado del término facies como de sus diferentes tipos se encuentra en Corrales et al. (1977). No obstante, en este estudio interesa definir un tipo de facies basado en criterios litológicos y que se denomina litofacies. Una litofacies alude al conjunto de características litológicas de unos materiales y a las condiciones físico-químicas reinantes durante su depósito.

De este modo, una unidad litoestratigráfica puede contener una o varias litofacies y siempre el límite entre estas unidades estará relacionado con cambios de litofacies, bien laterales o verticales.

Una vez definidos estos conceptos previos, se está en disposición de enumerar las unidades litoestratigráficas en las que se han encuadrado los diferentes materiales objetos de este estudio y que se han basado en los datos obtenidos de la cartografía geológica (ITGE, 1990), el levantamiento de las columnas estratigráficas, la diferenciación de litofacies y la distribución espacial de éstas. Dichas unidades son:

I - Grupo Roque Nublo (GRN)

- I.VI - Formación Domos de Tenteniguada (FDTn)

- I.V - Formación Depósitos de Avalancha Volcánica de Ayacata (FAVA)

- I.IV - Formación Brechas Volcánicas de Tirajana (FBT)
 - I.IV.I - Miembro Piroclástico (MPFBT)
 - I.IV.II - Miembro Epiclástico (MEFBT)

- I.III - Formación Brechas Intracratéricas de Tejada (FITj)

ESTRATIGRAFIA

Author	Year	Key Concepts / Series	Stratigraphic Units / Formations	Geological Context / Notes	Other Authors / Years
BOURCART y JEREMINE	(1937)	SERIE IV	Ordanchites et tabilités Vindobonenses Brèche du Nublo, de la Dehesa, etc. Basalte Vindobon.		
HAUSEN	(1962)	ROQUE NUBLO SERIE	Highly Na-alkaline phonolite lavas Roque Nublo agglomerates and the interfingering tephritic lava effusions		
FUSTER et al.	(1968)	CICLO ROQUE NUBLO	Serie Ordanchítica Serie Roque Nublo Serie Pre-Roque Nublo		SCHMINCKE (1976, 1990) BREY y SCHMINCKE (1980)*
ANGUITA	(1972)**				
SCHMINCKE (1976, 1990) BREY y SCHMINCKE (1980)*		ROQUE NUBLO GROUP	Mesa de Acusa Formation Las Palmas Formation Tenteniguada Formation San Andres Formation Ayacata Formation Presa de Hornos Formation Los Listos Formation Mesa de Junquillo Formt. El Tablero Formation		
I.T.G.E.	(1990)	CICLO ROQUE NUBLO	Facies dealtadas brecha Roque Nublo Facies central brecha RN Pitones y lavas fonolíticas hatyn. Brechas volcan. Roque Nublo Lavas y conos de tefra basálticos, basaltos alcalinos y tefríticos Formación Pre-RN		
PEREZ TORRADO	(1992)	GRUPO ROQUE NUBLO	F.A.V.A. R.D.H. F.L.Ch. FCBT		

Tabla 2.2 - Cuadro de equivalencias entre las diferentes unidades estratigráficas establecidas en la bibliografía y las definidas en este trabajo. Brey y Schmincke (1980)* definieron "Risco Blanco Formation" en vez de "Tenteniguada Formation". Anguita (1972)** fué el que denominó Ciclo Roque Nublo al conjunto de las series o formaciones definidas por Fúster et al. (1968).

I.II - Formación Lavas de Riscos de Chapín (FLCh)

I.I - Formación Conos Piroclásticos de El Tablero (FCET)

La extensión abarcada por cada una de estas formaciones se puede apreciar en el mapa geológico general del anexo.

Además de estas unidades, pueden definirse al menos otras tres con el rango de colada (unidad litoestratigráfica de categoría más inferior en rocas volcánicas) y que se corresponden con tres litofacies bien caracterizadas y perfectamente distinguibles de sus adyacentes. Estas tres unidades con rango de colada, ordenadas cronológicamente, son:

Colada A - Constituida por una litofacies lávica que muestra una transición de estructuras pahoe-hoe hacia pillow-lavas y brechas hialoclastíticas asociadas. Se localiza en los sectores próximos a la costa N y NE de la isla (columnas LPA, LPD, SBB y ARC), en donde marca el muro de la FLCh a la que pertenece.

Colada B - Está representada por una litofacies lávica de composición traquítica. Se encuentra en los alrededores del Barranco de Tirajana, del Barranco del Juncal y en los del área denominada Riscos de Chapín (columnas BTP, SLB, BTS y TRS), marcando en ellas el techo de la FLCh a la que pertenece.

Colada C - Formada por una litofacies piroclástica, concretamente de brecha volcánica polimíctica tipo BRN, perteneciente al MPFBT y marca su muro en las áreas adyacentes al Barranco de Tirajana (columnas BTP y SLB) donde está localizada.

En la Tabla 2.2 se han señalado las equivalencias estratigráficas entre las unidades formuladas por autores anteriores y las establecidas en este trabajo, para pasar a continuación a describir estas últimas, ordenadas de mayor a menor antigüedad.

2.3.1 - FORMACION CONOS PIROCLASTICOS DE EL TABLERO (FCET)

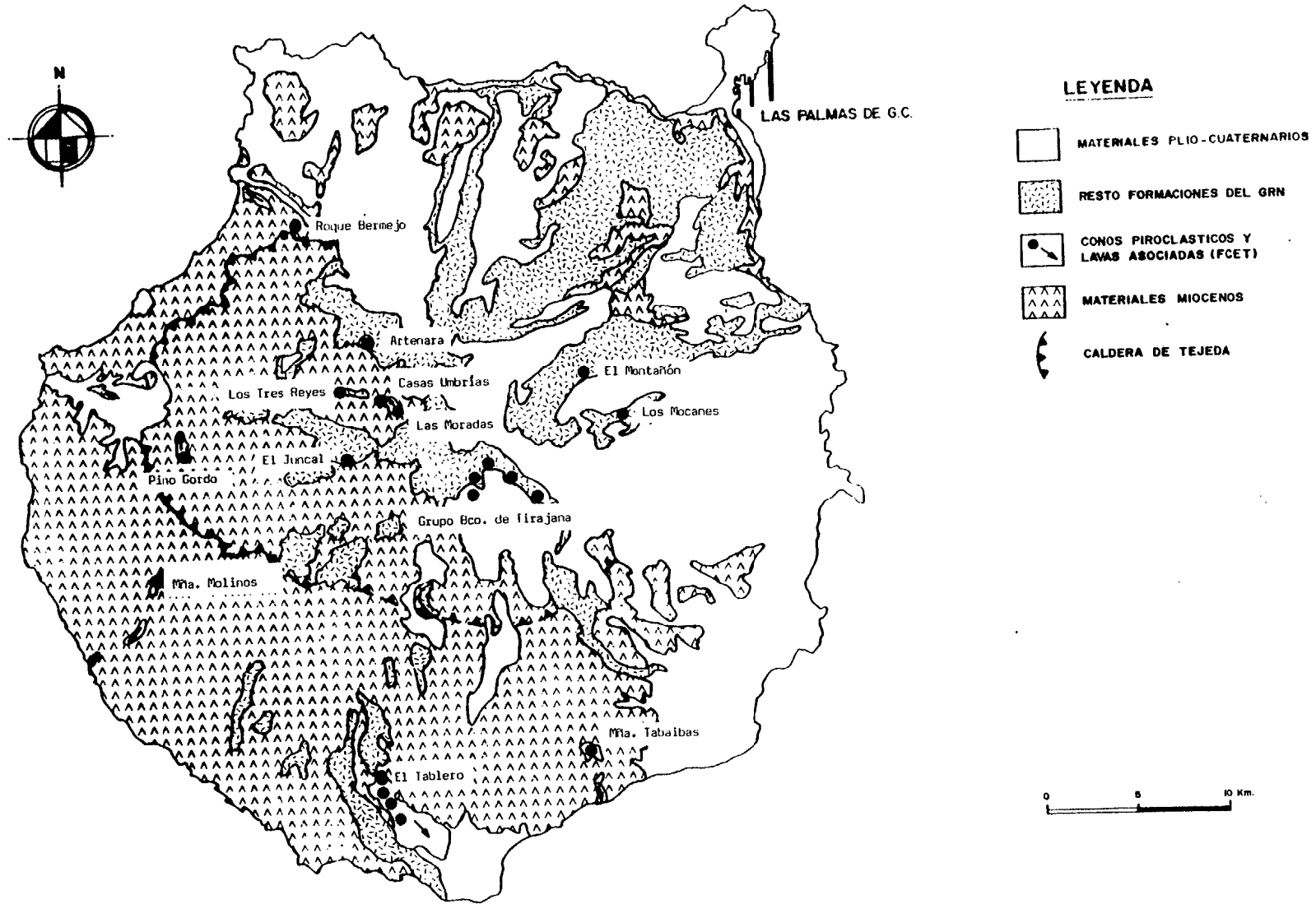


Figura 2.77 - Localización de los conos piroclásticos y lavas asociadas pertenecientes a la FCET.

Esta formación está compuesta principalmente por materiales piroclásticos apilados en lo que fueron pequeños edificios cónicos, la mayoría de los cuales se encuentran actualmente muy desmantelados. En pocos lugares pueden observarse coladas lávicas conectadas directamente con los restos de estos edificios, como por ejemplo ocurre en el área de El Tablero y Montaña Tabaibas en el S de la isla, Las Moradas en el centro o Pino Gordo en el O (Fig. 2.77).

Esta FCET equivale a "El Tablero Formation" de Schmincke (1976, 1990) y a la "Formación Pre-Roque Nublo" del ITGE (1990), aunque la aquí definida incluye más conos piroclásticos de los indicados por los anteriores autores en sus formaciones.

Schmincke (1976, 1982) encuadra estos materiales como una fase tardía, post-erosiva, del ciclo magmático mioceno. Posteriormente, el mismo autor (Schmincke, 1990), siguiendo ideas establecidas por Hoernle (1987), los sitúa como fase inicial de la actividad volcánica del GRN.

Los depósitos de esta formación ocupan superficies reducidas del terreno, detectándose en total 20 posibles restos de estos pequeños edificios volcánicos dispersos por la geografía de la isla (Fig. 2.77). Esta dispersión geográfica provoca que algunos de ellos se sitúen de forma aislada y sin relación aparente con materiales del GRN, lo que llevó a autores anteriores (e.g., Fúster et al., 1968) a englobarlos dentro de otras formaciones Post-Roque Nublo.

En este sentido, las dataciones K/Ar han jugado un papel decisivo, incluso muy recientemente, como ha ocurrido con el edificio de Roque Bermejo y sus lavas asociadas, cerca del pueblo de Vecindad de Enfrente. Dicho edificio se encuadró primeramente dentro del Ciclo Post-Nublo Inferior en la cartografía geológica 1:25000 del ITGE (1990) (Hojas 1108 I, "Vecindad de Enfrente" y 1100 I-II, "Agaete"), para posteriormente y en base a una datación K/Ar realizada por el ITGE, incluirlo en su formación Pre-Roque Nublo (L.A. Cueto, comunicación personal).

Un hecho que destaca, como se puede observar en el mapa de la figura 2.77, es que la mayoría de los restos de estos edificios piroclásticos se encuentran alineados según una directriz NO-SE y además, salvo los del área de El Tablero, Montaña Tabaibas y Roque Bermejo, se sitúan dentro de los límites de la caldera de Tejeda.



Figura 2.77 - Resto de cono piroclástico cinerítico situado en Artenara. Se apoya discordantemente sobre rocas Miocenas y está sobrepasado por lavas y BRN del GRN.



Figura 2.79 - Niveles tobáceos blancos con láminas muy enriquecidas en líticos. Estas tobas se localizan cerca de los restos del edificio de Casas Umbrías.



Figura 2.80 - Lapillis acrecionales incluidos en los niveles tobáceos blancos asociados al edificio de Casas Umbrías.

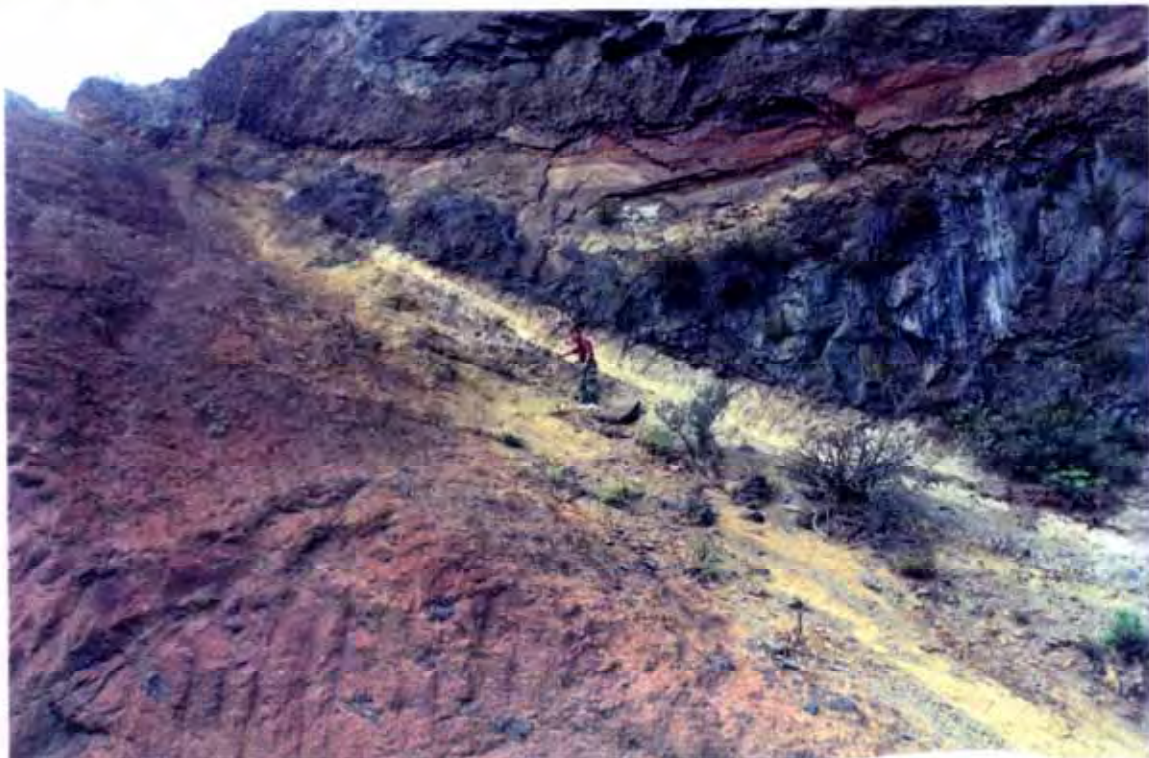


Figura 2.81 - Nivel tobáceo blanco asociado al edificio de Artenara. Nótese la clara relación que guarda con los otros depósitos piroclásticos rojizos y la colada lávica, pertenecientes ambos materiales a dicho edificio.

Estratigráficamente esta formación marca el muro del Grupo Roque Nublo, con sus materiales apoyándose de forma discordante sobre los miocenos y quedando cubiertos por los de las formaciones posteriores, principalmente por lavas de la FLCh en las áreas centrales de la isla. Localmente, como ocurre en las columnas TEC y BTB, la posición estratigráfica que ocupan estos materiales es algo más elevada, interdigitándose con los de la FLCh. Por ello, en la Tabla ? a esta FCET se le otorga una mayor dispersión estratigráfica en la vertical de la considerada por autores anteriores.

La naturaleza, tanto de los materiales piroclásticos como de las lavas asociadas que caracterizan esta formación, es básica.

Los depósitos piroclásticos muestran en general tonalidades rojizas, granulometría muy variada, desde aglomerados en el edificio de Los Tres Reyes, hasta tobas cinerítico-lapílicas en el edificio de Artenara (Fig. 2.78). Precisamente en estos dos edificios junto con los de Las Moradas y Casas Umbrías, todos ellos situados en zonas centro-occidentales de la isla, se observan unos depósitos piroclásticos muy peculiares: tobas cineríticas a lapílicas de colores blancos a cremas, dispuestas en varios niveles ligeramente laminados y suelen llevar una considerable carga lítica (Fig. 2.79). En alguno de estos depósitos, como el situado cerca del edificio de Casas Umbrías, se encuentran niveles con abundantes lapillis acrecionales (Fig. 2.80). En otros, como el localizado cerca del edificio de Los Tres Reyes, se observan niveles con fragmentos pumíticos aplastados y marcando una textura en flamas.

Resulta difícil precisar la posición estratigráfica exacta de estos depósitos así como su relación con los edificios anteriormente indicados. La única excepción son los localizados en Artenara, donde puede observarse con total claridad la relación directa que guarda con los depósitos de tobas cinerítico-lapílicas de colores ocres-rojizos que conforman el edificio volcánico (Fig. 2.81).

Además, en otras áreas de la isla pueden localizarse materiales de similares características (e.g., las columnas SBH y TEA -figuras 2.20 y 2.24), incluso con mayores potencias y profusión de niveles, sin que en zonas próximas se encuentren restos de los depósitos piroclásticos que caracterizan esta FCET.

En lo que respecta a las lavas asociadas, son de escaso recorrido y espesor, escoriáceas y vacuolares, y con abundante presencia de fenocristales de olivino. Su grado de alteración es muy variable, marcado normalmente por la presencia de

rellenos de zeolitas en las vacuolas y por las coloraciones rojizas de casi todos los fenocristales de olivino.

2.3.2 - FORMACION LAVAS DE RISCOS DE CHAPIN (FLCh)

Es una formación litológicamente muy homogénea, constituida por paquetes de lavas con muy escasas y poco potentes intercalaciones de niveles epiclásticos y piroclásticos.

Equivale a la "Serie Pre-Roque Nublo" de Fúster et al. (1968), a la "Mesa de Junquillo Formation" de Schmincke (1976, 1990), Brey y Schmincke (1980), y parcialmente a las "Lavas y conos de tefra basaníticos, basaltos alcalinos y tefríticos" del ITGE (1990). En los sectores costeros del N de la isla, incluye también las lavas de "Las Palmas Formation" definida por Schmincke (1976, 1990) y Lietz y Schmincke (1975).

Los materiales pertenecientes a esta formación se extienden por gran parte de la superficie de la isla, formando un amplio abanico que va desde el Barranco de la Aldea al O hasta el Barranco de Tirajana en el E, estando prácticamente ausente en los sectores meridionales comprendidos entre dichos barrancos (Fig. 2.82). Gracias a los perfiles litológicos de pozos situados en los sectores N y E de la isla (MAC-21, 1981; Plan Hidrológico de Gran Canaria, 1991), puede comprobarse que la superficie aflorante de estos materiales es inferior a la original debido a los recubrimientos producidos por los materiales de emisiones posteriores.

Estratigráficamente estos materiales se sitúan de forma discordante sobre las rocas miocenas y localmente sobre los depósitos piroclásticos de la formación inferior, FCET. El límite superior de esta formación se establece en el contacto con el primer paquete de brecha volcánica polimíctica tipo BRN que caracteriza el MPFBT o con abundantes depósitos epiclásticos distintivos del MEFBT. En cualquier caso, la llegada de los materiales de la formación superior, la FBT, interrumpe de manera clara la sucesión casi monomíctica de coladas lávicas que caracterizan a la FLCh. Este criterio de separación de ambas formaciones carece de validez en sectores de la isla muy restringidos, donde no se observe brecha volcánica tipo BRN o depósitos epiclásticos sobre una sucesión de coladas lávicas. En estas ocasiones hay que aceptar, con ciertas reservas, que todas esas lavas pertenecen a esta FLCh y que la formación superior, la FBT, está ausente.

ESTRATIGRAFIA

La potencia de esta formación es muy variable, observándose una disminución gradual desde las zonas centrales de la isla, donde se alcanzan máximos de 300 a 350 m. (e.g., columna TRS), hacia las periféricas, con máximos de 40 a 50 m. (e.g., columna LPD). Lo mismo ocurre con las coladas lávicas tomadas individualmente, que alcanzan potencias de hasta 30-40 m. en las zonas centrales y se sitúan en torno a los 3-5 m. en las periféricas.

Las coladas se apilan de forma subparalela con escasas discordancias internas, originando secuencias que se inclinan de forma periclinal desde las áreas centrales de la isla, con ángulos de 20-30°, hacia las periféricas donde pueden reposar de forma casi horizontal. Además se observa como estas secuencias se amoldan claramente al relieve previo excavado sobre los materiales miocenos, encauzándose en sus paleovalles que resultan parcial o totalmente colmatados. Este hecho también provoca una variación de las potencias de estas secuencias, y de las lavas que las componen, en el sentido transversal a dichos paleocanales.

En cuanto a naturaleza y características generales se refiere, estas coladas lávicas suelen ser básicas, de colores azules a grises, masivas, con zonas escoriáceas bien desarrolladas sobre todo en sus techos y algo vacuolares: es decir, se definen como una litofacies lávica de tipo "aa". Pocas veces muestran disyunción columnar bien definida y lo hacen más a menudo de forma horizontal. Las litofacies con estructuras de tipo "pahoe-hoe" son mucho más escasas, conservan restos de morfologías cordadas y pueden presentar disyunción en lajas. En áreas próximas a la costa N y NE se puede observar la transición de este último tipo de litofacies a otra con estructuras almohadilladas (pillow-lavas) y brechas hialoclastíticas asociadas (columnas LPA, LPD, SBB y ARC). Esta última litofacies constituye la denominada *Colada A*, que sitúa el muro de la FLCh en las áreas donde aflora. El cambio de litofacies mencionado, marca la transición de un régimen de flujo subaéreo a otro subacuático.

La mayoría de las lavas son porfídicas con fenocristales de piroxeno y, en menor proporción, de anfíbol y olivino, generalmente con tamaños inferiores o igual a 1 cm. Incluyen escasos xenolitos de tipo granudo (cumulados piroxénicos y anfibólicos principalmente) y en una colada lávica localizada en la columna SLB se han identificado xenolitos cuarcíticos. Con frecuencia se muestran algo alteradas, con sus vacuolas rellenas por zeolitas y/o calcita y los fenocristales de olivino parcial a totalmente iddingsitizados.

Aparte de estas coladas básicas, destaca una lava que presenta carácter más

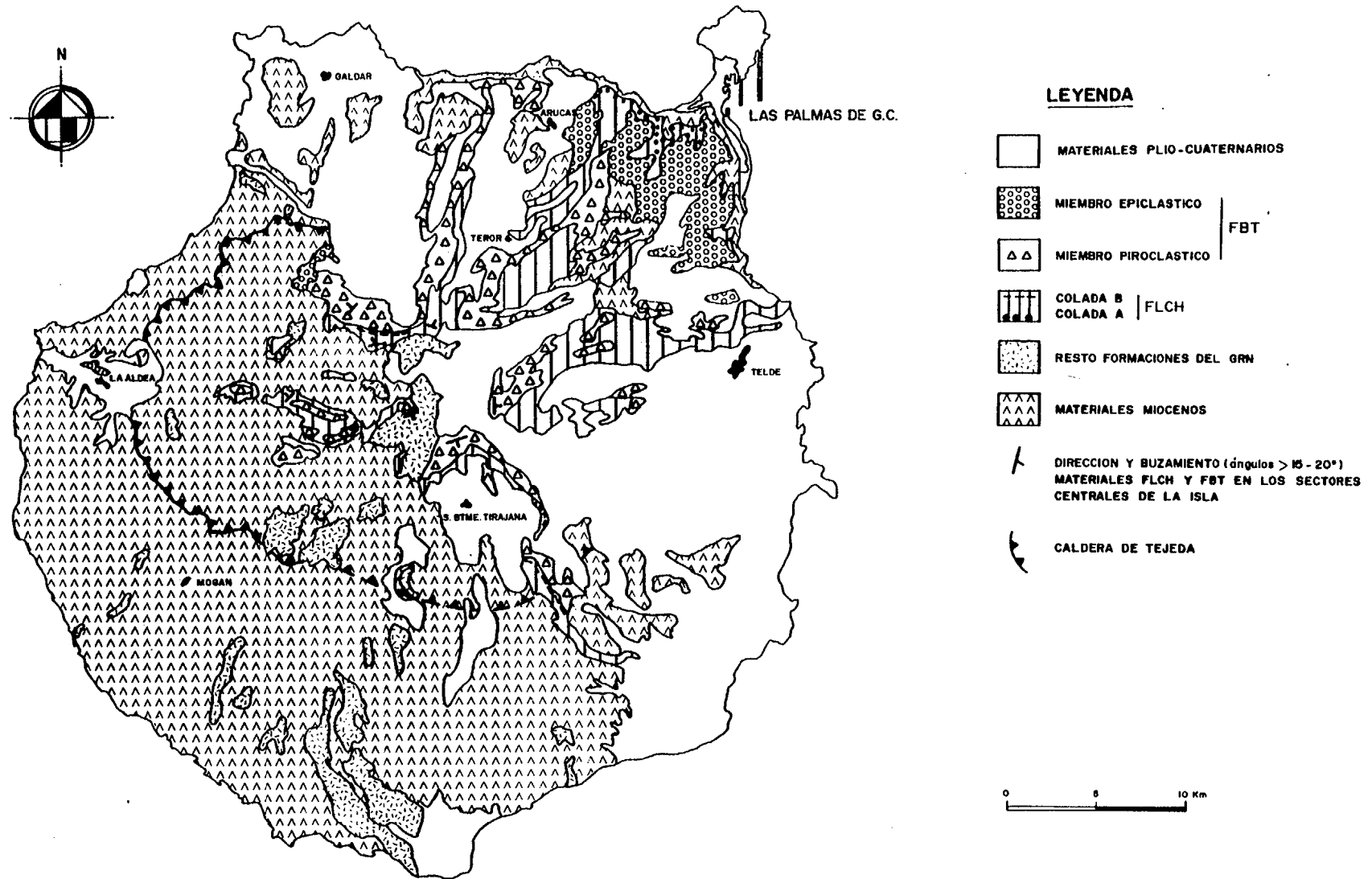


Figura 2.82 - Extensión de las formaciones FLCh y FBT. Obsérvese la disposición periclinal de los buzamientos de sus materiales.

sálico, afanítica, de colores blanquecinos y con una disyunción en lajas muy bien marcada. Este tipo de lava ha sido observado sólo en las zonas centrales de la isla (columnas BTP, SLB, BTS y TRS) y siempre en la misma posición estratigráfica, a techo de la formación. Constituye la denominada *Colada B*.

Los depósitos piroclásticos intercalados entre estas coladas pueden ser de dos tipos: tobas cinerítico-lapílicas y, menos frecuentemente, brechas volcánicas monomícticas. Las tobas cinerítico-lapílicas se disponen en niveles de pocos cm. de potencia, son especialmente discontinuos y suelen estar parcial o totalmente rubefactados. Las brechas volcánicas monomícticas aparecen en capas de pocos m. de potencia, escasa continuidad lateral y con los líticos y matriz de apariencia básica.

Aparte de estos dos tipos de depósitos piroclásticos existe un tercero representado por tobas cinerítico-lapílicas de colores blanquecinos, dispuestas en varias capas que llegan a formar secuencias de hasta 10 m. de potencia (columnas SBH y TEA). Estos depósitos se han incluido, aunque con ciertas reservas, en la FCET inferior, ya que en otros sectores de la isla, depósitos similares parecen asociarse a restos de edificios piroclásticos característicos de dicha formación .

Finalmente, sobre los depósitos epiclásticos cabe mencionar su escasa presencia, tratándose normalmente de conglomerados de cantos de naturaleza variada, dominando los de edad miocena, poco clasificados y sin casi ordenamiento interno, formando capas poco potentes y lateralmente discontinuas.

2.3.3 - FORMACION BRECHAS VOLCANICAS DE TIRAJANA (FBT)

Esta formación presenta una gran variedad litológica, diferenciándose en ella dos miembros: uno denominado piroclástico y el otro epiclástico.

El Miembro Piroclástico (MPFBT) está constituido por brechas volcánicas polimícticas tipo BRN, entre las que se intercalan abundantes coladas lávicas así como algunos depósitos epiclásticos. Este miembro es equivalente a la "Serie Roque Nublo" de Fúster et al., (1968), a "Los Listos Formation" de Schmincke (1976, 1990), y a las "Brechas Volcánicas Roque Nublo" del ITGE (1990).

Por su parte, el Miembro Epiclástico (MEFBT) está compuesto por una sucesión de capas de conglomerados y arenas con numerosas intercalaciones de

depósitos piroclásticos, principalmente de brecha volcánica polimíctica tipo BRN, y algunas coladas lávicas. Este miembro es comparable parcialmente a "Las Palmas Formation" de Schmincke (1976, 1990) y Leitz y Schmincke (1975), y al "Miembro Superior de la Formación Detrítica de Las Palmas", más concretamente a su "Facies Santidad" (Gabaldón et al., 1989; ITGE, 1990).

El conjunto de materiales de esta formación aparecen distribuidos, en líneas generales, en los mismos sectores que los de la formación inferior, FLCh. Respecto a los dos miembros en particular, geoméricamente aparecen como un cambio lateral de facies, quedando restringido el Miembro Epiclástico en los sectores más periféricos del N, E y localmente O de la isla, mientras que el Miembro Piroclástico ocupa el resto de la superficie (Fig. 2.82). Ese cambio lateral se realiza de forma gradual y con límites interdentados.

Gabaldón et al. (1989) e ITGE (1990) también establecieron un cambio lateral de facies entre su Miembro Superior de la Formación Detrítica de Las Palmas y los materiales volcánicos del GRN, pero además, ese Miembro Superior sobrepasaría en el tiempo al GRN. Ello es debido a que estos autores incluyen en ese miembro depósitos sedimentarios derivados de la erosión de esos materiales volcánicos del GRN, mientras que en el MEFBT establecido en este trabajo no se consideran tales depósitos.

Desde el punto de vista estratigráfico, esta FBT se apoya de forma concordante sobre los depósitos de la FLCh, aunque localmente lo puede hacer directamente y de forma discordante sobre las rocas miocenas. Los criterios delimitadores de su muro respecto a la FLCh inferior, ya fueron explicados en el apartado de descripción de esa formación (apartado 2.3.2). En cuanto al techo, se encuentra bien definido en las áreas centrales de la isla donde está delimitado bien por lavas de la FDTn que se apoyan concordantemente sobre él, o bien por materiales de la FAVA en clara discordancia. En el resto de los sectores de la isla, ese techo aparece tanto cubierto por materiales de emisiones posteriores o como resto erosivo del relieve actual.

Al igual que ocurría con la formación inferior, la potencia de esta FBT decrece gradualmente desde las áreas centrales de la isla hacia las periféricas, y en un área cualquiera también lo hace de forma transversal al relieve en paleocanal al que se amolda. Lo mismo ocurre si se toman depósitos individuales, siendo más notables los cambios en los de las brechas volcánicas polimícticas tipo BRN.

La potencia completa de esta formación sólo es observable en el área de la cabecera del Barranco de Tirajana, donde su techo está delimitado por la FDTn, y alcanza valores máximos cercanos a los 500-600 m. Valores similares se miden en el área de Los Riscos de Chapín, entre Tejeda y Artenara. Por el contrario, en los sectores cercanos a la costa N de la isla, las potencias no superan los 50-60 m. Así, paquetes individuales de brecha volcánica polimíctica tipo BRN alcanzan potencias de hasta 50 m. en los sectores centrales (e.g., columnas BTQ, BTI, TRS), mientras que en los periféricos normalmente oscilan entre los 2 y 5 m. (e.g., columnas LPD, SBA, SBB).

También los materiales de esta formación muestran una inclinación con sentido periclinal desde los sectores centrales hacia los periféricos y con ángulos similares o ligeramente superiores a los exhibidos por los de la formación inferior.

Las discordancias internas y los cambios laterales bruscos de potencia resultan frecuentes en cualquier secuencia estratigráfica de materiales de esta formación. Debido a ello, los depósitos adquieren una morfología más de tipo lenticular que tabular. Estas características estratigráficas se acentúan en el miembro epiclástico.

La litofacies más representativa de esta formación y del GRN en general, está compuesta por una brecha volcánica polimíctica, compacta denominada BRN. Esta roca supone más del 60% del Miembro Piroclástico, mientras que en el Miembro Epiclástico no llega al 30%. Sus características más sobresalientes son:

1 - Es una roca dura, compacta y en la que se distinguen tres fracciones diferentes. Una formada por fragmentos líticos, otra por cristales y la última, denominada fracción juvenil, compuesta por los fragmentos pumíticos y la matriz.

2 - El soporte de esta BRN es la matriz, de colores ocre-beiges y aspecto cinerítico, destacando en ella abundantes cristales y líticos milimétricos. A veces, se presenta con tonos grisáceos y aspecto granulométrico más grueso. Para Brey y Schmincke (1980), el componente original de esta matriz, vidrio volcánico, durante un proceso de alteración diagenética sufrió una transformación casi total a zeolitas. Estos minerales secundarios actuaron como cemento de la roca otorgándole su carácter compacto.

3 - Los líticos que se observan "a visu" suponen entre el 20 y el 40% en

volumen del total de la roca. Ocasionalmente alcanzan más del 50%, sobre todo en brechas situadas en los sectores centrales de la isla, perdiendo entonces la roca parte de su coherencia.

4 - Estos líticos muestran composiciones muy variadas, predominando los tipos básicos (basaltos, basanitas y tefritas, principalmente) sobre otros fonolíticos y granudos (cumulados piroxeno-anfibólicos y gabros alcalinos). De forma accidental aparecen líticos de edad miocena, en su mayoría fonolitas y sienitas. En depósitos de BRN localizados en los sectores más periféricos de la isla pueden encontrarse, de forma ocasional, líticos que son a su vez restos de paquetes de BRN.

5 - Igualmente, los tamaños de los líticos son muy variables, desde métricos hasta submilimétricos. Si se exceptúan estos últimos, se observa que la población comprendida entre los 5 y 15 cm. es la dominante. Por su parte, el centil va disminuyendo desde los sectores centrales de la isla, donde puede alcanzar hasta los 5 m., a los periféricos, siempre inferior a 1 m.

6 - Presentan formas desde angulosas a subredondeadas y el grado de redondeamiento parece aumentar desde las áreas centrales de la isla hasta las periféricas, aunque de manera poco definida. Esta generalidad no vale para los líticos de edad miocena que suelen mostrarse bastante redondeados.

7 - Los fragmentos pumíticos muestran, en líneas generales, un aspecto de avanzada alteración con colores desde ocre hasta beige y blancos, moderadas a bajas vesicularidades y abundantes fenocristales. Representan entre el 5 y el 15% en volumen del total de la roca, si bien en algunos depósitos cercanos al centro de la isla pueden alcanzar hasta el 25%. Tienen tamaños comprendidos entre 1 y 5 cm., alcanzando excepcionalmente hasta 50 cm. también en depósitos de sectores centrales. Sus formas suelen ser subangulosas con bordes ligeramente corroídos por la matriz, aunque hacia los sectores periféricos de la isla se muestran algo más redondeados y disgregados.

8 - Los depósitos de BRN presentan bases planas y netas, con un nivel más o menos continuo de 2 a 10 cm. de potencia, de granulometría fina y enriquecido en cristales. Ocasionalmente, esa base es muy irregular y no existe el nivel basal. Ello ocurre en brechas con una carga lítica alta,

localizadas en los sectores centrales de la isla.

En cualquier caso, nunca se ha observado un paquete de esta roca cuya base muestre claras características erosivas.

9 - Es común la existencia de moldes de restos vegetales, principalmente con formas cilíndricas. Suelen situarse a pocos centímetros de las bases y aparecen orientados marcando paleodirecciones de flujo.

10 - Las estructuras sedimentarias de orden interno no son muy abundantes. La más común es la granoselección positiva en líticos con respecto a sus abundancias y/o tamaños. En los paquetes más potentes se observan discontinuidades litológicas que están marcadas por niveles de acumulación y alineación de líticos, y/o por niveles centimétricos de granulometría cinerítica-lapílica.

11 - Las estructuras de tubos de desgasificación también son escasas y no suelen guardar relación con los moldes de restos vegetales.

12 - Finalmente, otras estructuras ocasionales son la presencia de una especie de fisuración subvertical en aquellos paquetes de brecha que aparecen más compactos y grietas de retracción radiales alrededor de algún fragmento pumítico.

Según se desprende de las características que se acaban de enumerar, dentro de la heterogeneidad tan manifiesta que presentan las BRN, se observan ciertas diferencias entre aquellas localizadas en zonas cercanas al centro de la isla (proximales) y las situadas en zonas periféricas (distales). Estas diferencias se pueden sintetizar en seis puntos:

a) La potencia individual de los depósitos disminuye paulatinamente desde el centro a la periferia. Por el contrario, la morfología lenticular de los mismos se agudiza en ese mismo sentido.

b) La base puede mostrarse irregular en depósitos muy proximales mientras que en los distales siempre es neta y plana.

c) El centil de los líticos y, en menor medida, la angulosidad de los mismos también disminuye progresivamente desde el centro a la periferia. Sin

embargo, el comportamiento de la carga lítica es ligeramente diferente, presentando máximos en algunos depósitos muy proximales para luego estabilizarse.

d) La naturaleza de los líticos también sufre variación. En depósitos proximales dominan alternativamente los tipos básicos y fonolíticos, mientras que en los distales sólo lo hacen los básicos, los fonolíticos son muy escasos y cobran importancia los de edad miocena y otros de restos de BRN.

e) El centil, la angulosidad y la abundancia de los fragmentos juveniles disminuyen paulatinamente hacia los sectores periféricos.

f) Los restos de moldes vegetales son abundantes en depósitos proximales y medios, mientras que en los distales son más escasos.

De entre todos los depósitos de estas BRN destaca uno que puede seguirse por más de 6 Km. a lo largo de las áreas adyacentes al Barranco de Tirajana (columnas BTP y SLB) y constituye la denominada *Colada C* del MPFBT, delimitando el muro de este miembro en dichas áreas.

Para Schmincke (1982, 1990) estas brechas volcánicas que constituyen la Colada C, forman parte de una "unidad de enfriamiento" (cooling unit) en la que diferencia al menos tres miembros y algunos depósitos epiclásticos asociados, confiriendo a este conjunto de materiales la categoría de formación con la denominación de "Barranco de Honda de la Cueva Formation". Sin embargo, en su tratamiento estratigráfico general del GRN, dicha formación nunca aparece reflejada con tal categoría y parece que la encuadra a modo de una subdivisión de "Los Listos Formation".

Por su parte, las coladas lávicas son también más abundantes en el Miembro Piroclástico que en el Miembro Epiclástico. En general, son de naturaleza básica, con colores azules a grises, comúnmente masivas, con zonas escoriáceas bien desarrolladas sobre todo en sus techos y algo vacuolares, por tanto estas coladas son de tipo "aa". Las de tipo "pahoe-hoe" son más escasas, conservando restos de morfologías cordadas. En ambos casos, la disyunción más común es la de tipo horizontal.

Todas ellas suelen ser porfídicas, observándose fenocristales de piroxeno y,

en menor proporción, de anfíbol y olivino, con tamaños inferiores o igual a 1 cm. Incluyen abundantes xenolitos, principalmente de cumulos piroxeno-anfibólicos y más escasos de gabros alcalinos. Con frecuencia estas lavas se muestran algo alteradas, con sus vacuolas rellenas por zeolitas y/o calcita y con los fenocristales de olivino parcial o totalmente iddingsitizados.

En general, la potencia individual de cada una de estas coladas lávicas así como su continuidad lateral son bastante más inferiores que las exhibidas por las lavas de la formación inferior (FLCh).

Los depósitos epiclásticos presentan naturalezas y características muy diferentes unos de otros. A grandes rasgos, estos depósitos se pueden clasificar en dos tipos: brechas polimícticas muy heterométricas y prácticamente sin ningún tipo de estructura sedimentaria, y conglomerados-arenas más o menos clasificados con estructuras de orden interno.

Las brechas polimícticas son rocas poco compactas, muy heterométricas, con una carga lítica muy elevada que supera en ocasiones el 50% en volumen del total de la roca y constituyen entonces el soporte de la roca. La naturaleza de estos líticos es tan variada o más que la de las brechas volcánicas polimícticas tipo BRN, incluyendo mayor número de líticos miocenos y de restos de esa misma brecha volcánica. Presentan formas subredondeadas a subangulosas, distribuidos sin ningún tipo de orden y sólo ocasionalmente muestran granoselecciones negativas respecto a sus tamaños. La matriz posee colores grisáceos, aspecto cinerítico-arcilloso, destacándose gran cantidad de líticos milimétricos y también cristales. Apenas tienen fragmentos que puedan identificarse como pumícticos, y los que poseen están muy disgregados, triturados o quedan ahuecados por efecto de la erosión diferencial (e.g., columna SNB). Las bases de estos materiales son normalmente planas, aunque ocasionalmente puedan observarse en ellas estructuras de relleno de pequeños surcos erosivos.

Estas brechas polimícticas son comunes en el MPFBT, alcanzando potencias de hasta 20 m. y presentándose en ocasiones como un cambio lateral de facies con las BRN (e.g., columnas TEC, TRS). También aparecen frecuentemente en el MEFBT, aquí siempre con potencias y centiles inferiores pero con mayor número de tránsitos laterales con las BRN (e.g., columnas LPD, SBA, SBB, SBC).

Por su parte, las capas de conglomerados y arenas muestran abundantes estructuras sedimentarias de orden interno (estratificaciones cruzadas en surco y

paralelas, rellenos de surcos erosivos, etc.) que marcan paleodirecciones de flujo no siempre concordantes con las medidas en las capas de BRN. La naturaleza de los cantos en los conglomerados es variada y similar a la de las brechas polimícticas. En conjunto, los depósitos de arenas y conglomerados suelen formar megasecuencias granodecipientes, con bases erosivas y morfologías nítidamente lenticulares. Estos materiales son más abundantes en el MEFBT, limitándose en el MPFBT a pequeñas capas aisladas de menos de 1 m. de potencia.

Tobas cinerítico-lapílicas y brechas volcánicas monomícticas son otros depósitos más minoritarios. Las primeras se presentan en niveles de poca potencia, normalmente inferior a 1 m., desde masivas a muy laminadas y se suelen asociar a paquetes de BRN. Las brechas volcánicas monomícticas se distribuyen de forma más aleatoria, con potencias variables, pero en general inferiores a los 3 m., y con características muy similares a las otras brechas volcánicas monomícticas intercaladas en la formación inferior.

Finalmente, es común en toda la formación la presencia de niveles cinerítico-arcillosos de potencias centimétricas que se encuentran parcial o totalmente rubefactados.

2.3.4 - FORMACION BRECHAS INTRACRATERICAS DE TEJEDA (FITj)

Es la formación que presenta mayor variedad litológica dentro del GRN. Incluye depósitos epiclásticos, brechas volcánicas, aglomerados, domos intrusivos, apófisis plutónicas, etc., distribuidos sin orden estratigráfico interno e intruidos por numerosos diques de naturalezas básicas y fonolíticas que se orientan aproximadamente siguiendo una pauta radial (Fig. 2.83).

Equivale a "Presa de los Hornos Formation" de Schmincke (1976, 1990) y Brey y Schmincke (1980), y parcialmente a la "Facies central de la Brecha Roque Nublo" y también a la "Unidad de La Culata" de ITGE (1990).

Esta formación ocupa un área muy restringida en los sectores centrales de la isla, con límites muy difusos.

Estratigráficamente se presenta en contacto lateral discordante tanto con materiales de la FLCh como con los de la FBT, y resulta muy complicado delimitar sus hipotéticos muro y techo, así como sus potencias. Localmente, en los

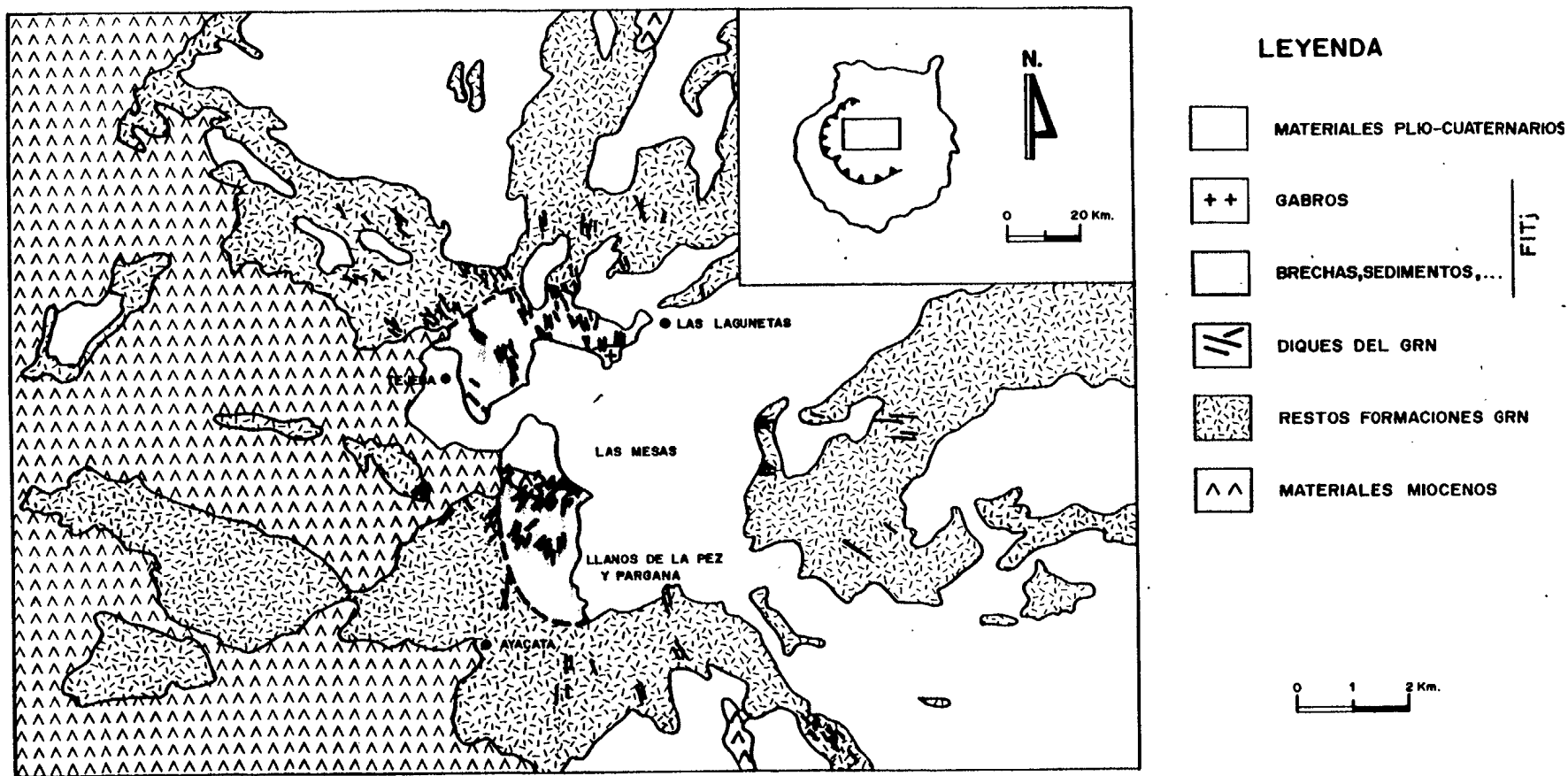


Figura 2.83 - Extensión de la FITj y distribución aproximadamente radial de los diques pertenecientes al GRN en los sectores centrales de la isla.

alrededores de la presa de Los Hornos en el centro de la isla, se observa como los depósitos de la FAVA se apoyan discordantemente sobre los de esta formación marcando en ese punto su techo. De esta forma, por extensión se define que la FAVA es posterior a la FITj.

Asimismo, los materiales de esta FITj conforman depósitos de límites muy irregulares, con constantes cambios laterales de potencia y morfología, contactos discordantes, etc.

Los principales materiales que componen esta formación se describen a continuación:

1 - Brechas polimícticas, no compactas, totalmente caóticas, con dominio de los fragmentos líticos sobre la matriz, muy heterométricas e incluyen bloques de escala decamétrica (algunos con estructuras de deformación plástica). La matriz presenta colores grises-rojizos, de granulometría gruesa y contiene numerosos fenocristales de piroxeno y anfíbol, acumulados de estos mismos minerales, xenolitos de microgabros, etc. No se observan fragmentos pumfíticos.

2 - Aglomerados y tobas lapílicas de composiciones básicas que pueden corresponder con restos de pequeños edificios volcánicos piroclásticos parcialmente desmantelados e imbricados. Al igual que en las brechas polimícticas, se observan numerosos fenocristales de piroxeno, también de olivinos, así como xenolitos de piroxenitas y gabros. Los En cierta manera estos materiales pueden incluirse en la FCET, aunque por su situación geográfica y relación de campo con el resto de los materiales de la FITj, parece más oportuno incluirlos en esta última.

3 - Arenas y conglomerados en depósitos poco potentes, discontinuos, laminados y con abundantes cantos miocenos. Estos depósitos se sitúan en las partes más basales de esta formación.

4 - Pequeños apófisis de gabros alcalinos localizados en el Barranco de La Mina, en los alrededores del pueblo de Las Lagunetas. Estos apófisis tienen contactos muy difusos e irregulares pero parecen intruir en algunos cuerpos brechoides como los anteriormente enumerados.

En base a sus características geoquímicas, De la Nuez (1988) los ha

considerado como restos de cámaras magmáticas del Ciclo I (Mioceno); sin embargo, para ITGE (1990), tomando también datos geoquímicos así como relaciones de campo, pertenecen a este GRN.

2.3.5 - FORMACION DEPOSITOS DE AVALANCHAS VOLCANICAS DE AYACATA (FAVA)

Esta formación está compuesta por brechas polimícticas, compactas, muy heterométricas, sin estructuración interna y con caracteres variables según se encuentre en los sectores centrales o en los periféricos.

Equivale a las "San Andres Formation" y "Ayacata Formation" de Schmincke (1976,1990) y Brey y Schmincke (1980), y a las "Facies deslizadas de la brecha Roque Nublo" del ITGE (1990).

Los materiales de esta formación están siendo objeto de estudios detallados por parte de dos equipos diferentes: Garcia Cacho et al. (1987) y Anguita et al. (1989b, 1989c) por un lado, y Mehl y Schmincke (1990, 1992) por otro.

Presentan una distribución en abanico desde los sectores centrales de la isla hacia los sectores periféricos del S y SO (ver mapa geológico general en el anexo). ITGE (1990) y Mehl y Schmincke (1992) también citan pequeños afloramientos de estos materiales en los sectores N y NE. Además, en este trabajo se han identificado dos afloramientos con características similares a los de esta FAVA, uno situado en el área de las Cuevas del Guincho (columna ARB) y el otro en el techo de la Mesa del Junquillo (columna SNA).

En los sectores centrales esta formación limita con las inferiores, FLCh y FBT, bien por contacto discordante (e.g., columna BTÑ) o bien por contacto mecánico tipo falla subvertical (e.g., columna BTQ). Este último contacto se observa en los escarpes al pie del pueblo de La Plata y se continúa hasta el área de Los Llanos de la Pez y Pargana. En el resto de los afloramientos del S y SO, los materiales de esta formación se apoyan discordantemente sobre rocas miocenas adaptándose a la paleotopografía excavada en las mismas.

Las características principales de las brechas que configuran esta FAVA se han tomado de los trabajos de Anguita et al. (1989c) y Mehl y Schmincke (1992),

y se citan a continuación.

1 - Estas brechas contienen dos tipos fundamentales de componentes: bloques y matriz.

2 - Los bloques presentan tamaños desde 1 m. a más de 1000 m. y no muestran ningún tipo de orden interno. No obstante, la distribución geográfica de los mismos si sigue una determinada pauta, los de mayores tamaños están confinados en los sectores centrales mientras que los más pequeños son más abundantes en los periféricos.

3 - La naturaleza de estos bloques resulta variada y hay cuatro tipos principales: bloques compuestos por brechas volcánicas polimícticas con caracteres similares a las tipo BRN (son los más abundantes), bloques de coladas lávicas desde básicas a fonolíticas, bloques de restos plutónicos tipo gabro y piroxenitas, y bloques de rocas miocenas.

4 - En estos bloques es corriente observar restos de diques que se encuentran desenraizados, girados, rotos, localizables incluso a más de 15 Km. de los sectores centrales; así como numerosas estrías de fricción de dirección variable en sus bases y márgenes de contacto.

5 - La matriz presenta tamaños desde arcilla hasta conglomerado y representa la trituración de los bloques anteriores durante su transporte. Se localiza en la base de los depósitos y entre los bloques, y va siendo cada vez más abundante hacia los sectores periféricos.

6 - En la matriz es corriente la existencia de estructuras de deformación tipo "schlieren".

7 - En las áreas intermedias, entre los sectores centrales y los periféricos del S y SO, los afloramientos suelen presentar a techo superficies tipo "hummocky".

Depósitos del GRN posteriores a los de esta formación sólo se observan en las zonas centrales de la isla. Por un lado está la brecha volcánica de carácter monomíctico aflorante en los alrededores de la Presa de los Hornos (columna BTÑ) y que ha sido incluida, aunque con ciertas reservas, en la FDTn. Por otro lado, los aglomerados, tobas lapílicas y brecha volcánica polimíctica tipo BRN que

constituyen la denominada Mesa del Nublo y su monolito (columna BTÑ).

Como ya se comentó en esa columna BTÑ, todos estos materiales se apoyan discordantemente sobre los depósitos de brecha polimíctica característicos de la FAVA, quedando imprecisa la relación estratigráfica entre ellos. Para Mehl y Schmincke (1992), los segundos pueden ser incluidos también en el conjunto de esta FAVA, aunque para Garcia Cacho et al. (1987) y Anguita et al. (1991) representan depósitos posteriores a dicha formación y producidos por eventos muy diferentes. Así pues, para estos últimos autores (Garcia Cacho, comunicación personal), dichos depósitos configuran una unidad litoestratigráfica independiente de las anteriores y se situaría en el techo del GRN.

En este trabajo, para facilitar la delineación de las cartografías, estos materiales han sido incluidos en la FAVA, si bien no se dispone de ningún tipo de argumentación válida para decantarse por una u otra opción.

2.3.6 - FORMACION DOMOS DE TENTENIGUADA (FDTn)

Es la formación con menor variedad litológica, estando constituida por rocas de aspecto fonolítico que pueden presentarse como coladas lávicas o como domos.

Equivale a la "Serie Ordanchítica" de Fúster et al. (1968), a "Tenteniguada Formation" de Schmincke (1976, 1990), "Risco Blanco Formation" para Brey y Schmincke (1980), y a los "pitones y lavas fonolíticas haüynicas" del ITGE (1990).

Muchos de los domos que componen esta formación fueron objeto de un estudio detallado por parte de Anguita (1972). Más recientemente, Hernan et al. (1988) los han clasificado de acuerdo a sus caracteres morfológicos y posibles génesis, junto a otros domos sálicos aflorantes en todo el Archipiélago Canario. Finalmente, ITGE (1990) han cartografiado 20 domos dentro de este GRN, algunos de los cuales fueron definidos por primera vez durante la realización de esa cartografía (e.g., Pitón de Artenara, Pitón de Juan Gómez, etc). Además ITGE (1990), siguiendo ideas de Schmincke (1976) y McDougall y Schmincke (1976-77), reclasifican algunos domos (e.g., Morro de Pajonales y Montaña de los Brezos) como parte de estos 20 que componen el GRN, cuando para otros autores (Hernan, 1976; Hernan et al., 1988) estaban encuadrados en el Ciclo I (Mioceno)

Como le pasaba a la FCET, los materiales de esta FDTn ocupan superficies

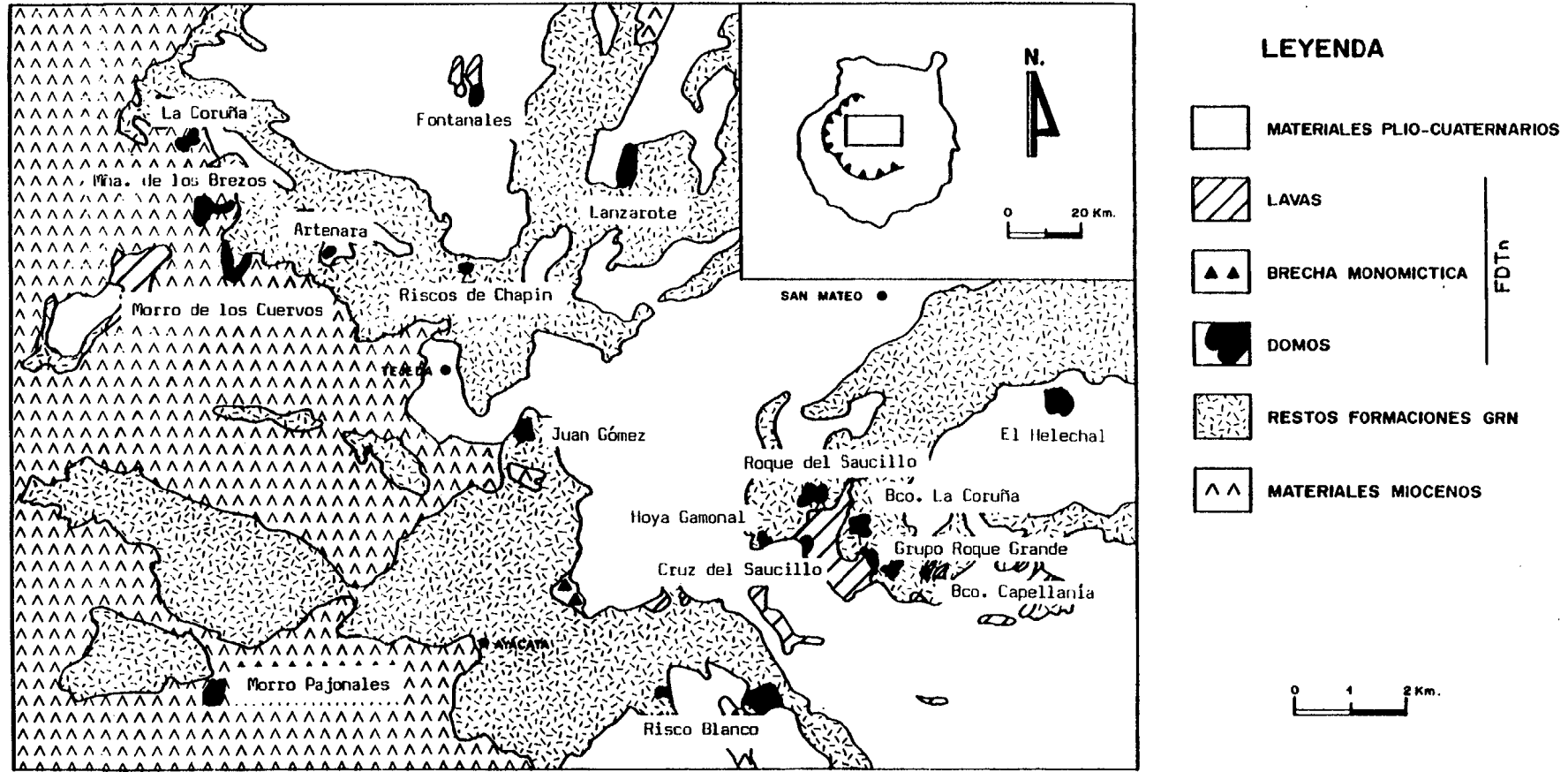


Figura 2.84 - Situación de los domos y lavas asociadas pertenecientes a la FDTn.

reducidas y geográficamente dispersas. Centrándose en los domos, se observa como quedan alineados según una dirección NE-SO y todos ellos dentro de los límites de la caldera de Tejada (Fig. 2.84).

Hernán et al. (1988) clasificaron algunos de estos domos en tres categorías: criptoagujas (Morro de Pajonales), domos derramados (Cruz del Saucillo o Cruz Santa y Roque del Saucillo o Montaña del Pan) y cumulodomas de crecimiento endógeno (Risco Blanco y los roques del grupo de Tenteniguada). Como se puede observar en la figura 2.84, sus dimensiones son muy variables y van desde poco más de 100 m. de diámetro (e.g., pitones de Artenara y de Riscos de Chapín), hasta más de 500 m. (e.g., Roque del Saucillo y Risco Blanco).

En cuanto a las relaciones de campo, estos domos se presentan de cuatro formas diferentes:

1 - Intruyendo entre materiales de las formaciones FLCh, FBT y FITj, a los que pueden deformar cerca de sus contactos, pero quedan topográficamente por debajo de otros materiales de estas mismas formaciones. Son los casos de Risco Blanco (Fig. 2.85), otro pequeño domo situado al O del anterior, uno localizado en el área denominada Juan Gómez y finalmente otro situado en los Riscos de Chapín. Hay que destacar que en este último domo se observa, aunque no de una forma nítida, un parcial enraizamiento con un paquete de lava el cual constituye parte de la Colada B de la FLCh en esta área (columna TRS).

Un caso especial en este grupo, es el domo de Morro de los Cuervos, que intruye en materiales miocenos y está parcialmente cubierto por depósitos del GRN.

2 - Penetran en materiales miocenos del Ciclo I y se sitúan aisladamente respecto a otros materiales del GRN. Son los domos de Morro de Pajonales, Montaña de los Brezos y Pitón de la Coruña.

3 - Aparecen como "ventanas erosivas" dentro de materiales Post-Roque Nublo. Es el caso del Pitón de Artenara, Pitón de Fontanales, Mirador del Helechal y Pitón de Lanzarote.

4 - Intruyen en los materiales más superiores de la FBT y en los paquetes lávicos fonolíticos de la propia FDTn. Son los domos de Cruz del Saucillo,

Roque del Saucillo, Roques de Tenteniguada (Roque Grande y otros asociados)(Fig. 2.86), Barranco de la Coruña y Barranco de la Capellanía.

Así pues, parece que la intrusión de estos domos se realizó en distintas épocas y por ello ocupan posiciones estratigráficas diferentes. Posiblemente los domos del grupo 1 sean los más basales dentro de la FDTn, mientras que los del grupo 4 sean los más tardíos, quedando los grupos 2 y 3 en posiciones dudosas. Sólo con la ayuda de dataciones isotópicas se podrán delimitar con claridad dichas posiciones estratigráficas, como ha ocurrido con los domos de Risco Blanco (Lietz y Schmincke, 1975) y de Montaña de los Brezos (McDougall y Schmincke, 1976-77).

Las coladas lávicas por su parte afloran de dos formas diferentes:

1 - Como "ventanas erosivas" dentro de materiales Post-Roque Nublo, ocupando superficies reducidas y dispersas entre sí.

2 - Marcando el techo de la FBT, con cuyos materiales entran en contacto más o menos concordante. Estas lavas constituyen los mayores afloramientos de esta formación y todos están situados muy cercanos entre sí, entre el Rincón de Tenteniguada y la Caldera de Los Marteles. El techo de estas coladas de lavas suele permanecer como resto erosivo del relieve actual y ocasionalmente está cubierto por materiales de emisiones posteriores, alguno de los cuales, como ocurre en las columnas BTH y BTI, guardan cierta similitud con los de la FBT considerada inferior a ésta. Las potencias máximas medidas rondan los 200 m.

Tanto en uno como en otro caso, se observa que la mayoría de estas coladas lávicas están íntimamente relacionadas con los domos de esta misma formación.

Las lavas tienen una disyunción en lajas muy marcada, con ligeras zonas escoriáceas en sus bases y techos, colores verdes grisáceos y se muestran afaníticas.

Por el contrario, la disyunción en los domos varía según la morfología que presenten, ya subvertical abriéndose en abanico, ya distribuida en cáscara de cebolla. Estos domos presentan colores blanquecinos, algunos ligeramente verdosos, con zonas desde afaníticas hasta otras muy porfídicas, destacando fenocristales de feldespato que pueden alcanzar más de 4 cm. de longitud y, en



Figura 2.86 - Domo endógeno de Roque Grande en el Rincón de Tenteniguada.



Figura 2.85 - Domo endógeno de Risco Blanco. Nótese el arrastre que provoca su intrusión en los materiales de caja (lavas y BRN).

menor escala, fenocristales de feldespatoide (con colores rosados de alteración), piroxeno y anfíbol. Un hecho común a la mayoría de estos domos es la presencia de una estructura brechoide y/o bandeada en el contacto con las rocas de caja, lo cual pone de manifiesto el carácter intrusivo de los mismos. Incluso, como ocurre con el domo de Risco Blanco (Fig. 2.85), se pueden observar pliegues de arrastre en los materiales de caja.

Finalmente, se incluyen en esta formación, aunque con muchas reservas, unos afloramientos situados en las proximidades de la Presa de los Hornos (columna BTÑ, tramo 30 -figuras 2.48 y 2.49-). Se trata de una brecha volcánica monomíctica, soportada tanto por los líticos como por la matriz y se apoya discordantemente sobre depósitos de la FAVA. Anguita et al. (1989c, 1991) denominaron este depósito como "blast breccia" o "explosion breccia".

Sus líticos son de naturaleza fonolítica similar a las lavas y domos de la FDTn, con colores blanquecinos y presencia de fenocristales de feldespatoide (rojizos por alteración), piroxeno y anfíbol. La distribución de sus abundancias y tamaños parece seguir una pauta más o menos concéntrica, con un "núcleo" donde suponen casi el 90% en volumen del total de la roca y con diámetros superiores a 1 m., y hacia sus lados la proporción va disminuyendo paulatinamente, aunque siempre en valores por encima del 40 %, y los tamaños descienden hasta los 10 cm. La matriz tiene colores también blanquecinos, granulométricamente es gruesa e incluye fenocristales de piroxeno y anfíbol. Las características litológicas de esta brecha, unidas a la distribución que presenta de sus líticos, puede encuadrarlas como el resultado del colapso de un domo y es por ello que se incluyen en la FDTn. ITGE (1990) definen también este depósito como el resultado del colapso de un domo o un domo-colada, citando además la existencia de otros depósitos con características similares localizados al N de Ayacata.

Por otra parte, esta brecha volcánica monomíctica presenta un gran número de niveles de alteración que la atraviesan en sentido vertical y van desde venillas centimétricas hasta bandas de 20 m. de anchura. Esta alteración confiere al material coloraciones desde amarillentas a rojizas y parecen ser el resultado de una actividad paleofumaroliana. Este hecho, junto a la situación geográfica de esta brecha, ambos indicativos de zonas intracratéricas, podrían clasificarla dentro de la FITj.

En cualquiera de los dos supuestos, lo que si parece claro es que este material representa uno de los últimos episodios de actividad del GRN.

CRONOESTRATIGRAFIA

3.1 - INTRODUCCION

El objetivo de este capítulo es encuadrar en el tiempo geológico las unidades litoestratigráficas establecidas en este trabajo.

La práctica ausencia de restos fósiles en los materiales del GRN, y en general para todos los que conforman Gran Canaria, impide la realización de dataciones paleontológicas y por ello la asignación de edades para dichos materiales ha de hacerse a través del empleo de métodos radiométricos. En Gran Canaria se cuenta en la actualidad con más de 100 determinaciones radiométricas realizadas a lo largo de los últimos 25 años. La inmensa mayoría fueron obtenidas mediante el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ (Abdel Monem et al., 1971; Lietz y Schmincke, 1975; McDougall y Schmincke, 1976-77; Feraud et al., 1981; ITGE, 1992) y sólo unas pocas lo fueron con otros métodos, como ^{14}C (Nogales y Schmincke, 1968) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Bogaard et al., 1988 y Clark, 1988). De todas estas dataciones, 22 del tipo $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ fueron hechas sobre lavas y domos del GRN (Tabla 3.1).

El paleomagnetismo es otra técnica geocronológica que puede utilizarse como complemento de las radiométricas. Esta técnica permite reconstruir de manera fácil y poco costosa una escala de polaridades magnéticas de los diferentes depósitos y establecer correlaciones estratigráficas entre los mismos. A pesar de ello ha sido empleada en pocas ocasiones en Gran Canaria (Abdel Monem et al., 1971 y Clark, 1988).

En este trabajo se han llevado a cabo tanto dataciones radiométricas $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, como estudios de polaridades magnéticas (magnetoestratigrafía), exponiéndose sus resultados en los siguientes apartados.

3.2 - GEOCROLOGIA K/Ar

Se han realizado seis determinaciones de edad mediante el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ sobre muestras de lavas y domos pertenecientes a las formaciones FLCh y FDTn. La selección de las mismas se realizó teniendo en cuenta dos criterios diferentes:

- 1 - De tipo estratigráfico y geográfico. Las muestras escogidas representan el periodo evolutivo que va desde los primeros depósitos de la FLCh hasta los últimos de la FDTn, y además se localizan tanto en los sectores N, como en los centrales y S de la isla (Fig. 3.1).

MUESTRA	N°	FORM	PETROGRAFIA Y LOCALIZACION	AUTORES	Edad ¹	Edad ²	PM
GC53	1	FBT ?	Lava de composición tefrítica. Localizada en el área de Las Fortalezas, Barranco de Tirajana. Puede tratarse de alguna de las lavas situadas por encima de la muestra SLB-7.	McDougall y Schmincke (1976-77)	3,40 ± 0,08	3,49	-
GC52	2	FBT ?	Lava de composición tefrítica situada justo debajo de la anterior.	McDougall y Schmincke (1976-77)	3,49 ± 0,08	3,58	-
GCU-29A	3	FBT ?	Lava de composición tefrítica. Se encuentra en la Mesa de las Burras, Barranco de Tirajana.	Abdel-Monem et al. (1971)	3,50 ± 0,09	3,59	-
1155	4	FDT	Risco Blanco. Domo de composición fonolítica.	Lietz y Schmincke (1975)	3,65 ± 0,18 3,71 ± 0,18	3,75 3,81	-
GC-105	5	FTI ?	Dique de composición tefrítica con haüyna. Localizado al N de Tejada.	Abdel-Monem et al. (1971)	3,75 ± 0,12	3,85	+
P4	6	FLCh	Lava basáltica (ankaramita). Se encuentra sobre el Barranco de Tenoya. Equivale a la muestra LPB-2.	Lietz y Schmincke (1975)	3,77 ± 0,08	3,87	-
P18	7	FLCh	Lava de composición basáltica (ankaramita). Situada en el área del Salto del Negro. Equivale a la muestra SBB-1.	Lietz y Schmincke (1975)	3,77 ± 0,15	3,87	-
GC65	8	FLCh	Lava fonolítica localizada en la carretera C-811, entre Tejada y San Bartolomé de Tirajana. Puede equivaler a la BTS-14 ó 15.	McDougall y Schmincke (1976-77)	3,81 ± 0,09	3,91	-
GC1	9	FDT	Domo fonolítico de la Montaña de los Brezos.	McDougall y Schmincke (1976-77)	3,86 ± 0,06	3,96	+
GC76	10	FLCh	Lava de composición basáltico alcalina, situada en el Barranco de Siberio cerca de El Chorrillo.	McDougall y Schmincke (1976-77)	3,88 ± 0,07	3,98	-
P15	11	FLCh	Lava de composición basáltico alcalina, localizada en el Barranco de Tirajana al E de Aldea Blanca.	Lietz y Schmincke (1975)	3,96 ± 0,10	4,07	-
950	12	FCET	Lava basáltico alcalina asociada al edificio volcánico de Montaña Molinos.	Lietz y Schmincke (1975)	3,99 ± 0,10 4,02 ± 0,10	4,10 4,13	?
GC-1612901	13	FLCh	Lava de composición basáltica localizada en el Barranco de Quintanilla. Equivale a la muestra ARC-1.	I.T.G.E. (?)	4,15 ± 0,10	---	-
1419	14	FLCh	Colada lávica de composición basáltico alcalina. Se encuentra en la carretera de Sta. Lucía a Temisas.	Feraud et al. (1981)	4,29 ± 0,10	---	-
P2	15	FLCh	Pillow-lava de composición basáltico alcalina, situada en el Lomo de los Ingleses, al NO de la ciudad de Las Palmas. Equivale a la muestra LPA-1.	Lietz y Schmincke (1975)	4,25 ± 0,09 4,37 ± 0,09	4,36 4,49	-
1244	16	FLCh	Lava basáltico alcalina, que forma parte de la secuencia basal de la Mesa del Junquillo. Puede equivaler a la muestra SNA-5 cuando entra en contacto directo con el paleorelieve de las sienitas miocenas.	Lietz y Schmincke (1975)	4,38 ± 0,09 4,43 ± 0,09	4,50 4,55	-
P12	17	FCET	Lava olivino-nefelínica asociada a los centros eruptivos de El Tablero de Maspalomas.	Lietz y Schmincke (1975)	4,86 ± 0,15	4,99	-
GC-1612908	18	FCET	Colada lávica de composición basáltica situada en la carretera C-810, de Agaete a San Nicolás de Tolentino, y que puede estar asociada al centro eruptivo de Roque Bermejo.	I.T.G.E. (?)	5,01 ± 0,09	---	-
799	19	FCET	Lava intracanyon de composición nefelínica localizada en Las Tabladas, al N de San Nicolás de Tolentino. Equivale a la muestra SNB-1.	Feraud et al. (1981)	5,07 ± 0,10	---	-
GC25	20	FCET	Lava intracanyon de composición olivino-nefelínica que se encuentra cerca de la desembocadura del Barranco de Tazartico.	McDougall y Schmincke (1976-77)	4,95 ± 0,13	5,08	-
GC-1712901	21	FCET	Colada lávica de composición basáltica asociada al centro eruptivo de Pino Gordo.	I.T.G.E. (?)	5,32 ± 0,07	---	-
GC24	22	FCET	Lava intracanyon olivino-nefelínica localizada en la desembocadura del Barranco de Tazartico.	McDougall Y Schmincke (1976-77)	5,48 ± 0,14	5,58	?

Tabla 3.1 - Resumen de las edades radiométricas sobre rocas del GRN publicadas hasta la fecha. Todas ellas fueron obtenidas mediante el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ y empleando roca total. La clasificación petrográfica de las muestras y las edades en la columna Edad¹ están tomadas de los originales. Edad² indica la edad recalculada usando las nuevas constantes propuestas por Steiger y Jäger (1977). Ambas edades están expresadas en m.a. N° indica el número de orden de las muestras, el cual aparece en la figura 3.2. La columna PM indica la polaridad magnética de esas muestras y la columna FORM. las asigna a las formaciones definidas en este trabajo.

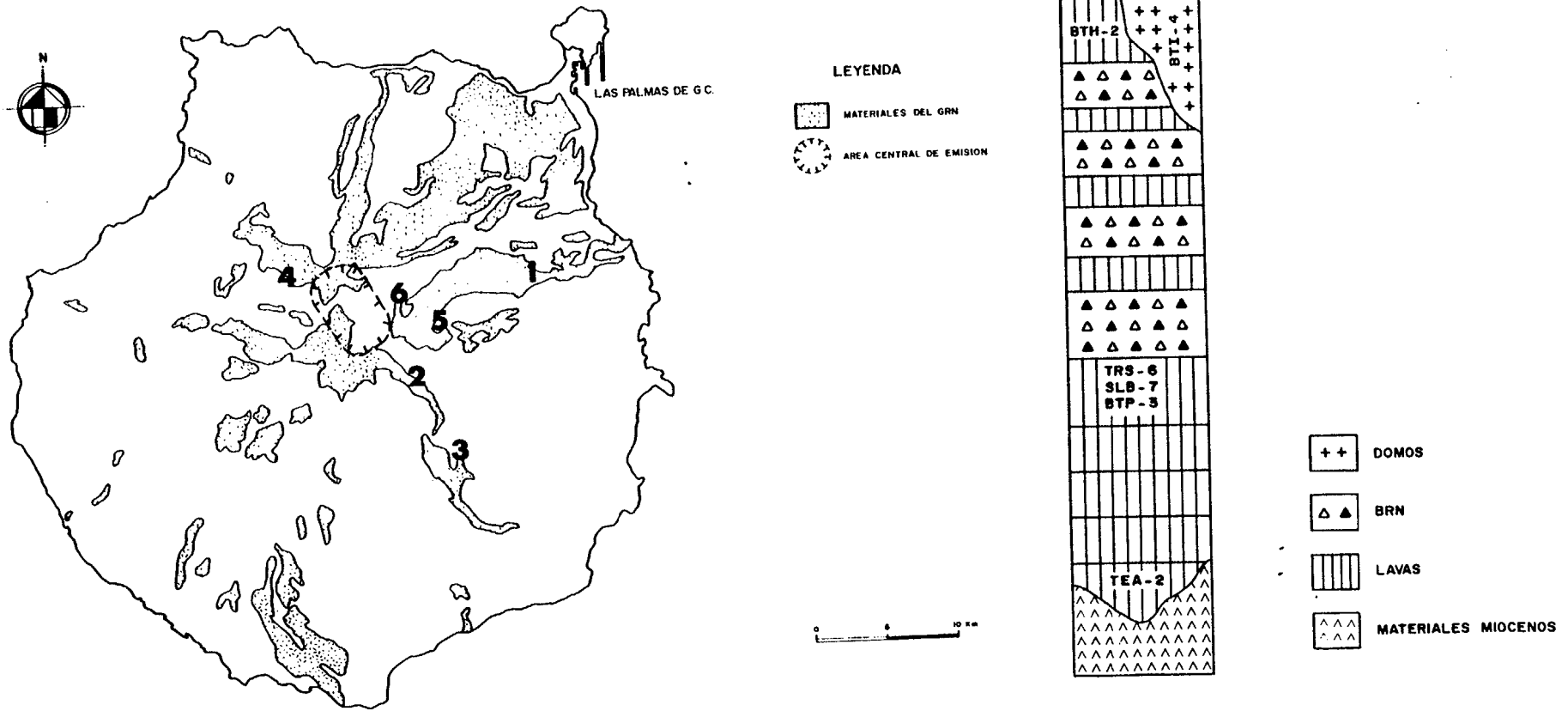


Figura 3.1 - Localización y posición estratigráfica virtual de las seis muestras seleccionadas para datación $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$. 1 indica la muestra TEA-2; 2 es BTP-3; 3 es SLB-7; 4 es TRS-6; 5 es BTH-2 y 6 es BTI-4 (Mapa geológico modificado de ITGE, 1992).

2 - De tipo petrográfico y geoquímico. Se buscaron muestras que tuvieran el menor grado de alteración, con una mesostasis holocristalina, de grano muy fino y libre de microvesículas sobre la cual realizar los análisis radiométricos. De este modo se consigue una mayor fiabilidad en las dataciones (Geyh y Schleicher, 1990).

Las muestras seleccionadas se enviaron a los laboratorios "Geochron" de la empresa "Krueger" (Massachusetts, Estados Unidos), donde fueron sometidas al siguiente tratamiento:

- Separación de la mesostasis y de los fenocristales, obteniéndose una pasta de mesostasis con un grado de pureza de aproximadamente el 98%.
- Elección en la mesostasis de la fracción de grano comprendida entre los tamaños 74 y 174 μm .
- Ataque de esta fracción con HF y HNO₃ diluidos.
- Análisis por duplicado del K, utilizando un espectrofotómetro de llama.
- Extracción del ⁴⁰Ar* en un horno de inducción con sistema de ultra-vacío y análisis del mismo por duplicado mediante el uso de un espectrómetro de masas.

Para el cálculo de las edades se utilizaron las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977). El error analítico asumido por estos laboratorios en estas dataciones es inferior al 3%. En la Tabla 3.2 se resumen los resultados analíticos de las seis dataciones llevadas a cabo, discutiéndose a continuación los siguientes puntos:

1 - La muestra TEA-2 presenta bajo %K, así como una mala reproducibilidad o rendimiento, expresado en la columna ⁴⁰Ar*/⁴⁰Ar_t. En términos de porcentaje ($[\sup{40}\text{Ar}^*/\sup{40}\text{Ar}_t] \times 100$), existe una diferencia de casi 16% (38,8% y 22,9%) entre los dos análisis efectuados (inicial y duplicado). Geoquímicamente posee altos contenidos en H₂O (Tabla), observándose al microscopio petrográfico un cierto grado de alteración en algunos de sus fenocristales (olivinos, anfíboles y, en menor medida, feldespatos) así como en el vidrio que existe de forma intersticial en la mesostasis. Este último punto resulta importante, ya que los procesos de desvitrificación generan problemas de pérdida de Ar y hacen que la edad radiométrica obtenida sea

MUESTRA	COORDENADAS U.T.M. COTA Y LOCALIDAD	FORMACION	PETROGRAFIA	% K	ppm $^{40}\text{Ar}^*$	$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{Ar}_t}$	Edad $\pm 1\sigma$ (M.a.)	PM
BTI-4	x = 446,37 y = 3094,85 z \approx 1600 m. Roque del Saucillo	FDTn	Domo-derramado fonolítico. Presenta abundantes fenocristales de hialinas (algo alteradas), clinopiroxenos, anfíboles, esfenas, óxidos de Fe y biotitas. La mesostasis es de grano fino, sin aparente microvesiculación y compuesta básicamente de feldespatos, clinopiroxenos y óxidos de Fe. En general, la muestra presenta un aspecto bastante fresco.	6,296 6,323	0,001183 0,001218	0,421 0,291	2,7 \pm 0,1	+
BTH-2	x = 448,15 y = 3093,55 z \approx 1240 m. Bco. de la Capellanía	FDTn	Lava fonolítica. Fenocristales escasos y pequeños, fundamentalmente de hialinas (algo alteradas), clinopiroxenos y anfíboles (con coronas de reacción). Mesostasis de grano muy fino, sin presencia observable de microvesículas y compuesta de feldespatos, clinopiroxenos y óxidos de Fe y de aspecto muy fresco.	4,425 4,472	0,000926 0,000983	0,305 0,325	3,1 \pm 0,1	+
TRS-6	x = 438,75 y = 3098,87 z \approx 1175 m. Carretera de Tejeda a Artenara	FLCh	Lava traquiandesítica (latita). Escasos fenocristales de clinopiroxenos, anfíboles (reabsorvidos), feldespatos y hialinas (alteradas). La mesostasis con texturas hialopilitica y traquítica, compuesta de feldespatos, clinopiroxenos, óxidos de Fe. Escasa microvesiculación, la cual en ocasiones puede encontrarse rellena de carbonatos.	4,834 4,815	0,001285 0,001292	0,451 0,482	3,8 \pm 0,1	-
SLB-7	x = 448,57 y = 3084,30 z \approx 510 m. Las Fortalezas. Bco. de Tirajana	FLCh	Lava traquítica. Fenocristales muy escasos y pequeños (feldespatos, clinopiroxenos, hialinas, óxidos de Fe, esfenas, anfíboles) dispersos en una mesostasis de grano muy fino, sin microvesículas, compuesta de feldespatos (en microlitos tabulares orientados), clinopiroxenos y óxidos de Fe. Muestra muy fresca.	4,596 4,581	0,001223 0,001225	0,323 0,324	3,8 \pm 0,1	-
BTP-3	x = 447,92 y = 3088,85 z \approx 1000 m. Divisoria del Bco. de la Cagarruta	FLCh	Lava traquítica. Escasos fenocristales de feldespatos, hialinas (alterada), clinopiroxenos, anfíboles (parcialmente reabsorvidos), óxidos de Fe y esfenas. Mesostasis orientada, de grano muy fino, compuesta de feldespatos (en microlitos tabulares orientados), clinopiroxenos, óxidos de Fe y de aspecto fresco.	4,569 4,664	0,001312 0,001341	0,396 0,360	4,1 \pm 0,2	-
TEA-2	x = 453,60 y = 3097,50 z \approx 390 m. Bco. de San Roque	FLCh	Colada mugearítica. Abundantes y grandes fenocristales de clinopiroxenos, feldespatos, anfíboles, óxidos de Fe, y escasos olivinos totalmente iddingsitizados. Mesostasis de grano fino y con textura hialopilitica (con los restos vítreos mostrando signos de palagonitización), compuesta de feldespatos, clinopiroxenos y óxidos de Fe.	2,450 2,479	0,000784 0,000789	0,229 0,388	4,6 \pm 0,2	-

Tabla 3.2 - Edades K/Ar obtenidas a partir de la mesostasis en seis muestras seleccionadas del GRN, indicando en cada una de ellas su localización, formación a la que pertenecen y una breve descripción petrográfica.

$^{40}\text{Ar}^*$ es el argón radiactivo. $^{40}\text{Ar}_t$ representa el ^{40}Ar total que es igual al $^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$.

La columna PM indica la polaridad magnética de cada una de esas muestras.

más joven que la real (Kaneoka, 1972; Geyh y Schleicher, 1990).

A pesar de estas consideraciones, como la edad obtenida para esta muestra ($4,6 \pm 0,2$ m.a.) encaja correctamente con su posición estratigráfica, esta datación en principio puede aceptarse como válida.

2 - Las muestras TRS-6, SLB-7 y BTP-3 presentan cantidades razonables de K y buenos rendimientos (diferencias inferiores al 4%). Las edades obtenidas para las mismas (entre $3,8 \pm 0,1$ y $4,1 \pm 0,2$ m.a.) resultan muy homogéneas entre sí y acordes con sus posiciones estratigráficas tan similares, ya que las tres muestras forman parte de la denominada Colada B de la FLCh.

Es de destacar que la muestra TRS-6 presenta petrográficamente una cierta microvesiculación y cristalización de carbonatos en su mesostasis, a pesar de lo cual no parece que estos hechos hayan afectado a la datación.

3 - La muestra BTH-2 tiene contenidos aceptables de K, similares a los de las tres muestras anteriores, y también muy buen rendimiento entre los dos análisis (diferencia inferior al 3%). Geoquímica y petrográficamente se presenta como un material prácticamente inalterado y con una mesostasis muy homogénea. Por todo ello, la edad medida en esta muestra ($3,1 \pm 0,1$ m.a.) se considera muy fiable y además concordante con la posición estratigráfica que ocupa.

4 - Finalmente, la muestra BTI-4 contiene altos % K, pero una mala reproducibilidad entre sus dos análisis (diferencia del 13%). La relación $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ de esta muestra presenta un valor de $1,59 \times 10^{-4}$, muy bajo si se compara con los de las anteriores ($2,68 \times 10^{-4}$ para la TEA-2; $2,41 \times 10^{-4}$ para la BTP-3; $2,24 \times 10^{-4}$ para las TRS-6 y SLB-7, y $1,8 \times 10^{-4}$ para la BTH-2). Al tratarse de la muestra de edad más joven debe poseer el valor más bajo de esa relación, pero no tanto si se tiene en consideración su alto porcentaje en K. Parece pues que dicha muestra pudo sufrir algún proceso de pérdida de Ar, con lo que su edad radiométrica ($2,7 \pm 0,1$ m.a.) aparecería más joven que la real.

La muestra BTI-4 procede de un domo fonolítico y este hecho puede explicar los resultados anteriores. El enfriamiento de un domo es mucho más lento que el de una lava, permitiéndose la cristalización de los distintos minerales en diferentes pasos de temperaturas, no de un modo instantáneo.

Además, en este tipo de cuerpo intrusivo es frecuente la circulación de fluidos hidrotermales, sobre todo en las zonas de contacto con la roca de caja. Tanto la formación de minerales a diferentes temperaturas como la velocidad de enfriamiento y la actividad de fluidos, influyen de manera clara en la "temperatura de bloqueo" del Ar (Dodson, 1973 y 1979). Esta temperatura de bloqueo es aquella en que la roca pone su "reloj radiométrico" a cero y comienza a almacenar dicho gas.

Ahora bien, la datación se realizó seleccionando la mesostasis, cuya temperatura teórica de bloqueo es inferior a los 150°C (Dodson, 1973 y 1979). Así pues, no importa que el domo pueda tardar un sólo día o 1000 años en enfriarse por debajo de esta temperatura para el cálculo de su edad radiométrica, ya que la incertidumbre de su datación es mucho mayor, del orden de los 100.000 años. Por otra parte, la muestra se tomó lejos de la zona de contacto con el encajante y al microscopio petrográfico no se observó en ella ninguna evidencia de alteración o cristalización de minerales secundarios que se hubieran producido por la circulación de fluidos hidrotermales.

Por último, el domo BTI-4 se encuentra intruyendo en una colada lávica equivalente lateral de la BTH-2. Esta relación estratigráfica concuerda con las edades calculadas para ambas muestras. Así pues, la edad obtenida para esta muestra BTI-4 puede considerarse válida aunque con ciertas reservas.

Las dataciones $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ aquí enumeradas son otro ejemplo más de las limitaciones del empleo de un sólo método analítico para resolver un problema geológico. Por ello y aunque a priori estas dataciones se han aceptado como válidas, en este trabajo se ha utilizado la magnetoestratigrafía como una segunda técnica geocronológica que ayudará a confirmar o rechazar tales edades.

3.3 - MAGNETOESTRATIGRAFIA

El levantamiento de columnas magnetoestratigráficas se realizó directamente en el terreno con un magnetómetro portátil Flux-Gate, tomando como valor estadístico tres mediciones por cada depósito. Esta metodología, de probada eficacia en las islas Canarias (Carracedo, 1979; Fúster y Carracedo, 1979), permite determinar directamente en el campo, en poco tiempo, la polaridad de los depósitos volcánicos.

La mayor limitación de este método radica en la posibilidad de que la dirección de la "Remanencia Magnética Natural" (RMN) puede, en ocasiones, estar parcial o totalmente enmascarada por la presencia de componentes viscosas. Estas componentes pueden ser de origen interno, como la adquirida en algunos procesos de alteración de la roca, o externo, como es el caso de la remanencia inducida por descargas eléctricas durante las tormentas, por hogueras, etc. Afortunadamente, resulta sencillo corregir estas posibles direcciones anómalas mediante los procesos de desmagnetización que se llevan a cabo en el laboratorio. Así, cada vez que se presentaba un resultado dudoso o un cambio relevante de polaridad en el campo, se tomaban pequeños bloques de roca perfectamente orientados para posteriormente someterlos a tales procesos de desmagnetización.

Las campañas magnetoestratigráficas se realizaron en dos etapas:

1 - En la primera, se estudiaron los seis depósitos que se utilizaron para la datación $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}^*$ y de todos ellos se tomaron muestras de mano para su posterior estudio en el laboratorio. Conjuntamente, se midieron las polaridades del resto de materiales que conforman las columnas estratigráficas donde se encuadran estos seis depósitos (columnas TEA, TRS, BTH, BTI, BTP y SLB).

2 - En la segunda, se estudiaron las rocas que habían sido objeto de una datación radiométrica por parte de anteriores autores (Tabla 3.1). Además, si algunas de estas rocas pertenecían a las columnas estratigráficas levantadas en este trabajo o estaban muy próximas a las mismas, también se midieron las polaridades del resto de los materiales, principalmente sus coladas lávicas. Este es el caso de las columnas estratigráficas ARC, LPA, LPB, SBB, BTR, BTS, SNA y SNB.

El trabajo de laboratorio consistió en la preparación de muestras cilíndricas standard, mediante reorientación de los bloques cogidos en el campo y perforación de los mismos. Estos cilindros rocosos se sometieron a desmagnetizaciones en campos alternantes de 10, 20, 30 y 40 Mt sucesivamente, dando los resultados que se reflejan en la Tabla 3.3.

Como se observa en esta Tabla 3.3, existen varios ejemplos (muestras TRS-6, TEA-12, TRS-0 y TRS-4, entre otros) donde la polaridad original negativa aparecía en el campo enmascarada por una componente viscosa de polaridad contraria, muy probablemente inducida por el campo magnético actual. Estos casos

CRONOESTRATIGRAFIA

MUESTRA	INICIAL		DESMAGNETIZACION		CAMPO (mT)	PM
	D	I	D	I		
BTI-4	185,3	-41,7	170,4	-36,9	40	-
BTH-2	338,5	48,0	341,3	46,6	20	+
TRS-6	350,9	44,7	188,1	-34,9	30	-
SLB-7	261,6	4,3	208,8	-36,5	20	-
BTP-3	222,7	-23,2	215,5	-35,0	20	-
TEA-2	285,1	35,8	168,4	-22,2	40	-
TEA-7	233,1	49,0	237,5	-35,9	20	-
TEA-12	51,5	52,5	174,7	-48,5	10	-
TRS-0	46,4	29,5	100,5	-27,3	10	-
TRS-1	106,1	8,3	114,2	-21,6	10	-
TRS-3	8,7	33,7	183,8	-46,4	10	-
TRS-4	318,3	73,7	202,4	-14,5	20	-
TRS-5	7,4	54,3	179,3	-50,2	20	-
TRS-8	102,4	-35,7	110,3	-39,2	10	-
BTH-3	28,5	41,9	14,3	50,7	20	+
BTH-4	3,0	37,5	345,1	32,6	10	+
BTH-7	333,4	8,5	348,4	25,7	20	+
BTI-1	297,5	40,6	12,6	49,0	20	+
BTS-15	206,2	-31,9	198,7	-43,8	20	-
BTS-18	93,5	67,4	174,6	-33,2	10	-
BTS-25	145,9	-58,6	186,5	-44,9	20	-
SLB-Miocn	353,6	29,1	351,4	28,0	10	+
SNB-2	326,8	46,6	2,6	83,6	20	+
SNB-3	90,0	360,0	136,7	-13,14	30	-
Cruz del Saucillo	263,1 267,8	16,1 24,6	244,4 248,1	-3,9 1,7	30 40	T
P. Brezos	12,5	47,9	16,4	60,3	20	+
R. Blanco	206,3	-40,2	198,3	-25,3	10	-
R. Grande	28,3	50,6	34,8	54,1	20	+

Tabla 3.3 - Resultado de la desmagnetización en laboratorio de las muestras seleccionadas para datación $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ y aquellas otras que se mostraban dudosas en el campo.

representan, como ya se comentó, la mayor dificultad de aplicación de esta técnica paleomagnética. No obstante, el control estratigráfico preciso y los datos paleomagnéticos que se van obteniendo en el propio proceso, permiten detectar con facilidad estos puntos de polaridad dudosa para su análisis más detallado.

Las 24 polaridades determinadas en el laboratorio pertenecientes a columnas estratigráficas levantadas en este trabajo (Tabla 3.3), aparecen en las figuras representativas de estas columnas (TEA, TRS, BTH, BTI, BTP, BTS, SNB y SLB) con un asterisco en su parte superior.

3.4 - DISCUSION

En la figura 3.2 se han combinado las dataciones radiométricas $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}^*$ efectuadas sobre depósitos del GRN, tanto las establecidas en la bibliografía previa (Tabla 3.1) como las realizadas en este trabajo (Tabla 3.2), junto con las polaridades magnéticas determinadas en las campañas magnetoestratigráficas, y todas ellas se han comparado con la escala de polaridades más ampliamente aceptada para los últimos 5 m.a. (Mankinen y Dalrymple, 1979; Hardland et al., 1982; Snelling, 1985; Obradovich et al., 1986). De esta figura se extraen las siguientes conclusiones:

1 - Todos los depósitos del GRN datados, paleomagnéticamente pertenecen a dos diferentes crones: la mayoría se sitúan en el cron de polaridad inversa denominado Gilbert y sólo dos de ellos, incluidos en la FDTn, lo hacen en el cron de polaridad normal denominado Gauss.

2 - Dentro de los límites de precisión de las dataciones radiométricas, éstas concuerdan bastante bien con la escala de polaridades paleomagnéticas. Este hecho contribuye a dar mayor solidez a todas estas edades radiométricas.

3 - Dentro del registro de edades radiométricas comprendidas entre los 5,3 y 3,4 m.a., es decir incluidas dentro del cron de polaridad inversa Gilbert, sólo hay dos edades cuyas muestras nº 5 y 9 (Figura 3.2 y Tabla 3.1) presentan polaridad normal, y que están marcando el subcron de polaridad positiva denominado Cochiti (de 3,9 a 3,8 m.a.). Ninguno de los otros tres subcronos de polaridad positiva (Thvera, Sidufjall y Nunivak) quedan reflejados en los depósitos del GRN, tanto en aquellos que han sido datados

CRONOESTRATIGRAFIA

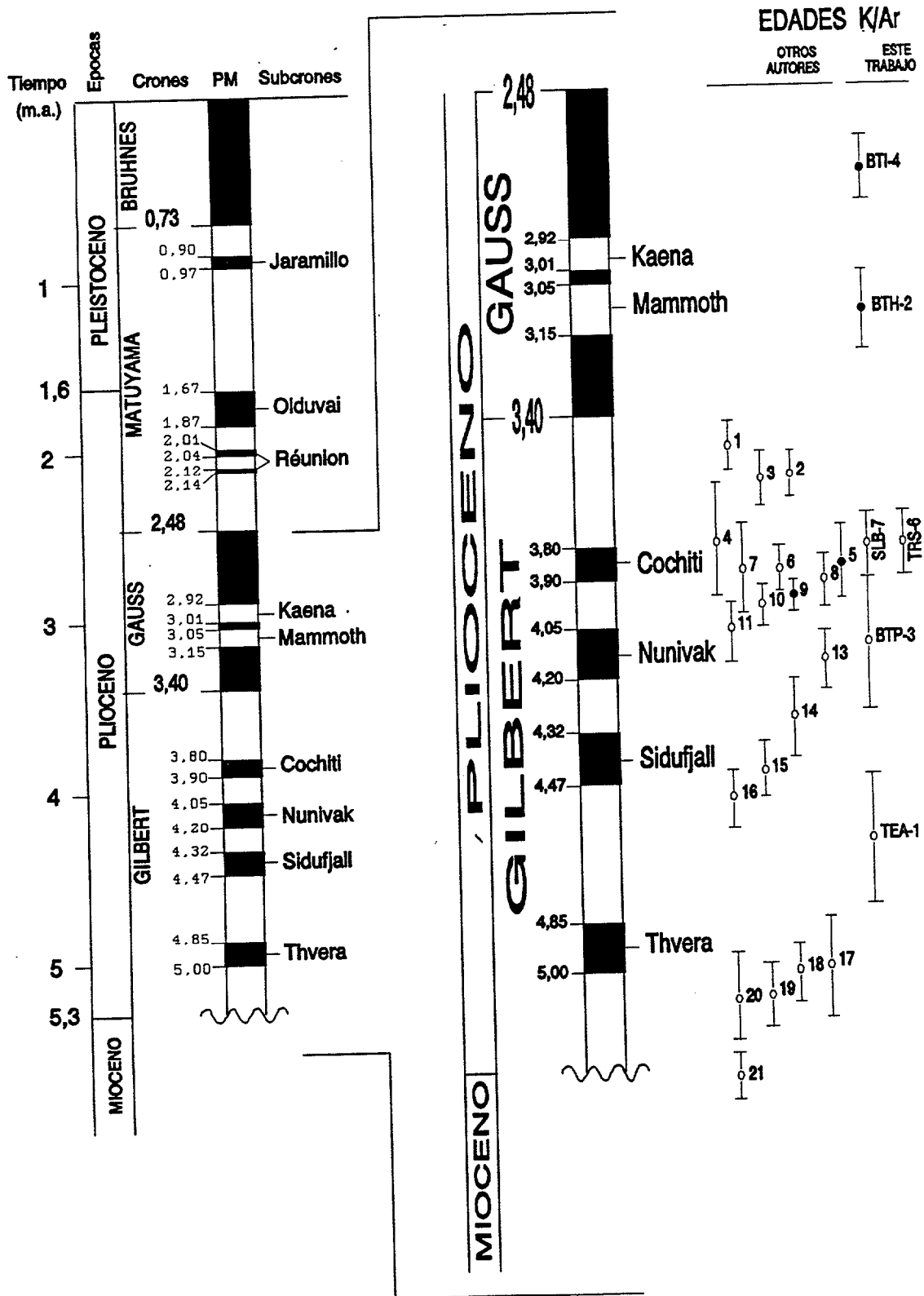


Figura 3.2 - Correlación entre edades radiométricas dadas para rocas del GRN y sus polaridades magnéticas (escala de polaridades adaptada de Mankinen y Dalrymple, 1979).

radiométricamente como en los estudiados dentro de las campañas magnetoestratigráficas.

4 - En el cron de polaridad normal Gauss, tampoco se han visto reflejados ninguno de sus dos subcronos de polaridad inversa (Mammoth y Kaena), tanto en las muestras BTH-2 y BTI-4 datadas radiométricamente (Tabla 3.2) como en aquellos materiales con disposición estratigráfica similar estudiados en las campañas magnetoestratigráficas.

5 - Esta falta de correspondencia entre materiales y subcronos se puede explicar de dos formas diferentes:

a) La escala de polaridades magnéticas considerada no tiene validez para la isla de Gran Canaria y más concretamente para los materiales que conforman el GRN. Este argumento carece de solidez puesto que esta escala se confecciona a partir de cambios globales ocurridos en la polaridad del campo geomagnético terrestre. Por consiguiente, por muchas excepciones de tipo regional que pudieran ocurrir, siempre se obtendrían escalas más o menos similares entre sí.

b) La actividad volcánica que origina estos materiales del GRN es intermitente, concentrándose en cortos intervalos de tiempo y afectando cada vez a una porción del terreno que puede ser diferente.

La no presencia de todos los cambios de polaridad magnética que cabrían esperar en materiales datados radiométricamente ha sido también detectada en otras islas del archipiélago, como por ejemplo dentro de la secuencia basáltica que compone el edificio de Los Ajaches en Lanzarote (J.C. Carracedo, comunicación personal).

Por otra parte, en la figura 3.3 se presenta un cuadro geocronológico global para el GRN. En esta figura se han relacionado la escala geocronológica (Palmer, 1983; Snelling, 1985 y Anguita, 1988), la magnetocronológica (Mankinen y Dalrymple, 1979; Hardland et al., 1982; Snelling, 1985; Obradovich et al., 1986) y las curvas de variación del nivel del mar (Haq, Hardenbol y Vail, 1987 y 1988) de los últimos 5,6 m.a. frente a las unidades litoestratigráficas establecidas en este trabajo. Se pueden hacer las siguientes consideraciones:

1 - Prácticamente todos los materiales del GRN pertenecen al Plioceno. Sólo uno de ellos, datado por McDougall y Schmincke (1976-77) en la

CRONOESTRATIGRAFIA

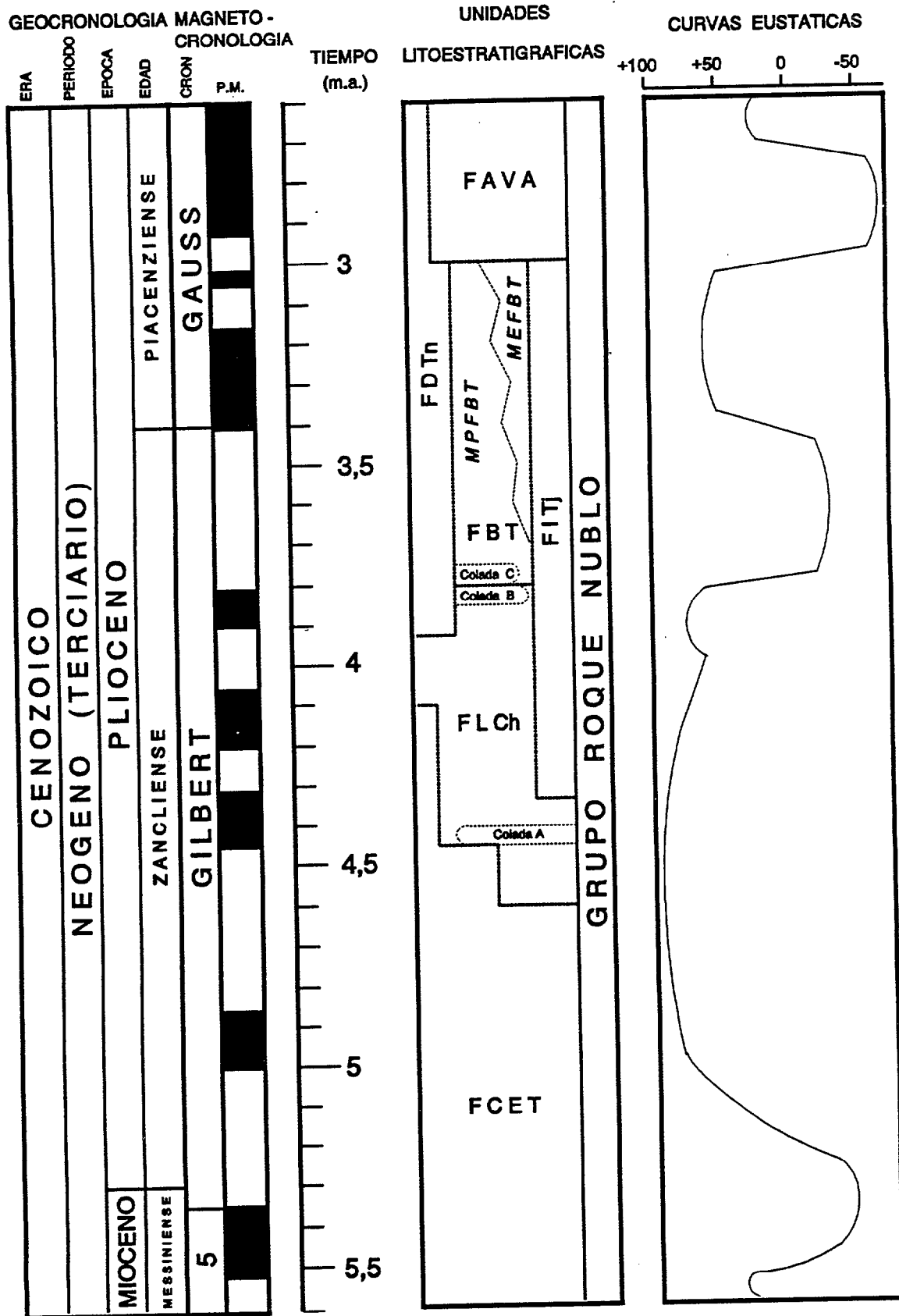


Figura 3.3 - Cuadro geocronológico global del GRN (Ver texto para las fuentes de las distintas escalas).

desembocadura del Barranco de Tazartico (muestra nº 22 de la Tabla 3.1), se incluye en el Mioceno.

2 - Dentro del Plioceno, las lavas y domos más tardíos de la FDTn y las brechas de la FAVA representan los únicos depósitos del GRN que se encuadran con claridad en su edad superior, Piacenziense. Estos materiales también destacan desde el punto de vista paleomagnético, incluyéndose en el cron de polaridad normal Gauss. Ambos hechos ponen de manifiesto que el final de la actividad del GRN, establecido en la bibliografía sucesivamente en 3,7 y 3,4 m.a. (Abdel Monem et al., 1971; Lietz y Schmincke, 1975; McDougall y Schmincke, 1976-77; Feraud et al., 1981; Schmincke, 1990 e ITGE, 1990), y al menos en lo que corresponde a los sectores centrales de la isla, debe prolongarse hasta los 2,7 m.a.

3 - El inicio de la FLCh , entre 4,6 y 4,7 m.a., coincide con un periodo de ascenso del nivel del mar muy marcado. La colada A, así como sedimentos detríticos de origen marino son testigos de tal evento. Lietz y Schmincke (1975), Feraud et al. (1981) y Cabrera (1985) discuten en detalle las posibles causas de esa transgresión, concluyendo que fundamentalmente fué debida a movimientos eustáticos globales y no a isostáticos regionales.

4 - Los límites entre las formaciones litoestratigráficas del GRN no son isocronos, en general, sino que muestran interdigitaciones.

Analizando individualmente cada una de las formaciones del GRN se extraen las siguientes conclusiones:

a) La FCET representa la más antigua de las formaciones y la que abarca un mayor periodo de edad. Su límite inferior queda establecido por una datación radiométrica en cerca de 5,6 m.a. (muestra nº 22 en la tabla 3.1) y el superior en aproximadamente 4,1 m.a. (muestra nº 12 en la tabla 3.1). La relación estratigráfica observada en las columnas TEC y BTD puede subir aún más este límite superior en la escala temporal. Es de destacar que 4 de las 7 dataciones radiométricas efectuadas en materiales de esta formación (muestras nº 20, 19, 18 y 17 en la tabla 3.1) proporcionan una edad de 5 m.a.

El amplio periodo de edad y la distribución geográfica que presentan los depósitos de esta formación, ponen de manifiesto que su actividad volcánica se desarrolló de forma dispersa tanto espacial como

temporalmente. Dentro de esta dispersión, sobresale un intervalo de tiempo alrededor de los 5 m.a., donde se concentró gran parte de esa actividad, con un carácter migratorio y siguiendo lineamientos NO-SE.

b) La FLCh presenta un límite inferior alrededor de los 4,6 m.a. (muestra TEA-2 de la tabla 3.2) y uno superior entre los 3,9 y 3,8 m.a. Dentro de esta formación existen dos unidades a nivel de coladas que suponen niveles guías más o menos isocronos. Por un lado está la colada A, con una edad entorno a los 4,4 m.a. (muestra nº 15 de la tabla 3.1) y por otro la colada B, con una edad cerca de los 3,9 m.a. (muestras BTP-3, SLB-7 y TRS-6 de la tabla 3.2). Esta última edad si marca un límite neto entre dos formaciones, sin interdigitaciones.

Respecto a la colada A, destaca el desajuste que existe entre dos dataciones radiométricas efectuadas sobre la misma, representadas por las muestras nº 15 y nº 7 y que arrojaron valores de $4,4 \pm 0,09$ y $3,87 \pm 0,09$ m.a. respectivamente (Tabla 3.1). Según Lietz y Schmincke (1975), autores de esas dos dataciones, se trata de dos coladas lávicas con posiciones estratigráficas diferentes. Sin embargo, en el campo se ha comprobado la equivalencia lateral de ambas muestras y su idéntica posición estratigráfica (columnas LPA y SBB), por lo que una de las dos edades obtenidas no es correcta. Teniendo en cuenta la relación que presenta esta Colada A con los sedimentos marinos inferiores, así como con los depósitos del MEFBT y aceptando la curva eustática de Haq et al. (1987, 1988), la edad de 4,4 m.a. es la que se admite como válida.

c) La FBT tiene su límite inferior isocrono alrededor de los 3,9 m.a. El superior se presenta mucho menos preciso y ha de basarse en relaciones estratigráficas. Así, una edad entre 3,1 y 3 m.a. obtenida en coladas lávicas de la FDTn puede aceptarse para dicho límite.

d) La FDTn, al igual que la FCET, se presenta como una formación con gran dispersión temporal y espacial. Los domos más antiguos datados, Pitón de los Brezos y Risco Blanco, arrojan una edad entre 3,9 y 3,8 m.a. (muestras 9 y 4, tabla 3.1), la cual puede tomarse tentativamente como límite inferior de esta formación. El superior viene marcado por la intrusión de numerosos domos principalmente en el área de Tenteniguada, uno de los cuales (muestra BTI-4, tabla 3.2) posee una edad alrededor de los 2,7 m.a. la cual puede tomarse de forma estimativa para dicho límite.

Como puede comprobarse, el límite inferior de esta formación coincide, aproximadamente, con el inferior de la FBT-superior de la FLCh. Por tanto la edad de 3,9-3,8 m.a. marca un periodo de intrusión de domos y emisión de coladas lávicas de composiciones afines a los campos de las fonolitas y traquitas, así como un cambio en el tipo de actividad volcánica entre la FLCh y la FBT.

e) La FITj presenta unos límites muy imprecisos que se han supuesto a partir de criterios estratigráficos. Sólo existe una datación radiométrica de un dique con una edad aproximada de 3,85 m.a. (muestra nº 5 de la tabla 3.1). Esta edad coincide con el periodo de intrusión de domos y emisión de lavas anteriormente enumerado, y con los que guarda cierta afinidad geoquímica. Teniendo en cuenta que dicho dique atraviesa diferentes materiales, algunos de los cuales no están inyectados por otros diques cercanos al anterior, se puede especular con un límite inferior para esta formación bastante más antiguo a la edad marcada por tal dique.

Su límite superior viene establecido de acuerdo con la relación estratigráfica que presenta con la FAVA, la cual es posterior.

f) Los límites de la FAVA resultan también muy imprecisos y difíciles de establecer. El inferior podría estimarse cerca de los 3 m.a., ya que los depósitos de esta formación afectan a una colada lávica de composición fonolítica situada en el Pico de las Nieves, la cual equivale lateralmente a la lava representada por la muestra BTH-2 datada en $3,1 \pm 0,1$ m.a. (Tabla 3.2).

Para el límite superior no existen criterios estratigráficos claros, puesto que los depósitos de esta formación, salvo en los sectores centrales de la isla (columna BTÑ), no presentan ningún recubrimiento de materiales posteriores, ni siquiera de edad Post-Roque Nublo. En estos sectores centrales aparecen localmente cubiertos tanto por las brechas volcánicas monomícticas aflorantes en las cercanías de la Presa de los Hornos, que han sido incluidas con ciertas reservas en la FDTn, como por el conjunto de depósitos que constituyen la denominada Mesa del Nublo, para los cuales no hay criterios precisos para su inclusión en esta FAVA o para crear otra formación independiente. Sin embargo, ninguno de estos materiales tienen asignadas edades concretas.

g) Por lo enumerado anteriormente, el conjunto de brechas que conforman

la FAVA, así como la brecha volcánica monomítica de la Presa de los Hornos, los domos tardíos de la FDTn y los depósitos de la Mesa del Nublo, representan los últimos materiales del GRN. Estas rocas tienen una edad comprendida entre los 3 y 2,7 m.a., aceptando las dataciones radiométricas y polaridades magnéticas de las muestras BTH-2 y BTI-4 (Tabla 3.2).

Dicha edad indica que, al menos en los sectores centrales de la isla, existió un solapamiento cronológico entre estos últimos depósitos del GRN y los primeros Post-Roque Nublo, datados por McDougall y Schmincke (1976-77) en aproximadamente 3,1 m.a. (edad recalculada utilizando las constantes de Steiger y Jäger, 1977) y por Feraud et al. (1981) en 2,9 m.a.

Un modelo similar de sincronismo entre emisiones volcánicas de composiciones químicas y génesis diferentes actuando en zonas geográficas próximas entre sí, ha sido también propuesto por Araña et al. (1989) para el complejo volcánico Teide-Pico Viejo en la isla de Tenerife.

RECONSTRUCCION PALEOTOPOGRAFICA

Y

DISTRIBUCION DE FACIES

4.1 - INTRODUCCION

Hernán et al. (1985) ya apuntaron el interés que una reconstrucción de la paleotopografía previa a la emisión de los materiales del GRN tendría para la valoración de sus pautas de distribución geográfica. Pero además del aspecto indicado, el conocimiento de la paleotopografía pre-GRN resulta imprescindible para evaluar de una manera más precisa cuales fueron la superficie y volumen de terreno que llegaron a ocupar esos depósitos.

Esta reconstrucción se centró en los depósitos que constituyen las formaciones FLCH y FBT y no se consideró el sector más meridional de la isla puesto que en él no existen afloramientos de estas formaciones. Considerando el factor tiempo, la paleotopografía presentada reflejaría un periodo comprendido entre los 4,7 y 4,5 m.a. que se corresponde con el inicio de las emisiones de material de la FLCh (ver capítulo de cronoestratigrafía).

4.2 - METODOLOGIA

Para conseguir esta paleotopografía, se creó una malla de 100 columnas * 75 líneas sobre 12 de los 15 mapas geológicos a escala 1:25000 que constituyen la isla de Gran Canaria (ITGE, 1990), cuyas numeraciones y nomenclaturas se especifican a continuación:

- Hoja nº 1100-I-II, "Agaete".
- Hoja nº 1101-III-IV, "Arucas".
- Hoja nº 1101-I-II, "Las Palmas de Gran Canaria".
- Hoja nº 1108-I, "Vecindad de Enfrente".
- Hoja nº 1109-IV, "Teror".
- Hoja nº 1109-I, "Santa Brígida".
- Hoja nº 1108-II-III, "San Nicolás de Tolentino".
- Hoja nº 1109-III, "San Bartolomé de Tirajana".
- Hoja nº 1109-II, "Telde".
- Hoja nº 1113-I, "Mogán".
- Hoja nº 1114-IV, "Santa Lucia".
- Hoja nº 1114-I, "Agüimes".

Esta malla se obtuvo dividiendo las diferentes cuadrículas U.T.M. (de 1 Km. de lado) de estos mapas en 4 partes iguales, trazando líneas verticales y horizontales por sus puntos medios. Tomando como punto de partida de esta malla

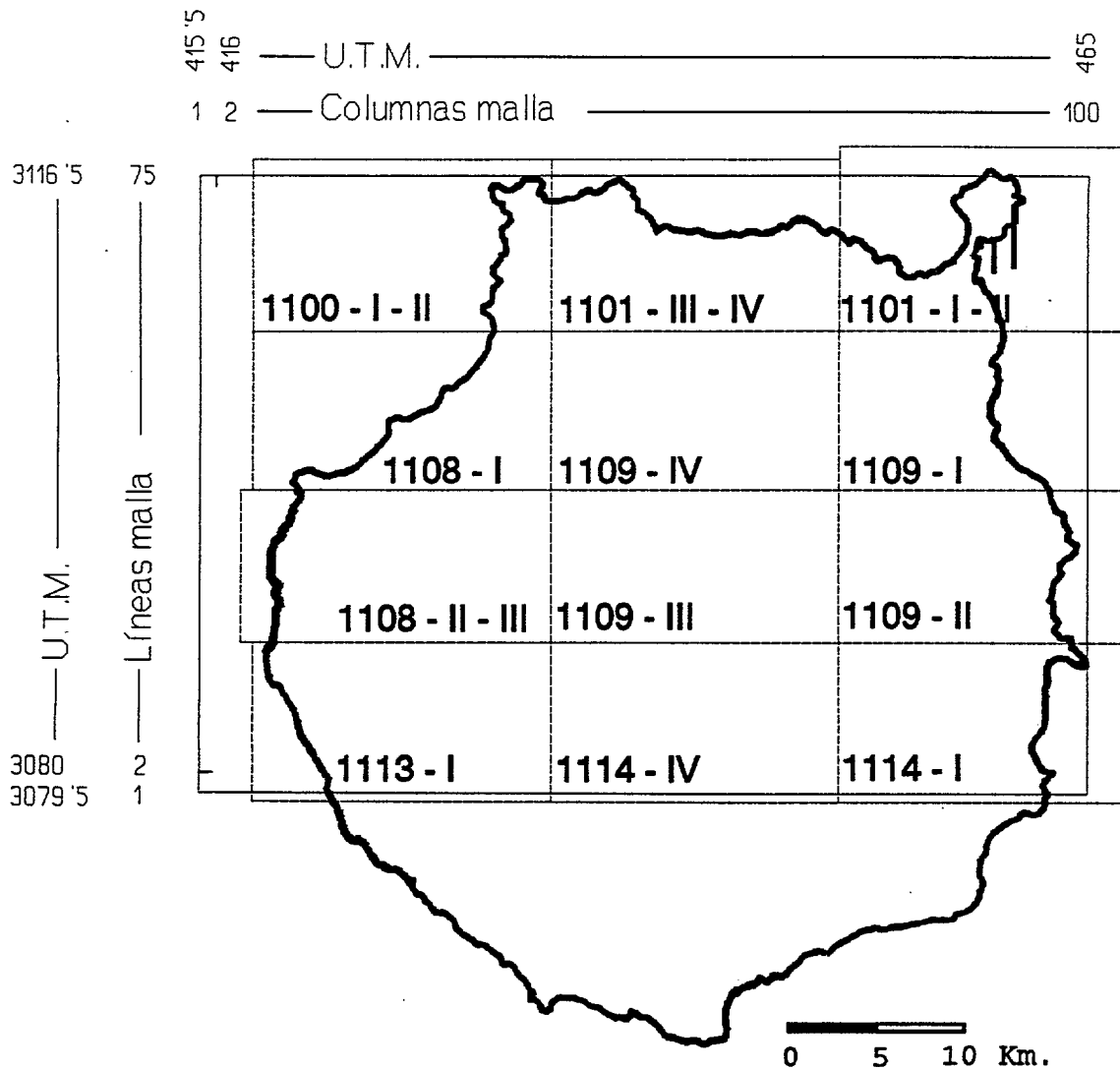


Figura 4.1 - Esquema de la confección de la malla utilizada para la reconstrucción de la paleotopografía Pre-Roque Nublo.

su vértice inferior izquierdo (coincidente con las coordenadas U.T.M. $x=415,5$ e $y=3079,5$), las diferentes columnas y líneas se van sucediendo de media en media unidad U.T.M. hacia la derecha y hacia arriba, respectivamente, hasta llegar a la columna nº 100, línea nº 75, en el vértice superior derecho (de coordenadas $x=465$ e $y=3116,5$). Luego, entre sucesivas columnas y líneas existe una separación de 0,5 Km. (Fig. 4.1).

Una vez construida la malla, a cada punto de intersección entre sus columnas y líneas se le asigna un valor que representa la cota z de la superficie paleotopográfica en ese punto. Estos valores pueden tener dos procedencias

diferentes:

1 - Por un lado, los obtenidos a partir de más de 30 cortes geológicos longitudinales y transversales distribuidos de forma sistemática cada 5 líneas y columnas, sobre los mapas geológicos anteriormente citados. En dichos cortes, las cotas z se tomaron a techo de los materiales miocenos, tanto en el caso de que estuvieran recubiertos por los del GRN o no.

2 - Por otro, los procedentes de más de 150 perfiles litológicos de pozos llevados a cabo en dos proyectos de investigación hidrogeológica en la isla: el MAC-21 (1981) y el elaborado por el Plan Hidrológico de Gran Canaria (1991). La fiabilidad de los datos del último proyecto es mucho mayor que la de los datos del primero, ya que fueron tomados directamente por un equipo de geólogos cuando descendían a cada uno de los pozos, mientras que los del MAC-21 fueron inferidos en su mayoría a partir de los materiales procedentes de las terreras situadas a pie de pozo y por las informaciones que suministraban los maquinistas que realizaron las obras.

Por otra parte, como se ha visto en el capítulo de cronoestratigrafía, el inicio de la emisión de los materiales de la FLCh coincidió en el tiempo con un periodo de transgresión marina que dio lugar a depósitos que se localizan en la actualidad a cotas que oscilan entre los 40 y 130 m. en los sectores N, NE y E de la isla (Navarro et al., 1969; Lietz y Schmincke, 1975; Cabrera, 1985; Gabaldón et al., 1989; ITGE, 1990). Por ello, se aplicó una corrección numérica que consistió en restar un valor de 80 m. a los 7500 datos de cota obtenidos en la malla.

Estos datos ya corregidos fueron entonces gestionados informáticamente mediante el uso del programa SURFER™ (Golden Software, Inc.), dando como resultado los mapas bi y tridimensionales que aparecen en las Figuras 4.2 y 4.3.

4.3 - RESULTADOS Y DISCUSION

De la observación de los mapas obtenidos se pueden destacar las siguientes características:

1 - La forma de la isla, a grandes rasgos, era muy similar a la que se observa en la actualidad, aunque su superficie sería ligeramente inferior debido al efecto de la transgresión marina.

2 - Su perfil transversal también era parecido al actual y presentaría forma cónica, con unas cumbres centrales de hasta 1500 m. de altura y laderas con pendientes medias entre el 7 al 10% en las que se desarrollaría una red radial de paleobarrancos.

3 - De estos paleobarrancos destacan siete principales, con las siguientes direcciones:

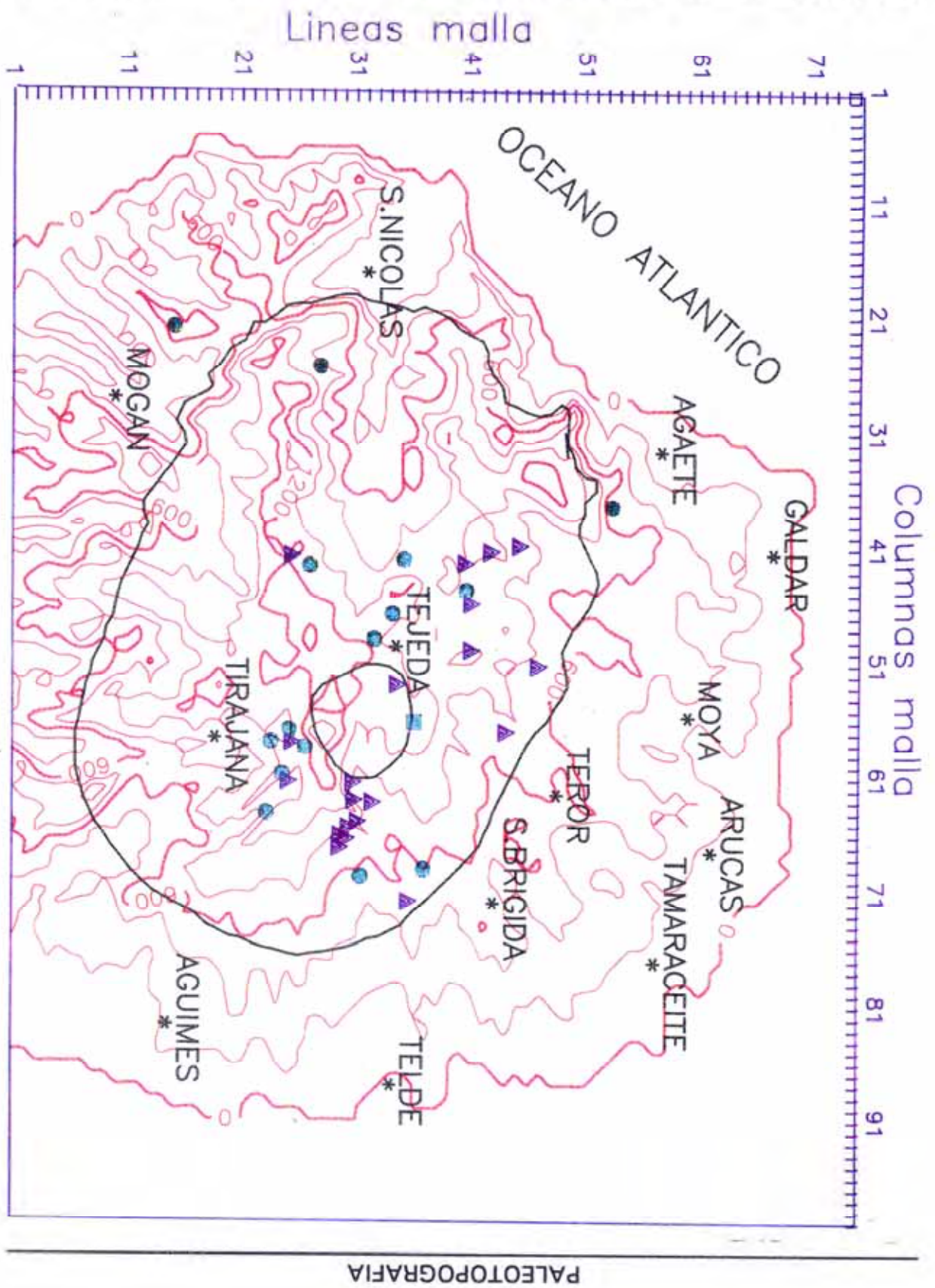
- 1) Dirección O: La Aldea (San Nicolás de Tolentino).
- 2) Dirección NO: Gáldar.
- 3) Dirección N: Moya.
- 4) Dirección NE: Teror-Tamaraceite.
- 5) Dirección NE: Santa Brígida.
- 6) Dirección E: Telde.
- 7) Dirección SE: Tirajana.

Algunos de estos paleobarrancos, como el que drenaba hacia La Aldea o el de Tirajana, mostraban direcciones similares a las actuales, hecho que ya fué destacado por Schmincke (1968, 1976, 1990). Este autor señala asimismo, la extraordinaria estabilidad de los modelos de drenaje en Gran Canaria, incluso desde épocas anteriores a las que aquí se están comentando.

4 - El relieve tenía rasgos de mayor madurez en las áreas NE, N y E de la isla que en las O y S. En las primeras, existían valles abiertos y poco escarpados que en sectores costeros se abrían en abanico dando lugar a extensas plataformas suavemente inclinadas hacia el mar. Por el contrario, en las áreas O y S los valles eran más encajados y la costa O presentaba paleoacantilados muy escarpados similares a los actuales, salvo en la desembocadura del paleobarranco de La Aldea.

Las coladas lávicas de la FLCh se encauzaron por esta red de paleobarrancos colmatándola y nivelándola. A pesar de ello, las siguientes incisiones continuaron desarrollando el mismo modelo radial, reactivando paleobarrancos con direcciones muy similares a las de los anteriores, hecho que se observa claramente en el Barranco de Tirajana (ver columnas BTP y SLB). Estas reactivaciones no tuvieron demasiada importancia puesto que el lapso de tiempo entre el final de la emisión de las lavas de la FLCh y el inicio de la generación de los depósitos de la FBT fué relativamente corto. Por ello, estos materiales de la FBT encontraron a su paso un relieve más llano y homogéneo, lo que les permitió extenderse por una superficie

Figura 4.2 - Reconstrucción de la paleotopografía de los sectores centro-septentrionales de la isla de Gran Canaria. En negro se han destacado los contornos técnicos de la Caldera de Tejeda y del área central de emisión de los materiales del GRN. Los triángulos azules indican la localización de los domos de la FDTn, los círculos verdes los conos piroclásticos de la FCET y el cuadrado verde los gabros de Las Lagunetas pertenecientes a la FITJ.



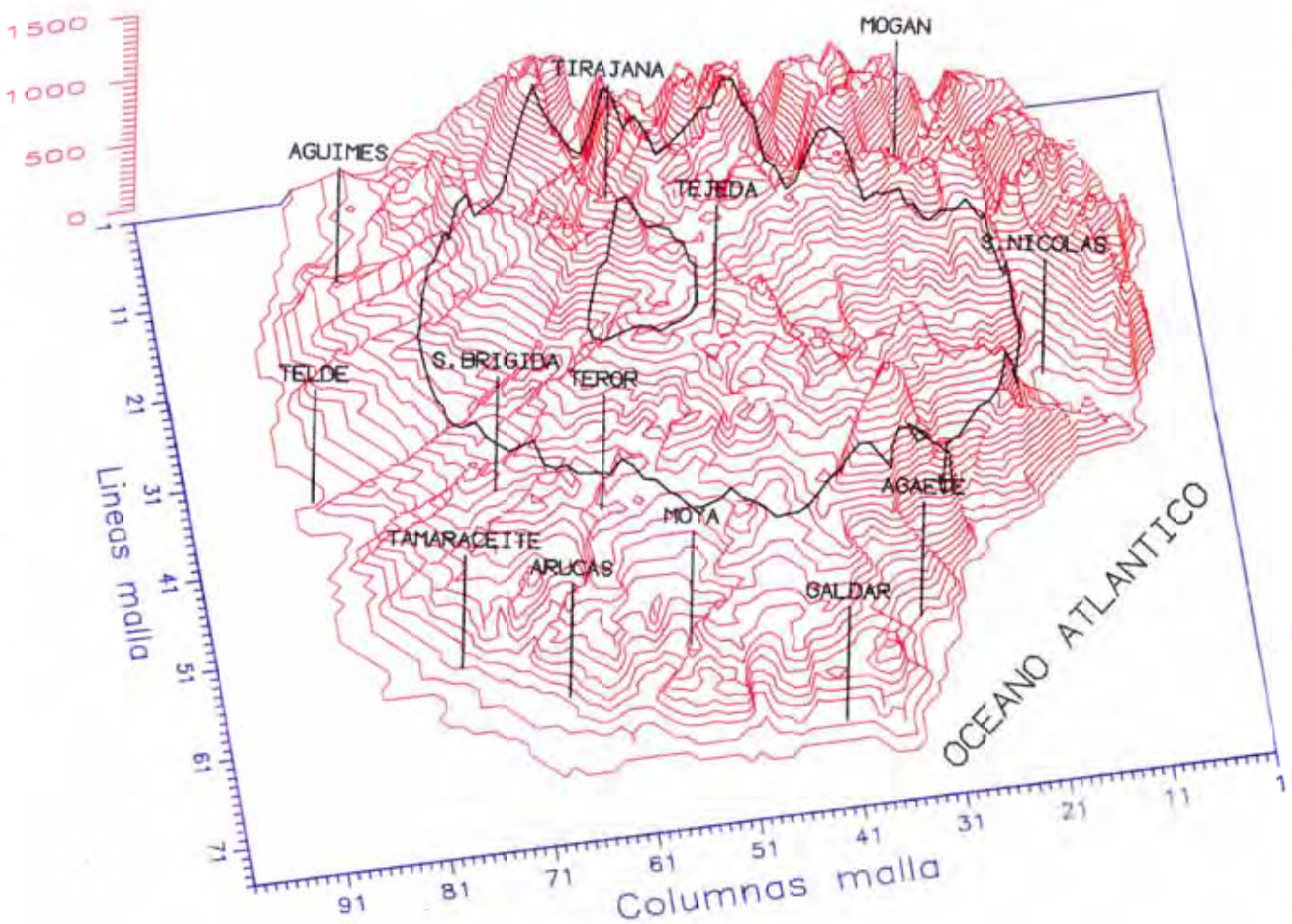


Figura 4.3 - Vista tridimensional de la reconstrucción paleotopográfica mostrada en la figura 4.2.

mayor que la cubierta por los de la formación anterior. De este modo, pudieron recubrir casi toda la mitad septentrional de la isla llegando a ocupar incluso zonas de interfluvios. No ocurrió lo mismo en paleobarrancos más encajados, como los de Tirajana o La Aldea, donde los depósitos de la FBT se limitaron a rellenar el fondo de sus cauces, sin que en ningún momento llegaran a desbordarlos.

Por tanto, las pautas de distribución geográfica que muestran los materiales de ambas formaciones resultan muy similares, ocupando ampliamente las vertientes septentrionales de la isla mientras que apenas afectan a las meridionales. La razón de esta distribución tan polarizada hay que buscarla en varios factores que juegan papeles más o menos importantes:

1 - Las lavas y las BRN son materiales que responden a un transporte bajo un régimen de flujo denso y viscoso. Estas características les obliga a moverse a favor de pendiente y por ello quedan rápidamente encauzados.

2 - Tomando en consideración: (a) los datos de direcciones y buzamientos periclinales que presentan los materiales de las FLCh y FBT (ver figura 2.82), (b) el hecho de que sus espesores aumenten desde las zonas periféricas hacia las centrales, y (c) la distribución del complejo de diques asociados a estos materiales siguiendo una pauta más o menos radial convergente hacia las zonas de afloramiento de la FITj (ver figura 2.83), se pone de manifiesto la existencia de un gran edificio volcánico central como principal foco de emisión de todos estos materiales y cuyo núcleo estaría localizado entre las áreas que hoy ocupa la FITj y la denominada como Las Mesas, actualmente cubierta por materiales Post-Roque Nublo.

La existencia de tal edificio ya ha sido sugerida, en mayor o menor grado, por diferentes autores (Hausen, 1962; Fúster et al., 1968; Frisch y Schmincke, 1969; Anguita, 1972; Schmincke, 1976, 1990; Brey y Schmincke, 1980; Hoernle, 1987; García Cacho et al., 1987), pero son Anguita y García Cacho (1989a), y Anguita et al. (1989c y 1991) quienes acuñan por primera vez el término de **estratovolcán Roque Nublo**, calculándole una altura de al menos unos 2500 m. y situándolo de forma similar a la anteriormente reseñada. Pérez Torrado (1990) coincide con estos cálculos, pero además analizando los diferentes ángulos de buzamiento que muestran los materiales de las formaciones FLCh y FBT, atribuye a este estratovolcán una cierta asimetría en su morfología. Así, el edificio tendría las laderas S más abruptas y de menor longitud que las N, las cuales alcanzarían el mar y serían más estables debido al efecto de contrafuerte que

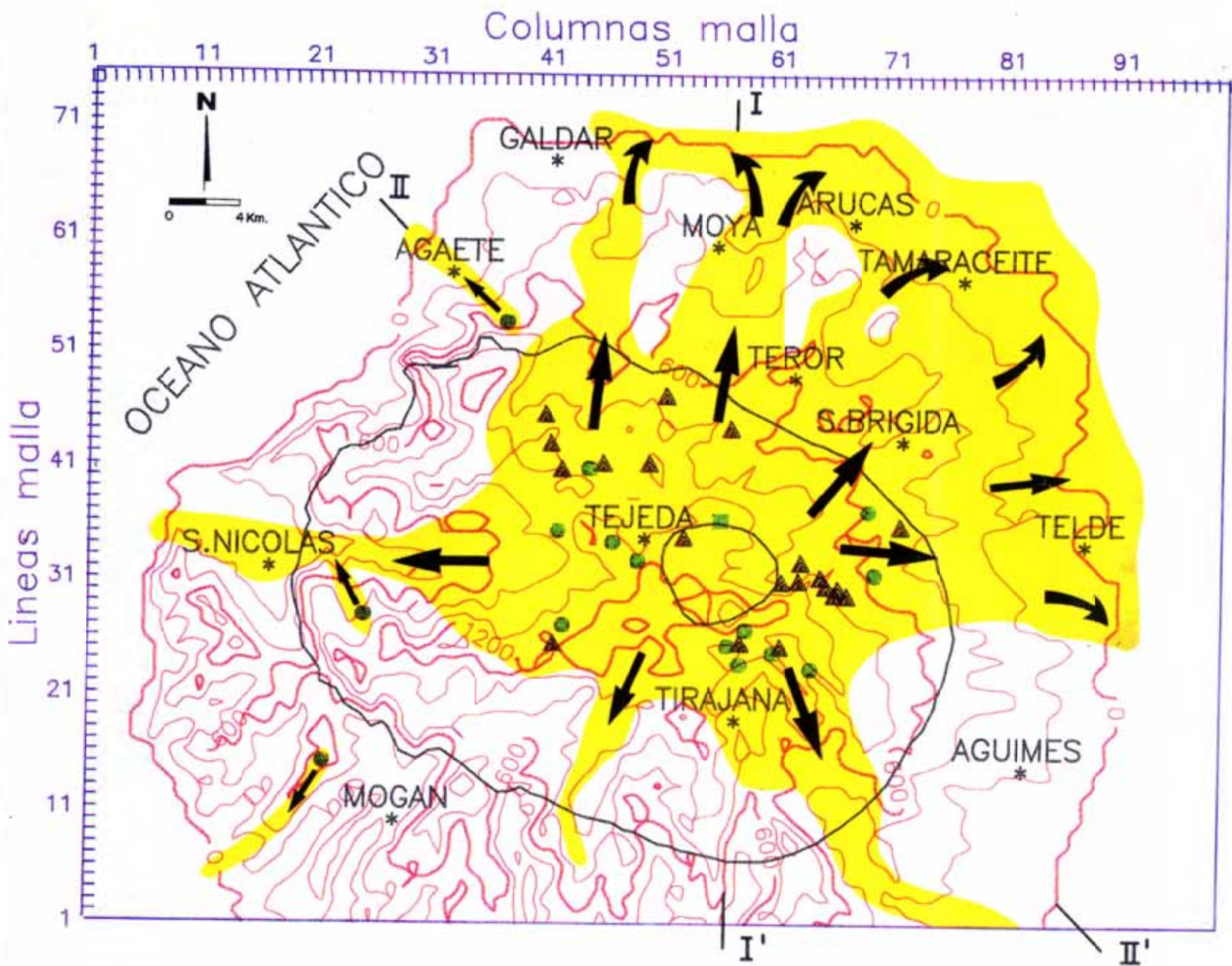


Figura 4.4 - Superficie ocupada por los materiales del GRN (en amarillo) e indicación de las principales direcciones de flujo.

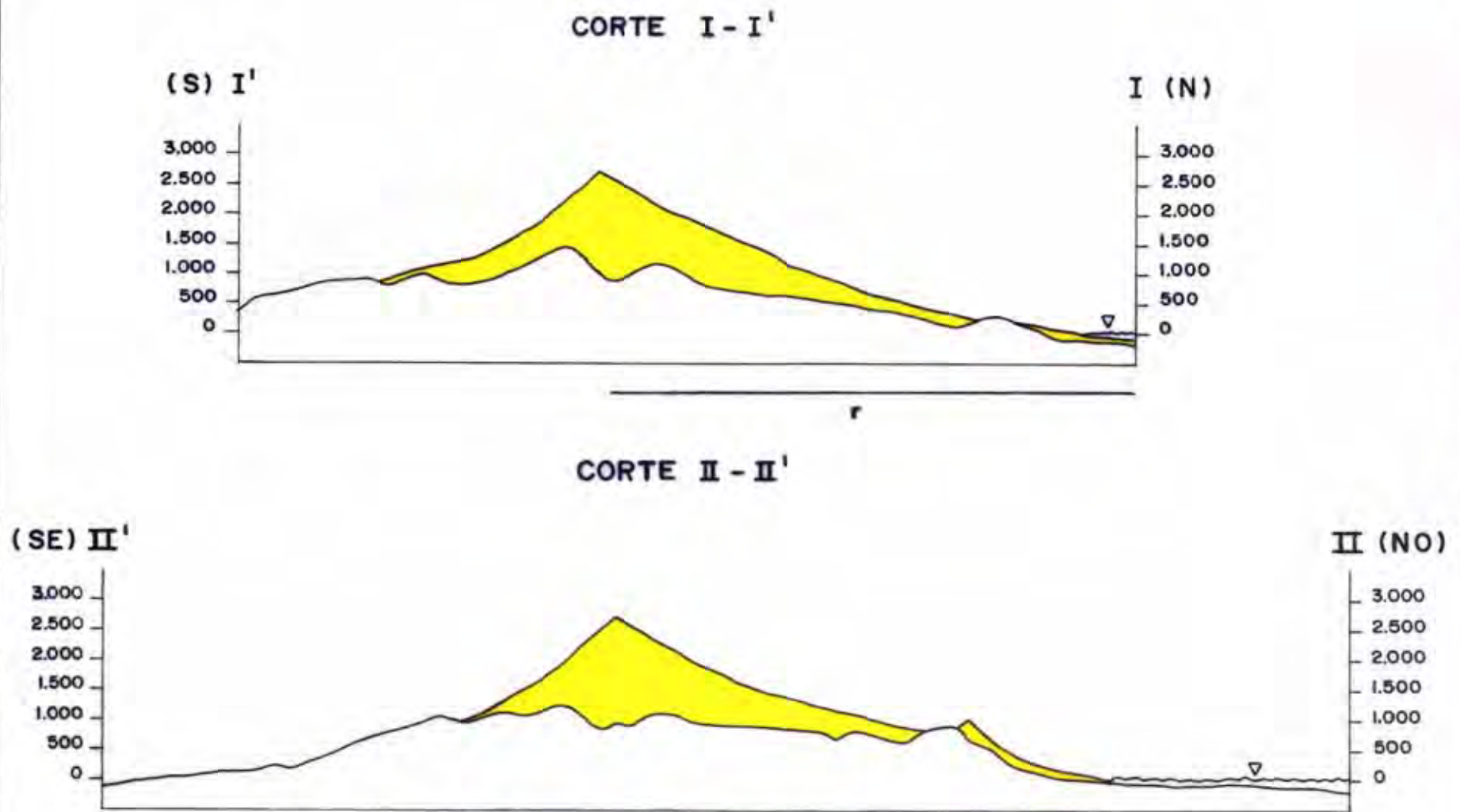


Figura 4.5 - Cortes geológicos N-S y NO-SE marcados en la figura 4.4, donde se pone de manifiesto el perfil asimétrico del estratovolcán RN. r corresponde a la longitud de la ladera N en el primer corte (≈ 20 Km) y que es utilizada para los cálculos de la figura 4.6.

vez por debilidades de tipo litológicas o tectónicas, se abrirían más hacia el N con lo cual el cráter adquiriría esa forma asimétrica. Ahora bien, si esta hipótesis es correcta solo afectaría a los materiales de la FBT y sobre todo, como acaba de exponerse, a las brechas volcánicas BRN.

Por último, en la Figura 4.2 se trazaron también las posiciones de los restos de conos piroclásticos de la FCET, así como de los domos de la FDTn y del afloramiento de gabros de la FITj. Se observa el marcado alineamiento de los domos en la dirección NO-SE y como se agrupan en dos franjas, estando la del SE bastante próxima al núcleo del estratovolcán. Sin embargo, el domo del Morro de Pajonales parece alejarse algo de estas directrices. Por su parte, los conos piroclásticos también presentan alineación NO-SE, aunque de una forma menos nítida y con una mayor dispersión geográfica, no respetando los límites de la caldera de Tejada. Finalmente, los gabros se sitúan en el límite N del núcleo del estratovolcán. Parece obvio pues, que la distribución geográfica de estos materiales no guarda relación alguna con la paleotopografía aquí reconstruida y que por tanto la misma debe obedecer a factores tectónicos de origen más profundo.

4.4 - ESTIMACION DE SUPERFICIES Y VOLUMENES

La estimación de la superficie total que ocuparon los diferentes materiales del GRN puede hacerse con relativa facilidad en los sectores centrales, O y SE de la isla, donde el relieve actual deja al descubierto excelentes afloramientos en los que observar como era el contacto entre estos materiales y los miocenos infrayacentes. Sin embargo, en las áreas N y NE la erosión no incide con la misma intensidad y este tipo de afloramientos resulta relativamente escaso. Además, a ello hay que añadir la presencia en estas áreas de materiales post-GRN cubriendo grandes extensiones de terreno, así como la mayor abundancia de cobertera vegetal. Por todo ello, para la evaluación de esta superficie, se tuvo que recurrir de nuevo a la información suministrada por los cortes geológicos y los perfiles litológicos de pozos. Lógicamente, el cálculo final derivado de estos datos va a arrastrar un error difícil de cuantificar. A pesar de ello, siempre estará más próximo del valor real que los cálculos realizados por anteriores autores (Anguita, 1972; Hoernle, 1987) en los que no se tuvo en cuenta la forma de la paleotopografía pre-GRN.

Por tanto, el trazado teórico de las superficies que ocuparon los distintos materiales del GRN se dibujó sobre el mapa paleotopográfico, poniéndose de manifiesto los diferentes canales por los que fluyeron estos materiales y los restos

de paleorelieves miocenos que no pudieron superar (Figura 4.4).

Con ayuda de un planímetro "Placom Digital-Planimeter KP-90" se cuantificó esta superficie. Se realizaron tres mediciones estadísticas que arrojaron un valor medio de aproximadamente 540 Km², cifra muy superior a los 250 Km² estimados por Anguita (1972). De ellos, al menos 40 Km² fueron ganados al mar. Igualmente, las superficies ocupadas por depósitos piroclásticos y lavas de los edificios de la FCET fueron aproximadamente 9 Km² en los situados al centro-oeste (Roque Bermejo, Pino Gordo y Montaña de los Molinos) y 16 Km² en los situados al sur (grupo de El Tablero y Montaña Tabaibas).

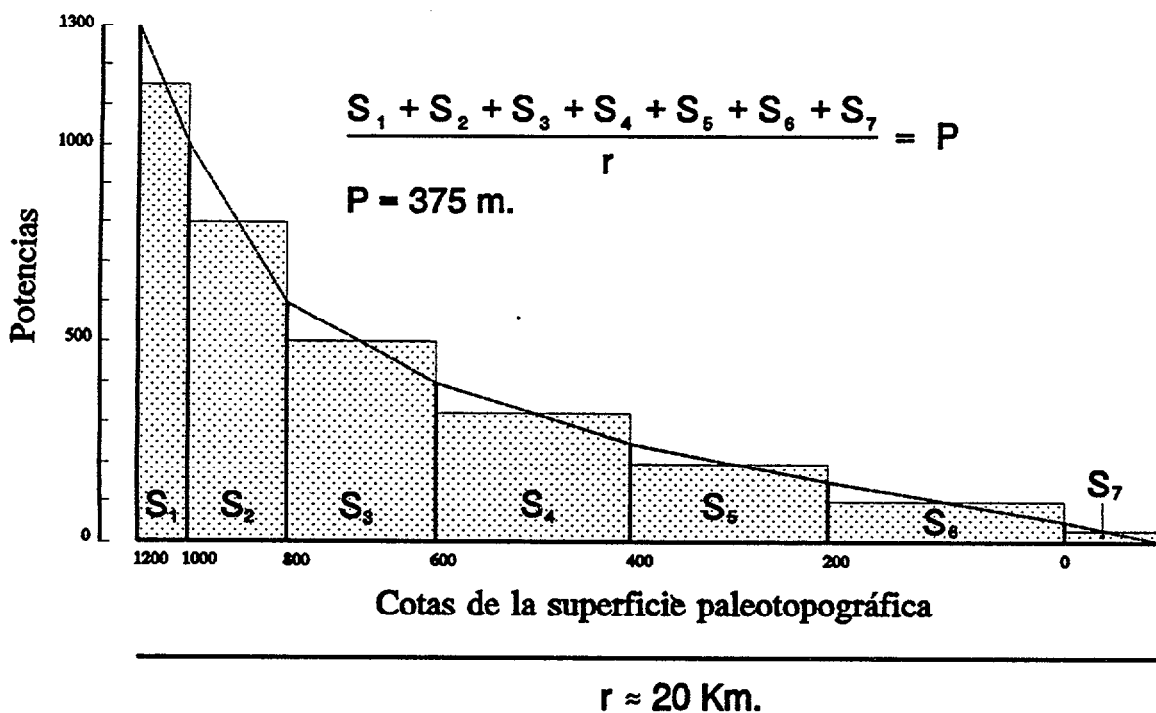


Figura 4.6 - Perfil teórico de la ladera N del estratovolcán obtenido a partir del corte geológico I-I' de la figura 4.5 y método utilizado para el cálculo de su potencia media (P).

El volumen correspondiente a estas superficies resulta aún mucho más difícil de calcular debido a la gran variación de potencias que exhiben todos estos materiales. Estas variaciones son impuestas tanto por condicionamientos geográficos, de cercanía o lejanía al foco emisor, como topográficos, de situación en centro o borde de canal.

Una posible solución para este cálculo volumétrico es aceptando una

potencia media para toda esa superficie. Esta potencia media se obtiene a partir de la construcción de un perfil transversal teórico de lo que sería la ladera N del estratovolcán en su estadio más maduro según el corte geológico I-I' de la figura 4.5. Para ello mediante un método de integración se calculan las superficies encerradas por rectángulos que tienen de lados: (a) la distancia entre curvas de nivel consecutivas (1200, 1000, 800, 600, 400, 200 y 0) y (b) la potencia medias estimadas para cada una de estas curvas (1300, 1000, 600, 400, 250, 150 y 50 m., respectivamente). Estas superficies se suman y el resultado se divide por la longitud del radio r (longitud de la ladera N en el corte I-I' de la figura 4.5), que es aproximadamente de 20 Km. Esta operación arroja un valor de 375 m. (Figura 4.6), cifra comparable a los 400 m. de potencia media estimados por Anguita (1972).

Lógicamente este valor debería ser diferente para las laderas S del estratovolcán, donde el perfil transversal era bastante más pronunciado y por tanto la potencia media debía ser superior. No obstante, teniendo en cuenta que la superficie cubierta por estas laderas es mucho menor, el error cometido en ellas queda minimizado.

Otra posible solución se consiguió planimetrando en el mapa de la figura 4.4 las diferentes superficies encerradas entre curvas de nivel consecutivas, es decir, entre la de valor 0 y la ganada al mar, la 0 y la de 200, 200 y 400, y así sucesivamente, y multiplicar cada una de ellas por sus potencias medias, según los valores anteriormente citados. Aunque este método parecía a priori más preciso que el anterior, arrojó sin embargo un valor final muy similar.

Por tanto, se puede estimar que el volumen de materiales del GRN fué de:

$$540 \text{ Km}^2 \times 0'375 \text{ Km} \approx 200 \text{ Km}^3.$$

Este valor es el doble del estimado por Anguita (1972) y posteriormente aceptado por Schmincke (1976, 1990), y también es superior a los 140-160 Km³ deducidos por Hoernle (1987).

Si se compara el volumen aquí calculado con los presentados por Pike y Clow (1981) sobre una muestra de más de 200 estratovolcanes actuales, se observa que el mismo es equiparable al de los estratovolcanes clasificados como de quimismo alcalino y con algún tipo de caldera asociado. Según estos autores, estos estratovolcanes presentan diámetros basales entre 6,5 y 87 Km, y alturas (medidas respecto a la superficie topográfica sobre la que se asientan) entre los 100 y 4700 m.

4.5 - TASAS DE EMISION

Del volumen total obtenido (200 Km^3), más del 60% se ha perdido en fenómenos como el colapso que tuvo lugar en el flanco S del estratovolcán (que originó los depósitos de la FAVA) y los procesos erosivos posteriores. Estas pérdidas han afectado principalmente a los sectores centrales y medios de dicho estratovolcán, por lo que en ellos resulta imposible conocer si encima de las formaciones FBT y FDTn pudo existir otra unidad litoestratigráfica independiente. Así, asumiendo que los 200 Km^3 de materiales se repartieron entre las formaciones actualmente observables, prácticamente el 90% (180 Km^3) harían entre las FLCh y FBT, quedando el 10% restante (20 Km^3) para las formaciones FCET, FITj y FDTn.

Según se desprende de la cartografía geológica (ITGE, 1990), la proporción volumétrica actual entre las formaciones FLCh y FBT es, aproximadamente, de 40:60. Sin embargo, hay que tener en cuenta que los procesos que han operado en el desmantelamiento del edificio estratovolcánico han afectado con mucha mayor intensidad a los materiales de la FBT respecto a los de la FLCh. Por ello, la relación anterior tuvo que ser aún menor cuando el estratovolcán se encontraba en su estado más maduro, pudiendo estimarse en 30:70, es decir, unos 54 Km^3 para la FLCh y 126 Km^3 para la FBT.

Teniendo en cuenta los datos cronoestratigráficos, el volumen de la FLCh se habría emitido durante un periodo del orden de los 0,8 m.a. (4,6 a los 3,8 m.a.). Ello supone una tasa eruptiva de $67,5 \text{ Km}^3/1 \text{ m.a.} = 0,00675 \text{ Km}^3/100 \text{ años}$.

Por lo que respecta a la FBT, su volumen se divide a grosso modo entre sus dos principales tipos de materiales, lavas y BRN, aceptándose una relación para ellos de aproximadamente 40:60 ($\approx 50 \text{ Km}^3:76 \text{ Km}^3$) obtenida a partir de los datos estratigráficos actuales. Ahora bien, las BRN llevan una carga lítica promedio del 40%, por lo que sólo el 60% de las mismas sería nuevo material magmático. Es decir, en las erupciones que dieron lugar a las BRN se aportó un volumen de nuevo material magmático del orden de los 46 Km^3 , mientras que se desalojó un volumen de material anterior, presumiblemente de sus conductos, en torno a los 30 Km^3 .

Por consiguiente, el volumen de nuevo material magmático aportado por la FBT fué de $50 + 46 = 96 \text{ Km}^3$. Dividiendo este volumen por el periodo de edad que abarca esta formación (3,8 a 3 m.a. \rightarrow 0,8 m.a.), da una tasa de emisión para la misma de $120 \text{ Km}^3/1 \text{ m.a.} = 0,012 \text{ Km}^3/100 \text{ años}$.

Según estos valores, las tasas de emisión aumentaron casi el doble al pasar de la FLCh a la FBT, lo que equivale a decir que según maduraba el edificio estratovolcánico se incrementaba su actividad eruptiva. Este dato entra en conflicto con las estimaciones realizadas por Hoernle (1987) y Hoernle et al. (1991), para quienes las tasas de generación y emisión magmáticas aumentaron gradualmente durante el periodo comprendido entre los 4,5 y 4 m.a., sufriendo posteriormente un descenso gradual hasta alcanzar los 3 m.a.

Por otro lado, las tasas calculadas resultan del orden de 10^3 a 10^4 veces inferiores a las estimadas por Schmincke (1982, 1990) para el conjunto del Archipiélago Canario ($\approx 75 \text{ Km}^3/100$ años). Ello es debido a los valores elevados que se consiguen en las primeras etapas de formación de las islas (etapas de "shield" en la nomenclatura del autor). Por ejemplo, en la isla de Gran Canaria, la parte subaérea de esa primera etapa supuso un volumen de casi 1000 Km^3 emitidos en un periodo de edad menor a 1 m.a.

Ahora bien, si estas tasas se comparan con las obtenidas en estratovolcanes actuales resultan entonces bastante más similares. Wadge (1980, 1982) cifra unos valores promedios entre 0,05 y 0,5 $\text{Km}^3/100$ años, si bien excepcionalmente se alcanzan valores muy superiores de hasta 2,75 $\text{Km}^3/100$ años. Se observa, además, como los valores más bajos corresponden a los estratovolcanes más viejos con edades de hasta $400 \cdot 10^3$ años, edades muy pequeñas si se comparan con los $800 \cdot 10^3$ años asignados a cada una de las formaciones FLCh y FBT, principales constructoras del estratovolcán Roque Nublo. Por tanto, tal vez estas diferencias de edades condicionan las marcadas en las tasas de emisión.

Wadge (1980, 1982) indica también que los periodos de reposo en este tipo de aparato volcánico pueden ser de una duración doble que los de actividad y, como consecuencia, las tasas reales eruptivas pueden ser hasta tres veces mayores que las estimadas cuando se considera el tiempo total de construcción del edificio. Además, sugiere que las tasas de emisión son aproximadamente constantes entre sí en tales periodos de actividad.

Todas estas consideraciones pueden ser aplicadas al estratovolcán Roque Nublo. Así, sus tasas de emisión bajas indican largos periodos de reposo intercalados entre los de actividad, lo cual conlleva:

- 1 - Estabilidad en su cámara magmática, condición necesaria para que se produzcan los diferentes mecanismos de diferenciación.

2 - Interrupciones en el registro estratigráfico tales como suelos, horizontes erosivos, discordancias intraformacionales, etc. En el caso del GRN hay que hacer constar que en contra de lo que cabría esperar a tenor de los valores de tasas de emisión en las formaciones FLCh y FBT, estas interrupciones son más abundantes en la segunda formación que en la primera.

3 - Discontinuidades en el registro magnetoestratigráfico al concentrarse la actividad en periodos discretos de tiempo.

4.6 - DISTRIBUCION DE FACIES

La distribución de litofacies observada en el GRN vuelve a poner de manifiesto la existencia de un edificio volcánico compuesto situado en los sectores centrales de la isla. Según Williams y McBirney (1979), Cas y Wright (1987), entre otros autores, este tipo de edificio se caracteriza por una distribución particular de sus materiales atendiendo a la proximidad o distalidad con el área principal de emisión. En el caso del estratovolcán Roque Nublo esa distribución puede hacerse en cuatro facies diferentes (central, proximal, media y distal) siguiendo un esquema aproximadamente radial (Fig. 4.7). Las principales características de estas facies se describen a continuación.

4.6.1 - FACIES CENTRAL

Se localiza en un área aproximadamente elíptica, con unas dimensiones de sus ejes de 4 x 6,5 Km., situada en los sectores centrales y más elevados de la isla. Presenta una gran variedad de litofacies, que se corresponden en gran medida con las enumeradas para la formación FITj, y sus características más sobresalientes son:

- La gran densidad de diques siguiendo una pauta de distribución aproximadamente radial.
- La existencia de apófisis plutónicas.
- Abundantes evidencias de actividad fumaroliana.
- Apilamiento de los materiales sin ningún tipo de ordenamiento estratigráfico.

4.6.2 - FACIES PROXIMAL

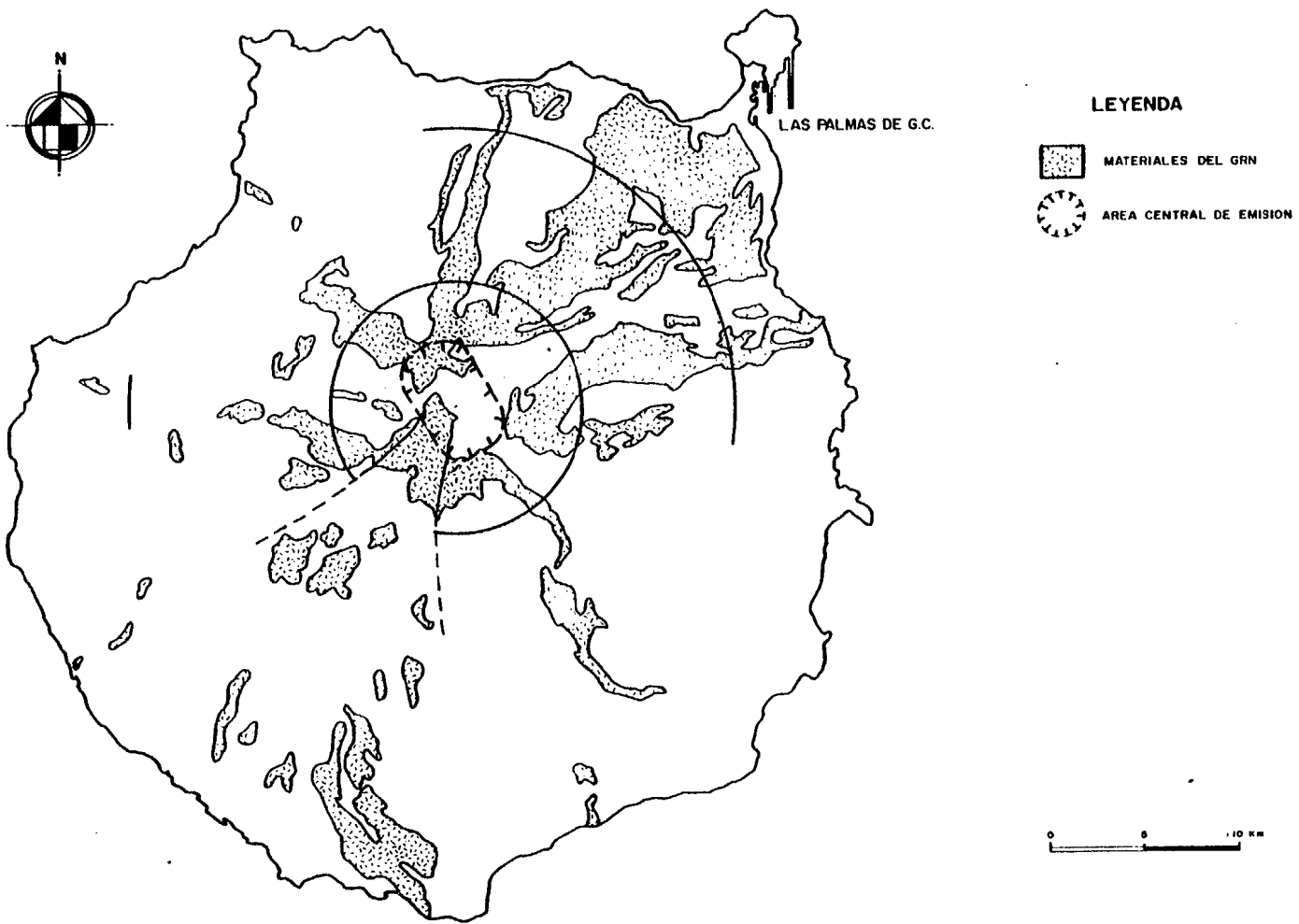
Se sitúa en un radio de aproximadamente 6 Km. de longitud respecto a la facies central. En ella se encuentran materiales de las formaciones FCET, FLCh, FBT y FDTn, destacando las siguientes características:

- Abundancia de restos de conos adventicios.
- Mayor predominio de los materiales piroclásticos (BRN) sobre los lávicos.
- La pendiente de depósito de los materiales puede alcanzar hasta los 30°, oscilando generalmente entre los 10 a 25°.
- Las BRN presentan los mayores tamaños tanto de sus componentes líticos como de los juveniles. Sus bases pueden ser irregulares y de granulometría grosera con frecuentes interdigitaciones con "lenguas" de lava. En ocasiones muestran coloraciones rojizas por alteración térmica, así como tubos de desgasificación.
- Abundancia de domos y lavas asociadas, de composiciones fonolíticas.
- Secuencias estratigráficas completas, sobre todo en lo que hace referencia a las lavas de la FLCh. Estas lavas además suelen mostrar un ordenamiento de tipo normal, es decir, según se sube en el registro estratigráfico van siendo cada vez más diferenciadas.

4.6.3 - FACIES MEDIA

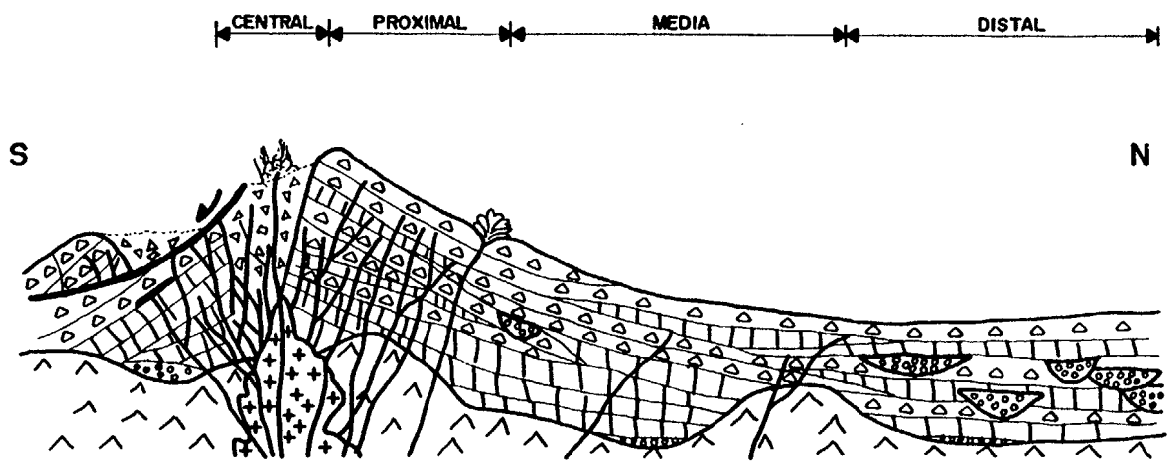
La facies media forma un arco de circunferencia con un radio aproximado de 8 Km. respecto a la facies proximal. Sus características más notables son:

- Secuencias estratigráficas incompletas. Las lavas de la FLCh muestran sólo de forma ocasional sus términos más evolucionados y en la FBT se ha perdido gran parte de la alternancia lavas-BRN.
- Todos los materiales presentan morfologías lenticulares, típicas de depósitos encauzados a través de una red de barrancos, y sus pendientes de depósito oscilan entre los 5 y 15°.



A

B












- | | | | |
|---|-------------------------|--|-----------|
|  | BRECHAS INTROCRATERICAS |  | DIQUES |
|  | APOFISIS PLUTONICOS |  | DOMOS |
|  | BRN |  | AVALANCHA |
|  | LAVAS | | |
|  | SEDIMENTOS | | |
|  | MATERIALES MIOCENOS | | |

Figura 4.7 - Modelo de distribución de facies en el GRN. a) Vista en planta. Obsérvese la pauta aproximadamente radial rota en el flanco S por causa de su colapso (mapa geológico modificado de ITGE, 1992). b) Corte transversal teórico N-S sin implicaciones de escala.

- Las BRN exhiben bases netas, planas, con abundancia de moldes de restos vegetales y ocasionales tubos de desgasificación. Mayor abundancia de niveles cineríticos (con o sin laminaciones) asociados a estas brechas.

4.6.4 - FACIES DISTAL

Se localizan en los sectores O, N y NE más periféricos de la isla, con un radio mínimo de influencia de unos 5,5 Km. Presentan las siguientes peculiaridades:

- Interacción de lavas y BRN con el mar, sobresaliendo la gran extensión superficial que muestran los depósitos de lavas almohadilladas e hialoclastitas.
- Gran abundancia de materiales sedimentarios, que al contrario de los localizados en las otras facies, exhiben buenas clasificaciones y estructuras de ordenamiento interno.
- Las BRN tienen potencias muy inferiores (del orden de 1 a 5 m.) si se comparan con las observadas en las facies medias y proximales. Sin embargo, el número de capas es mayor. Además, gran número de estas BRN presentan un cambio gradual en sus características, llegando a ser depósitos de tipo debris-flow (lahares).
- En general, los depósitos piroclásticos y epiclásticos muestran formas lenticulares imbricadas entre sí. La relación altura-anchura de estas morfologías es bastante más pequeña que la presentada por las lavas y BRN en las facies medias.
- El ángulo de depósito de estos materiales suele ser inferior a los 5° y coincide en la paleotopografía con zonas de suaves plataformas en la desembocadura de los paleobarrancos.

PETROGRAFIA

5.1 - INTRODUCCION

En este capítulo se van a tratar los aspectos petrográficos y mineralógicos de los materiales más representativos que componen el GRN. Por ello, el mismo se ha dividido en dos grandes apartados: en uno se estudian domos y coladas lávicas, y en el otro las brechas volcánicas tipo BRN.

Tanto para unos como para otros materiales, este estudio se realizó sobre numerosas láminas delgadas y algunas probetas pulidas complementarias, utilizándose el siguiente equipo:

- Microscopio petrográfico Leitz, modelo Laborlux 12 Pol.
- Contador automático de puntos Swift, modelo F.
- Conjunto microfotográfico Wild Leitz MPS 46/52.

Tomando como valor estadístico 1000 puntos por lámina delgada, en aquellas pertenecientes a lavas y domos se estimaron los porcentajes en volumen que presentan los distintos fenocristales frente a la mesostasis, mientras que en las brechas volcánicas tipo BRN se evaluaron los porcentajes de sus diferentes componentes: líticos, fragmentos juveniles, cristales y matriz.

5.2 - ASPECTOS PETROGRAFICOS DE LAS COLADAS LAVICAS Y DOMOS

En orden a facilitar las descripciones petrográficas de estas rocas y dada su gran variabilidad, se han dividido en 7 grupos atendiendo a criterios químicos y mineralógicos. Estos grupos son: basanitas, basaltos, traquibasaltos, tefritas, tefritas fonolíticas, traquitas y fonolitas.

Realmente, a la hora de realizar cualquier clasificación de rocas resulta de interés hacer las siguientes consideraciones:

1 - Toda clasificación es siempre arbitraria. Esto significa que el número de excepciones es a veces tan grande como el número de clases. Por tanto, es mejor ajustar la clasificación al problema que el problema a la clasificación.

2 - El proceso de clasificación es un mal necesario que ha de hacerse para que otros autores entiendan que se quiere decir cuando se nombra a una

roca de una forma determinada. Por ello, es siempre conveniente comentar los criterios utilizados en la clasificación propuesta.

3 - Los criterios de clasificación depende de las herramientas con que se cuenta en cada momento. La IUGS en su "Subcommission on the systematics of igneous rocks" (Le Maitre et al., 1989) recomienda para rocas volcánicas, que en las que no se pueda determinar con precisión los minerales que las componen, debido tanto a la presencia de vidrio como al tamaño extremadamente pequeño de dichos minerales, el mejor criterio clasificatorio ha emplear sea el basado en sus análisis químicos.

En el caso concreto de las lavas y domos del GRN se optó por una clasificación de tipo químico, puesto que la mayoría de las veces resultaba imposible determinar con precisión sus mineralogías. No obstante, y teniendo en cuenta lo expuesto en el primer párrafo, esta clasificación química, denominada TAS (Le Maitre et al., 1989), fué ligeramente modificada para ajustarla mejor a la problemática de los materiales que aquí se están estudiando. Esta clasificación será abordada en profundidad en el capítulo de geoquímica, aunque cabe señalar que la división litológica que propone, refleja en gran medida los cambios mineralógicos observables al microscopio, tal y como puede observarse en la figura 5.1.

En cuanto a los criterios de clasificación de estas rocas seguidos por autores anteriores, han variado desde los estrictamente mineralógicos a los químicos, pasando por otros de carácter mixto. Así, mientras que Fúster et al. (1968) y Anguita (1972, 1973) utilizaron solamente criterios mineralógicos, Hoernle (1987) e ITGE (1990) lo hicieron en base al quimismo de estas rocas. Finalmente, Brey (1973) y Brey y Schmincke (1980) clasificaron en base a parámetros geoquímicos (el índice de diferenciación -ID- de Thornton y Tuttle, 1960) y a cambios en la mineralogía de los fenocristales.

En la tabla 5.1 se presenta un cuadro resumen de las diferentes terminologías empleadas por estos autores y la correlación con la usada en este trabajo. Como se puede apreciar, en dicha tabla han sido excluidos Hoernle (1987) e ITGE (1990), puesto que sus terminologías resultan casi idénticas a las aquí establecidas, ya que utilizaron criterios muy similares.

A continuación se describen los aspectos petrográficos de estos 7 grupos litológicos, señalando que la nomenclatura utilizada, sobre todo en lo que atañe a las características texturales, ha sido tomada de MacKenzie, Donaldson y Guilford (1982).

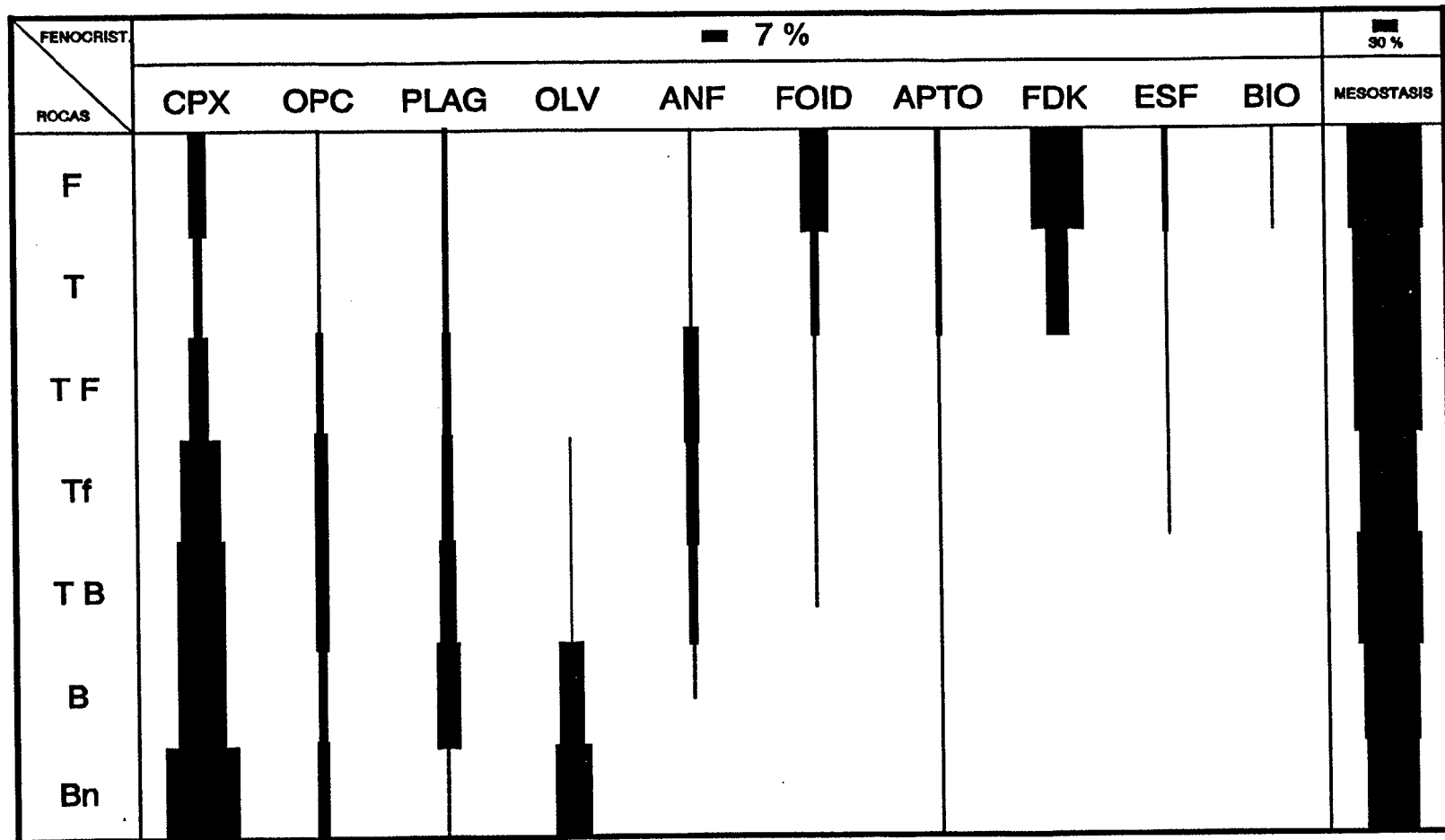


Figura 5.1 - Relación de las diferentes proporciones (expresadas como % en volumen y obtenidas mediante conteo de puntos tomando como valor estadístico 1000 puntos por lámina) presentadas por los fenocristales y la mesostasis en cada uno de los 7 grupos litológicos en los que se ha clasificado el GRN.

Las abreviaturas utilizadas para los fenocristales son: cpx, clinopiroxenos; opc, opacos; plag, plagioclasas; olv, olivinos; anf, anfíboles; foid, feldespatoides; apto, apatitos; fdk, feldespatos alcalinos; esf, esfenas y bio, biotitas.

Para las rocas son: F, fonolitas; T, traquitas; TF, tefritas fonolíticas; Tf, tefritas; TB, traquibasaltos; B, basaltos y Bn, basanitas.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

FUSTER ET AL. (1968)	ANGUITA (1972)	BREY (1973) BREY Y SCHMINCKE (1980)	PEREZ TORRADO (1992)
Ordanchitas	Fonolitas haüynicas máficas	Fonolitas	Fonolitas
—	—	—	Traquitas
Tefritas normales	Tefritas plagioclásicas	Fonolitas tefríticas	Tefritas Fonolíticas
Tefritas máficas	Tefritas piroxénicas	Tefritas fonolíticas	
Basaltos anfibólicos	Basaltos anfibólicos	Tefritas	Tefritas
Basaltos plagioclásicos	Basaltos plagioclásicos	Basanitas	Traquibasaltos
Ankaramitas	Basaltos piroxénicos		Basaltos
Basaltos augíticos-olivínicos	Basaltos olivínicos		
—	Basanitas		Basanitas

Tabla 5.1 - Cuadro-resumen de las diferentes terminologías empleadas en la clasificación de lavas y domos del GRN y correlación entre ellas.

5.2.1 - BASANITAS

Representan coladas lávicas relativamente frecuentes dentro del GRN. Tienen texturas mesocrystalina-intersectal, cumulo porfídica y vacuolar. Ocasionalmente puede observarse seriación de tamaños en los clinopiroxenos.

Los fenocristales son muy abundantes, de grandes tamaños y representados exclusivamente por olivinos, clinopiroxenos y en menor proporción opacos. Raramente se observan plagioclasas y apatitos. Las características principales de estos fenocristales son:

- Olivinos: cristales subidiomórficos a xenomórficos, con formas redondeadas y frecuentes golfos de corrosión (Fig. 5.2). Generalmente este mineral está alterado a iddingsita, comúnmente en sus bordes y grietas aunque puede ocupar todo el cristal, sobre todo en aquellos de tamaños pequeños. Por otro lado, en las muestras tomadas en los sectores centrales de la isla, muchos olivinos se ven alterados a un entramado de pequeños cristales aciculares aún sin determinar que presentan tonos verdosos en nícoles paralelos (NP) y birrefringencia inferior a la iddingsita en nícoles cruzados (NC), en ocasiones asociados a plaquitas de carbonatos dispuestas hacia las partes internas. Este tipo de alteración suele afectar a todo el

cristal, conservando de él únicamente su forma.

- Clinopiroxenos: cristales sub a idiomórficos, con formas prismáticas y hexagonales, coloraciones pardas con ligero pleocroismo y a veces con núcleos verdosos. Suelen agruparse en cúmulos, que en ocasiones llevan asociados minerales opacos y se disponen rodeando a algún cristal de olivino. Muestran frecuentes zonaciones, tanto de tipo oscilatorio como sectorial (en reloj de arena). Muy poiquilíticos, incluyen cristales de apatitos, opacos, inclusiones vítreas, alineados a veces siguiendo el zonado oscilatorio del cristal, y, ocasionalmente, olivinos sin ninguna disposición regular.

- Opacos: cristales subidiomórficos con tendencias cuadrangulares a hexagonales, siempre en tamaños y cantidades inferiores a la de los otros fenocristales. En observación con luz reflejada sobre probetas pulidas se pone de manifiesto que son magnetitas, frecuentemente con los bordes oxidados a limonita.

La mesostasis se presenta con tamaños de grano medio a fino e incluso criptocristalina. Está formada por una asociación de microcristales de clinopiroxenos y opacos, quedando el resto de sus componentes (feldespatoides, plagioclasas y vidrio) de forma intersticial (Fig. 5.2). El vidrio exhibe generalmente tonos marronáceos en NP, con fisuración curvilínea y elevada birrefringencia en NC. Respecto a las plagioclasas y feldespatoides, dados sus bajos relieves y colores de interferencia, sólo resulta posible identificarlos en muestras con mesostasis de grano medio y no sin cierta dificultad. Sin embargo y en lo que afecta a los feldespatoides, aunque modalmente su presencia no esté bien patente, el análisis químico de estas rocas pone de manifiesto la existencia de los mismos en cantidades importantes. Por ello, desde el punto de vista petrográfico, estas rocas deberían ser denominadas Basanitoides.

Frecuentemente se observan en las muestras tomadas en los sectores centrales de la isla, la presencia de carbonatos y/o zeolitas relleno de vacuolas y pequeñas fisuras.

Por el contrario, xenolitos englobados en estas rocas sólo se encuentran de forma ocasional. La naturaleza de los mismos varía de cumulos piroxénicos a anfibólicos, y raramente alguno de tipo gabroide. Frish y Schmincke (1969) estudiaron con detalle los dos primeros tipos, atribuyéndoles un origen de cumulos ultramáficos genéticamente relacionados con las lavas que los incluyen.

5.2.2 - BASALTOS

Los basaltos se encuentran también bien representados entre las coladas lávicas del GRN. Tienen texturas mesocristalina (intersectal a hialopilítica) a holocristalina, cumulo porfídica y vacuolar. También pueden presentar seriación de tamaños en las plagioclasas y clinopiroxenos.

Muestran una gran abundancia de fenocristales representados por clinopiroxenos, olivinos y plagioclasas, pudiendo faltar en algunas muestras uno de los dos últimos mencionados. Ocasionalmente se observan opacos y apatitos y muy raramente cristales de anfíboles que están parcial o totalmente corroídos.

- Olivinos, clinopiroxenos y opacos: exhiben idénticas características a las mencionadas en las basanitas.

- Plagioclasas: cristales sub a idiomórficos, siempre con hábito rectangular y maclas polisintéticas. Raramente exhiben un zonado de tipo oscilatorio y cuando aparece está marcado por la alineación de numerosas inclusiones sólidas, apatito y opacos, y vítreas. Las plagioclasas pueden formar pequeños cúmulos, aunque no de forma tan frecuente como lo hacen los clinopiroxenos.

- Apatitos: realmente se presentan como microfenocristales con tendencias idiomórficas, localizados de forma aislada en la mesostasis o en asociación con los cúmulos de clinopiroxenos.

La mesostasis presenta tamaño de grano fino a medio, siendo vítrea en las lavas almohadilladas localizadas en los sectores N de la isla (columnas LPA, LPD y SBB) (Fig. 5.3). Está compuesta por microcristales de clinopiroxenos, opacos y raramente olivinos (totalmente iddingsitizados), y destacando sobre ellos los de plagioclasas con tamaños ligeramente mayores y formas claramente rectangulares. El vidrio, tanto en las lavas almohadilladas como en aquellas otras donde sólo está de manera intersticial, siempre muestra signos de alteración palagonítica con colores pardos-rojizos en NP e isótropo a fuertemente birrefringente en NC.

Zonas más melanocráticas se observan en ocasiones a modo de bandas o islotes, con bordes más o menos netos, dentro de estas rocas. Al microscopio estas zonas presentan los mismos fenocristales que en el resto de la roca, aunque la mesostasis contiene mayor concentración de opacos y tamaño de grano más fino. Anguita (1972) atribuye esta característica a la inmiscibilidad de dos líquidos

de diferentes viscosidades que han fluido juntos.

También de forma ocasional, estos basaltos engloban xenolitos de naturalezas similares a las descritas en las basanitas.

En líneas generales se podrían dividir estos basaltos en dos grupos: basaltos plagioclásicos y basaltos olivino-piroxénicos. El primero muestra una gran abundancia de plagioclasas, tanto en la mesostasis como en los fenocristales, pudiendo llegar a dominar en los dos. Sus lavas suelen ser bastante más vacuolares, con formas muy redondeadas, diámetros constantes alrededor de los 5 mm. y escasos rellenos de minerales secundarios. Las lavas más representativas de este grupo de basaltos están descritas en las columnas TRG, TRP y TRQ. Además, las lavas almohadilladas de las columnas LPA, LPD y SBB.

Por su parte, los basaltos olivino-piroxénicos contienen plagioclasas de forma ocasional, sobre todo como fenocristales. Cuando no hay fenocristales de plagioclasas y en la mesostasis está muy subordinada, resulta imposible diferenciar estos basaltos de las basanitas y sólo puede hacerse mediante análisis químicos.

Finalmente, cabe destacar unas coladas basálticas aflorantes en la base de la columna SLB (muestras SLB-1, 2 y 3), cuyas características difieren sustancialmente de las mencionadas con anterioridad. Presentan textura mesocristalina, intersectoral-dolerítica, cumulo porfídica y vacuolar. La mesostasis es de grano medio a fino, destacando en ella la disposición de plagioclasas prismáticas interpenetradas entre sí y formando "triángulos", en el centro de los cuales se encuentran microlitos xenomórficos de clinopiroxenos, a veces opacos y raramente vidrio (Fig. 5.4a y b). Como fenocristales sólo se observan olivinos, con formas redondeadas y casi totalmente reemplazados por iddingsita. Prácticamente todas las vacuolas se encuentran rellenas por carbonatos y/o zeolitas.

Además, en una de estas lavas "anómalas" se observó una gran abundancia de xenolitos de colores blancos y con formas rectangulares a irregulares (ver figura 2.68). Al microscopio aparecen como un mosaico equigranular de cristales de cuarzo con frecuentes puntos triples y entre los que aparecen "parches" vítreos, a veces vacíos. Los bordes de estos xenolitos se encuentran rodeados por una especie de corona compuesta de vidrio (bastante palagonitizado) y multitud de microcristales de clinopiroxenos (Fig. 5.4a y b). Este tipo de borde parece indicar la existencia de un brusco enfriamiento del magma al incorporar los mencionados xenolitos.

5.2.3 - TEFRITAS

Las tefritas son el tipo litológico más común de las coladas lávicas del GRN. Con textura variable de mesocristalina-intersectal a holocristalina, cumulo porfídica y ocasionalmente vesicular. Igualmente se observan seriaciones de tamaños en los clinopiroxenos y plagioclasas.

La mineralogía de sus fenocristales es más variable que la de los grupos anteriores, aunque la proporción global de los mismos es ligeramente inferior (ver figura 5.1). Como más corrientes se observan clinopiroxenos, anfíboles, plagioclasas y opacos. Menos comunes son feldespatoides, olivinos, apatitos y esfenas. Sus características más notables son:

- Clinopiroxenos: resultan muy semejantes a los descritos en las basanitas. Únicamente destaca en estas rocas la mayor presencia de corazones verdosos en los cristales con zonación oscilatoria.
- Anfíboles: forman cristales idiomórficos a subidiomórficos, muy pleocroicos (de castaño oscuro a pardo amarillento) y con ángulos de extinción muy bajos (alrededor de 7°). Raramente se observan cristales maclados (macla simple de dos individuos) o zonados, consistiendo esta zonación en una estrecha franja externa de color algo más claro que el interior.

Sin embargo, el desarrollo de una corona de corrosión alrededor de los bordes de los cristales es muy común y en ocasiones llega a borrarlos por completo. Esta corona, en los casos mejor desarrollados, consiste en un mosaico equigranular y orientado de cristales de clinopiroxenos (todos se extinguen a un tiempo en NC) y opacos (magnetita) distribuidos irregularmente o bien alineados siguiendo los antiguos planos de exfoliación del mineral. En los individuos maclados, el mosaico de clinopiroxenos también mimetiza la macla y así en NC se observa como la extinción de los mismos ocurre en dos áreas diferentes (Fig. 5a y b).

Los anfíboles se disponen en cristales aislados y, a veces, junto con clinopiroxenos. Además, aparecen cúmulos alrededor de restos olivínicos, con una primera franja con fenocristales de clinopiroxenos ± opacos y una segunda, peor definida, de anfíboles. También algunos fenocristales de anfíboles muestran texturas poiquilíticas, incluyendo cristales de apatitos, opacos y, en ocasiones, clinopiroxenos. Lo contrario, es decir fenocristales de clinopiroxenos incluyendo anfíboles, sucede también con cierta frecuencia.

PETROGRAFIA

- **Opacos:** presentan caracteres iguales a los descritos en las basanitas y basaltos, aunque aquí están en menor cantidad y tamaño.
- **Plagioclasas:** son fenocristales algo más escasos que los anteriores y exhiben características muy similares a las de los basaltos.
- **Feldespatoides:** bastante escasos, realmente se presentan como microfenocristales aislados en la mesostasis, con tendencias subidiomórficas a xenomórficas y formas hexagonales, cuadradas o ameboides. Normalmente se encuentran muy alterados a productos arcillosos que les confieren coloraciones rojizas. En individuos algo más frescos se conserva una coloración azul en LN, lo que los identifica como haüynas.
- **Olivinos:** son muy escasos y normalmente se encuentran en un grado avanzado de alteración, bien a iddingsita o a minerales aciculares de tonos verdosos ± carbonatos.
- **Apatito:** este mineral aparece como microfenocristal accidental y con características análogas a las ya descritas en las rocas anteriores.
- **Esfenas:** son microfenocristales muy accidentales y se observan únicamente en las muestras con cierta cantidad de feldespatoides. Exhiben formas romboidales subidiomórficas, comúnmente aisladas o asociadas a núcleos de clinopiroxenos y/o anfíboles.

La mesostasis de las tefritas varía de grano fino a medio y está compuesta por clinopiroxenos, opacos y plagioclasas. Ocasionalmente se observan anfíboles, feldespatoides y olivinos, éstos totalmente iddingsitizados. Los feldespatoides parecen ser nefelinas, pero al igual que ocurría con las basanitas, en la mayoría de las muestras resulta casi imposible distinguirlos. Por último, el vidrio se sitúa de forma intersticial en las lavas mesocristalinas, sobre todo en los bordes de los fenocristales, y presenta cierta alteración palagonítica.

Al contrario que las basanitas y basaltos, estas lavas incluyen abundantes xenolitos de naturaleza variada (piroxenitas, anfíbolitas y diversos tipos de gabros alcalinos). También presentan frecuentemente "islotes" máficos, como los descritos en los basaltos.

5.2.4 - TRAQUIBASALTOS

Los traquibasaltos son también bastante abundantes dentro del GRN. En este apartado se han incluido dos tipos litológicos diferenciados dentro de la clasificación química TAS, traquibasaltos y traquiandesitas-basálticas, ya que petrográficamente no presentan prácticamente ninguna diferencia. Texturalmente dominan las muestras holocristalinas sobre las mesocristalinas, son poco vesiculares y exhiben comúnmente cúmulos porfídicos, seriación de tamaños en los clinopiroxenos y cierto carácter fluidal en la mesostasis. Este último carácter textural va a ser el principal elemento que los diferencie de las tefritas, ya que mineralógicamente ambos grupos litológicos resultan muy similares entre sí.

Así pues, los fenocristales más importantes serán los clinopiroxenos, opacos, anfíboles y, en menor medida, plagioclasas. Accesorios quedan los apatitos y muy accidentales feldespatoides y restos de olivinos casi totalmente iddingsitizados. Todos ellos exhiben características muy similares a las descritas en las tefritas, aunque pueden destacarse dos ligeras diferencias:

1 - Por un lado, los clinopiroxenos presentan un mayor número y complejidad en sus zonados oscilatorios (Fig. 5.6). Así, aparte del zonado más común, cristales parduzcos con núcleos verdosos (Fig. 5.7), también se observan una o varias franjas externas más verdes que el resto del cristal (Fig. 5.8).

2 - Por otro, los anfíboles poseen un aspecto algo más fresco, con menor desarrollo de sus coronas de corrosión.

En cuanto a la mesostasis, con tamaño de grano de fino a medio, lo más destacable es su aspecto fluidal, orientado, marcado por los microcristales tabulares de plagioclasas, aunque en algunas muestras sólo esté desarrollado de forma incipiente. Además de las plagioclasas existen clinopiroxenos y opacos, apareciendo esporádicamente anfíboles y apatitos, e intersticialmente el vidrio.

En ocasiones, los fenocristales con formas prismáticas más o menos rectangulares (plagioclasas y clinopiroxenos), también se orientan concordantemente con la mesostasis.

Los traquibasaltos y las tefritas, representan los dos tipos litológicos de lavas que poseen más enclaves de rocas granudas. También muestran frecuentemente fenómenos de heterogeneidad definidos por zonas más oscuras a modo de bandas o islotes.

5.2.5 - TEFRITAS FONOLITICAS

Estas rocas son bastante escasas dentro del GRN y se localizan casi con exclusividad en los sectores centrales de la isla. Al igual que ocurría en el grupo litológico anterior, en éste se han incluido dos clases de rocas diferenciadas en la clasificación química TAS (tefritas fonolíticas y fonolitas tefríticas), pero que petrográficamente resultan muy similares.

Muestran texturas fundamentalmente holocristalina, traquítica, algo cumulo porfídica y poco vacuolar. En ocasiones se observa una seriación de tamaños en las plagioclasas y clinopiroxenos.

La mineralogía de sus fenocristales es muy similar a la de las tefritas, de la que se diferencian por la mayor abundancia de feldespatoides y esfenas, y la desaparición de los olivinos. Los feldespatoides, cuando aparecen frescos, poseen un color azul característico de las haüynas.

La mesostasis está claramente dominada por las plagioclasas que marcan una cierta orientación que se rompe cuando han de rodear a los fenocristales (principalmente feldespatoides y anfíboles) orientados al azar.

5.2.6 - TRAQUITAS

Por las mismas razones expuestas en los traquibasaltos y en las tefritas fonolíticas, también se incluyen aquí dos tipos de rocas que sólo se diferencian en la clasificación química TAS: las traquitas y las traquiandesitas. Las traquitas son rocas escasas dentro del GRN, se localizan casi con exclusividad en los sectores centrales de la isla y se presentan tanto en lavas como en domos. Las lavas que forman la unidad litoestratigráfica denominada colada B dentro de la FLCh, pertenecen a esta litología.

Texturalmente, estas rocas poseen un marcado carácter traquítico, con una orientación muy bien definida en la mesostasis y en muchos de sus fenocristales. Aparte, son holocristalinas, presentando seriación de tamaños en los feldespatos, poca abundancia de fenocristales y casi ausencia de vacuolas.

Los fenocristales presentan tamaños inferiores a los observados en grupos litológicos anteriores, generalmente menores a 1 mm. Por el contrario, su variedad mineralógica es mayor, observándose principalmente feldespatos alcalinos,

feldespatoïdes, clinopiroxenos, anfíboles, y, de manera más accesoria, opacos, plagioclasas, apatitos y esfenas. Caben destacar las siguientes características:

- **Clinopiroxenos:** son mucho más escasos que en los anteriores grupos litológicos, donde con frecuencia era el fenocristal dominante. Muestran tonos verdosos, con marcados pleocroismos y zonaciones oscilatorias, siendo más raras las sectoriales. También se observan clinopiroxenos de colores pardos amarillentos, similares a los anteriormente descritos. Debido a sus tamaños más pequeños, dejan de ser tan poiquilíticos, incluyendo ocasionalmente microcristales de apatito, opacos e inclusiones vítreas. Tampoco forman cúmulos tan frecuentemente y cuando lo hacen se le asocian generalmente otros fenocristales como anfíboles, opacos y apatitos.
- **Feldespatoïdes:** contrariamente a los clinopiroxenos, son más numerosos y se presentan con un aspecto menos alterado (Fig. 5.9). Tienen formas muy variadas, desde hexagonales y cuadrangulares casi idiomórficas, hasta ameboides, y la coloración oscila de azul intenso a gris claro, quedando anaranjada-rojiza cuando están muy alterados. En algunos cristales es posible observar una gran cantidad de inclusiones de opacos alrededor de sus bordes o formando una especie de enrejado. Anguita (1972), mediante microsonda electrónica, analizó estas inclusiones y definió una composición pirítica para la mayoría de ellas. Todas las características aquí enumeradas, identifica a estos feldespatoïdes dentro del grupo de la sodalita y más concretamente como haüynas, si bien no se descarta que algunos de ellos puedan ser noseanas.
- **Feldespatos alcalinos:** al igual que las plagioclasas, poseen hábito tabular con tendencias idiomórficas, aunque generalmente sus bordes muestran huellas de corrosión por la mesostasis. El tipo principal de macla que se observa es de dos individuos según la ley de Karlsbad, pero también se distingue el fino maclado polisintético de la albita o en enrejado de la anortoclasa, pudiendo combinarse este último con el primero.
- **Opacos, apatitos y esfenas:** todos ellos se presentan como microfenocristales de carácter accesorio. Lo interesante es que mientras los opacos sufren una disminución en su abundancia respecto a los anteriores grupos litológicos, los apatitos y esfenas aumentan, siendo más notable en los últimos.

La mesostasis siempre presenta tamaño de grano fino a muy fino. Está

compuesta por microcristales de feldespatos alcalinos y plagioclasas, con formas casi aciculares, y de manera accesoria se observan microlitos de opacos y máficos difíciles de identificar, pero que deben tratarse fundamentalmente de clinopiroxenos.

Los microcristales feldespáticos dan lugar a una especie de "fieltro sinuoso" que le confiere un marcado carácter fluidal a la roca. También la mayoría de los fenocristales van a orientarse de forma concordante, salvo los de feldespatoides y opacos, así como los clinopiroxenos y anfíboles cuando presentan secciones basales, y en los que la mesostasis se adapta rodeándolos.

5.2.7 - FONOLITAS

Como las traquitas y las tefritas-fonolíticas, las fonolitas son rocas relativamente escasas dentro del GRN y se localizan casi exclusivamente en los sectores centrales de la isla. Forman tanto los domos como las lavas de la FDTn.

En general presentan textura holocristalina y casi ausencia de vesiculación. Por lo demás, los rasgos texturales varían según se esté en lavas o en domos:

- Las lavas muestran una mesostasis de grano fino a muy fino, ligeramente orientada y fenocristales escasos y de pequeño tamaño.

- Los domos tienen una mayor variación textural que las lavas. Así en facies de bordes se observan texturas desde brechiformes hasta bandeadas y fluidales, con mesostasis de grano fino y fenocristales poco abundantes y de pequeños tamaños. Por contra, en zonas internas se observa una mesostasis de grano fino a medio, casi sin orientación, y abundantes fenocristales, que en el caso de los feldespatos alcalinos pueden alcanzar tamaños superiores a los 3 cm. presentando un carácter muy poiquilítico.

Los fenocristales muestran una variación mineralógica similar a las traquitas. Puede destacarse la mayor abundancia de feldespatoides y de esfenas, así como la presencia ocasional de biotitas en los domos. Los feldespatoides presentan una amplia gradación de tamaños (desde fenocristales a microcristales), formas (hexagonales, cuadradas, rectangulares, redondeadas, ameboides) colores (azul intenso a gris claro) e inclusiones (desde muy numerosas concentradas en los bordes de los cristales hasta casi ausentes). Estas características son más patente en los domos y en alguno de ellos llegan a constituirse como el fenocristal más

abundante (Fig. 5.10). Estos feldespatoides se encuadran dentro del grupo de la sodalita, tratándose de haüynas y noseanas.

Otro aspecto destacable en la mineralogía es la existencia de zonas con megacristales de feldespato alcalino en algunos domos. Al microscopio muestran maclas simples de dos individuos según la ley de Karlsbad y lo más destacable es su carácter altamente poiquilítico, englobando cerca de sus bordes a una amplia gama de cristales: feldespatoides, clinopiroxenos, esfena, anfíboles, opacos y apatitos (Fig. 5.11).

Finalmente, en algunos domos se observan la presencia de cristales relictos de olivinos muy iddingsitizados, rodeados de una corona de reacción compuesta de clinopiroxenos, opacos y escasos anfíboles.

Respecto a la mesostasis, ya se ha señalado el aumento de tamaño desde las lavas a los domos, así como su carácter fluidal o no. En general, se compone de feldespatos alcalinos, opacos y clinopiroxenos, quedando como accesorios feldespatoides, anfíboles y biotitas.

Figura 5.2 - Fenocristales de olivinos poco alterados y con golfos de corrosión. Muestra basáltica con mesostasis muy máfica (NP, x50).

Figura 5.3 - Textura hialopilítica en lavas basálticas almohadilladas (NP, x50).

Figura 5.4 - Xenolitos cuarcíticos en basaltos "anómalos". Obsérvese el borde de reacción de los xenolitos y la textura intersectal-dolerítica de la mesostasis. a) NP y b) NC (x100).

Figura 5.5 - Anfíbol maclado y con corona de reacción muy avanzada. a) NP y b) NC (x50). Nótese en NC como los mosaicos de clinopiroxenos se orientan de acuerdo con la maclación original del anfíbol.

Figura 5.6 - Zonación sectorial y oscilatoria en clinopiroxeno (NC, x100).

Figura 5.7 - Clinopiroxeno con corazón verde (NP, x50).

Figura 5.8 - Clinopiroxeno con franja exterior verdosa (NP, x50).

Figura 5.9 - Fenocristales de haüyna en traquita. Obsérvese el gran número de inclusiones que llegan incluso a enmascarar al mineral (NP, x100).

Figura 5.10 - Borde de un gran fenocristal (\approx 3 cm. de tamaño) de feldespato potásico muy poiquilítico. Incluye cristales de feldespatoides, clinopiroxenos verdosos, esfena, apatitos y opacos (NP, x50).

Figura 5.11 - Feldespatoides con formas ameboides y clinopiroxenos verdes en fonolita (NP, x50).

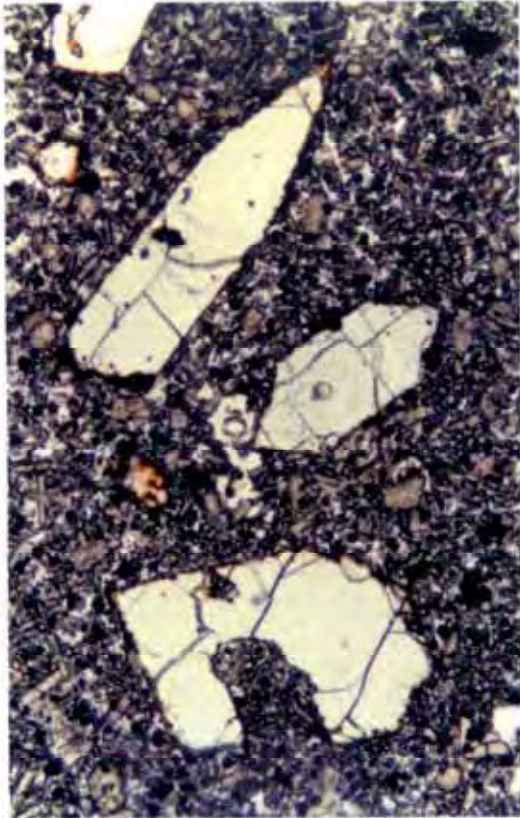


Figura 5.2

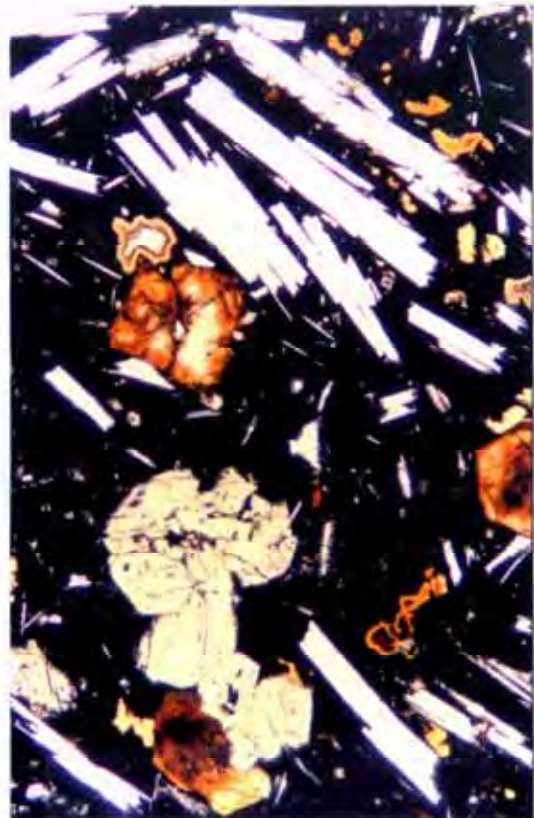


Figura 5.3

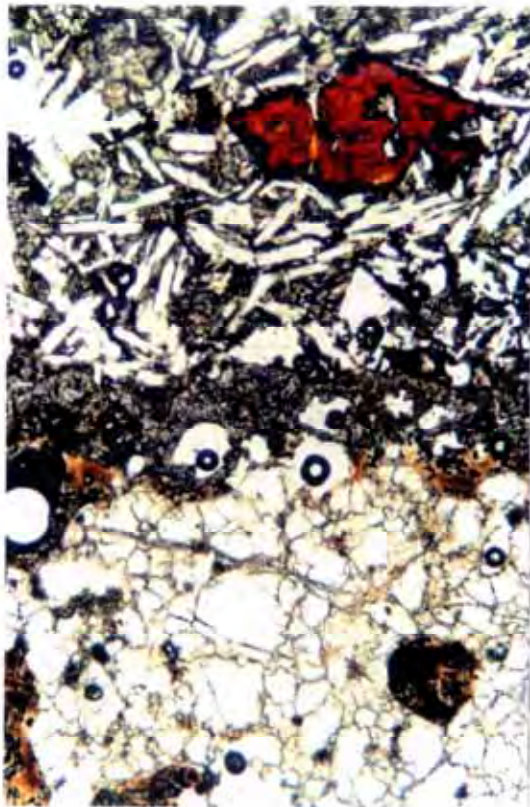


Figura 5.4a

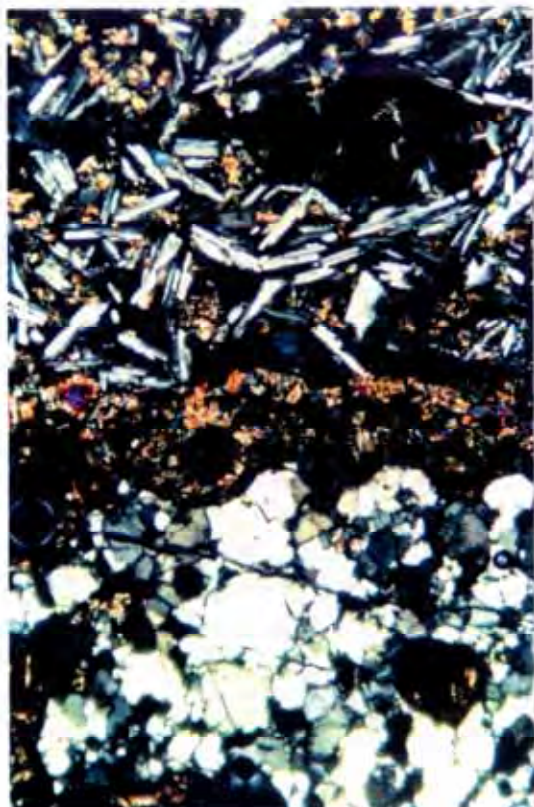


Figura 5.4b

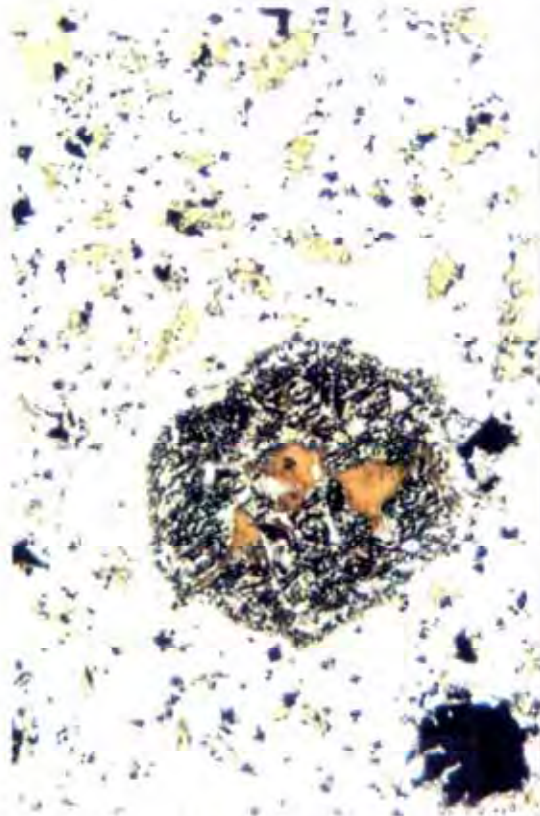


Figura 5.5a

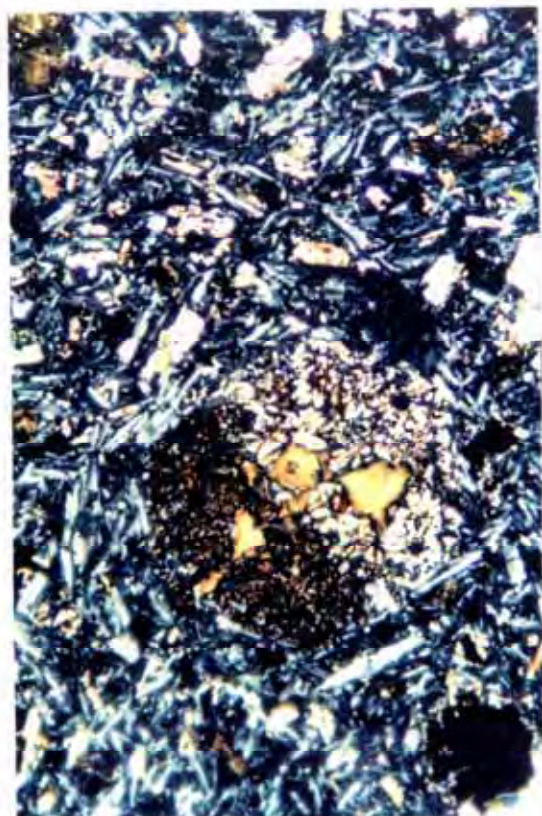


Figura 5.5b

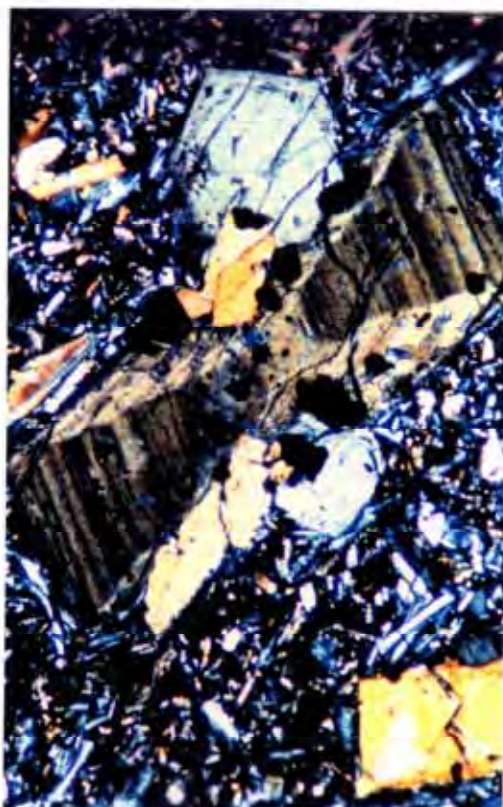


Figura 5.6

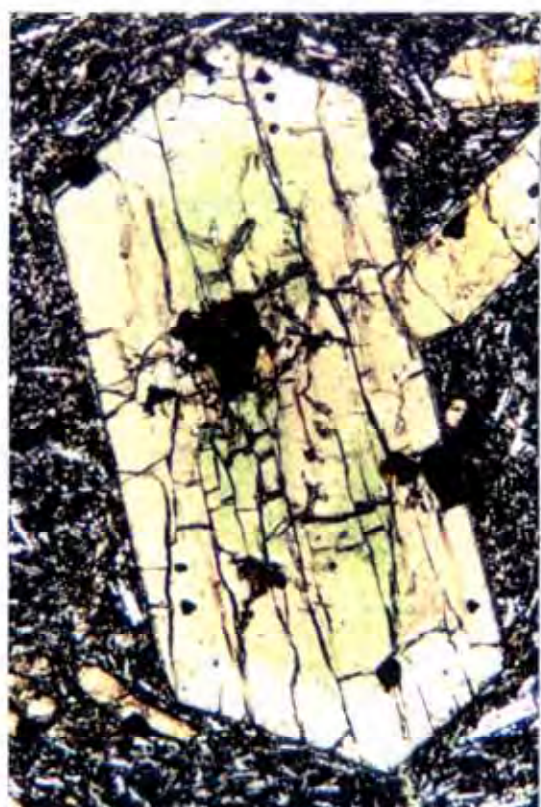


Figura 5.7

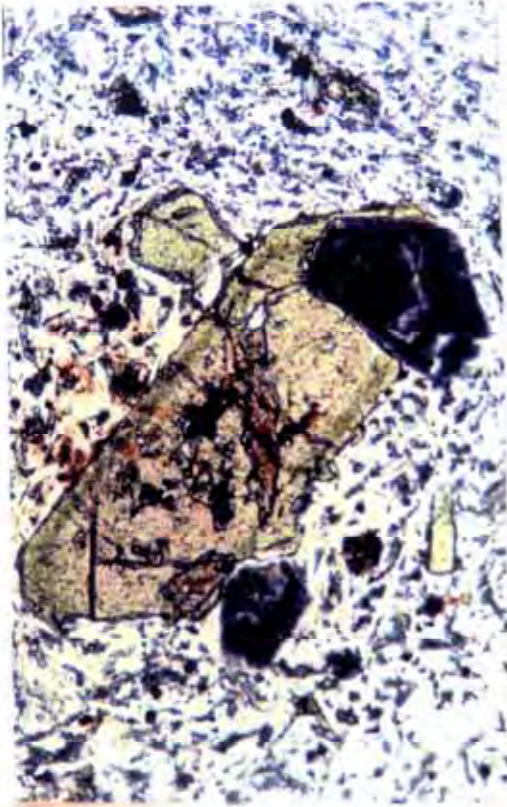


Figura 5.8

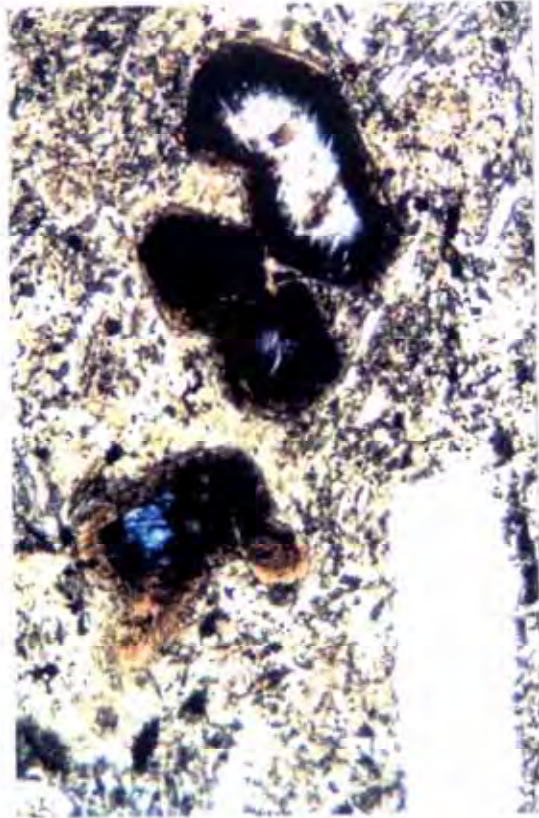


Figura 5.9



Figura 5.10

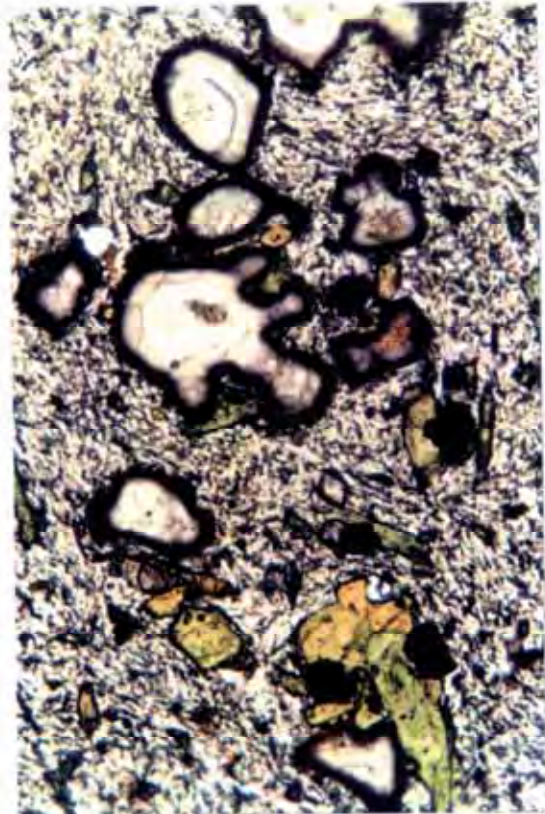


Figura 5.11

5.3 - ASPECTOS PETROGRAFICOS DE LAS BRECHAS VOLCANICAS TIPO BRN

Como se estableció en las descripciones estratigráficas, se trata de una roca de carácter brechoide, muy heterogénea y donde se distinguen los siguientes componentes:

1 - Fragmentos líticos de naturaleza y tamaño muy variado que representan entre el 30-50 % en volumen del total de la roca.

2 - Fragmentos juveniles, mucho más escasos y de tamaños menores que los anteriores, moderadamente vesiculados y presentando coloraciones de anaranjadas a amarillentas.

3 - Matriz que engloba a los componentes anteriores y que casi siempre constituye el armazón de la roca. En esta matriz pueden distinguirse abundantes cristales, muchos de coloración oscura y hábito típico de los clinopiroxenos, y también numerosos fragmentos líticos milimétricos.

El estudio microscópico de esta roca se ha centrado básicamente sobre lo que a visu se denomina matriz y, en menor proporción, sobre aquellos fragmentos juveniles que presentan tamaños superiores a los 5 cm. Ocasionalmente también se realizaron láminas delgadas sobre diferentes tipos de fragmentos líticos. Además, se realizó un estudio con microscopio electrónico sobre los fragmentos juveniles y la matriz en muestras previamente seleccionadas.

Así pues, se describen a continuación las observaciones microscópicas realizadas.

5.3.1 - MICROSCOPIO OPTICO

El estudio con el microscopio petrográfico de la matriz vuelve a poner de manifiesto la naturaleza tan heterogénea que presentan estas rocas. Al igual que al visu, se repiten sus cuatro componentes, es decir, fragmentos líticos, juveniles, matriz y cristales, y también esta matriz microscópica se constituye, en la mayoría de los casos, como armazón de las muestras.

Para estimar las proporciones en que aparecen cada uno de estos componentes, se realizaron contajes de puntos (tomando como valor estadístico 1000 puntos por lámina delgada) sobre algunas muestras de brechas localizadas

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

a lo largo de las 29 columnas estratigráficas descritas en el capítulo de estratigrafía. Este estudio arrojó los siguientes valores promedios:

Cristales	9,6 %	(2,5)
Juveniles	17,6 %	(11,1)
Líticos	28,5 %	(11,8)
Matriz	44,3 %	(9,1)

representando los números entre paréntesis la desviación standard de cada uno de esos valores para un total de 80 medidas.

Los datos de las desviaciones standard son muy elevados, lo que da idea de la gran heterogeneidad que presentan estas rocas. Esta heterogeneidad sólo está atenuada en los cristales, pero también hay que tener en cuenta que este componente siempre es el minoritario y por ello las oscilaciones de sus proporciones son menores que las de los otros tres componentes.

Teniendo en cuenta estos porcentajes y los estimados a visu para fragmentos líticos (generalmente entre el 20-40 %) y juveniles (generalmente entre el 5-15 %) superiores a 5 cm, el cálculo global de dichos porcentajes quedaría:

Cristales	5-7 %
Juveniles	15-30 %
Líticos	35-55 %
Matriz	20-30 %

De este modo, en el triángulo clasificatorio basado en las proporciones de los distintos constituyentes de los depósitos piroclásticos (Schmid, 1981), la mayoría de las BRN caerían entre los dominios vítreos y líticos (Fig. 5.12).

Posteriormente se comprobó si podían existir variaciones de estas proporciones, tanto lateral como verticalmente, dentro de un mismo depósito. Realmente, como se ha podido deducir de las descripciones estratigráficas, resulta casi imposible la correlación a nivel de unidad para estos depósitos de brechas volcánicas. Sin embargo, existen al menos dos BRN relativamente bien caracterizadas a lo largo de varios kilómetros y que se localizan en diferentes sectores de la isla (Fig. 5.13).

- Una corresponde con la unidad litoestratigráfica denominada Colada C de la FBT y que aflora a lo largo del margen NE del Barranco de Tirajana. Por

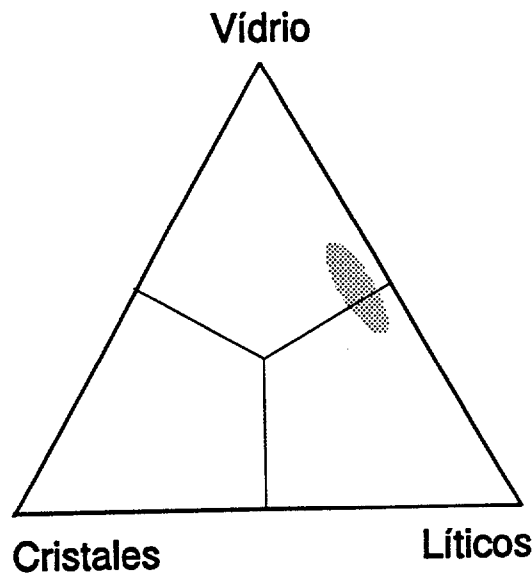


Figura 5.12 - Clasificación de los depósitos piroclásticos según la proporción de sus componentes (Schmid, 1981). El área punteada indica donde se proyectarían las BRN.

tanto, su posición se encuadraría como relativamente proximal respecto al hipotético foco de emisión. Este depósito es posible seguirlo durante casi 6,5 Km, desde la ubicación de la columna BTP hasta más al SE de la SLB.

- El otro puede seguirse a lo largo del camino vecinal que une las columnas TRH y ARA, por casi 4,5 Km. Su situación en el área NE de la isla y posición media respecto al foco emisor, sirve de contraste con el anterior.

Para la realización de este estudio se tomaron sistemáticamente muestras en las bases y techos (realmente los techos como tal faltan, ya que en el primer depósito se encuentra cubierto por materiales lávicos posteriores y en el segundo caso queda como testigo de la erosión actual) a lo largo de sus recorridos laterales, y siempre en zonas que al visu parecían homogéneas y se catalogaban como matriz. Estas muestras se estudiaron con el microscopio óptico y se efectuaron contajes de puntos (1000 puntos por lámina delgada) sobre ellas. Los resultados se muestran en la Tabla 5.2 y de forma gráfica en la Figura 5.14.

Aunque el número de muestras no resulte muy significativo dada la heterogeneidad tan manifiesta de estos materiales, resulta posible al menos extraer aquí dos conclusiones:

1 - Ambos depósitos muestran una gradación vertical en sus cuatro componentes: mientras que las abundancias de líticos y cristales decrecen de muro a techo, las de juveniles y matriz van al contrario. Este hecho además ha sido

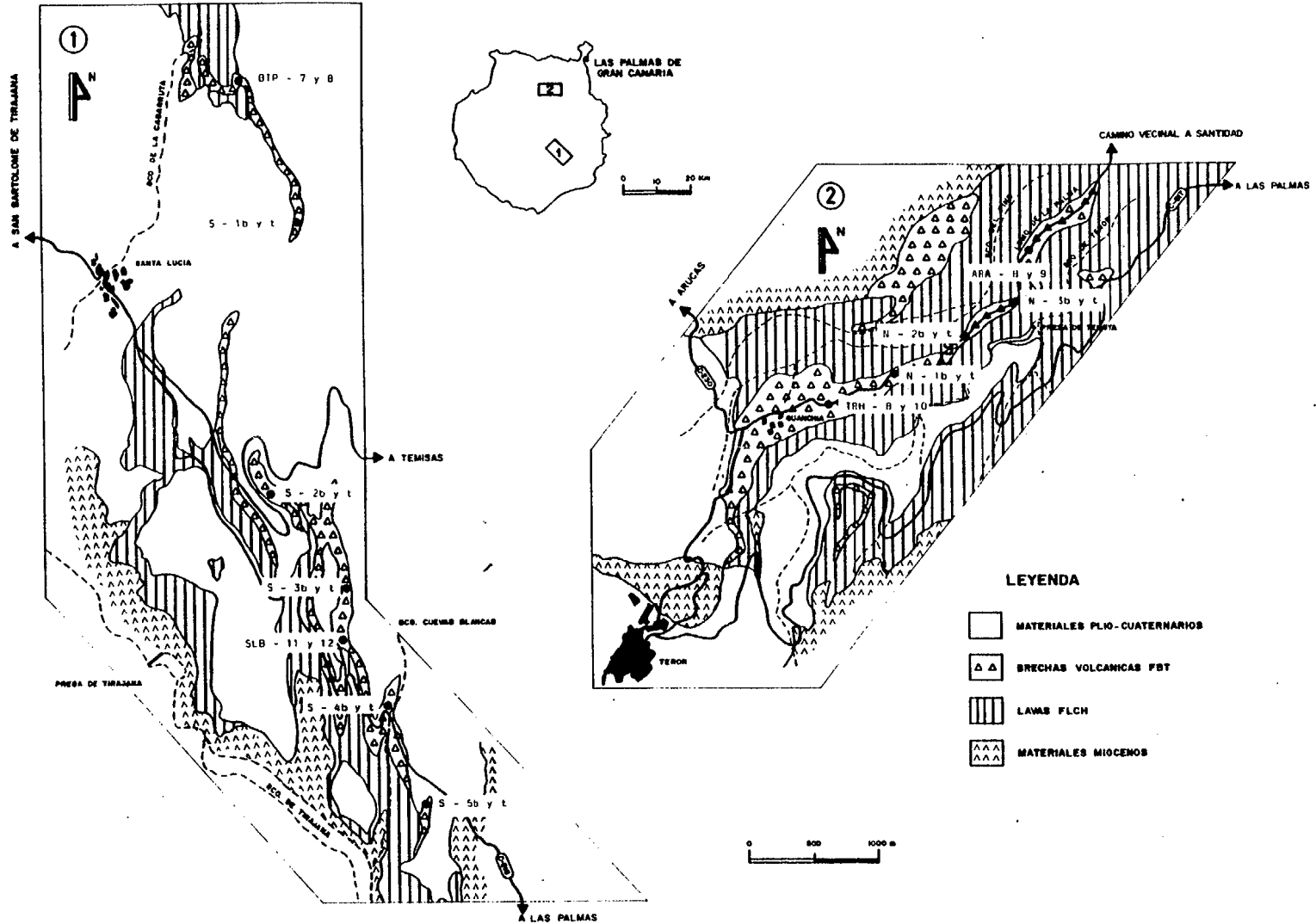


Figura 5.13 - Localización de las muestras seleccionadas para los contajes de punto. a) Brecha seleccionada en el sector SE de la isla y que constituye la Colada C del MPFBT. b) Brecha seleccionada en el sector NE.

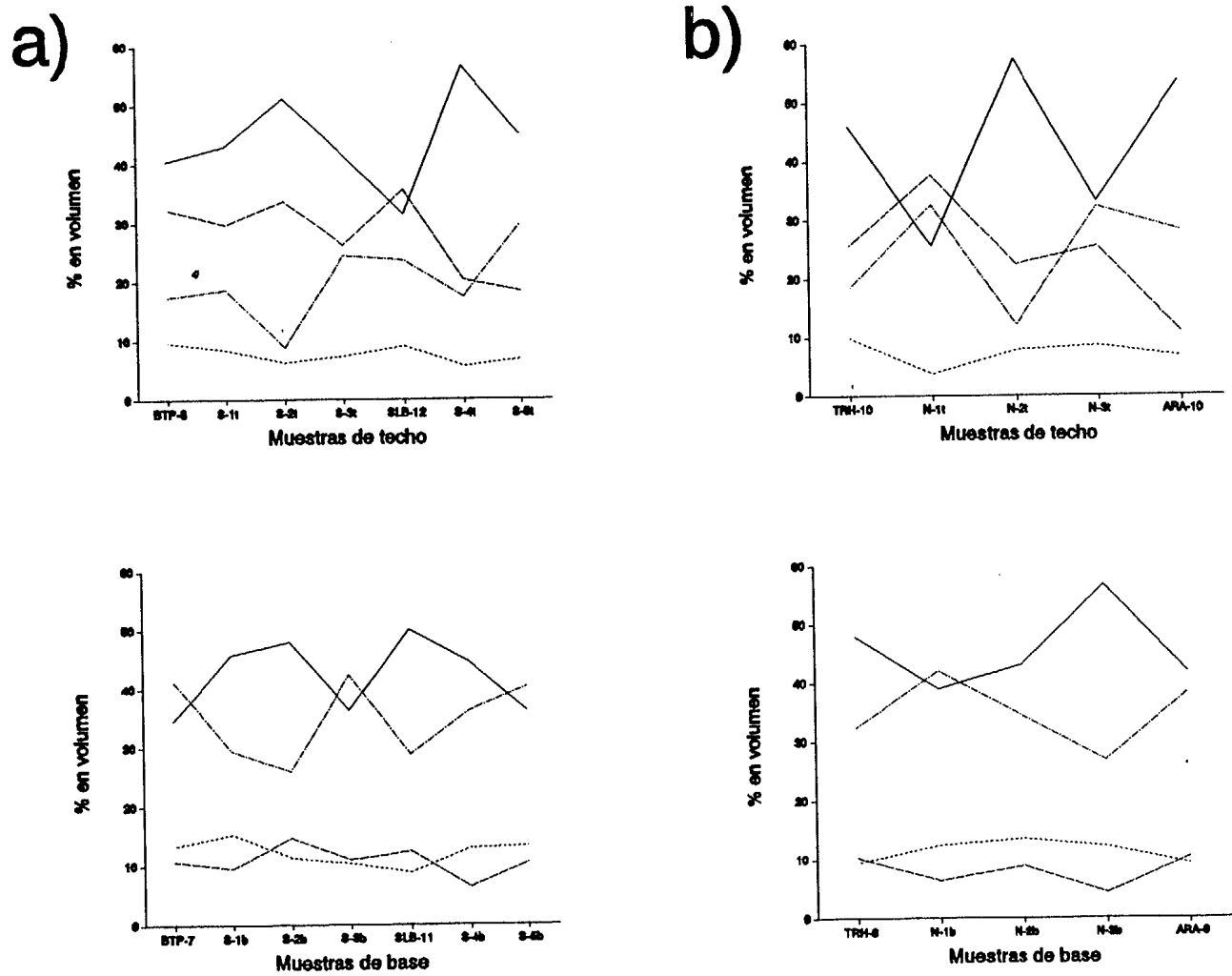


Figura 5.13 - Variación de los porcentajes en los cuatro componentes a lo largo de dos depósitos de BRN bien caracterizados. a) Localizado en los sectores SE. b) Localizado en los sectores NE.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

observado en otros depósitos, y aunque no de forma tan patente, también es posible verlo a visu.

2 - Lateralmente, sin embargo, los porcentajes muestran un comportamiento errático para los dos depósitos y tanto para sus zonas basales como las de techo, sin que se puedan extraer pautas de regularidad.

MUESTRAS	CRISTALES	JUVENILES	LITICOS	MATRIZ
BTP-7	13,4	10,7	41,4	34,5
BTP-8	9,7	32,4	17,4	40,5
S-1b	15,3	9,6	29,4	45,7
S-1t	8,5	29,8	18,7	43,0
S-2b	11,4	14,7	26,0	47,9
S-2t	6,2	33,7	8,9	51,2
S-3b	10,3	11,0	42,3	36,4
S-3t	7,4	26,3	24,6	41,7
SLB-11	8,8	12,4	28,8	50,0
SLB-12	9,1	35,7	23,7	31,5
S-4b	12,9	6,3	36,3	44,5
S-4t	5,6	20,4	17,4	56,6
S-5b	13,2	10,4	40,2	36,2
S-5t	6,8	18,4	29,8	45,0
TRH-8	9,4	10,3	32,4	47,9
TRH-10	9,8	25,7	18,5	46,0
N-1b	12,4	6,4	42,1	39,1
N-1t	3,8	37,8	32,7	25,7
N-2b	13,5	8,9	34,4	43,2
N-2t	7,9	22,5	12,1	57,5
N-3b	12,2	4,3	26,8	56,7
N-3t	8,6	25,6	32,4	33,4
ARA-9	9,3	10,4	38,4	41,9
ARA-10	6,7	11,0	28,4	53,9

Tabla 5.2 - Relación de los distintos porcentajes presentados por los cuatro componentes en dos depósitos de brecha volcánica bien caracterizados. La nomenclatura de las muestras se corresponde con la de la figura 5.13.

Una vez analizadas las proporciones en que se presentan estos componentes, se describen a continuación sus principales características, comenzando con los cristales y finalizando con la matriz.

5.3.1.1 - CRISTALES

Se encuentran de forma dispersa por la matriz, generalmente con formas irregulares y bordes rotos y/o corroídos, aunque en ocasiones hayan cristales con

formas casi idiomórficas. Las características ópticas de estos cristales son similares a las observadas en los fenocristales presentes en los distintos grupos litológicos de lavas y domos. Todas estas características hacen que en la mayoría de los casos resulte imposible distinguir entre cristales originales de estas brechas volcánicas y xenocristales derivados de la fracturación de los distintos líticos que incorpora (ver figura 5.20).

Los cristales más abundantes son clinopiroxenos, feldespatos y anfíboles, quedando como accesorios opacos y feldespatoides, y sólo ocasionalmente aparecen esfenas, apatitos y olivinos. Del 9,5 % que representan estos cristales en los contajes de láminas delgadas, los diferentes minerales se distribuyen como sigue:

Clinopiroxenos	4,1 %	(2,1)
Feldespatos	2,6 %	(1,9)
Anfíboles	1,7 %	(0,8)
Otros	1,1 %	(0,6)

1 - Los clinopiroxenos suelen tener coloraciones verdosas, aunque también se observan los tipos con tonos gris-parduzcos. Pueden observarse zonaciones, aunque siempre incompletas dado el carácter fracturado de los cristales (Fig. 5.15).

2 - Los feldespatos en la mayoría de las ocasiones son plagioclasas. Sin embargo, cuando son estos feldespatos los cristales dominantes en las BRN hay más feldespatos alcalinos que plagioclasas. Además se observa una relación entre el dominio de estos feldespatos alcalinos y una mayor abundancia de los líticos tipo traquitas-fonolitas.

3 - Los anfíboles son, junto con los clinopiroxenos, los cristales que mayores tamaños alcanzan (aunque casi nunca superan los 5 mm.) y están presentes en todas las muestras observadas. Raramente exhiben coronas de reacción, incluso en aquellos individuos con formas casi idiomórficas (Fig. 5.16). Por tanto, la falta de estas coronas de reacción no puede atribuirse con exclusividad a un mecanismo de fracturación de los cristales durante el proceso de transporte, sino que más bien es indicativo de unas condiciones de estabilidad química de estos anfíboles en el magma que genera las brechas volcánicas. Este hecho también fué destacado por Anguita (1972).

4 - Los feldespatoideos, al igual que los olivinos, se presentan como cristales casi completamente alterados a productos arcillosos e iddingsita, respectivamente. Sin embargo, mientras los feldespatoideos, aunque en pequeñas cantidades, son relativamente frecuentes y muestran formas más o menos cuadradas a hexagonales, los olivinos son muy escasos y con formas muy irregulares. También parece observarse una mayor presencia de feldespatoideos en aquellas muestras donde los feldespatos alcalinos y los líticos tipo traquita-fonolita se constituyen como los cristales y fragmentos líticos más abundantes, respectivamente.

5 - En cuanto a los opacos, la observación con luz incidente pone de manifiesto que se tratan de magnetitas generalmente con un cierto grado de oxidación.

5.3.1.2 - JUVENILES

Presentan una amplia gama de colores, formas, contenidos en fenocristales, vesiculación y tamaños. La mayoría se encuentran afectados, en mayor o menor proporción, por una alteración palagonítica que se extiende a favor de las vesículas y bordes de estos fragmentos (Fig. 5.17a y b).

Los diferentes colores que se observan en estos juveniles son una indicación de su grado de alteración, hecho que ya fué puesto de manifiesto por Brey y Schmincke (1980). Así el vidrio fresco presenta al microscopio colores marrones claros o amarillo-naranjas, quedando isotrópico en NC. Cuando está ligeramente palagonitizado, adquiere unas tonalidades más marrones oscuras, conservando su carácter isotrópico en NC. Finalmente, los colores amarillo pálidos y cremas, con birrefringencia elevada indican una fuerte alteración (Fig. 5.18).

Las morfologías son variables, desde irregulares con bordes angulosos a globulares con bordes muy redondeados, y abundan las típicas formas de trizas o esquirlas (shards) a modo de "Y" o como filos de espadas que siempre representan los menores tamaños observables al microscopio óptico (Fig. 5.17 y 5.18). En ninguna ocasión se ha observado formas estiradas indicativas de soldaje de estos fragmentos juveniles, cosa que si ocurre en los depósitos aglomeráticos localizados en la Mesa del Roque Nublo (columna BTÑ, muestra nº 10) (Fig. 5.19).

La forma de las vesículas varían de subredondeadas a elípticas, dispuestas al azar por la superficie de los fragmentos y coalesciendo entre sí con relativa

frecuencia. En ocasiones se observan vesículas con formas tubulares, estiradas y orientadas paralelamente a los bordes del fragmento, hecho común que aparece en los fragmentos juveniles de los depósitos aglomeráticos citados anteriormente.

El grado de vesiculación que presentan estos fragmentos juveniles resulta impreciso de calcular. Houghton y Wilson (1989) describen un método desarrollado a partir de fragmentos juveniles sueltos, no alterados y con tamaños comprendidos entre los 16 y 32 mm. En el caso de los depósitos aquí estudiados, llevar a la práctica este método resulta inviable debido por un lado a la enorme dificultad que supone separar estos fragmentos del resto de la roca, y por otro a que prácticamente todos ellos presentan una alteración con desarrollo de zeolitas en el interior de sus vesículas. Por ello, se optó por la realización de láminas delgadas sobre fragmentos juveniles con tamaños comprendidos entre 16 y 32 mm. y estimar sus grados de vesiculación con la ayuda de comparadores visuales, tal como se hizo para el cálculo del porcentaje de líticos en los afloramientos de estas brechas volcánicas. Los porcentajes obtenidos han oscilado entre el 30-50 %, aunque también se observaron fragmentos casi sin vesicular. Comparando estos valores con la tabla establecida por Houghton y Wilson (1989), estos fragmentos juveniles quedarían clasificados (aunque con muchas reservas por la gran diferencia en la metodología empleada) como pobres a moderadamente vesiculados.

También aplicando el mismo método se estimaron los porcentajes de fenocristales presentes en estos fragmentos, arrojando valores entre 10-30 %, con los valores más elevados coincidentes con los fragmentos menos vesiculados (Fig. 5.18). Los fenocristales observados coinciden con los existentes dispersos en la matriz y en proporciones relativas similares. Así, los más abundantes son los clinopiroxenos (en general de colores verdes y pronunciado pleocroismo), seguidos de feldespatos (la mayoría plagioclasas) y anfíboles (sin coronas de reacción). Los feldespatoides resultan bastante frecuentes, más que en la matriz, y su presencia lleva normalmente aparejada la de abundantes feldespatos, tanto alcalinos como plagioclasas. Sin embargo, los opacos son más raros y siempre en muy pequeños tamaños. De forma ocasional se observan apatitos y esfenas, éstas últimas en fragmentos junto con abundantes fenocristales de feldespatos y feldespatoides.

5.3.1.3 - LITICOS

Los líticos exhiben una gradación total de tamaños desde centimétrica a submilimétrica. Sus formas varían de subangulosas a subredondeadas, en general con bordes netos aunque se observan frecuentemente principios de corrosión por

la matriz. En estos casos, los líticos presentan unos contornos difusos y teñidos de colores rojizos de oxidación.

En cuanto a la naturaleza de los mismos, resulta muy variada y en ocasiones difícil de precisar, pero a grandes rasgos se pueden agrupar en cuatro tipos que, de mayor a menor abundancia, son: básicos, traquíticos-fonolíticos, granudos y otros.

1 - Los líticos agrupados como básicos exhiben colores grises oscuros hasta negruzcos, textura porfídica, con una mesostasis microcristalina a vítrea donde destacan fenocristales de clinopiroxenos (colores pardos grisáceos poco pleocroicos), opacos, plagioclasas y, en menor proporción, anfíboles (normalmente con coronas de corrosión). Menos frecuente resulta la paragénesis mineral de fenocristales de clinopiroxenos, olivinos (parcial a totalmente iddingsitizados) y plagioclasas, que suele presentarse en líticos de aspecto escoriáceo, con mesostasis vítrea de color negro y algo vacuolar. Por tanto, estos líticos podrían clasificarse como tefríticos y traquibasálticos principalmente, siendo los basálticos y basaníticos más raros. En cualquier caso, responden a las mismas características mineralógicas y texturales exhibidas por las lavas de igual composición del GRN.

2 - Los líticos traquíticos-fonolíticos tienen colores grises claros, textura traquítica, afieltrada, microporfídica, con una mesostasis compuesta de microcristales tabulares de feldespatos orientados sobre la que destacan escasos y pequeños fenocristales (Fig: 5.20). Estos fenocristales son, de mayor a menor abundancia, clinopiroxenos (verdosos), feldespatoides (alterados), feldespatos alcalinos y anfíboles (coronas de corrosión incipientes), con esfenas, opacos y apatitos como accesorios. Con menos frecuencia se observan tipos muy porfídicos con una mesostasis de grano fino no orientada y abundantes fenocristales de feldespatoides que llegan a conservar cierto tono grisáceo y disposición en enrejado de sus múltiples inclusiones. Al igual que pasaba con los básicos, estos líticos exhiben similares características texturales y mineralógicas que las lavas y domos de igual composición del GRN.

Una relación que parece repetirse en bastantes muestras, sobre todo en aquellas tomadas en los depósitos localizados en los sectores centrales de la isla, es que cuando hay una cierta abundancia de estos líticos traquíticos-fonolíticos dominan los cristales de feldespatos alcalinos y feldespatoides tanto en la matriz como, en menor proporción, en los

fragmentos vítreos.

3 - Los líticos granudos observados en estas brechas volcánicas presentan una mayor variación composicional que la exhibida en las lavas del GRN. No obstante, los más frecuentes responden a cumulos piroxénicos y anfibólicos, así como distintos tipos de gabros alcalinos. Un estudio detallado de estas rocas puede encontrarse en Frisch y Schmincke (1969), Muñoz (1973), De la Nuez (1988) e ITGE (1990):

Además de estos tipos de líticos granudos mencionados, pueden encontrarse, aunque de forma excepcional y casi con exclusividad en los depósitos localizados en los sectores centrales de la isla, otros de naturaleza sienítica bastante redondeados y que deben corresponderse con las intrusiones sieníticas de edad miocena aflorantes en el interior de la caldera de Tejeda.

Hay que destacar que la mayor abundancia de estos líticos plutónicos se observa en las brechas constituyentes de la FAVA, donde pueden alcanzar dimensiones decamétricas, hechos ya comentados en el capítulo de estratigrafía.

4 - En este cuarto grupo se encuadran líticos muy poco abundantes y de muy variada naturaleza. Un denominador común de todos ellos, aparte de su escasez, es el grado de redondeamiento que exhiben, similar al de los líticos sieníticos antes mencionados.

Por un lado hay líticos miocenos que corresponden con materiales fonolíticos, traquíticos y, en menor medida, básicos. Los fonolíticos aparecen tanto en depósitos localizados en los sectores centrales, como en aquellos periféricos del NE de la isla pertenecientes al MEFBT. Los traquíticos y básicos sólo se observan en los sectores centrales, sobre todo en los situados en el área del Barranco de Tirajana.

Por otro lado, existen líticos de naturaleza piroclástica que son similares a los niveles cineríticos situados debajo de algunos de los depósitos de estas brechas volcánicas. Por tanto, estos líticos pueden denominarse como "cantos blandos", desde un punto de vista estratigráfico e indica una cierta capacidad erosiva de estas brechas volcánicas tipo BRN durante su transporte.

5.3.1.4 - MATRIZ

La matriz forma el armazón de la roca, englobando al resto de los componentes y se muestra como un material criptocristalino de color gris claro a crema y birrefringencia casi nula. Tiene una cierta microporosidad rellena siempre por cristales aciculares de zeolitas y más raramente de carbonatos. Brey y Schmincke (1980) citan que el componente original de esta matriz, cenizas volcánicas, fué sustituido en un proceso de alteración diagenética por zeolitas de neoformación, las cuales actuaron a modo de cemento, confiriendo el carácter endurecido a estos depósitos de brechas volcánicas.

En esta matriz también se encuentran englobados los restos de moldes vegetales. Estos se presentan vacíos con finas concreciones carbonatadas en sus bordes, aunque ocasionalmente se observan rellenos de una pasta de aspecto oxidado y color pardo-negrusco (Fig. 5.21).

Debido al carácter criptocristalino de la matriz, su estudio petrográfico y morfoscópico hay que realizarlo mediante el auxilio de técnicas de microscopía electrónica, cuyos resultados se exponen a continuación.

Figura 5.15 - Cristal de clinopiroxeno zonado y muy fracturado inmerso en la matriz (NP, x50)

Figura 5.16 - Cristales de anfíboles sin coronas de reacción incluido en fragmento vítreo palagonitizado y poco vacuolar. Obsérvese como hay un cristal de anfíbol ligeramente rodeado de vidrio que se ha desgajado del fragmento juvenil (NP, x50).

Figura 5.17 - Resto vítreo vacuolar y bordes con morfología de "shard". Se observa como la alteración progresa a favor de las vacuolas y bordes. a) NP y b) NC (x100).

Figura 5.18 - Diferentes grados de alteración en un fragmento juvenil poco vesiculado y muy cristalino (NP, x50).

Figura 5.19 - Fragmento juvenil estirado con sus vacuolas casi colapsadas, indicativo de un grado de soldamiento (NP, x50).

Figura 5.20 - Lítico de tipo traquítico-fonolítico. A su lado un xenocristal de anortoclasa que se presenta prácticamente separado del fragmento lítico al que pertenecía (NP, x50).

Figura 5.21 - Corte longitudinal de un resto de molde vegetal. En su interior aparece una pasta de apariencia oxidada (NP, x100).

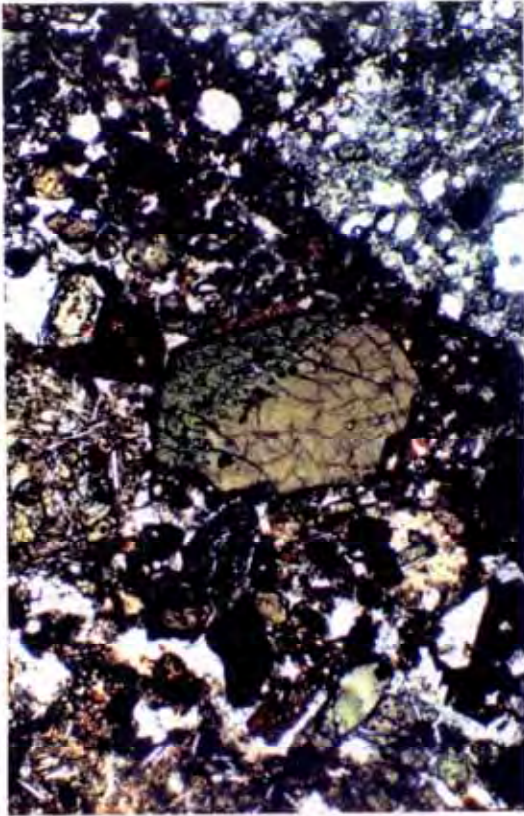


Figura 5.15

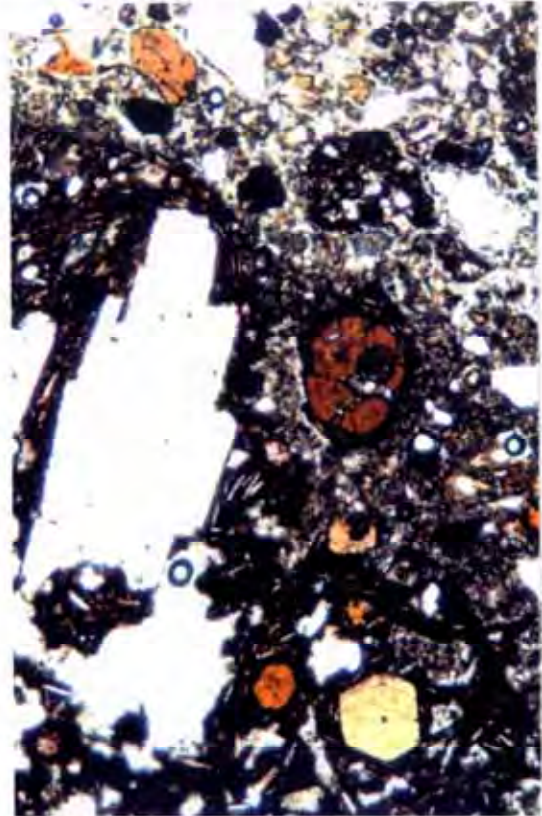


Figura 5.16

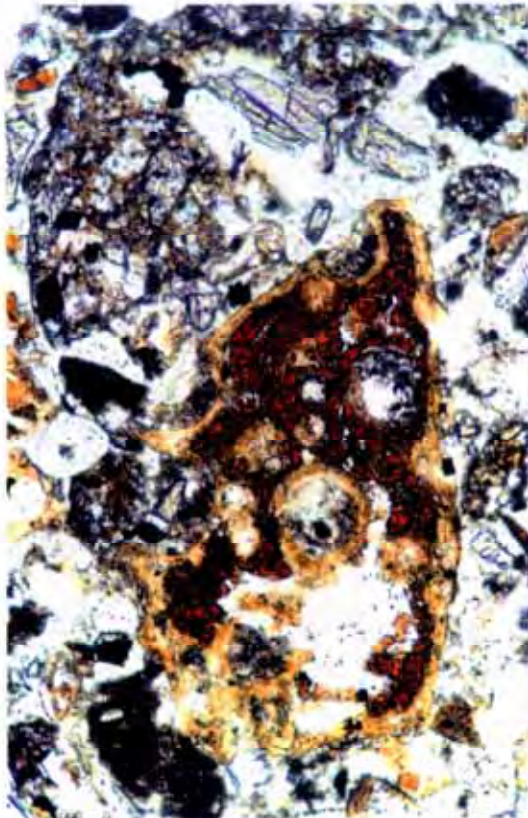


Figura 5.17a

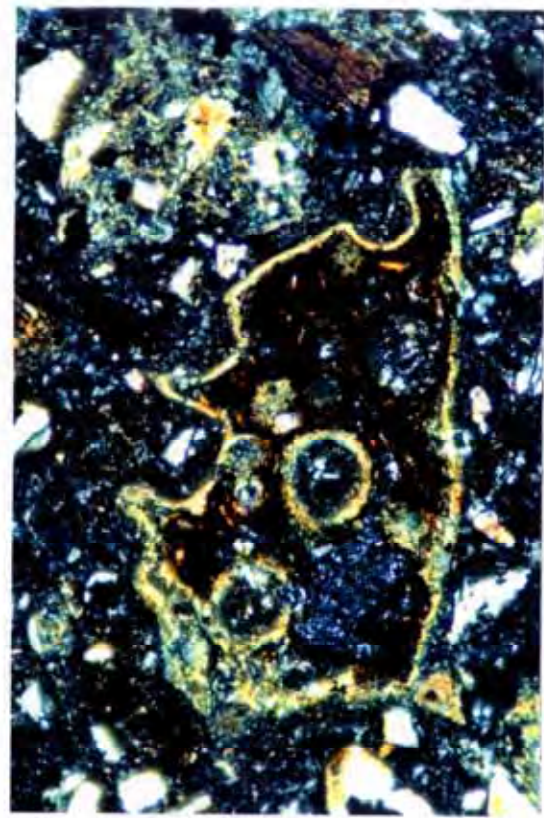


Figura 5.17b

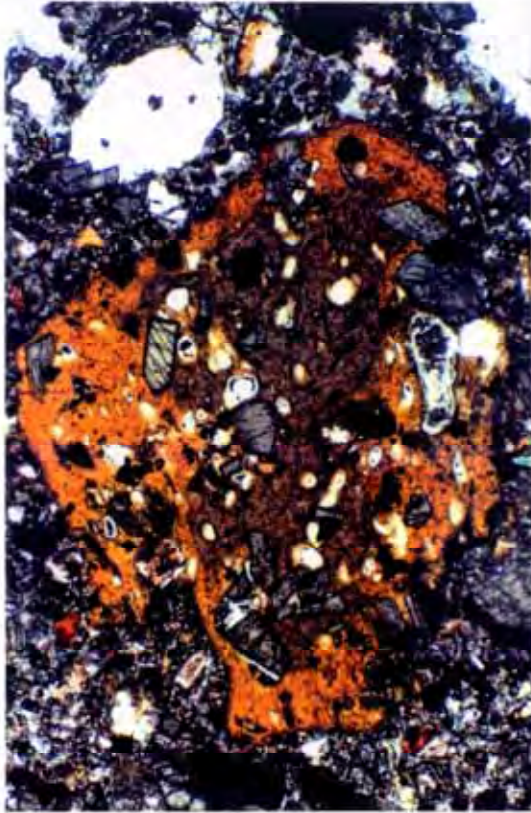


Figura 5.18

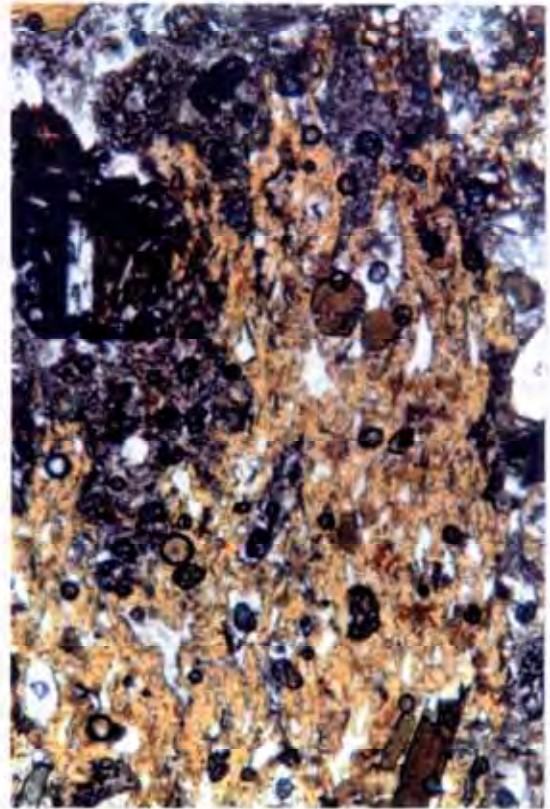


Figura 5.19

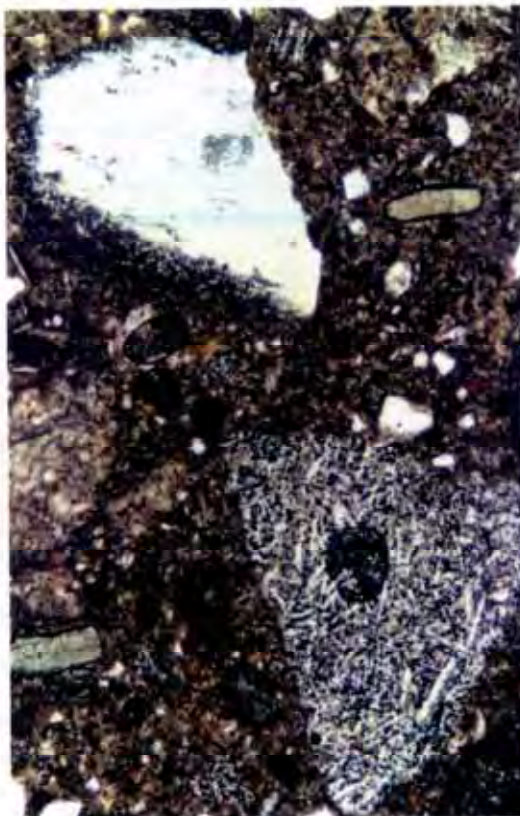


Figura 5.20



Figura 5.21

5.3.2 - OBSERVACIONES CON MICROSCOPIO ELECTRONICO

Esta técnica ha sido ampliamente empleada en el campo de la vulcanología para la caracterización morfoscópica de cenizas volcánicas, ya que permite observar imágenes tridimensionales muy detalladas de las mismas que son imposibles de obtener mediante el uso del microscopio óptico. Además, el estudio de estas imágenes electrónicas aporta información respecto a los diferentes mecanismos que operan en una erupción volcánica, desde que ésta se inicia y las cenizas son arrojadas a la superficie, pasando por el modo en que son transportadas, hasta que se depositan y comienzan a sufrir procesos de alteración secundaria (e.g., Heiken, 1972, 1974; Honnorez y Kirst, 1975; Wohletz, 1983; Sheridan y Marshall, 1983; Heiken y Wohletz, 1985; Alonso, 1987, 1989; De Rita et al., 1981, 1991). Sin embargo, como todos estos autores apuntan, no se trata de una técnica de uso individual y que pueda suplantar al microscopio óptico, sino que ha de usarse como complemento de los datos estratigráficos y petrográficos previos.

En lo que respecta a este trabajo, su uso se destinó para la observación en detalle de los minerales secundarios y restos vítreos que forman la componente "matriz" caracterizada al microscopio óptico, y en menor medida, para la de los cristales y fragmentos juveniles.

Se seleccionaron varios depósitos de BRN con posiciones estratigráficas y geográficas diferentes. Mediante lupa binocular y buril electrónico se separaron porciones más o menos cuadradas con lados ≤ 1 cm., correspondientes a zonas de matriz y algunas a pequeños fragmentos juveniles. Además, se tomaron muestras de algunos niveles cineríticos asociados a estas brechas.

Todas estas muestras fueron sometidas a un proceso de evaporación a alto vacío y posteriormente metalizadas con una capa de 200 Å de oro u oro-grafito. Su estudio microscópico se realizó mediante un microscopio electrónico de barrido CAMBRIDGE, modelo STEREOCAN S-120, empleándose un potencial de aceleración de 15 Kv. Además, este equipo microscópico llevaba acoplado un sistema de microanálisis semicuantitativo por energía dispersiva de Rayos X (KEVEX), trabajándose con un tiempo total de toma de espectro de 100 s. Tanto la preparación de las muestras como su estudio microscópico fué llevado a cabo en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona.

En total se estudiaron 15 muestras, tomándose más de 50 fotografías y más de 30 espectros composicionales. Para la identificación de las fases minerales

observadas, se utilizaron los atlas publicados por Welton (1984) y Gottardi y Galli (1985), este último específico para zeolitas.

En la Tabla 5.3 aparecen relacionadas las 15 muestras estudiadas.

ARA-8	Nivel cinerítico
ARA-10	Matriz BRN
LPD-6	Matriz BRN
SBC-2	Matriz BRN
TRH-6	Matriz BRN
TRH-7	Nivel cinerítico
TRH-9	Matriz BRN
	Fragmento juvenil
TRP-4	Matriz BRN
TRS-8	Matriz BRN
BTP-8	Matriz BRN
	Fragmento juvenil
BTQ-11	Matriz BRN
BTQ-17	Matriz BRN
SLB-12	Matriz BRN

Tabla 5.3 - Relación de las muestras seleccionadas para el estudio con microscopio electrónico de barrido.

Las principales observaciones derivadas de este estudio se describen a continuación:

1 - La matriz de todos los depósitos estudiados se encuentra transformada en casi su totalidad a un conjunto de minerales del grupo de las zeolitas. Por ello, resulta prácticamente imposible observar superficies originales en los restos vítreos cineríticos.

2 - La principal paragénesis zeolítica está formada por cristales de chabacita y phillipsita. Ambos minerales aparecen en todas las muestras estudiadas y, aunque su abundancia relativa varía de unas a otras, en general dominan las chabacitas. La secuencia de cristalización de los mismos también resulta

variable, si bien la chabacita parece anterior a la phillipsita (Fig. 5.22).

Una tercera zeolita asociada a las anteriores es la analcima, que sólo ha sido observada en cuatro muestras: TRH-9, TRS-8, BTP-8 y BTQ-17. Esta zeolita es algo más tardía que las anteriores.

Estas paragénesis concuerdan con las citadas por Brey y Schmincke (1980). Estos autores además encontraron una cuarta zeolita, la Thomsonita, aunque ellos mismos comentan que sólo fué observada en una muestra.

3 - Los cristales de chabacita se presentan en formas pseudocúbicas, frecuentemente macladas (Fig. 5.23), y ocasionalmente como agregados discoidales en rosetas. El mejor desarrollo lo adquieren en los poros existentes, tanto entre los restos cineríticos como dentro de los mismos, alcanzando tamaños de hasta 30 μm .

Los espectros obtenidos en estos cristales muestran picos característicos en Si, Al y Ca, si bien en ocasiones se observan también otros de menor envergadura en K y más raramente en Na (ver figura 5.31a).

4 - Los cristales de phillipsita presentan formas prismáticas pseudo-rómbicas, macladas, con terminaciones piramidales o en diversas formas de cruz (Fig. 5.24 y 5.25) y con frecuentes fracturas transversales. Al igual que las chabacitas, adquieren sus mayores tamaños en zonas de cavidades, pudiendo alcanzar algunos cristales hasta 50 μm de longitud, aunque lo más corriente es que sean inferiores a los de las chabacitas.

Sus espectros poseen picos característicos en Si, Al y K, con otro de menor envergadura en Ca (ver figura 5.31b).

5 - Los de analcima siempre presentan formas trapezoédricas, aunque no muy bien desarrolladas (Fig. 5.26). Pueden llegar a alcanzar hasta 30 μm de tamaño, pero es más frecuente encontrarlos con dimensiones inferiores a las de las otras dos zeolitas.

Sus espectros poseen picos en Si, Al y Na, generalmente acompañados de otros más subordinados en K y Ca (ver figura 5.31c). Es de destacar que el pico del Al en estos espectros es mayor que los observados en los espectros de las chabacitas y phillipsitas.

6 - Otro proceso de alteración en esta matriz es el que afecta a los microcristales inmersos en ella, que van siendo disueltos hasta llegar a tener formas esqueléticas. Esta alteración está bien patente en los clinopiroxenos, cuyos cristales forman en "dientes de sierra", y en sus superficies comienzan a desarrollarse crecimientos epitaxiales de microlitos de calcita (Fig. 5.27).

Otros microcristales, como apatitos y magnetitas se encuentran menos alterados, si bien en sus caras siempre se aprecian pequeñas grietas de corrosión.

7 - En lo que respecta a los fragmentos juveniles, aunque también se encuentran en un estado avanzado de alteración, todavía pueden verse ciertos detalles de su morfología. Así, se observan sus moderada a baja vesiculación, con vesículas redondeadas a ligeramente estiradas y algunas coalesciendo. Se encuentran separadas siempre por paredes gruesas, no existiendo comunicación entre ellas y claramente pueden distinguirse dos generaciones (Fig. 5.28 y 5.30).

Con relativa frecuencia se observan moldes esféricos rellenos de estas vesículas, con unas superficies rugosas y en ocasiones surcadas por grietas a modo de cortezas de pan. El interior de las vesículas se encuentra siempre tapizado por agregados granulares y vermiformes (Fig. 5.28), a los que pueden asociarse cristales bien desarrollados de chabacitas y/o phillipsitas (Fig. 5.29). Los análisis realizados en estos agregados dan una respuesta muy baja, manifestando picos composicionales en Si, Al, K y Fe, y otros subordinados en Ca y Ti (ver figura 5.31d). Similar respuesta se obtiene en los análisis efectuados en las paredes separatorias entre vesículas, lo cual pone de manifiesto que prácticamente todo el vidrio de estos fragmentos juveniles ha sido reemplazado. El espectro composicional y las morfologías apuntan a minerales del grupo de las arcillas, posiblemente esmectitas.

Otra característica común en estos fragmentos juveniles es la presencia de microcristales prismáticos, aunque en muchos casos sólo se conservan sus moldes (Fig. 5.30). Los analizados mostraron espectros composicionales equiparables a los clinopiroxenos.

8 - Finalmente, las muestras representativas de niveles cineríticos presentan en su conjunto un aspecto masivo, en donde se distinguen muy ocasionalmente morfologías de fragmentos vítreos y microcristales de clinopiroxenos muy alterados. Sólo con aumentos mayores de 5000 se

diferencian estructuras cristalinas en esta masa, tratándose de agregados granulares, vermiformes, hojosos, y a veces fibrosos. Los espectros composicionales tienen respuestas muy bajas, con picos en Si y Al, y muy poco nítidos en K y Fe. Por tanto se tratan de minerales arcillosos, posiblemente una mezcla de esmectitas y caolinitas.



Figura 5.22 - Agregado de cristales pseudocúbicos de chabacitas y prismáticos de phillipsitas tapizando el interior de un fragmento cinerítico.

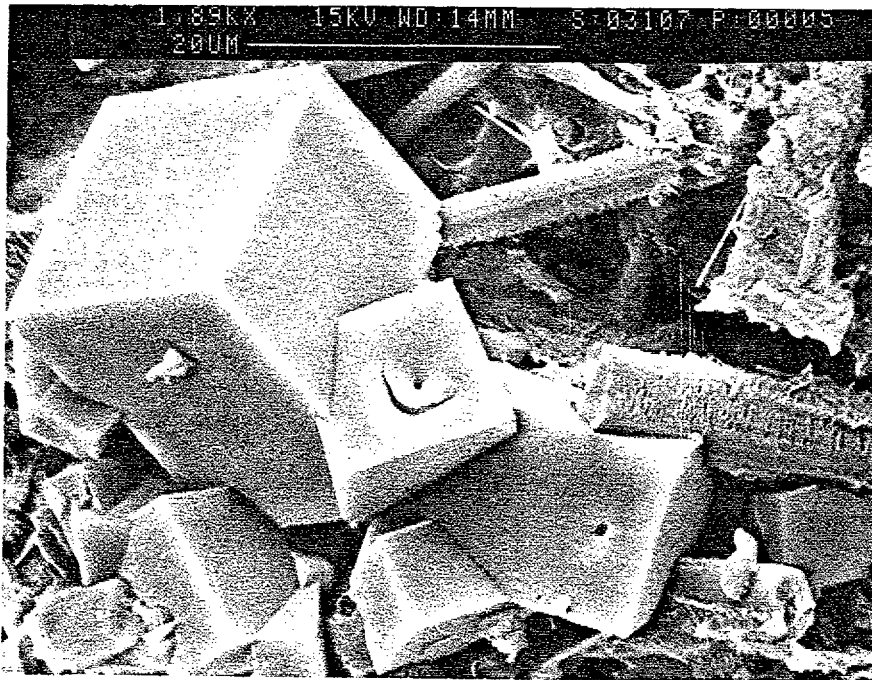


Figura 5.23 - Chabacitas en cristales pseudocúbicos maclados. Los huecos que presentan son fueron provocados por los análisis puntuales que se realizaron.

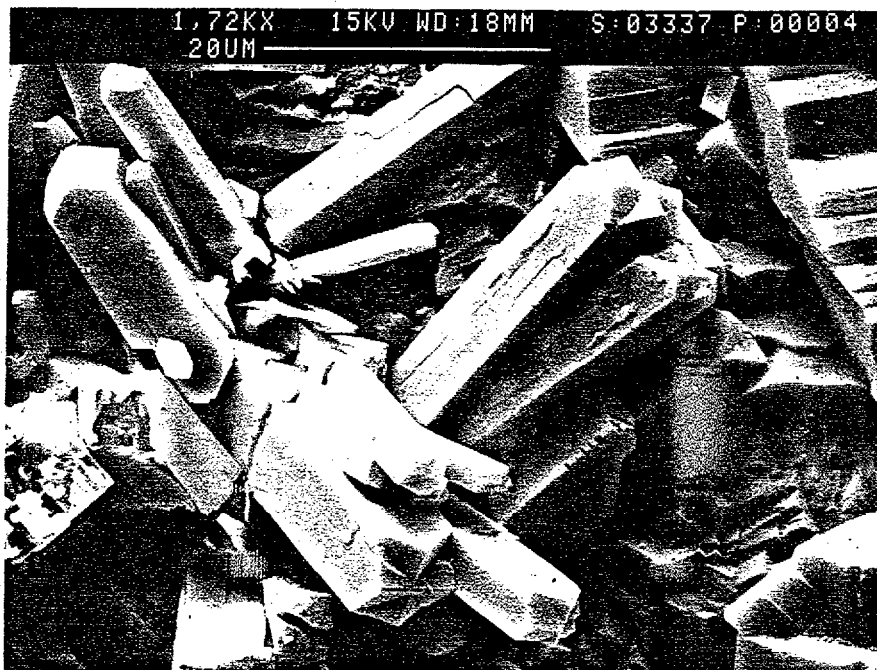


Figura 5.24 - Cristales prismáticos de phillipsitas con terminaciones piramidales o en cruz. Obsérvese las fracturas transversales que muestran la mayoría de ellos.

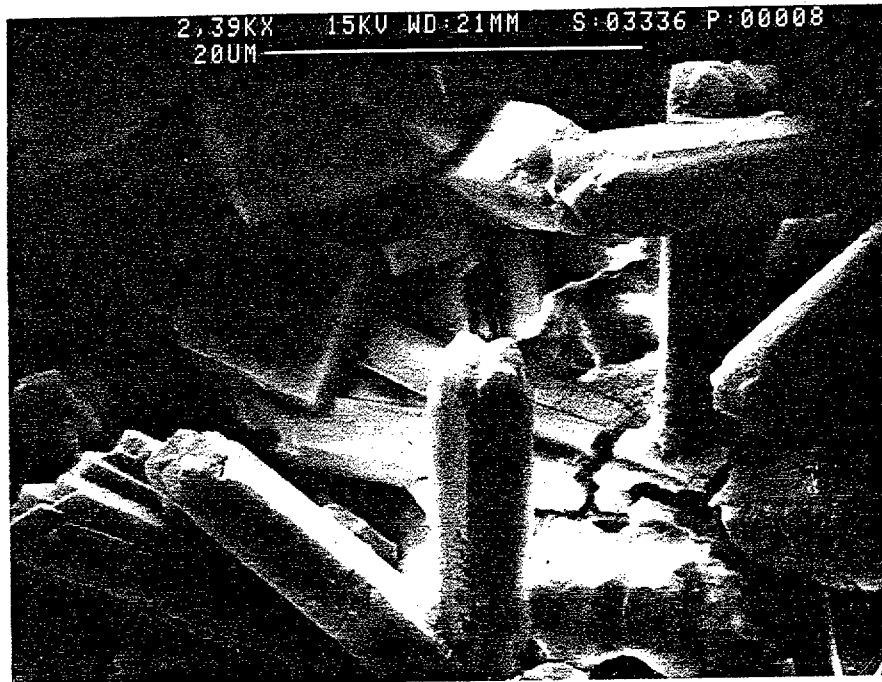


Figura 5.25 - Phillipsita prismática con terminación en otro tipo de cruz.

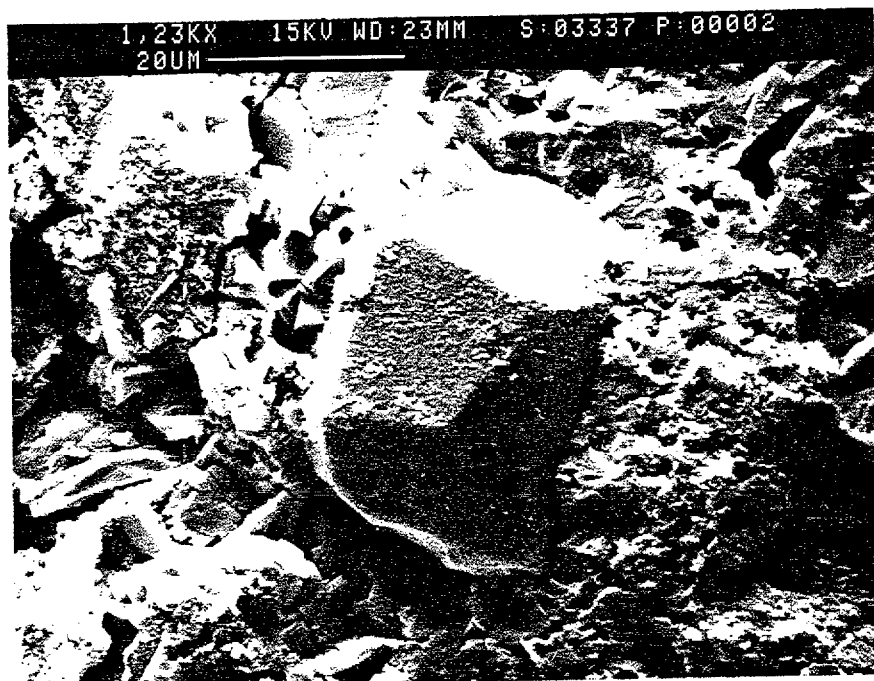


Figura 5.26 - Analcima en cristal pseudotrapezoidal tapizando la pared de un fragmento vítreo.

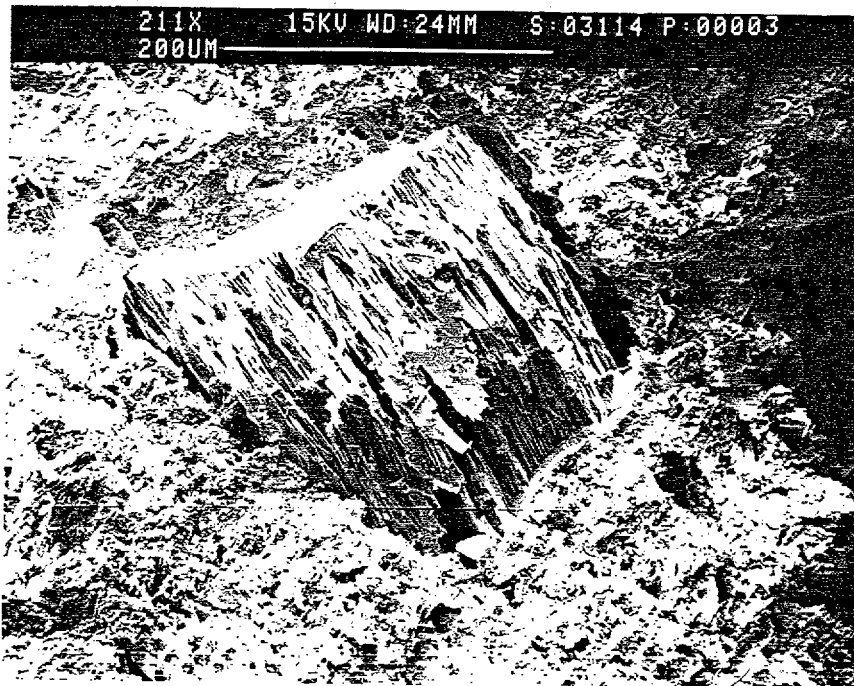


Figura 5.27 - Microcristal de clinopiroxeno disperso en la matriz que presenta un avanzado estado de alteración que le confiere morfología en "dientes de sierra".



Figura 5.28 - Detalle de pared de vacuola en un fragmento juvenil. Obsérvese el espesor de estas paredes y su estado de alteración con crecimiento en el interior de la vacuola de un agregado globular.

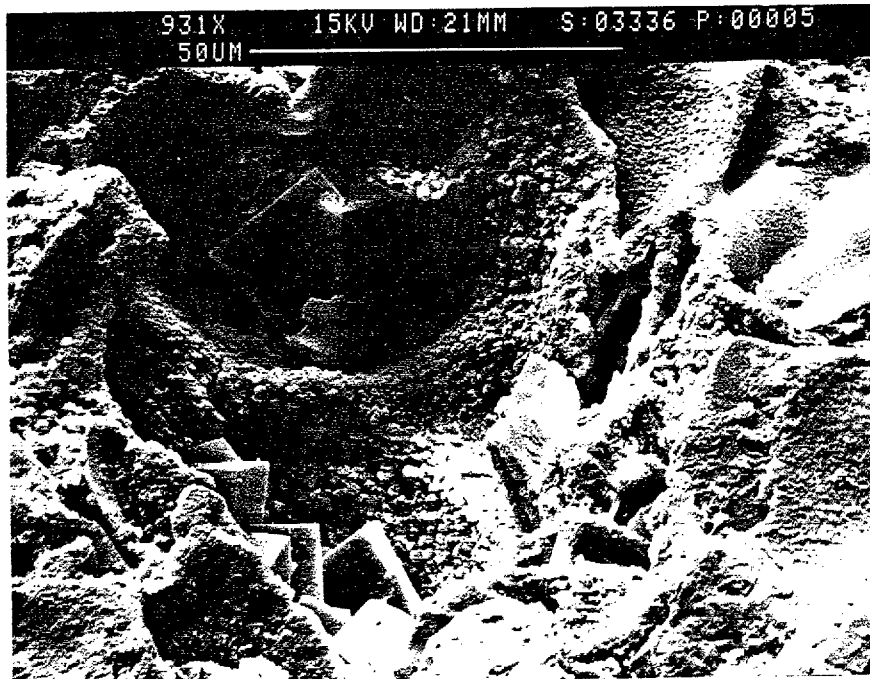


Figura 5.29 - Agregado globular de esmectitas y cristales pseudocúbicos de chabacitas desarrollados en el interior de una vacuola de un fragmento juvenil.

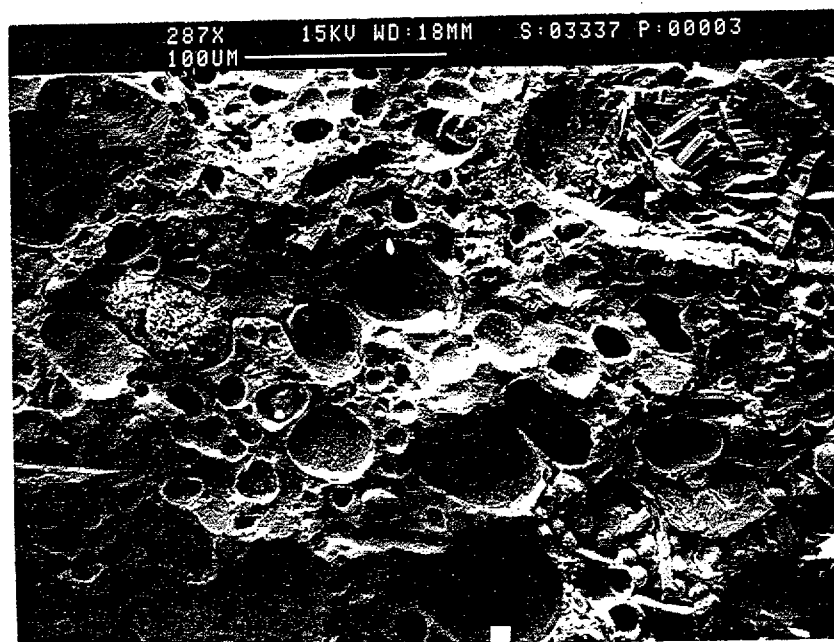


Figura 5.30 - Vista general de un fragmento juvenil donde se aprecian dos generaciones de vacuolas, subredondeadas y no conectadas entre sí. En ocasiones las vacuolas conservan un molde esférico. Obsérvese la abundancia de cristales y moldes de cristales incluidos.

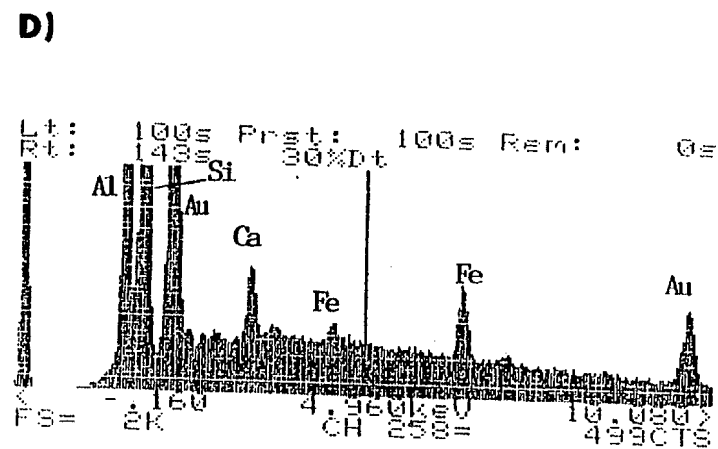
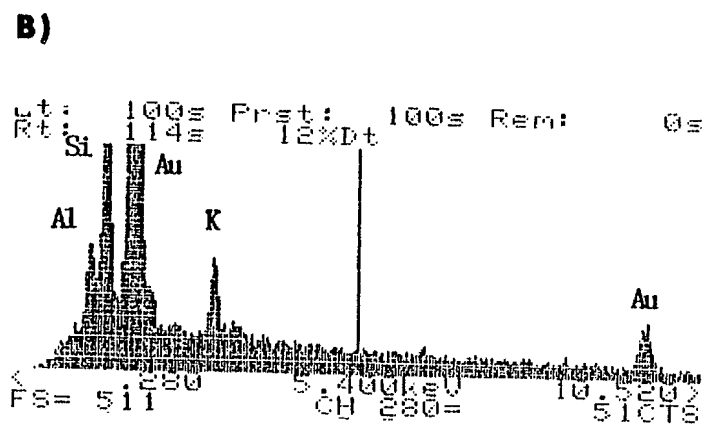
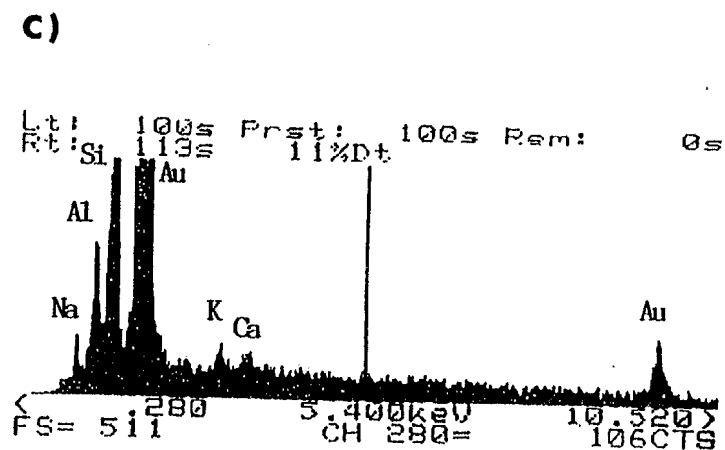
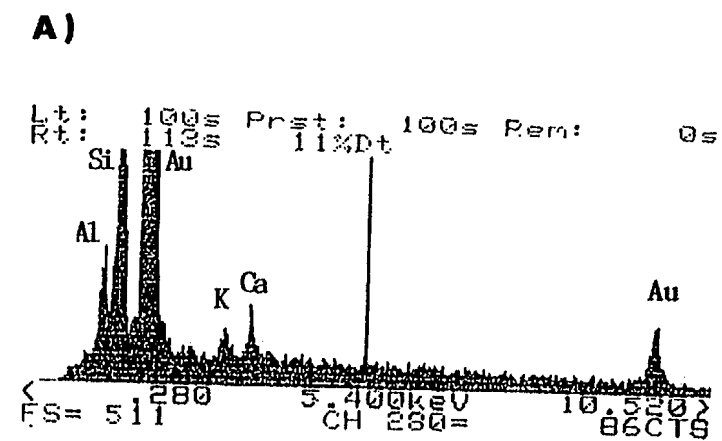


Figura 5.31 - Espectros de diferentes minerales secundarios analizados en la matriz de las BRN. a) es de chabacita; b) de phillipsita; c) de analcima y e) de esmectita. Obsérvese en este último espectro la baja respuesta en comparación con los anteriores.

GEOQUIMICA

6.1 - INTRODUCCION

Buena parte de los trabajos publicados sobre el GRN de Gran Canaria abordan, con mayor o menor amplitud, los diferentes problemas geoquímicos que plantean sus rocas: caracterización de las lavas y domos (Fúster et al., 1968; Anguita, 1972; Hoernle, 1987; Schmincke, 1976, 1990; ITGE, 1990), de las brechas volcánicas tipo BRN (Anguita 1972; Brey y Schmincke, 1980), mecanismos petrogenéticos (Frisch y Schmincke, 1969; Anguita, 1972; Hoernle, 1987) y procesos de alteración en las brechas (Brey y Schmincke, 1980).

En este trabajo se planteó la revisión de los aspectos geoquímicos antes mencionados mediante el uso de técnicas analíticas más modernas y ,sobre todo, con desmuestres de mayor rigor estratigráfico.

El estudio geoquímico se centró en las lavas y domos de las formaciones FLCh, FBT y FDTn, así como en las brechas volcánicas tipo BRN de la formación FBT. Este capítulo de geoquímica se ha dividido en dos grandes apartados, igual que se hiciera en el de petrografía, dada la diferencia de naturaleza existente entre lavas y domos por un lado y las brechas volcánicas BRN por otro, y puesto que éstas requieren distintas técnicas de muestreo y análisis. En el primer apartado se tratarán las lavas y domos, dejando para el segundo las BRN.

6.2 - LAVAS Y DOMOS

Como ya se ha comentado en la introducción, las lavas y domos del GRN han sido objeto de diversos estudios más o menos detallados. Así, Anguita (1972) fué el primer autor en demostrar que ambos materiales formaban parte de una misma secuencia geoquímica, representando los domos los términos más diferenciados de lo que él denominó Ciclo Roque Nublo. Desde entonces, todos los autores posteriores han estado de acuerdo en que los materiales del GRN representan todo un ciclo de evolución geoquímica. No obstante, los límites de este ciclo y el propio término "Ciclo magmático" han sufrido diferentes modificaciones (Schmincke, 1976, 1982 y 1990; Hoernle, 1987; Hoernle et al., 1991). Igualmente, estos trabajos han demostrado que el quimismo de estas lavas y domos del GRN se encuadra claramente en la serie alcalina, típica de islas oceánicas intraplaca sin contaminación de corteza continental.

En el presente trabajo se han realizado 84 nuevos análisis de roca total, incluyendo elementos mayores, H₂O, CO₂ y 25 elementos menores (Tabla 6.1).

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

Estos análisis representan muestras repartidas a lo largo de 14 columnas estratigráficas (LPB, LPD, TEA, TRG, TRH, TRP, TRS, BTD, BTH, BTI, BTÑ, BTP, BTQ, SLB) cuya distribución geográfica abarca un amplio abanico superficial desde los sectores centrales de la isla hasta los costeros del N y NE. Además de los análisis de roca total, se efectuaron también análisis químico de sus minerales (Tablas 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6 y 6.7)

Los análisis de elementos mayores fueron realizados en la Universidad de Bochüm (Alemania), mediante fluorescencia de rayos X con un espectrofotómetro Philips, modelo PW 1400. FeO, H₂O y CO₂ se determinaron a partir de vía húmeda. Descripciones detalladas de estos métodos analíticos y sus precisiones se encuentran en Feraud et al. (1981) y Wörner (1982).

Los elementos menores fueron analizados mediante activación neutrónica en dos laboratorios diferentes. Las muestras marcadas con un asterisco en la Tabla 6.1 se llevaron a cabo en el laboratorio Pierre Süe del Centre d'Études Nucléaires de Saclay (Francia), siguiendo los principios descritos en Chayla et al. (1973) y siendo el analista el Dr. J.L. Joron. El resto de las muestras se mandaron a analizar a los laboratorios comerciales ACTLABS de Canadá. Únicamente en el Nb se ha detectado una diferencia sistemática entre los contenidos que da un laboratorio y otro, y por ello este elemento se ha desechado a la hora de efectuar la modelización geoquímica.

6.2.1 - NOMENCLATURA Y CLASIFICACION

Para la clasificación química de las lavas y domos del GRN se optó por la utilización del diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989), ya que éste tiene un uso sencillo y está muy extendido en la actualidad entre la comunidad científica (Fig. 6.1). Además se comprobó que la división en algunos de los grandes campos que este diagrama propone, responde a cambios mineralógicos y/o texturales en los materiales del GRN, como ya se puso de manifiesto en el capítulo de petrografía (ver figura 5.1).

No obstante, en este trabajo se ha realizado una serie de consideraciones sobre esta clasificación que se indican a continuación:

- 1 - El diagrama contempla rocas con contenidos en CO₂ y H₂O + inferiores a 0,5% y 2%, respectivamente. Aunque la mayoría de las muestras analizadas cumplen estos requisitos, existen algunas cuyo contenido en H₂O

GEOQUIMICA

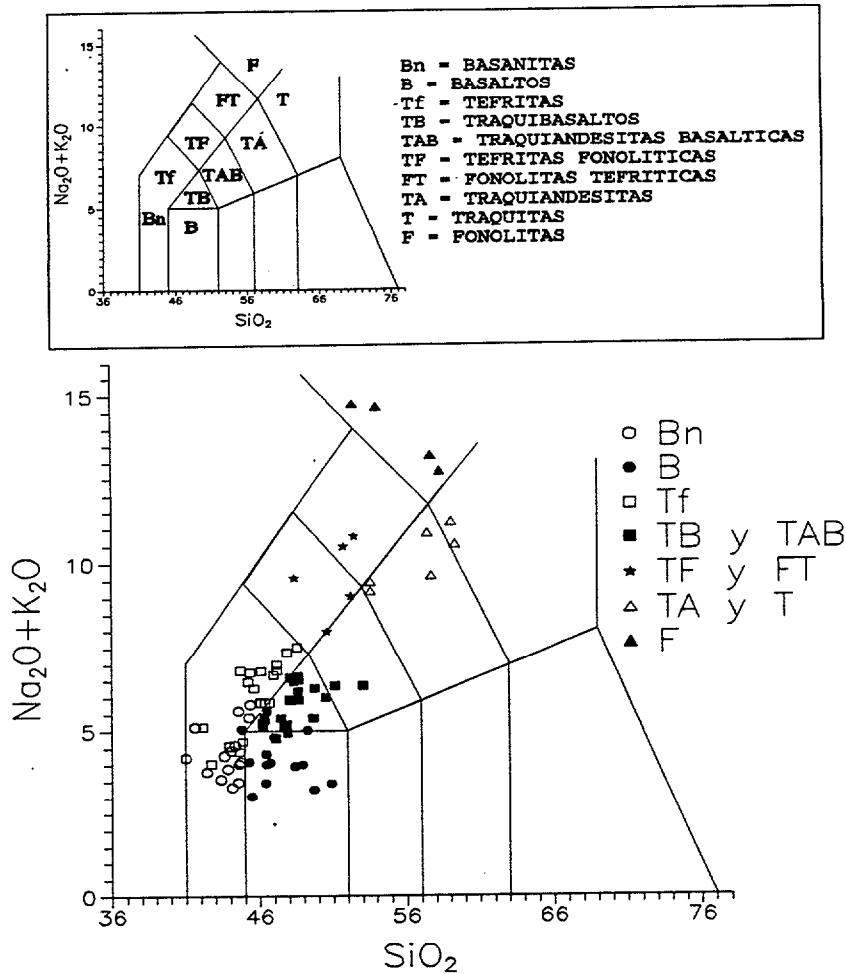


Figura 6.1 - Clasificación de lavas y domos de las formaciones FLCh, FBT y FDTn en el diagrama composicional TAS (Le Maitre et al., 1989) y anotación de la nomenclatura utilizada en este trabajo.

excede el 2%, pero por razones estratigráficas también se han proyectado en dicho diagrama. Otras 12 muestras si fueron rechazadas atendiendo a estos criterios.

2 - La división entre basanitas y tefritas se realizó en base a la abundancia de olivino modal, no normativo como sugieren los autores del diagrama.

3 - La subdivisión y nomenclatura propuesta para los campos de los basaltos, traquibasaltos, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas no se ha seguido, ya que ello supondría utilizar nombres que nunca han sido citados en la bibliografía del volcanismo grancanario, incluso a nivel de todo el archipiélago. Por ello, las muestras que caen en estos campos se las cita bajo esos nombres generales, sin más especificaciones.

4 - También se ha observado que las separaciones entre traquibasaltos y

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

traquiandesitas basálticas, traquiandesitas y traquitas, y tefritas fonolíticas y fonolitas tefríticas no reflejan ningún cambio significativo en las características mineralógicas y/o texturales, e incluso en la modelización geoquímica que se tratará posteriormente. Es decir, estas divisiones en el caso de las lavas y domos del GRN resultan algo artificiosas y sin mayor aplicación fuera de esta clasificación del TAS. A pesar de ello, los nombres se han conservado en base a un mejor ordenamiento de las muestras analizadas, tanto en las figuras representativas de las 14 columnas estratigráficas en donde se localizan, como en la Tabla 6.1 donde se reflejan sus resultados analíticos.

Los 84 análisis se distribuyen en los siguientes grupos: 15 son basanitas (Bn), 13 basaltos (B), 19 tefritas (Tf), 20 traquibasaltos (TB), 2 traquiandesitas basálticas (TAB), 3 tefritas fonolíticas (TF), 2 fonolitas tefríticas (FT), 4 traquiandesitas (TA), 2 traquitas (T) y 4 fonolitas (4). Estas cantidades son un reflejo del volumen proporcional que cada una de estas litologías representan dentro del GRN, sin que exista un desvirtuamiento debido a muestreos defectuosos o concentrados en determinadas áreas geográficas.

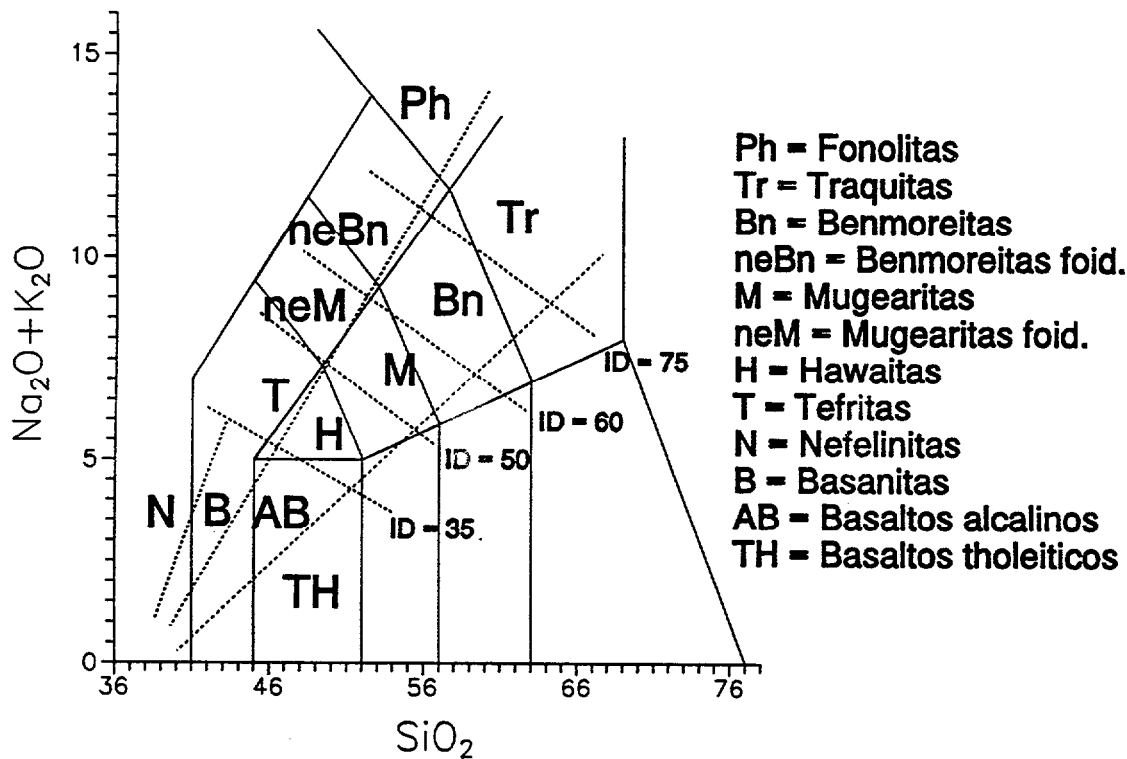


Figura 6.2 - Correlación entre la clasificación química realizada por Hoernle (1987) y la basada en el TAS (Le Maitre et al., 1989)

En el capítulo de petrografía se señalaron las correlaciones entre la nomenclatura adoptada en este trabajo y la utilizada por anteriores autores. Asimismo, se indicó que existía una similitud entre la clasificación aquí utilizada y las empleadas por Hoernle (1987) e ITGE (1990). Este último adopta en su clasificación el mismo diagrama TAS de Le Maitre et al. (1989), realizando consideraciones sobre su nomenclatura análogas a las expuestas en el párrafo 3.

Por su parte Hoernle (1987), aunque también utiliza un diagrama basado en los contenidos de sílice y álcalis de las muestras, los campos y nomenclatura que el mismo propone resultan ligeramente diferentes a los del TAS. Los límites entre campos los establece en base a valores del índice de diferenciación (ID) de Thornton y Tuttle (1960), así como por la línea establecida por McDonald y Katsura (1964) que divide los basaltos alcalinos de los basaltos tholeiíticos (Fig 6.2). Esta última separación resulta de interés ya que en el campo de los basaltos tholeiíticos incluye lavas muy similares a las observadas en la columna SLB (muestras SLB-1 y SLB-2), que tanto petrográficamente como geoquímicamente se apartan claramente de la norma del resto de basaltos del GRN.

6.2.2 - POSICION ESTRATIGRAFICA

Cuando se relacionan los análisis químicos de estas muestras con sus posiciones estratigráficas (ver columnas LPB, LPD, TEA, TRG, TRH, TRP, TRS, BTD, BTH, BTI, BTÑ, BTP, BTQ y SLB), se pone de manifiesto la existencia de dos secuencias de diferenciación completas. Estas secuencias se repiten en el tiempo y coinciden a grandes rasgos con la división litoestratigráfica establecida en este trabajo.

- La primera secuencia de diferenciación del GRN (RN-1) contiene todas las lavas de la FLCh y composicionalmente agrupa los siguientes términos: Bn, B, Tf, TB, TAB, TF, TA y T (Fig. 6.3). Si además se tiene en cuenta que cronoestratigráficamente el límite superior de esta FLCh, establecido alrededor de los 3,8 m.a., coincide con la intrusión de los primeros domos de la FDTn de composición fonolítica como son Risco Blanco y Montaña de los Brezos (Lietz y Schmincke, 1975; McDougall y Schmincke, 1976-1977), este término composicional fonolítico puede también incluirse en el RN-1.

- La segunda secuencia de diferenciación (RN-2) comprende las lavas de la FBT, así como las lavas y domos tardíos de la FDTn. Composicionalmente acoge términos similares a los del RN-1 y que son Bn, B, Tf, TB, TF, FT, TA

y F (Fig. 6.4).

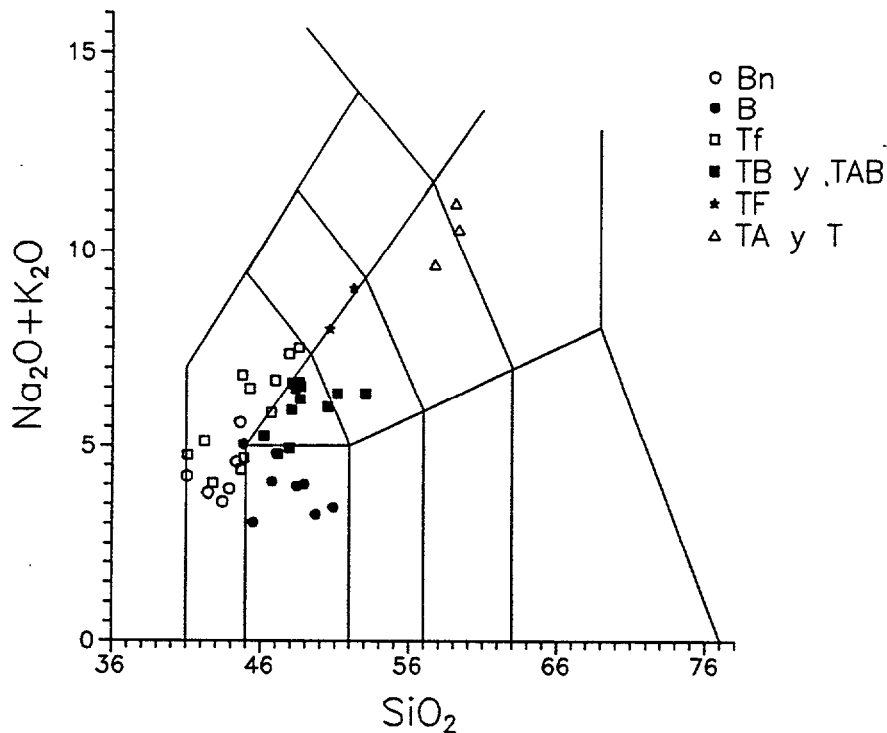


Figura 6.3 - Distribución composicional de las lavas asignadas a la primera secuencia de diferenciación del GRN.

En conclusión, por lo que respecta a la composición química de las lavas y domos del GRN (exceptuando las de la formación basal, FCET), puede hablarse de la existencia de dos ciclos de diferenciación magmática que se repiten en la secuencia estratigráfica de una manera rítmica y siguiendo una misma pauta: comienzan con lavas básicas y culminan con la intrusión de domos fonolíticos.

6.2.3 - COMPOSICION QUIMICA DE LOS MATERIALES

Como se deduce del propio diagrama TAS, las lavas y domos del GRN cubren un amplio espectro composicional que va desde basanitas y basaltos hasta fonolitas, sin que existan en él saltos o interrupciones.

Los datos de elementos mayores de estos materiales han sido elaborados según cálculos geoquímicos de uso común como son la norma CIPW, el ID de

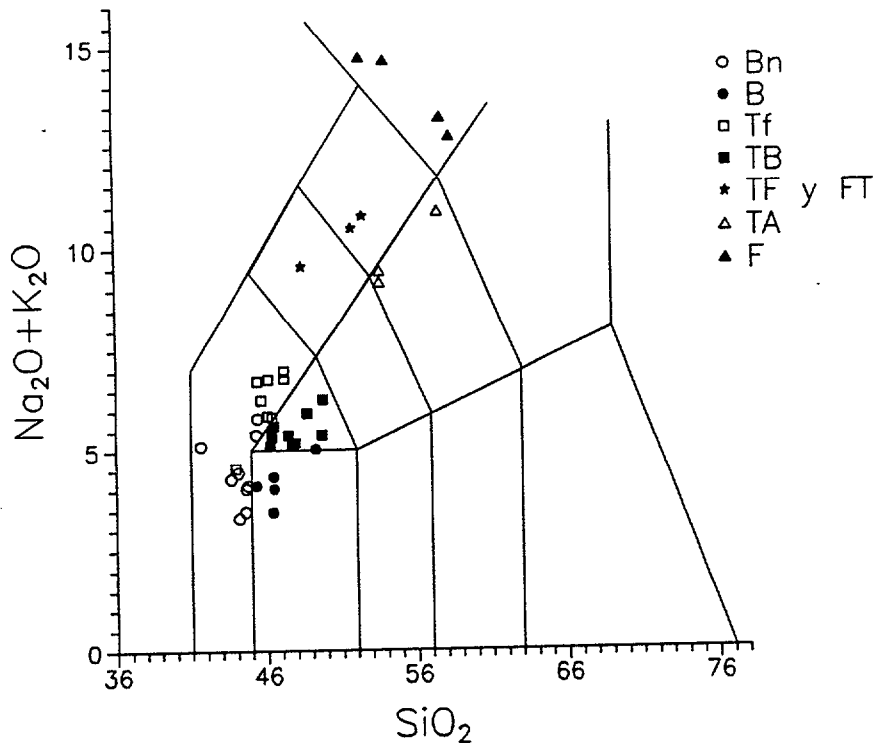


Figura 6.4 - Distribución de las lavas y domos pertenecientes a la segunda secuencia de diferenciación del GRN (RN-2) en el diagrama composicional TAS.

Thornton y Tuttle (1960) y los parámetros AFM (Tabla 6.1).

La norma CIPW ha sido calculada ajustando la relación $Fe_2O_3/FeO = 0,2$ y utilizando un programa informático de distribución interna elaborado por J.M. Cebriá (Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid). En estos cálculos normativos destaca el marcado carácter subsaturado de la mayoría de las muestras, a excepción de los basaltos. En estos basaltos se observan lavas sobresaturadas con Q normativo, que corresponden a las muestras SLB-1 y SLB-2, así como otras saturadas con Ol+Hy normativos. Ambas tendencias eran predecibles de acuerdo a la posición que ocupan estos basaltos en el diagrama TAS (ver figura A3.2 de Cox et al., 1979). Tal vez el carácter sobresaturado de las muestras SLB-1 y SLB-2 es debido a una contaminación por materiales sedimentarios cuarcíticos, puesta de manifiesto por la presencia abundante de xenolitos cuarcíticos en una de estas lavas. Además de los basaltos, algunas muestras de traquibasaltos y traquiandesitas también alcanzan el carácter saturado, hecho igualmente predecible por su posición en el TAS.

Otro aspecto destacable del cálculo normativo es el carácter peralcalino que

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

muestran los domos fonolíticos analizados (muestras BTH-3 y BTI-4), presentando acmita y noseana en su norma. Anguita (1972) también observó esta tendencia peralcalina en algunos de los domos fonolíticos del GRN.

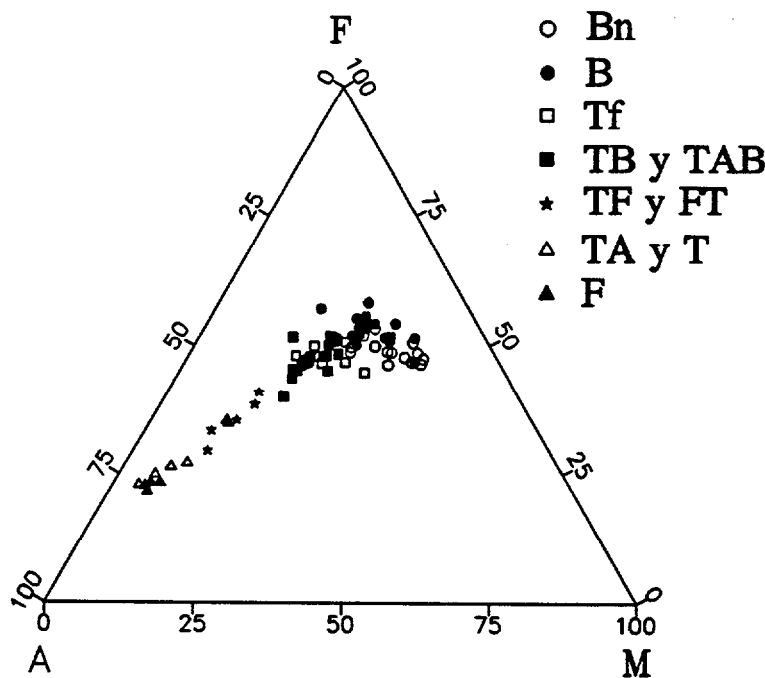


Figura 6.5 - Variación de las lavas y domos estudiados en el diagrama AFM siguiendo una pauta de evolución típica de la Serie Alcalina.

El diagrama AFM sirve para observar las tendencias evolutivas de un conjunto de rocas ligadas entre sí. Como puede comprobarse en la figura 6.5, las muestras de lavas y domos del GRN siguen una pauta de enriquecimiento progresivo en álcalis prácticamente desde el periodo inicial, y que es típica de la Serie Alcalina (Irvine y Baragar, 1971). Este aspecto se encuentra reiteradamente demostrado en la bibliografía a nivel de todo el Archipiélago Canario (e.g., Ibarrola, 1970; Fúster, 1975; Schmincke, 1976).

Por otra parte también se han trazado diagramas binarios de variación química, enfrentando los elementos mayores en forma de óxidos frente al MgO (Fig. 6.6). Tal como proponen Cox et al. (1979), el MgO o el número de magnesio (Mg#) resultan parámetros más útiles que el SiO₂ o el ID para observar variaciones químicas en el proceso de diferenciación de rocas básicas. Así, como se desprende de la figura 6.6, el comportamiento de los elementos mayores a lo largo de la

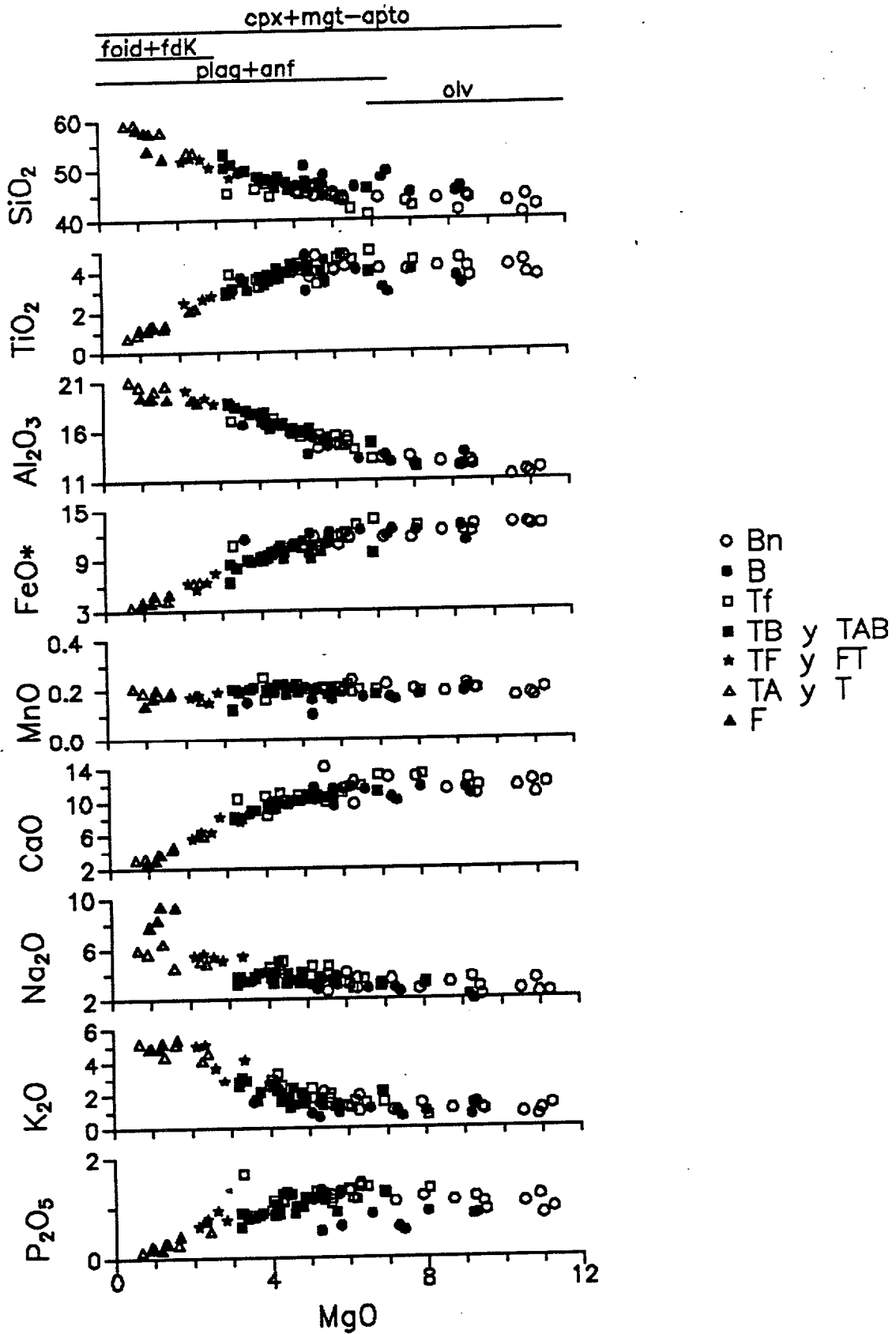
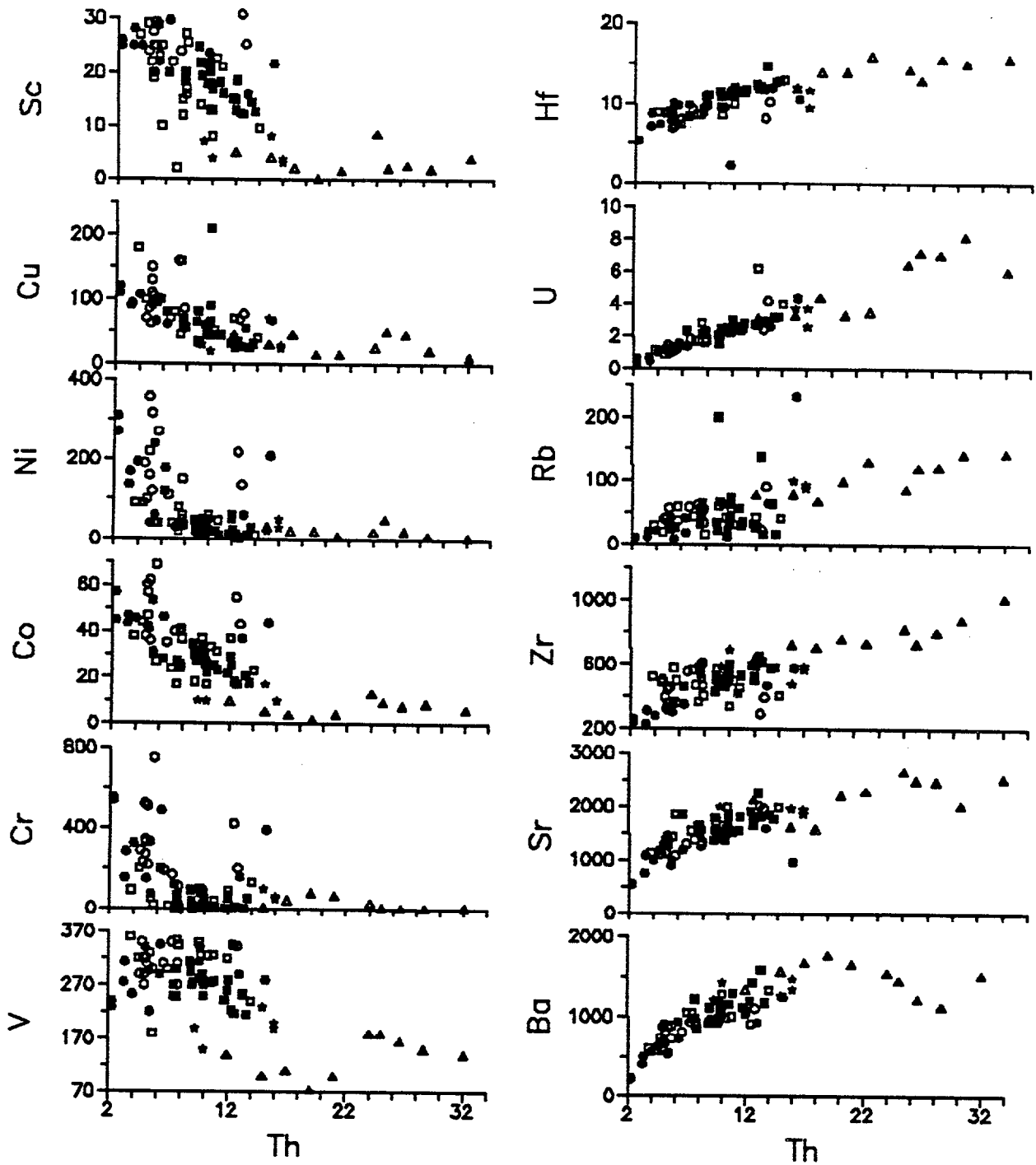


Figura 6.6 - Diagramas de variación lineal de los elementos mayores frente al MgO y correlación con la composición mineralógica modal. Los valores de los elementos están expresados en % en peso.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO



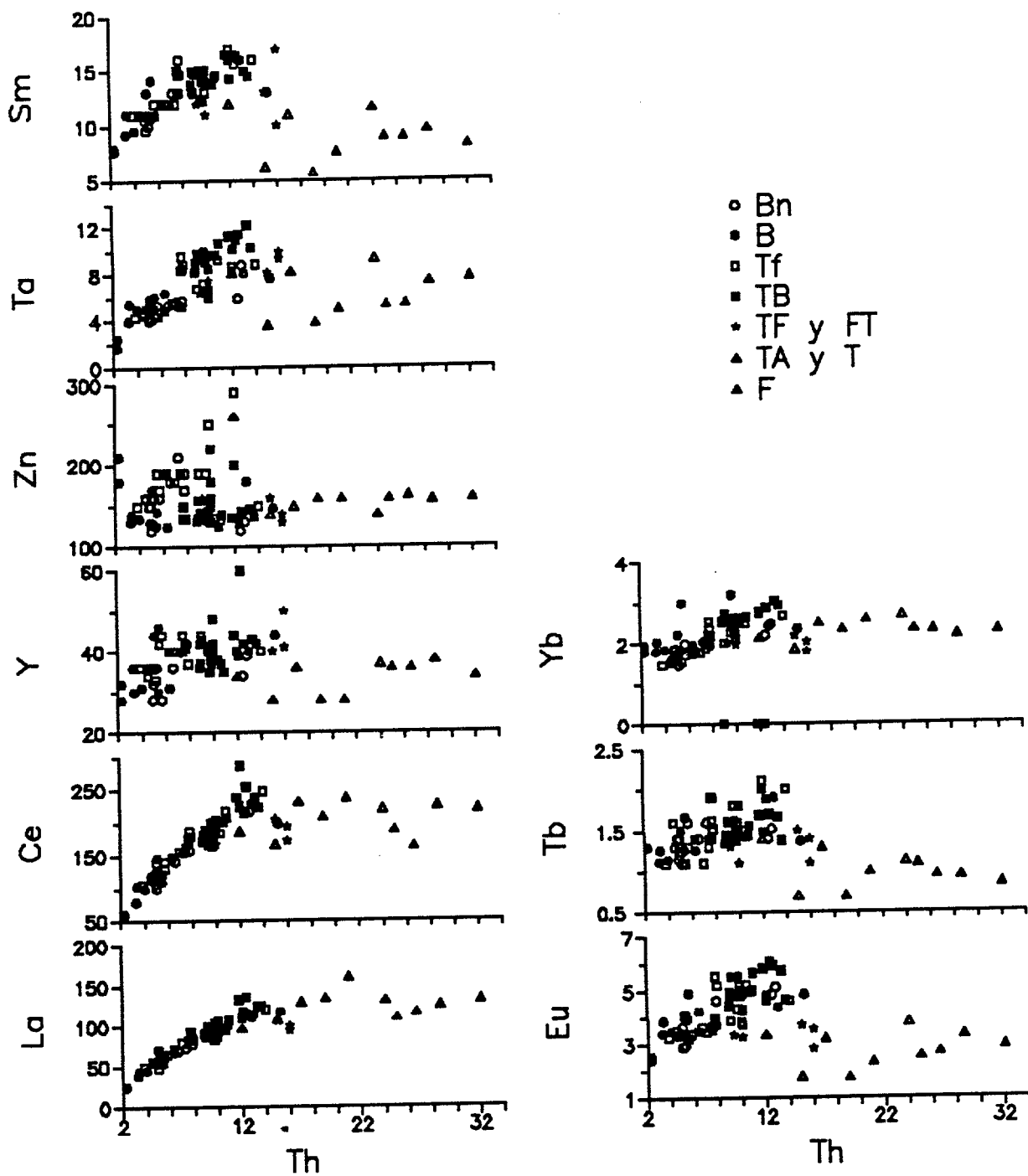


Figura 6.7 - Comportamiento de los elementos menores frente al Th para las lavas y domos del GRN. Los valores de estos elementos están expresados en ppm.

diferenciación de las lavas y domos del GRN se puede catalogar en tres grupos: (1) los incompatibles (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O y K_2O) que muestran un crecimiento general a medida que disminuye el contenido en MgO , (2) los compatibles (TiO_2 , FeO^* «hierro total en forma de ferroso», CaO y P_2O_5) que disminuyen a medida que lo hace el MgO y (3) el MnO que actúa como un elemento insensible a lo largo de toda la evolución química. Hoernle (1987) obtiene resultados similares enfrentando estos elementos contra el ID, e igual sucede si se enfrentan con el SiO_2 . Sin embargo, los cambios de pendiente que se detectan en estos diagramas binarios quedan más patentes cuando es el MgO (o el $\text{Mg}\#$) el parámetro que figura en abscisas. Así, observando de nuevo la figura 6.6 se detectan dos rupturas de pendiente:

1 - Entre el 7 y 8% de MgO para el K_2O , CaO , FeO^* , Al_2O_3 y SiO_2 , y cercano al 6% para el TiO_2 y P_2O_5 .

2 - Alrededor del 3% de MgO , reflejándose principalmente en los álcalis y el SiO_2 .

Tomando en consideración la variación mineralógica de los distintos tipos de rocas establecidos (ver figura 5.1) se pone de manifiesto la relación directa existente entre estos cambios de pendiente y la aparición o desaparición de alguna fase mineral. De este modo, el primer cambio de pendiente refleja la desaparición del olivino y la formación de los anfíboles junto al mayor dominio de las plagioclasas en las mesostasis. En cuanto al segundo cambio de pendiente se correlaciona con la gran eclosión que sufren los feldespatoides y los feldespatos alcalinos.

Por lo que respecta a los elementos menores también se han trazado diagramas binarios de variación enfrentándolos al Th (Fig. 6.7). Este elemento está clasificado como fuertemente incompatible o higromagmatófilo, y por ello es un excelente indicador del grado de diferenciación del magma (Treuil y Joron, 1975; Joron y Treuil, 1989). Se observan tres comportamientos diferentes: (1) compatibles, empobreciéndose a medida que progresa la diferenciación (V, Cr, Co, Ni, Cu y Sc); (2) incompatibles, con una pauta contraria a los anteriores (Ba, Sr, Zr, Rb, U, Hf y La); (3) semi-incompatibles, enriqueciéndose en los primeros estadios evolutivos pero al llegar a los finales sufren un empobrecimiento (Ce, Y, Ta, Sm, Eu, Tb, Yb y de forma más irregular el Zn). De estos diagramas se ha excluido el Nb por la discrepancia que muestran sus datos entre los dos laboratorios, y el Cs y Sb por escasez de determinaciones con valores positivos. De todas formas, estos tres últimos elementos parecen presentarse como incompatibles.

En cuanto a cambios de pendiente en los diagramas de la figura 6.7, resultan mucho más imprecisos de determinar dada la gran dispersión de valores que muestran algunos de sus elementos. No obstante, los catalogados como semi-incompatibles si muestran uno de forma muy clara como ya se ha comentado anteriormente. Dicho cambio de pendiente coincide con el segundo reflejado por los mayores y que tenía su origen en la proliferación de feldespatoides y feldespatos alcalinos como fases minerales principales en las rocas traquíticas y fonolíticas del GRN.

6.2.4 - COMPOSICION MINERALOGICA DE LAVAS Y DOMOS

En este apartado se determina la composición química de las distintas fases minerales que componen las lavas y domos del GRN (formaciones FLCh, FBT y FDTn), sus clasificaciones y evoluciones, es decir, si también han sufrido variación en la composición a medida que el magma se ha diferenciado.

Los análisis de estos minerales se realizaron en la Universidad de Oviedo utilizando una microsonda electrónica Camebax SX-50 con un equipo de microscopía óptica de transmisión y reflexión incorporado, y un sistema de tratamiento informático de los datos. Las condiciones de trabajo fueron de 15 Kv de potencial de aceleración, 15 nA de intensidad, 4 μm de radio del haz de e^- y con tiempos de conteo diferentes para los elementos: 10 s para el Na, 15 s para el Si, Al, Mg, Fe y Mn, y 20 s para el Ca, Ti y K.

Para estos análisis se seleccionaron las muestras que presentaban escasos signos de alteración meteórica y que eran representativas de los distintos tipos litológicos. En base a estos criterios se tomaron las siguientes muestras: LPB-1 y BTÑ-3 representativas de las basanitas, LPD-1 de los basaltos, BTD-2 de las tefritas, BTD-3 y LPB-6 de los traquibasaltos, TRS-6 y BTÑ-7 de las traquiandesitas y BTH-2 de las fonolitas.

A continuación se describen los resultados analíticos obtenidos de los principales minerales: clinopiroxenos, feldespatos, óxidos de Fe-Ti, anfíboles, olivinos, feldespatoides, apatitos y esfenas.

6.2.4.1 - CLINOPIROXENOS

Como se señaló en el capítulo de petrografía, los clinopiroxenos se

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

encuentran presentes a lo largo de todo el rango composicional de lavas y domos del GRN, y constituyen en la mayoría de los casos la fase mineral más abundante, tanto como fenocristales como en la mesostasis. Los análisis realizados sobre ellos se encuentran en la Tabla 6.2. En esta tabla se pone de manifiesto la amplia variación química que presentan tanto en rocas de diferentes litologías, como dentro de un mismo tipo de roca e incluso dentro de cristales individuales.

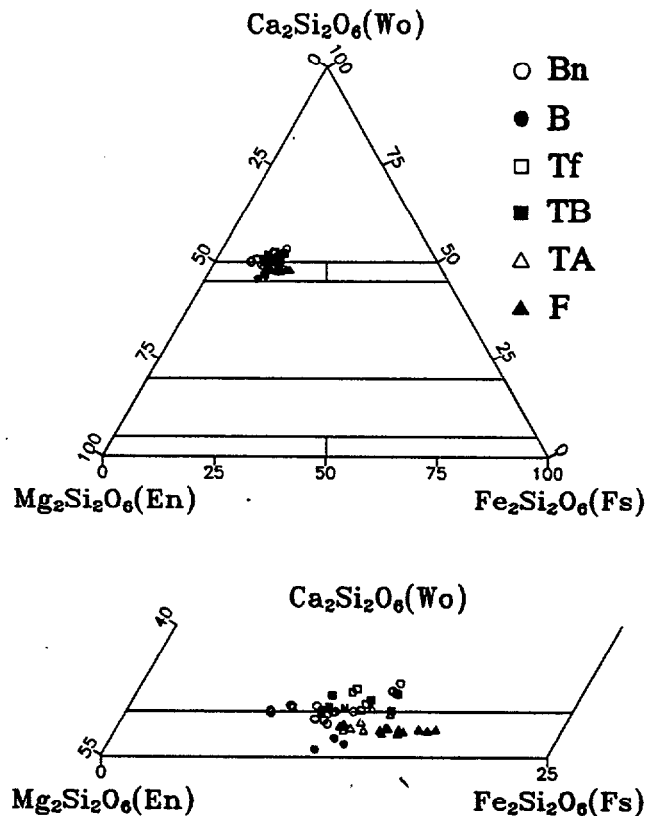


Figura 6.8 - Clasificación y variación química de los clinopiroxenos del GRN en el triángulo composicional En-Wo-Fs de la IMA (Marimoto, 1989).

Para la clasificación y nomenclatura de estos clinopiroxenos se ha seguido las recomendaciones de la "International Mineralogical Association" - IMA - (Marimoto, 1989) y se ha realizado utilizando el programa informático PX (Cebriá, 1990). De esta forma se observa que todos los clinopiroxenos analizados quedan dentro del grupo de los piroxenos Ca-Mg-Fe (QUAD) y proyectados en el triángulo composicional En-Wo-Fs se clasifican como diópsidos, incluso muchos de ellos con exceso de Ca (Fig. 4.8). Llama la atención esta denominación de los clinopiroxenos ya que hasta la fecha se habían definido como Ti-augitas (colores pardos-grises) y augitas-egirínicas (colores verdes) atendiendo a sus características ópticas (Fúster et al., 1968; Anguita, 1972; ITGE, 1990).

GEOQUIMICA

Hoernle (1987) que realiza numerosos análisis con microsonda en estos clinopiroxenos, también prefiere utilizar una nomenclatura similar (sustituyendo el término augita-egirínica por el de augita-acmita) puesto que considera que los clinopiroxenos de magmas alcalinos son más ricos en Al, Ti, Na e Fe^{3+} que los de magmas tholeiíticos para los cuales se desarrolla la nomenclatura del grupo QUAD.

En cualquier caso, las variaciones químicas de estos minerales anotadas por Hoernle (1987) resultan muy similares a las observadas en este trabajo. Así, de los 9 posibles miembros finales de los clinopiroxenos (presentados en la Tabla 6.2 según el esquema propuesto por Kushiro, 1962), aparte de los tres finales del QUAD, los más abundantes son la acmita (Acm) y las moléculas de Tschermak ricas en Ca-Ti (CTA), Ca- Fe^{2+} (CFA) y Ca- Fe^{3+} (CFS), aumentando el primero desde los términos basaníticos hasta los fonolíticos, mientras que los tres últimos disminuyen. Asimismo, las variaciones dentro de un mismo fenocristal son más numerosas y complejas en aquellos pertenecientes a tipos litológicos intermedios como son las tefritas y traquibasaltos.

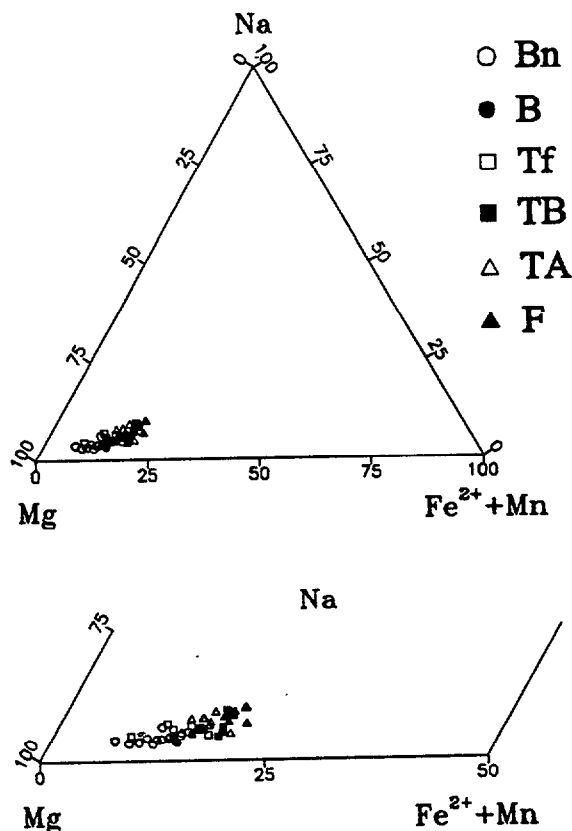


Figura 6.9 - Evolución de los clinopiroxenos del GRN en un diagrama composicional Mg-Na- $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$.

En las figuras 6.8 y 6.9 se muestran gráficamente estas variaciones. En el triángulo de la figura 6.8, a pesar de la dispersión que muestran los clinopiroxenos

en las tefritas y traquibasaltos, se observa un enriquecimiento progresivo en Fs a costa de la En con la Wo. muy variable. Por su lado, el triángulo de la figura 4.9 marca bien una línea de enriquecimiento progresivo en $Fe^{2+} + Mn$ y algo menos de Na a costa del Mg y que es típica de magmas alcalinos (López Ruiz, 1973; Deer et al, 1978).

A tenor de los resultados mostrados en las gráficas y tablas se deduce una correlación directa entre las variaciones químicas observadas en los clinopiroxenos y las que va presentando el magma (sus lavas y domos). Por tanto, la composición química del líquido magmático en cada momento es el factor principal que gobierna la de los clinopiroxenos. A nivel particular sin embargo, las variaciones dentro de un mismo grupo litológico o incluso dentro de un mismo mineral se explican mejor atendiendo a oscilaciones de otros parámetros tales como P_{H_2O} , f_{O_2} , T, etc., así como por mezcla de magmas a nivel local (Hoernle, 1987).

6.2.4.2 - FELDESPATOS

Junto con los clinopiroxenos resultan los minerales más abundantes en las lavas y domos del GRN, apareciendo en todos los tipos litológicos aunque en algunos de ellos (basanitas) pueden presentarse en muy pequeñas cantidades.

Los análisis de estos feldespatos se presentan en la Tabla 6.3. El cálculo de sus fórmulas estructurales y la proporción relativa de sus tres componentes finales (Ab-Or-An) se ha realizado a partir del programa informático MINFILE (Afifi y Essene, 1988) y tomando 32 O como base para el cálculo (Deer et al., 1966).

Según se observa en la tabla 6.3 y en la figura 6.10, los feldespatos se van haciendo progresivamente más alcalinos a medida que avanza el grado de diferenciación del magma, pasando de Labradorita en los basaltos hasta anortoclasas en las fonolitas. Existe como un salto composicional entre los feldespatos de las traquiandesitas y los de las fonolitas que puede ser debido a una falta de análisis, puesto que la tendencia evolutiva indica una continuidad entre estas composiciones.

Según Deer et al. (1966) la evolución de los feldespatos hacia términos más alcalinos es reflejo de un descenso en la T y cambios en la composición del líquido. Por tanto, como ocurría con los clinopiroxenos, existe una correlación directa entre las variaciones químicas de un mineral y de las rocas que los contienen.

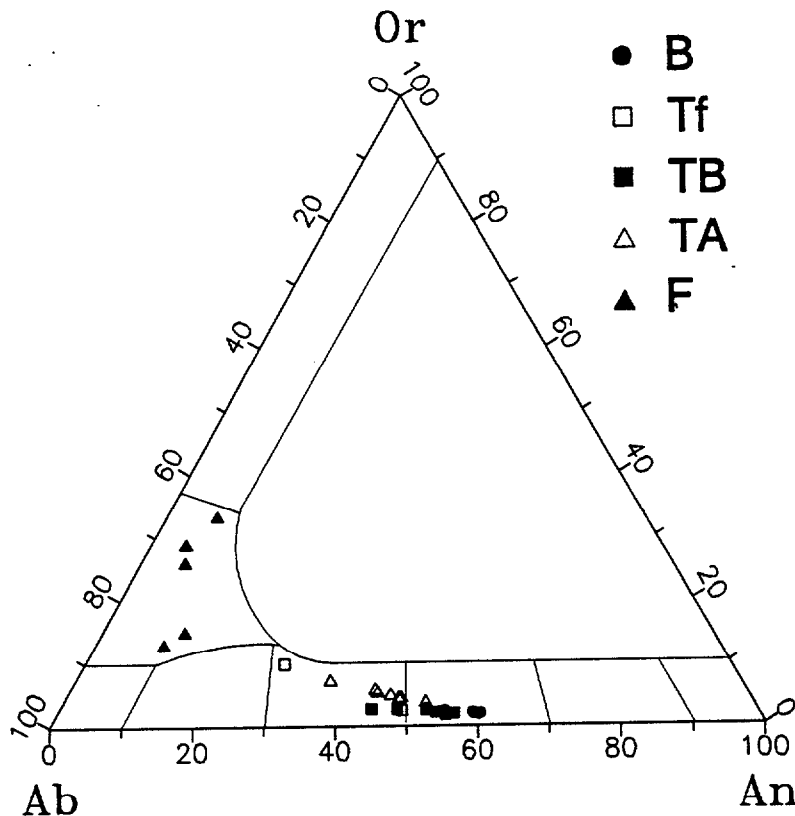


Figura 6.10 - Variación química de los feldespatos analizados en el diagrama de composición Ab-An-Or.

Respecto a las zonaciones químicas de algunos cristales que han sido observadas tanto óptica como químicamente (en la muestra traquiandesítica), éstas no resultan tan frecuentes ni complejas como las que presentan los clinopiroxenos. La mayoría de estos zonados se originan por cambios en el equilibrio líquido-cristal durante el movimiento relativo de los cristales y el líquido, o bien por modificaciones de algunas de las variables del sistema debido a causas externas como contaminaciones, mezcla de magmas, entre otras (Cox et al., 1979).

6.2.4.3 - OXIDOS DE Fe-Ti

Este grupo de minerales también se encuentran distribuido a lo largo de todo el rango composicional de lavas y domos del GRN, formando parte principalmente de sus mesostasis donde resulta uno de los constituyentes principales. Según se desprende de los análisis realizados (Tabla 6.4), la magnetita es la principal fase mineral constituyente de estos óxidos. No obstante, Frisch y Schmincke (1969), Anguita (1972), Hoernle (1987), así como los estudios petrográficos realizados en este trabajo, indican la existencia de ilmenita principalmente en la mesostasis de estos materiales.

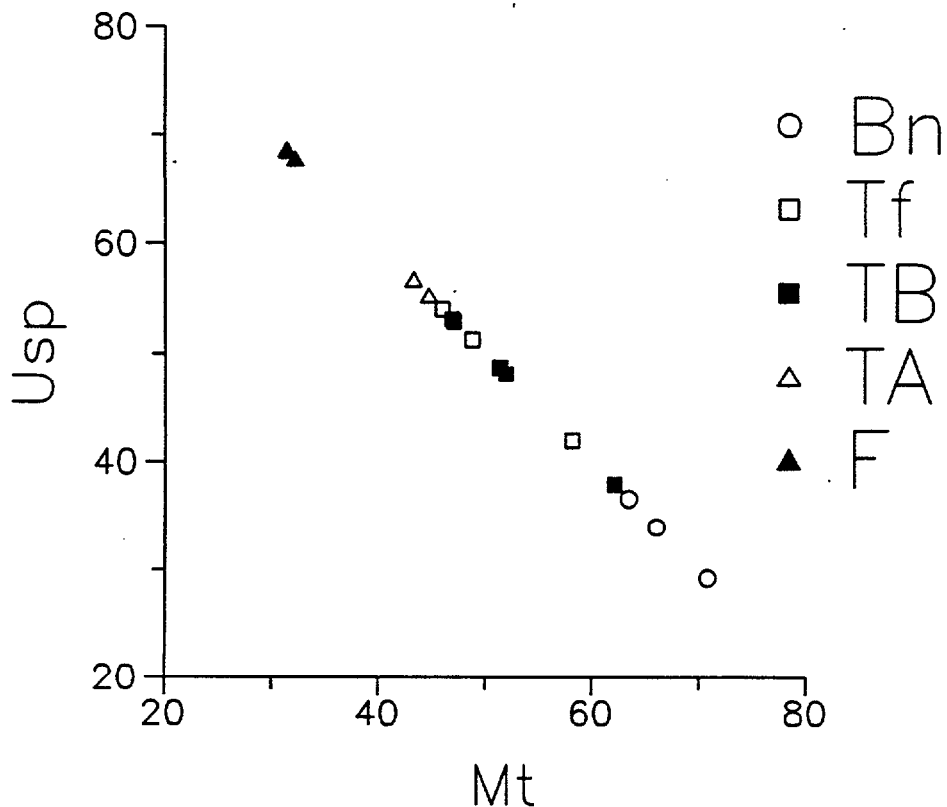


Figura 6.11 - Variación lineal de los componentes ulvoespínela-magnetita con la diferenciación del magma del GRN.

Las fórmulas de estas magnetitas se calcularon en base a 4 O, utilizando el programa MINFILE (Afifi y Essene, 1988). Las proporciones molares de ulvoespínela (Usp) y magnetita (Mt) se determinaron siguiendo el método descrito en Spencer y Lindsley (1981).

Al avanzar la diferenciación del magma, disminuyen el porcentaje molecular de ulvoespínela así como el Mg y Al, mientras que aumentan el porcentaje molecular de magnetita y el Mn (Fig. 6.11). Relación idéntica a la aquí enumerada fué encontrada por Hoernle (1987). La disminución del componente ulvoespínela va ligada a un descenso en la T (Spencer y Lindsley, 1981), mientras que en los cambios de Mg, Al y Mn interviene además el factor composición del líquido (Crisp y Spera, 1987).

6.2.4.4 - ANFIBOLES

Los análisis de anfíboles (Tabla 6.5) muestran una gran homogeneidad composicional tanto dentro de cristales individuales (sin zonaciones) como en los

distintos tipos litológicos donde se encuentran (Tf, TB, TAB, TF, FT, TA, T y F).

$$(Ca+Na)_B \geq 1,34; Na_B < 0,67$$

$$Ti \geq 0,50$$

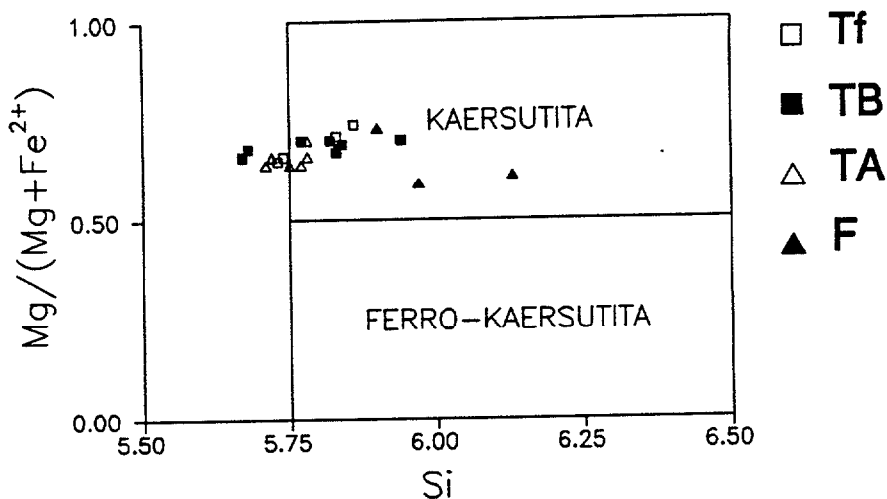
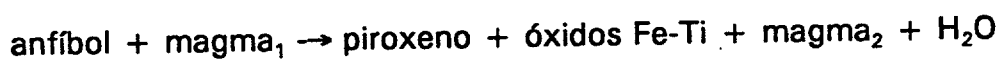


Figura 4.12 - Clasificación de los anfíboles de las lavas del GRN atendiendo a los criterios expresados por la IMA (Leake, 1978).

Utilizando el programa informático AMPHIBOL (Richard y Clarke, 1990) se han calculado sus fórmulas (tomando todo el Fe como Fe^{2+}) y se han clasificado de acuerdo con el IMA (Leake, 1978). Todos ellos se encuadran en el grupo de los anfíboles cálcicos [$(Ca+Na)_B \geq 1,34$, $Na_B < 0,67$ y $Ti \geq 0,50$] y dentro de él caen en el campo de la Kaersutita [$Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0,50$], con defecto en Si algunos de ellos (Fig. 6.12).

Esta homogeneidad composicional de los anfíboles ya fué puesta de manifiesto por Frisch y Schmincke (1969) que también los denominaron como kaersutitas. El hecho de que estos minerales no varíen su composición según lo hace el magma, trae como consecuencia que se encuentren en frecuente inestabilidad con el líquido que los rodea y, por ello, sean reabsorvidos (Deer et al., 1966). La reacción que tiene lugar en este proceso es la siguiente:



La liberación de H₂O al magma que se produce en esta reacción, aumenta la presión de volátiles y en determinadas condiciones juega un papel importante como desencadenante de erupciones explosivas (Bardintzeff y Bonin, 1987).

6.2.4.5 - OLIVINOS

Los olivinos se distribuyen esencialmente en basanitas y basaltos, donde constituyen los principales fenocristales, y raramente en tefritas y traquibasaltos, donde aparecen siempre muy alterados y corroídos.

El cálculo de las fórmulas de estos minerales se realizó en base a 4 O (Deer et al., 1966). Tanto este cálculo como el de las proporciones relativas de los dos componentes finales, forsterita (Fo) y fayalita (Fa), se hizo con la ayuda del programa informático MINFILE (Afifi y Essene, 1988). La relación de los análisis químicos efectuados, con sus respectivas fórmulas, aparece en la Tabla 6.6.

En esta tabla 6.6 se observa que los olivinos muestran una clara evolución química desde las basanitas hasta los basaltos. En las primeras, los contenidos en forsterita (Fo) oscilan entre 83-85%, mientras que en los segundos la variación es mayor, entre 55-75%, existiendo un salto composicional entre ellos en el rango de Fo 75-85%. Esta interrupción seguramente sea debido a un defecto de análisis, ya que entre la basanita y el basalto seleccionados también existe una gran diferencia química. Además de esta variación en el contenido de Fo, existe un aumento progresivo de Al y Ca según desciende la proporción de ese componente. Ocasionalmente se detectan zonaciones en los cristales y estas son más frecuentes en los olivinos basálticos.

La disminución de Fo en los olivinos se relaciona directamente con una bajada en la T, influyendo en menor medida otros parámetros tales como P y composición del líquido. Sin embargo, las sustituciones de Al y Ca guardan mayor relación con cambios en la composición del líquido (Deer et al, 1982).

6.2.4.6 - FELDESPATOIDES. ESFENAS. APATITOS

Estos tres minerales se presentan juntos dada la escasez de análisis químicos realizados (Tabla 6.7). Apatito y esfena son minerales accesorios y siempre aparecen como microfenocristales. El apatito se reparte por todo el rango composicional de lavas y domos del GRN, mientras que la esfena se restringe a los

términos más evolucionados (tefritas fonolíticas, fonolitas tefríticas, traquiandesitas, traquitas, fonolitas, y raramente en tefritas). Los feldespatoideos, por su parte, tienen distribución similar a la esfena, llegando a constituir en fenocristales principales en las traquiandesitas, traquitas y fundamentalmente en las fonolitas.

Las fórmulas de estos tres minerales se han obtenido a través del programa informático MINFILE (Afifi y Essene, 1988), utilizando como base de cálculo 24 (O, OH) para los feldespatoideos, 20 (O, OH) para las esfenas y 26 (O, OH) para los apatitos (Deer et al., 1966). Todos los análisis realizados en estos minerales tienen sumas totales de óxidos muy bajas que se deben a la presencia de elementos menores en cada uno de estos minerales. Concretamente en los feldespatoideos, el ión SO_4^{2-} puede alcanzar porcentajes elevados que pueden suplir las deficiencias en los totales y compensar las fórmulas.

Los feldespatoideos son principalmente sódicos, con baja participación del Ca y aún menos del K, por lo que químicamente se demuestra su pertenencia al grupo de la sodalita y se identifican como haüynas.

Tabla 6.1 - Análisis químicos de lavas y domos del GRN. La relación incluye elementos mayores, menores, minerales normativos, el índice de diferenciación (ID) y los parámetros A, F, M. Las muestras están ordenadas por grupos del TAS, dentro de cada grupo por los ciclos de diferenciación (RN-1 y RN-2) y finalmente por contenido creciente de SiO_2 . Las muestras marcadas con un asterisco indican que los análisis de sus elementos menores fueron realizados en Saclay (Francia).

Tabla 6.2 - Análisis químicos de clinopiroxenos. Se indican sus fórmulas estructurales, términos finales según el IMA y según Kushiro (1962).

Tabla 6.3 - Análisis químicos y cálculo de las fórmulas (en base a 32 O) de los feldespatos.

Tabla 6.4 - Análisis químicos y fórmulas estructurales (en base de 4 O) de los óxidos de Fe-Ti.

Tabla 6.5 - Análisis químicos, fórmulas estructurales y clasificación según el IMA de los anfíboles.

Tabla 6.6 - Análisis químicos y fórmulas estructurales (en base a 4 O) de los olivinos.

Tabla 6.7 - Análisis químicos de feldespatoideos, esfenas y apatitos. Sus fórmulas se han calculado en base a 24 (O, OH), 20 (O, OH) y 26 (O, OH), respectivamente.

T.A.S. CICLO	BASANITAS													
	1						2							
	MUESTRA	LPB-1'	BTÑ-3	TRG-2'	BTP-1	TRS-5	BTÑ-1	TRS-13	BTH-1'	TRS-11	BTP-6	TRG-7'	TRS-18	TRS-12
SiO2	40,49	41,82	42,57	42,56	43,17	43,26	40,98	41,78	42,99	43,40	43,60	43,67	43,82	44,39
TiO2	4,37	3,62	4,11	4,61	4,01	4,12	4,51	3,86	4,12	3,64	3,73	4,67	4,06	3,65
Al2O3	11,67	11,84	11,11	14,44	12,86	14,84	12,21	12,77	12,48	12,26	11,28	13,90	12,63	15,03
Fe2O3	6,12	5,56	6,94	7,23	6,15	8,27	4,95	8,45	5,56	8,36	7,19	5,85	4,45	6,43
FeO	7,58	7,84	6,78	4,73	5,84	3,96	7,72	3,48	7,10	5,30	6,25	4,86	8,06	5,75
MnO	0,18	0,20	0,17	0,23	0,21	0,18	0,22	0,19	0,19	0,20	0,17	0,19	0,20	0,20
MgO	10,75	11,09	10,31	6,09	6,98	6,10	9,10	7,55	8,46	9,33	10,73	5,38	9,27	5,25
CaO	12,22	11,92	11,53	12,00	12,58	9,41	12,53	12,43	11,16	11,65	10,65	13,84	10,66	10,18
Na2O	3,46	2,41	2,65	2,77	3,46	3,53	3,62	2,65	3,21	2,21	2,35	2,56	2,84	3,50
K2O	0,70	1,31	0,83	0,99	1,00	1,91	1,41	1,43	1,10	1,04	1,03	1,43	1,11	2,16
P2O5	1,20	0,94	1,06	1,38	1,08	1,43	1,18	1,16	1,10	0,89	0,81	1,21	1,07	1,24
H2O	0,95	1,35	1,54	2,20	1,76	2,58	0,97	3,30	1,30	2,10	1,67	1,99	1,25	1,40
CO2	0,01	0,09	0,15	0,04	0,12	0,08	0,25	0,05	0,13	0,02	0,12	0,20	0,04	0,07
TOTAL	99,70	99,98	99,75	99,28	99,22	99,66	99,65	99,10	98,90	100,40	99,58	99,77	99,45	99,25
Ba	915,00	726,00	666,00	937,00	792,00	940,00	864,00	1110,00	625,00	579,00	679,00	726,00	613,00	920,00
Sr	2015,00	1084,00	1277,00	1385,00	1366,00	1270,00	1370,00	1974,00	1116,00	1268,00	1136,00	1271,00	1120,00	1565,00
Zr	294,00	361,00	362,00	471,00	459,00	470,00	441,00	397,00	504,00	357,00	323,00	395,00	459,00	607,00
Rb	23,30	37,00	28,00	61,00	24,00	55,00	56,00	90,40	40,00	30,00	34,70	41,00	35,00	34,00
V	345,00	300,00	320,00	350,00	310,00	310,00	320,00	343,00	290,00	270,00	321,00	350,00	290,00	270,00
Y	34,00	28,00	33,00	40,00	36,00	42,00	36,00	39,00	36,00	32,00	28,00	36,00	36,00	42,00
Nb	78,00	22,00	72,00	16,00	21,00	20,00	17,00	125,00	25,00	24,00	63,00	20,00	11,00	23,00
Cr	423,00	750,00	511,00	170,00	220,00	110,00	340,00	202,00	290,00	330,00	521,00	230,00	270,00	23,00
Co	54,90	69,00	62,30	40,00	36,00	41,00	42,00	43,20	44,00	57,00	60,40	38,00	47,00	25,00
Ni	218,00	270,00	317,00	30,00	120,00	60,00	220,00	136,00	190,00	220,00	358,00	100,00	160,00	150,00
Cu	68,00	100,00	105,00	160,00	95,00	55,00	150,00	77,00	70,00	110,00	62,00	85,00	130,00	85,00
Zn	120,00	160,00	128,00	210,00	160,00	190,00	120,00	131,00	160,00	160,00	130,00	150,00	150,00	170,00
U	2,40	1,50	1,28	1,70	1,30	1,80	1,20	4,18	1,20	1,10	0,91	1,40	1,20	2,30
Th	12,48	5,70	5,18	7,30	5,20	7,80	5,00	12,80	4,60	5,00	4,94	4,80	5,00	7,80
Ta	5,90	5,30	5,44	5,60	4,10	8,50	4,30	8,79	4,70	4,00	5,24	5,10	5,20	5,70
Hf	8,20	8,10	7,77	8,70	7,20	11,00	8,20	10,26	8,90	6,90	7,84	8,90	9,10	9,90
La	115,70	63,90	57,46	73,40	62,20	86,80	70,40	111,70	55,30	47,30	53,79	54,90	57,90	78,20
Ce	217,00	140,00	118,60	155,00	124,00	187,00	139,00	217,00	119,00	101,00	108,00	121,00	125,00	158,00

T.A.S. CICLO MUESTRA	BASANITAS													
	1						2							
	LFB-1'	BTÑ-3	TRG-2'	BTP-1	TRS-5	BTÑ-1	TRS-13	BIH-1'	TRS-11	BTP-6	TRG-7'	TRS-18	TRS-12	BTQ-12
Sm	15,61	12,00	10,92	13,00	10,00	16,00	11,00	16,08	11,00	9,60	10,50	11,00	11,00	13,00
Eu	4,87	3,35	4,10	3,65	2,96	4,64	3,35	5,15	3,35	2,90	3,65	3,40	3,37	3,73
Tb	1,40	1,60	1,25	1,60	1,10	1,90	1,20	1,52	1,30	1,30	1,15	1,40	1,40	1,50
Yb	2,19	1,98	1,69	2,04	1,48	2,39	1,60	2,43	1,60	1,60	1,85	1,83	1,74	1,95
Ce	0,46	0,70	0,38	2,20	0,50	0,70	0,00	7,87	0,00	0,50	0,71	1,20	0,00	0,00
Sb	0,10	0,20	0,09	0,10	0,10	0,20	0,10	0,34	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,00
Sc	30,70	25,00	29,20	24,00	25,00	16,00	20,00	25,30	24,00	25,00	27,60	22,00	19,00	17,00
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	4,25	7,88	5,05	6,06	6,10	11,71	8,47	8,90	6,70	6,29	6,25	8,69	6,70	13,11
Ab	3,99	4,09	11,89	17,53	11,92	18,39	1,50	8,27	14,40	13,70	15,78	12,88	17,09	15,93
Am	14,45	17,93	16,42	24,92	17,15	19,71	13,12	19,52	16,89	20,94	17,71	22,83	18,83	19,44
Ne	14,15	9,03	6,07	3,66	9,93	6,82	16,06	8,32	7,36	2,95	2,52	5,08	4,04	7,85
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di(Mg)	23,33	20,00	19,25	14,20	20,66	9,37	22,92	20,16	17,33	17,26	17,12	20,58	15,55	10,94
Di(Fe)	8,74	8,69	8,61	7,97	11,32	5,77	9,99	10,00	8,59	8,88	7,45	10,60	6,97	8,57
Hy(Mg)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy(Fe)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol(Mg)	11,72	13,21	12,28	6,40	5,87	8,00	8,71	7,33	9,58	11,06	13,67	2,97	11,47	5,86
Ol(Fe)	5,55	7,26	6,95	4,54	4,07	6,23	4,80	4,60	6,00	7,19	7,53	1,93	6,50	5,80
Mt	2,40	2,51	2,57	2,23	2,25	2,27	2,37	2,24	2,39	2,51	2,50	1,99	2,36	2,27
Il	8,54	7,00	8,04	9,07	7,87	8,12	8,71	7,72	7,86	7,07	7,28	9,12	7,87	7,12
Ap	2,86	2,22	2,53	3,31	2,58	3,44	2,78	2,83	2,62	2,11	1,93	2,88	2,53	2,95
Cc	0,02	0,21	0,35	0,09	0,28	0,19	0,58	0,12	0,30	0,05	0,28	0,47	0,09	0,16
I.D.	22,39	21,00	23,01	27,26	27,95	36,92	26,03	25,48	28,45	22,94	24,54	26,65	27,83	36,89
A	14,86	13,46	12,98	17,83	19,55	23,69	19,11	17,96	17,33	12,76	12,60	20,48	15,63	25,22
F	46,74	46,45	48,57	53,28	49,86	49,71	46,30	48,80	48,66	50,49	47,41	51,93	47,69	51,39
M	38,40	40,08	38,45	28,89	30,60	26,60	34,59	33,24	34,01	36,74	39,99	27,60	36,68	23,39

Tabla 6.1

T.A.S. CICLO MUESTRA	BASANITA	BASALTOS												
	2	1								2				
	TRS-10	LPB-2'	TEA-10'	TRH-2'	SLB-4'	LPD-1'	TRG-4'	SLB-2'	SLB-1'	BTI-2'	LPB-4'	TRS-17	LPB-3'	TRP-10'
SiO ₂	44,44	43,25	43,90	44,80	46,13	47,70	47,80	48,54	49,74	43,50	44,10	44,88	45,30	48,20
TiO ₂	3,98	4,41	3,59	4,05	3,58	3,13	3,36	2,85	2,98	3,15	3,94	4,63	3,96	3,62
Al ₂ O ₃	14,38	14,08	11,89	15,09	14,99	13,24	14,06	12,48	13,29	12,79	12,23	15,15	12,79	16,23
Fe ₂ O ₃	7,27	6,52	6,96	8,38	5,71	5,47	8,38	5,85	7,83	6,62	6,79	6,52	7,12	9,04
FeO	4,06	5,34	6,22	3,23	5,65	6,81	4,43	7,01	4,79	4,52	5,99	3,41	5,78	3,08
MnO	0,18	0,19	0,18	0,20	0,21	0,17	0,16	0,16	0,10	0,20	0,18	0,15	0,17	0,15
MgO	5,90	5,54	8,85	4,85	5,64	7,15	5,63	7,21	5,14	8,70	7,79	5,07	6,40	3,50
CaO	11,29	11,08	11,20	10,18	10,19	10,32	9,31	9,85	9,99	10,16	11,42	11,31	11,14	8,30
Na ₂ O	4,03	3,66	2,19	3,05	3,30	2,83	3,02	2,49	2,70	1,80	3,02	2,70	2,77	3,38
K ₂ O	1,25	1,20	0,73	0,85	1,42	1,06	0,89	0,66	0,64	1,42	0,96	1,46	1,14	1,53
P ₂ O ₅	1,29	1,21	0,80	1,10	1,30	0,59	0,61	0,52	0,51	0,81	0,88	1,30	0,84	0,77
H ₂ O	1,94	2,30	2,25	3,16	1,83	1,56	0,91	1,33	1,69	4,63	1,80	2,35	1,18	1,38
CO ₂	0,15	0,06	0,01	0,08	0,03	0,09	0,14	0,07	0,11	0,02	0,10	0,24	0,44	0,02
TOTAL	100,16	98,84	98,77	99,02	99,96	100,12	98,70	99,02	99,50	98,32	99,20	99,17	99,03	99,20
Ba	799,00	942,00	531,00	1204,00	932,00	560,00	404,00	231,00	209,00	1254,00	725,00	908,00	496,00	551,00
Sr	1296,00	1433,00	904,00	1369,00	1597,00	998,00	751,00	539,00	541,00	975,00	1195,00	1449,00	1086,00	993,00
Zr	555,00	527,00	304,00	474,00	470,00	280,00	228,00	260,00	242,00	579,00	352,00	332,00	312,00	369,00
Rb	58,00	11,40	8,00	12,40	65,00	21,40	10,90	10,00	10,00	232,00	18,30	45,00	19,60	27,10
V	310,00	342,00	297,00	314,00	290,00	253,00	275,00	230,00	240,00	280,00	345,00	340,00	313,00	221,00
Y	36,00	35,00	30,00	41,00	40,00	31,00	36,00	28,00	32,00	44,00	31,00	44,00	30,00	46,00
Nb	22,00	122,00	63,00	131,00	21,00	56,00	49,00	23,00	25,00	134,00	78,00	19,00	59,00	75,00
Cr	190,00	75,00	331,00	16,00	160,00	323,00	153,00	540,00	550,00	391,00	488,00	150,00	284,00	73,00
Co	35,00	34,20	53,50	31,70	37,00	45,60	43,40	57,00	45,00	43,70	46,40	41,00	46,90	31,10
Ni	110,00	37,00	240,00	34,00	60,00	193,00	136,00	270,00	310,00	209,00	178,00	40,00	169,00	60,00
Cu	70,00	57,00	66,00	46,00	55,00	107,00	90,00	120,00	110,00	67,00	61,00	90,00	94,00	97,00
Zn	180,00	145,00	126,00	157,00	180,00	135,00	131,00	180,00	210,00	147,00	125,00	170,00	139,00	143,00
U	1,80	2,40	1,08	2,32	2,60	0,99	0,65	0,60	0,30	4,37	1,37	1,00	0,44	1,30
Th	6,60	9,70	5,42	9,64	13,00	4,01	3,28	2,30	2,30	15,21	6,35	5,10	3,35	5,47
Ta	5,30	9,27	5,08	10,01	8,10	4,97	3,95	2,50	1,70	7,64	6,41	5,90	5,44	6,04
Hf	9,30	2,18	7,38	11,52	12,00	7,38	7,08	5,30	5,30	10,60	9,84	10,00	8,73	9,77
La	69,00	87,53	53,87	98,93	115,00	44,67	38,65	25,20	25,00	117,70	67,27	66,80	43,62	64,06
Ce	141,00	176,00	112,00	201,00	228,00	100,00	78,70	60,00	58,00	198,80	148,00	146,00	104,00	111,00

T.A.S.	BASANITA		BASALTOS											
	2		1							2				
CICLO	2		1							2				
MUESTRA	TRS-10	LPB-2'	TEA-10'	TRH-2'	SLB-4'	LPD-1'	TRG-4'	SLB-2'	SLB-1'	BTI-2'	LPB-4'	TRS-17	LPB-3'	TRP-10'
Sm	12,00	14,90	10,64	15,06	16,00	9,56	9,22	7,90	7,70	13,00	11,99	13,00	11,05	14,09
Eu	3,63	4,81	3,95	5,55	4,41	3,48	3,41	2,57	2,40	4,86	4,24	4,01	3,86	4,92
Tb	1,40	1,48	1,27	1,63	1,90	1,15	1,12	1,30	1,30	1,37	1,26	1,50	1,26	1,67
Yb	1,80	2,45	1,83	3,20	2,48	1,84	1,80	1,81	1,94	2,35	1,96	2,22	2,03	3,00
Cu	0,00	0,62	0,61	0,58	1,10	0,25	0,02	0,00	0,00	2,09	0,38	2,80	0,12	0,19
Sb	0,10	0,17	0,06	0,14	0,30	0,10	0,11	0,20	0,20	0,23	0,11	0,10	0,06	0,10
Sc	22,00	23,60	28,80	21,10	16,00	25,00	25,00	26,00	25,00	21,70	29,60	20,00	28,10	22,00
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	3,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	7,57	7,39	4,49	5,28	8,59	6,38	5,41	4,01	3,89	9,01	5,86	8,96	6,92	9,32
Ab	18,38	18,14	19,31	27,12	26,15	24,41	26,31	21,66	23,51	16,35	17,79	23,73	24,06	29,48
An	17,88	19,27	21,34	26,27	22,41	20,57	22,94	21,52	22,90	24,31	17,45	25,87	19,66	25,26
Ne	8,96	7,65	0,00	0,00	1,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,66	0,00	0,01	0,00
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ns	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di(Mg)	15,46	14,74	16,58	8,96	10,06	13,62	9,00	12,07	10,48	13,47	18,20	12,25	14,11	4,67
Di(Fe)	8,95	9,29	8,68	6,43	6,71	8,57	7,16	8,27	9,36	5,95	9,88	5,60	9,38	5,23
Hy(Mg)	0,00	0,00	0,60	2,93	0,00	3,50	7,95	12,87	8,32	4,11	0,00	1,66	0,00	5,57
Hy(Fe)	0,00	0,00	0,36	2,41	0,00	2,52	7,26	10,11	8,52	2,07	0,00	0,87	0,00	7,16
Ol(Mg)	5,53	5,28	10,28	3,93	6,81	5,85	1,62	0,00	0,00	9,05	8,13	4,05	6,90	0,88
Ol(Fe)	4,04	4,21	6,81	3,57	5,74	4,65	1,63	0,00	0,00	5,05	5,58	2,34	5,80	1,25
Mt	2,08	2,24	2,49	2,17	2,12	2,29	2,36	2,42	2,33	2,16	2,39	1,85	2,40	2,22
Il	7,74	8,72	7,10	8,08	6,96	6,06	6,57	5,57	5,82	6,42	7,73	9,13	7,73	7,09
Ap	3,06	2,92	1,93	2,68	3,08	1,39	1,45	1,24	1,22	2,01	2,10	3,13	2,00	1,84
Cc	0,35	0,14	0,02	0,19	0,07	0,21	0,33	0,16	0,26	0,05	0,24	0,57	1,03	0,05
I.D.	34,91	33,18	23,80	32,40	36,05	30,79	31,72	25,78	30,80	25,35	28,31	32,69	31,00	38,80
A	24,25	22,49	12,04	19,98	22,32	17,08	18,18	13,92	16,41	14,38	16,67	22,48	17,38	25,02
F	48,66	51,87	51,47	55,18	51,01	51,52	55,65	54,23	58,29	46,78	50,69	50,13	54,17	57,15
M	27,09	25,64	36,49	24,85	26,66	31,40	26,17	31,85	25,30	38,84	32,64	27,40	28,45	17,83

Tabla 6.1 - Continuación

T.A.S.	TEFRITAS													
CICLO	1											2		
MUESTRA	BTQ-5	BTQ-6	BTQ-1	TEA-7*	SLB-5*	TRS-2	BTQ-4	TRG-5*	TRS-3	BTD-2*	BTÑ-2	BTD-6*	BTQ-9	TRS-14
SiO ₂	40,47	41,49	42,15	43,10	43,87	44,15	44,26	45,57	45,94	46,80	47,61	42,70	44,40	44,67
TiO ₂	4,90	4,49	4,42	4,50	4,02	3,93	3,80	3,90	3,32	3,61	3,15	4,67	3,80	3,51
Al ₂ O ₃	12,91	13,83	12,15	13,94	15,06	15,60	16,96	14,56	15,22	16,27	17,16	14,05	16,64	17,16
Fe ₂ O ₃	7,24	9,45	5,61	6,75	5,99	5,51	4,44	6,41	4,24	3,89	5,40	6,11	6,92	5,62
FeO	7,08	4,38	7,71	5,50	6,06	5,45	5,95	4,60	6,02	5,77	3,90	6,43	4,23	3,92
MnO	0,20	0,19	0,19	0,19	0,20	0,19	0,22	0,20	0,20	0,19	0,16	0,21	0,19	0,24
MgO	6,81	6,35	7,95	5,88	5,85	5,01	4,33	5,38	5,44	4,09	3,96	5,99	3,21	3,88
CaO	12,97	11,72	13,08	11,27	10,80	10,09	10,92	10,16	9,77	8,93	8,17	11,46	10,15	10,32
Na ₂ O	3,16	3,52	3,24	3,07	3,27	4,52	4,95	3,95	4,51	3,95	4,45	2,80	3,62	4,03
K ₂ O	1,53	1,50	0,73	1,17	1,31	1,78	1,77	1,75	2,00	3,23	2,90	1,61	2,97	2,54
P ₂ O ₅	1,25	1,38	1,35	1,14	1,33	1,29	1,28	1,04	1,13	0,92	1,12	1,13	1,64	0,91
H ₂ O	0,87	1,10	0,85	2,09	1,75	1,39	1,11	1,66	1,91	0,96	1,70	1,79	1,70	2,69
CO ₂	0,07	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,20	0,06	0,20	0,02	0,07	0,14	0,17	0,20
TOTAL	99,46	99,45	99,47	98,64	99,55	98,95	100,19	99,24	99,90	98,63	99,74	99,09	99,66	99,68
Ba	603,00	869,00	580,00	855,00	929,00	1051,00	1048,00	1009,00	983,00	1106,00	1332,00	902,00	890,00	1284,00
Sr	1136,00	1438,00	1170,00	1330,00	1659,00	1541,00	1626,00	1559,00	1541,00	1627,00	1996,00	1493,00	1855,00	1870,00
Zr	523,00	577,00	489,00	405,00	465,00	566,00	369,00	456,00	579,00	522,00	410,00	509,00	498,00	343,00
Rb	30,00	27,00	19,00	15,50	42,00	44,00	56,00	29,50	31,00	55,30	41,00	33,60	59,00	72,00
V	360,00	330,00	320,00	345,00	350,00	300,00	270,00	326,00	250,00	277,00	240,00	354,00	180,00	250,00
Y	36,00	42,00	34,00	37,00	40,00	40,00	44,00	35,00	40,00	38,00	40,00	41,00	44,00	42,00
Nb	27,00	17,00	17,00	106,00	19,00	24,00	23,00	119,00	60,00	124,00	17,00	124,00	17,00	15,00
Cr	91,00	50,00	200,00	1,00	100,00	15,00	0,50	39,00	120,00	11,00	130,00	60,00	18,00	8,70
Co	38,00	30,00	44,00	36,80	37,00	24,00	17,00	31,50	27,00	25,40	23,00	39,80	27,00	17,00
Ni	90,00	40,00	90,00	36,00	50,00	40,00	20,00	46,00	80,00	18,00	9,00	50,00	40,00	60,00
Cu	180,00	95,00	100,00	56,00	60,00	80,00	45,00	43,00	160,00	44,00	40,00	59,00	100,00	45,00
Zn	150,00	190,00	160,00	135,00	190,00	180,00	190,00	134,00	190,00	131,00	150,00	136,00	170,00	150,00
U	1,10	1,30	0,90	1,77	2,50	1,70	2,10	2,50	2,80	2,48	4,00	1,64	1,40	2,90
Th	3,80	5,50	4,50	7,88	9,60	7,00	7,50	10,81	7,50	9,96	14,00	7,74	5,70	10,00
Ta	4,30	4,40	4,50	8,84	7,30	5,60	5,30	9,21	5,40	9,66	8,80	9,57	4,40	6,00
Hf	8,90	8,00	8,80	11,14	11,00	8,70	9,10	11,45	9,40	11,32	13,00	11,03	7,40	10,00
La	48,80	61,80	55,70	82,87	98,50	79,40	82,50	101,70	82,70	102,80	121,00	90,38	64,60	101,00
Ce	106,00	123,00	114,00	179,00	199,00	156,00	160,00	218,00	163,00	193,00	247,00	178,40	130,00	187,00

T.A.S.	TEFRITAS														
	CICLO	1										2			
		MUESTRA	BTQ-5	BTQ-6	BTQ-1	TEA-7	SLB-5	TRS-2	BTQ-4	TRG-5	TRS-3	BTD-2	BTÑ-2	BTD-6	BTQ-9
Sm	11,00	11,00	11,00	14,64	15,00	12,00	12,00	14,35	12,00	13,05	16,00	14,61	11,00	13,00	
Eu	3,24	3,22	3,52	5,21	4,35	3,44	3,53	5,02	3,65	4,88	4,65	5,54	3,41	3,73	
Tb	1,10	1,10	1,60	1,53	1,80	1,10	1,40	1,45	1,30	1,45	2,00	1,63	1,30	1,50	
Yb	1,48	1,55	1,53	2,18	2,28	1,78	1,99	2,48	1,87	2,62	2,67	2,53	1,73	2,12	
Cs	0,60	0,40	0,00	0,55	0,00	0,50	0,60	0,59	0,70	0,55	0,00	0,74	0,00	0,50	
Sb	0,00	0,10	0,10	0,11	0,20	0,10	0,20	0,12	0,10	0,14	0,30	0,11	0,00	0,20	
Sc	27,00	23,00	29,00	25,60	18,00	1,99	12,00	21,10	15,00	17,70	9,60	27,20	10,00	8,00	
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Or	9,22	9,09	4,39	7,20	7,95	10,83	10,59	10,71	12,10	19,59	17,56	9,82	18,02	15,55	
Ab	1,45	8,10	9,91	18,33	19,57	16,65	13,50	19,47	19,44	17,01	23,34	13,93	14,96	13,17	
An	16,85	17,95	16,75	21,56	23,16	17,52	19,07	17,55	15,74	17,66	18,73	21,83	20,93	21,99	
Ne	13,99	12,15	9,75	4,73	4,80	12,31	15,66	8,21	10,63	9,37	8,25	5,70	8,94	12,00	
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ns	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di(Mg)	19,79	15,73	21,22	14,50	11,25	12,33	12,33	13,74	12,60	10,30	7,04	14,27	7,50	11,15	
Di(Fe)	13,01	10,73	11,49	8,96	7,41	8,24	9,11	8,55	7,89	7,39	5,17	8,90	8,06	8,24	
Hy(Mg)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Hy(Fe)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Oi(Mg)	5,70	6,25	7,24	5,98	6,84	5,00	3,65	5,27	5,63	3,98	4,79	6,15	3,32	3,39	
Oi(Fe)	4,74	5,39	4,95	4,68	5,69	4,22	3,41	4,15	4,45	3,61	4,45	4,85	4,50	3,17	
Mt	2,66	2,53	2,49	2,31	2,25	2,05	1,93	2,06	1,93	1,82	1,72	2,36	2,06	1,78	
Il	9,49	8,74	8,55	8,90	7,84	7,68	7,31	7,67	6,45	7,04	6,13	9,15	7,41	6,90	
Ap	2,95	3,28	3,18	2,75	3,16	3,08	3,00	2,49	2,68	2,19	2,66	2,70	3,90	2,18	
Cc	0,16	0,07	0,07	0,10	0,07	0,09	0,46	0,14	0,47	0,05	0,16	0,33	0,40	0,47	
I.D.	24,66	29,34	24,06	30,27	32,32	39,79	39,75	38,39	42,17	45,97	49,15	29,45	41,92	40,72	
A	18,70	20,70	16,09	19,54	20,91	29,00	32,00	26,58	29,88	34,96	36,60	19,75	32,53	33,82	
F	54,15	53,12	51,69	53,35	52,34	47,92	47,36	48,34	45,17	45,13	43,65	53,42	51,63	46,22	
M	27,15	26,19	32,22	27,10	26,75	23,09	20,63	25,08	24,95	19,91	19,75	26,83	15,84	19,96	

Tabla 6.1 - Continuación

T.A.S.	TEFRITAS					TRAQUIBASALTOS								
CICLO	2					1								
MUESTRA	BTD-7'	BTÑ-5	TRG-6'	BTÑ-6	BTQ-8	TRS-0	TEA-4'	TEA-6'	TRS-4	BTP-2	BTD-1'	TRG-3'	BTQ-2	BTD-3'
SiO ₂	44,80	44,87	45,50	45,68	45,87	45,53	45,90	45,90	46,78	46,82	46,97	47,10	47,32	47,60
TiO ₂	4,32	3,86	3,94	3,43	3,58	3,91	3,83	3,93	3,73	3,47	3,62	3,51	3,27	3,54
Al ₂ O ₃	15,06	15,27	14,77	15,79	16,15	14,46	15,93	14,57	15,74	17,31	16,65	16,37	16,37	16,50
Fe ₂ O ₃	5,92	5,65	6,78	5,06	5,58	4,65	6,44	7,40	5,34	6,13	4,07	4,28	5,76	5,48
FeO	4,93	5,38	4,38	4,96	4,58	5,49	3,74	4,00	4,63	3,47	5,42	5,16	3,95	4,14
MnO	0,20	0,22	0,20	0,19	0,20	0,17	0,20	0,18	0,18	0,19	0,18	0,19	0,21	0,19
MgO	4,98	4,73	5,42	4,15	4,15	6,79	4,41	5,50	4,16	4,02	3,93	3,95	4,09	3,99
CaO	10,60	10,53	10,28	9,71	9,35	11,02	9,59	10,33	8,98	9,15	8,90	9,06	9,70	9,17
Na ₂ O	3,76	4,06	3,94	4,21	4,51	2,98	3,37	3,40	4,83	3,15	3,55	3,81	4,06	3,78
K ₂ O	2,38	1,63	1,77	2,53	2,10	2,18	1,36	1,26	1,58	2,60	2,42	2,60	2,26	2,59
P ₂ O ₅	1,18	1,16	1,06	1,06	1,12	1,28	0,98	0,87	1,23	1,02	0,81	0,81	0,84	0,81
H ₂ O	1,30	2,33	1,68	1,83	1,40	1,46	2,83	2,10	2,25	2,13	2,02	1,75	1,74	1,71
CO ₂	0,07	0,05	0,05	0,03	0,02	0,11	0,03	0,02	0,16	0,03	0,15	0,08	0,04	0,08
TOTAL	99,50	99,74	99,77	98,63	98,61	100,04	98,61	99,46	99,60	99,49	98,69	98,67	99,61	99,58
Ba	986,00	1079,00	987,00	1142,00	1120,00	934,00	1091,00	921,00	1024,00	1155,00	1158,00	1296,00	1065,00	1070,00
Sr	1512,00	1810,00	1483,00	1999,00	1723,00	1850,00	1534,00	1376,00	1547,00	1750,00	1555,00	1814,00	1813,00	1772,00
Zr	497,00	506,00	510,00	524,00	574,00	462,00	500,00	433,00	601,00	517,00	423,00	531,00	545,00	588,00
Rb	31,20	43,00	62,90	41,00	60,00	41,00	33,00	34,40	72,00	42,00	56,60	35,20	64,00	28,50
V	325,00	320,00	326,00	290,00	270,00	290,00	290,00	313,00	270,00	250,00	275,00	277,00	250,00	279,00
Y	38,00	40,00	38,00	40,00	44,00	40,00	38,00	36,00	42,00	48,00	37,00	35,00	40,00	39,00
Nb	125,00	15,00	123,00	27,00	60,00	22,00	127,00	105,00	24,00	27,00	122,00	133,00	60,00	134,00
Cr	3,00	86,00	90,00	78,00	0,90	200,00	5,00	91,00	36,00	49,00	11,00	7,00	19,00	2,00
Co	33,30	37,00	29,00	27,00	18,00	28,00	26,00	34,40	26,00	22,00	25,10	23,20	23,00	25,20
Ni	19,00	50,00	24,00	50,00	30,00	120,00	15,00	46,00	50,00	20,00	19,00	10,00	50,00	23,00
Cu	51,00	70,00	51,00	45,00	80,00	80,00	61,00	65,00	65,00	210,00	45,00	44,00	90,00	25,00
Zn	136,00	290,00	139,00	250,00	190,00	190,00	139,00	132,00	180,00	220,00	125,00	139,00	160,00	136,00
U	2,60	6,20	2,39	2,30	2,10	2,30	2,27	2,06	3,00	2,50	2,33	2,78	2,50	2,81
Th	10,33	12,00	9,79	9,90	9,00	6,30	9,85	8,82	10,00	10,00	10,65	10,91	10,00	12,11
Ta	9,65	8,70	9,08	6,50	6,80	4,90	9,47	8,21	6,30	8,50	9,66	10,64	6,70	10,17
Hf	11,62	12,00	11,30	11,00	8,60	8,40	11,62	11,52	12,00	11,00	11,46	11,80	12,00	12,16
La	97,16	110,00	103,50	94,90	90,40	72,30	95,12	90,35	94,30	101,00	95,32	107,50	107,00	118,00
Ce	184,70	225,00	194,80	190,00	175,00	146,00	200,00	173,00	192,00	200,00	202,00	208,00	204,00	287,00

T.A.S.	TEFRITAS					TRAQUIBASALTOS								
	2					1								
CICLO														
MUESTRA	BTD-7'	BTÑ-5	TRG-6'	BTÑ-6	BTQ-8	TRS-0	TEA-4'	TEA-6'	TRS-4	BTP-2	BTD-1'	TRG-3'	BTQ-2	BTD-3'
Sm	13,81	17,00	14,03	14,00	13,00	12,00	14,26	13,72	15,00	15,00	13,73	14,58	14,00	14,24
Eu	5,24	4,75	5,21	3,83	3,89	3,49	5,04	4,46	4,27	4,32	4,98	5,67	4,25	4,83
Tb	1,51	2,10	1,50	1,60	1,40	1,40	1,49	1,35	1,50	1,80	1,43	1,56	1,80	1,48
Yb	2,49	2,77	2,53	2,22	2,01	1,75	2,49	2,53	2,25	2,52	2,62	2,64	2,48	0,00
Ce	0,59	0,80	0,73	0,60	0,50	0,60	0,65	0,55	0,90	1,40	0,57	0,81	0,60	0,82
Sb	0,16	0,20	0,13	0,20	0,20	0,10	0,11	0,12	0,30	0,20	0,13	0,13	0,20	0,19
Sc	22,70	15,00	21,80	13,00	14,00	20,00	18,10	24,80	17,00	13,00	18,20	16,20	13,00	18,60
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	14,38	9,93	10,72	15,51	12,81	13,12	8,44	7,69	9,63	15,86	14,84	15,90	13,71	15,71
Ab	14,36	19,38	19,62	17,14	21,08	16,70	29,91	25,14	29,39	24,03	25,53	22,85	22,14	23,40
An	17,69	19,21	17,91	17,34	18,19	20,00	25,46	21,55	17,13	26,24	23,34	20,66	20,29	20,94
Ne	9,85	8,69	7,88	10,73	9,92	4,86	0,02	2,49	6,92	1,89	3,06	5,70	7,11	5,10
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di(Mg)	14,08	12,63	13,57	11,80	10,43	14,91	8,64	12,75	9,39	6,51	7,66	9,48	10,92	9,47
Di(Fe)	8,62	9,18	8,48	9,00	7,68	6,50	5,78	8,05	6,64	4,63	5,50	6,85	8,20	6,81
Hy(Mg)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy(Fe)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Oi(Mg)	4,32	4,41	5,29	3,68	4,27	7,22	5,28	5,78	4,44	5,13	4,63	4,06	3,78	4,07
Oi(Fe)	3,34	4,05	4,18	3,55	3,98	3,98	4,46	4,61	3,97	4,62	4,20	3,70	3,59	3,70
Mt	2,01	2,07	2,06	1,89	1,90	1,89	1,92	2,11	1,87	1,78	1,81	1,79	1,80	1,78
Il	8,39	7,56	7,67	6,76	7,02	7,56	7,64	7,71	7,31	6,80	7,14	6,90	6,38	6,90
Ap	2,79	2,77	2,52	2,55	2,68	3,02	2,38	2,08	2,94	2,44	1,95	1,94	2,00	1,93
Ce	0,16	0,12	0,12	0,07	0,05	0,26	0,07	0,05	0,38	0,07	0,35	0,19	0,09	0,19
I.D.	38,59	38,01	38,22	43,38	43,81	34,68	38,37	35,32	45,94	41,78	43,43	44,44	42,96	44,22
A	28,72	27,25	26,42	33,05	32,46	23,88	25,33	22,38	32,02	30,70	31,45	33,09	32,34	32,78
F	47,98	50,10	48,50	46,60	47,15	44,71	51,06	51,20	47,17	47,88	47,85	46,52	46,73	46,68
M	23,30	22,65	25,08	20,36	20,38	31,41	23,61	26,42	20,81	21,42	20,70	20,39	20,93	20,53

Tabla 6.1 - Continuación

T.A.S. CICLO	TRAQUIBASALTOS											TAB		TF
	1	2										1		1
	MUESTRA	TRG-1'	LPB-6'	TRH-4'	BTD-4'	TRP-9'	BTQ-15	SLB-8'	TRS-7	TRG-9'	BTD-5'	TRG-8'	TRP-1'	TEA-2'
SiO ₂	48,59	44,40	44,60	44,82	45,20	46,21	46,33	46,66	47,30	47,50	47,90	48,90	51,20	49,52
TiO ₂	2,88	4,11	4,04	3,99	4,21	3,87	3,53	3,93	3,36	3,62	2,96	3,04	2,79	2,72
Al ₂ O ₃	17,97	14,92	15,58	16,11	15,39	15,52	16,17	15,86	17,10	16,09	17,01	17,54	18,20	18,30
Fe ₂ O ₃	7,07	5,01	5,84	6,64	5,24	5,45	4,61	4,97	7,02	6,25	5,83	5,14	5,54	4,55
FeO	1,84	5,83	5,23	4,24	5,76	5,32	5,84	4,48	2,26	3,31	3,25	3,08	1,20	3,23
MnO	0,19	0,19	0,19	0,21	0,18	0,20	0,21	0,19	0,19	0,18	0,20	0,18	0,12	0,19
MgO	3,09	5,13	4,70	4,35	4,75	4,66	4,32	5,19	3,48	4,47	3,62	3,22	3,09	2,77
CaO	7,89	10,37	9,74	9,87	9,83	9,92	9,52	10,40	8,56	9,48	8,60	7,68	7,61	7,99
Na ₂ O	3,07	3,60	3,48	3,94	4,00	3,18	3,17	3,21	3,51	3,38	3,91	3,29	3,59	4,97
K ₂ O	2,69	1,32	1,72	1,20	1,44	2,05	1,84	1,79	1,60	2,39	2,11	2,76	2,52	2,82
P ₂ O ₅	0,84	1,10	1,13	1,22	1,13	0,97	1,20	1,16	0,79	0,85	0,84	0,74	0,59	0,72
H ₂ O	2,48	2,47	2,30	2,20	2,01	1,67	1,57	1,77	3,63	2,19	2,13	3,55	2,80	2,54
CO ₂	0,07	0,02	0,02	0,18	0,03	0,15	0,04	0,07	0,19	0,07	0,11	0,01	0,07	0,03
TOTAL	98,67	98,47	98,57	98,97	99,17	99,17	98,35	99,68	98,99	99,78	98,47	98,93	99,32	100,36
Ba	1429,00	946,00	948,00	967,00	1115,00	1220,00	1050,00	989,00	1586,00	1132,00	1121,00	1200,00	1179,00	1207,00
Sr	1824,00	1553,00	1388,00	1469,00	1794,00	1575,00	1649,00	1643,00	1853,00	1585,00	1910,00	2260,00	1771,00	2000,00
Zr	619,00	536,00	483,00	492,00	505,00	536,00	525,00	592,00	577,00	555,00	595,00	651,00	582,00	590,00
Rb	16,30	21,20	22,50	66,10	201,00	64,20	26,00	49,00	63,60	40,80	32,80	137,00	16,80	62,00
V	218,00	308,00	282,00	275,00	295,00	249,00	260,00	300,00	253,00	283,00	242,00	224,00	216,00	190,00
Y	42,00	37,00	35,00	43,00	42,00	41,00	40,00	42,00	43,00	37,00	44,00	60,00	42,00	42,00
Nb	142,00	114,00	120,00	126,00	105,00	99,00	30,00	27,00	151,00	123,00	142,00	147,00	149,00	30,00
Cr	9,00	38,00	9,00	9,00	2,00	23,00	67,00	69,00	5,00	26,00	2,00	5,00	50,00	1,40
Co	16,80	29,80	31,30	27,50	31,30	25,70	29,00	24,00	20,60	29,90	21,90	18,10	17,70	10,00
Ni	3,80	27,00	14,00	16,00	19,00	33,00	60,00	40,00	10,00	31,00	13,00	12,00	28,00	30,00
Cu	27,00	34,00	45,00	32,00	82,00	56,00	40,00	70,00	25,00	56,00	32,00	34,00	31,00	30,00
Zn	143,00	136,00	133,00	142,00	157,00	135,00	200,00	150,00	146,00	134,00	136,00	130,00	137,00	160,00
U	2,90	1,77	2,40	2,48	1,57	2,15	2,70	2,10	3,16	2,19	2,74	2,88	3,18	2,30
Th	12,58	8,92	9,71	9,10	8,92	7,70	12,00	7,70	13,31	9,81	11,79	12,37	13,62	9,30
Ta	11,37	9,07	9,39	9,81	8,29	8,40	8,30	5,20	12,18	9,36	11,25	10,91	10,27	6,40
Hf	14,75	10,92	11,09	11,04	9,64	10,90	12,00	9,70	12,71	11,34	12,38	11,86	12,85	9,60
La	114,30	91,23	83,52	100,00	86,50	93,50	112,00	86,50	125,10	94,06	132,70	136,40	124,70	90,10
Ce	254,00	183,00	165,30	189,90	172,00	175,00	224,00	168,00	237,00	176,00	238,00	215,00	223,00	165,00

T.A.S.	TRAQUIBASALTOS											TAB		TF
	1	2										1		1
CICLO	TRG-1'	LFB-6'	TRH-4'	BTD-4'	TRP-9'	BTQ-15	SLB-8'	TRS-7	TRG-9'	BTD-5'	TRG-8'	TRP-1'	TEA-2'	BTQ-3
MUESTRA	TRG-1'	LFB-6'	TRH-4'	BTD-4'	TRP-9'	BTQ-15	SLB-8'	TRS-7	TRG-9'	BTD-5'	TRG-8'	TRP-1'	TEA-2'	BTQ-3
Sm	16,42	14,89	12,46	14,68	13,17	15,00	16,00	13,00	14,95	12,32	16,50	16,49	14,46	12,00
Eu	5,95	4,94	4,87	5,53	4,69	3,98	4,64	3,77	5,74	4,82	5,82	6,09	4,68	3,35
Tb	1,70	1,45	1,41	1,61	1,42	1,90	2,00	1,40	1,67	1,38	1,69	1,88	1,38	1,30
Yb	2,87	2,55	2,45	2,71	0,00	2,21	2,73	2,02	3,05	2,35	0,00	0,00	2,94	2,03
Cs	0,58	0,54	0,54	0,58	0,57	0,30	0,00	0,70	0,98	0,71	0,82	1,42	1,90	1,10
Sb	0,13	0,10	0,12	0,15	0,08	0,10	0,20	0,10	0,17	0,12	0,15	0,20	0,21	0,10
Sc	12,30	21,80	21,90	19,40	21,70	18,40	13,00	20,00	14,50	20,20	15,20	12,50	12,70	7,00
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	16,66	8,16	10,61	7,37	8,79	12,48	11,27	10,85	9,98	14,55	13,01	17,15	15,35	17,07
Ab	27,22	22,66	22,80	26,90	24,37	23,86	27,81	25,44	31,34	24,82	30,48	29,27	36,09	27,21
An	28,42	21,54	22,82	23,60	20,47	22,68	25,36	24,18	27,62	22,35	23,58	26,11	22,27	20,07
Ne	0,00	4,98	4,29	4,20	5,74	2,09	0,00	1,31	0,00	2,52	2,19	0,00	2,13	8,59
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di(Mg)	2,78	12,40	9,52	8,43	10,81	9,88	7,05	11,13	4,86	10,10	6,63	4,13	6,38	6,85
Di(Fe)	2,51	7,75	6,73	6,25	7,32	6,97	5,50	5,53	3,78	6,20	5,32	3,12	3,58	5,99
Hy(Mg)	4,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,93	0,00	0,00	3,76	0,00	0,00
Hy(Fe)	5,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	3,52	0,00	0,00	3,26	0,00	0,00
Ol(Mg)	1,27	5,34	5,47	5,15	5,05	5,17	5,37	5,67	2,08	4,76	4,44	1,93	3,49	2,73
Ol(Fe)	1,45	4,22	4,89	4,83	4,33	4,62	5,30	3,56	2,04	3,69	4,50	1,84	2,47	3,01
Mt	1,65	2,07	2,10	2,04	2,07	2,02	1,98	1,76	1,73	1,76	1,70	1,55	1,22	1,44
Il	5,73	8,16	8,01	7,88	8,26	7,57	6,95	7,65	6,73	7,08	5,87	6,07	5,46	5,29
Ap	2,04	2,66	2,73	2,94	2,70	2,31	2,88	2,75	1,93	2,03	2,03	1,80	1,41	1,71
Cc	0,17	0,05	0,05	0,43	0,07	0,35	0,09	0,16	0,46	0,16	0,26	0,02	0,16	0,07
I.D.	43,88	35,81	37,70	38,47	38,91	38,43	39,09	37,59	41,32	41,88	45,68	46,41	53,57	52,86
A	33,78	24,13	25,51	26,08	26,32	26,00	25,93	26,14	29,77	30,09	33,19	35,64	39,71	43,56
F	48,10	50,71	51,44	51,84	50,69	50,83	51,70	46,76	49,96	46,59	46,85	45,39	40,21	40,96
M	18,12	25,16	23,06	22,08	22,99	23,17	22,36	27,10	20,27	23,31	19,96	18,97	20,08	15,48

Tabla 6.1 - Continuación

T.A.S. CICLO	TF		FT		TRAQUIANDESITAS				TRAQUITAS		FONOLITAS			
	1	2	2		1	2			1		2			
	MUESTRA TRS-1	BTP-5	BTP-4	BTQ-16	TRS-6	BTÑ-12	BTÑ-7	BTÑ-8	BTP-3	SLB-7	BTH-3'	BTH-4'	BTH-2'	BTH-1'
SiO ₂	50,87	47,57	50,49	51,85	56,55	51,20	52,61	56,27	57,40	58,05	50,50	52,20	57,40	56,70
TiO ₂	2,56	2,82	2,44	2,12	1,19	2,10	2,06	1,34	0,75	0,89	1,32	1,26	1,13	1,11
Al ₂ O ₃	18,78	18,31	19,60	18,90	20,16	17,97	18,79	19,66	20,42	20,08	18,55	18,77	19,13	18,90
Fe ₂ O ₃	4,34	4,15	2,95	2,54	2,86	4,84	4,46	3,37	1,93	2,29	3,46	2,00	2,44	2,20
FeO	2,32	4,24	3,53	3,15	1,57	1,80	2,22	1,29	1,71	1,71	1,73	2,92	1,80	1,94
MnO	0,14	0,19	0,16	0,18	0,17	0,15	0,17	0,17	0,20	0,19	0,18	0,19	0,14	0,17
MgO	2,54	3,29	2,07	2,31	1,55	2,30	2,22	1,29	0,64	0,89	1,57	1,21	0,95	1,15
CaO	6,11	7,40	5,47	6,32	4,19	5,61	5,90	3,58	3,00	3,16	4,41	3,62	2,69	2,95
Na ₂ O	5,22	5,31	5,30	5,57	4,43	4,63	4,95	6,32	5,80	5,55	9,00	9,11	7,67	8,17
K ₂ O	3,55	4,06	4,90	5,04	5,00	4,37	4,04	4,31	5,06	4,74	5,18	5,02	4,83	4,77
P ₂ O ₅	0,91	0,86	0,60	0,75	0,27	0,50	0,72	0,29	0,14	0,22	0,41	0,28	0,19	0,15
H ₂ O	2,62	1,58	1,94	1,17	1,86	2,94	1,60	2,13	1,93	1,28	1,38	1,26	1,48	1,72
CO ₂	0,10	0,03	0,02	0,03	0,04	0,36	0,04	0,04	0,04	0,04	0,15	0,07	0,02	0,04
TOTAL	100,05	99,82	99,48	99,93	99,83	98,77	99,78	100,04	99,02	99,09	97,84	97,91	99,87	99,97
Ba	1425,00	1267,00	1473,00	1348,00	1569,00	1545,00	1340,00	1680,00	1772,00	1663,00	1138,00	1525,00	1451,00	1227,00
Sr	1521,00	1964,00	1948,00	1877,00	1626,00	2679,00	2129,00	1585,00	2225,00	2291,00	2037,00	2542,00	2501,00	2483,00
Zr	691,00	477,00	585,00	566,00	726,00	825,00	639,00	707,00	760,00	736,00	882,00	1017,00	733,00	803,00
Rb	46,00	100,00	88,00	93,00	79,00	86,60	78,00	68,00	99,00	130,00	141,50	142,90	120,00	121,00
V	150,00	230,00	190,00	200,00	100,00	180,00	140,00	110,00	74,00	100,00	151,00	141,00	180,00	166,00
Y	38,00	40,00	50,00	41,00	28,00	37,00	34,00	36,00	28,00	28,00	38,00	34,00	36,00	36,00
Nb	150,00	29,00	150,00	150,00	120,00	171,00	90,00	90,00	150,00	150,00	168,00	195,00	30,00	57,00
Cr	7,10	97,00	50,00	62,00	6,50	29,00	53,00	43,00	80,00	67,00	2,00	7,00	6,20	4,70
Co	9,90	17,00	10,00	9,70	5,10	13,30	9,70	3,80	2,00	4,10	8,70	6,20	9,40	7,90
Ni	30,00	20,00	50,00	28,00	30,00	18,00	10,00	20,00	20,00	7,00	7,00	5,00	50,00	20,00
Cu	20,00	70,00	25,00	28,00	30,00	26,00	45,00	45,00	15,00	15,00	21,00	11,00	50,00	45,00
Zn	150,00	160,00	130,00	140,00	140,00	140,00	260,00	150,00	160,00	160,00	158,00	160,00	160,00	163,00
U	2,40	3,70	3,70	2,60	3,30	6,47	3,10	4,40	3,30	3,50	8,20	6,07	7,20	7,05
Th	10,00	15,00	16,00	16,00	15,00	24,04	12,00	17,00	19,00	21,00	28,64	32,05	25,00	26,63
Ta	7,50	8,10	9,90	9,30	3,60	9,27	8,10	8,20	3,80	5,00	7,39	7,69	5,30	5,40
Hf	11,00	12,00	9,50	11,70	12,00	14,31	12,00	14,00	14,00	16,00	15,16	15,75	13,00	15,70
La	86,50	107,00	94,10	100,10	109,00	132,40	97,10	130,00	135,00	161,00	126,10	132,60	111,00	117,80
Ce	167,00	205,00	172,00	194,00	167,00	220,00	187,00	231,00	209,00	237,00	225,00	220,00	189,00	164,00

T.A.S.	TF		FT		TRAQUIANDESITAS				TRAQUITAS		FONOLITAS			
	1	2	2		1	2			1		2			
CICLO	1	2	2		1	2			1		2			
MUESTRA	TRS-1	BTP-5	BTP-4	BTQ-16	TRS-6	BTÑ-12	BTÑ-7	BTÑ-8	BTP-3	SLB-7'	BTH-3'	BTI-4'	BTH-2'	BTI-1'
Sm	11,00	13,00	10,00	17,00	6,20	11,67	12,00	11,00	5,70	7,60	9,67	8,24	9,00	9,00
Eu	3,29	3,73	2,84	3,55	1,79	3,82	3,36	3,22	1,76	2,35	3,35	2,94	2,57	2,73
Tb	1,10	1,50	1,10	1,40	0,70	1,13	1,40	1,30	0,70	1,00	0,95	0,86	1,10	0,96
Yb	1,97	2,18	1,80	2,03	1,86	2,69	2,14	2,52	2,35	2,60	2,21	2,31	2,36	2,34
Ce	0,40	0,80	0,80	0,90	1,30	1,47	0,00	1,20	1,40	1,10	2,15	2,35	1,90	2,01
Sb	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,46	0,30	0,30	0,30	0,30	0,71	0,49	0,90	0,88
Sc	3,89	8,00	3,00	3,60	4,00	8,50	5,00	2,00	0,00	1,50	1,80	3,90	2,00	2,50
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,00	0,00	0,00	0,39	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	21,61	24,50	29,76	30,22	30,23	27,06	24,41	26,08	30,85	28,69	31,81	30,73	29,08	28,74
Ab	32,52	13,33	21,34	20,19	38,35	30,87	32,86	42,66	43,66	47,83	11,61	18,63	40,18	36,29
An	17,85	14,44	15,64	11,85	19,20	16,16	17,50	12,85	14,15	14,33	0,00	0,00	3,49	0,83
Ne	7,03	17,64	13,41	14,97	0,00	5,51	5,40	6,56	3,77	0,15	31,34	28,49	14,05	18,52
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,93	1,87	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,75	1,52	0,00	0,00
Di(Mg)	3,11	7,76	3,45	6,91	0,00	3,09	3,06	1,17	0,00	0,00	6,82	5,08	2,80	4,61
Di(Fe)	2,33	6,38	3,27	5,27	0,00	2,87	3,05	1,46	0,00	0,00	9,11	8,68	4,56	6,17
Hy(Mg)	0,00	0,00	0,00	0,00	2,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy(Fe)	0,00	0,00	0,00	0,00	2,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol(Mg)	3,56	3,34	2,59	1,84	1,10	3,20	2,97	1,93	1,15	1,59	0,63	0,54	0,78	0,55
Ol(Fe)	3,36	3,47	3,10	1,78	1,44	3,76	3,74	3,06	3,45	3,62	1,07	1,16	1,61	0,93
Mt	1,23	1,56	1,22	1,06	0,81	1,24	1,22	0,85	0,68	0,74	0,00	0,00	0,78	0,77
Il	5,01	5,47	4,76	4,08	2,31	4,18	4,00	2,61	1,47	1,73	2,61	2,48	2,19	2,15
Ap	2,17	2,03	1,43	1,76	0,64	1,21	1,70	0,69	0,33	0,52	0,99	0,67	0,45	0,35
Cc	0,23	0,07	0,05	0,07	0,09	0,86	0,09	0,09	0,09	0,09	0,36	0,17	0,05	0,09
I.D.	61,16	55,47	64,50	65,37	68,58	63,44	62,66	75,30	78,28	76,67	74,76	77,85	83,31	83,56
A	50,01	45,42	55,28	57,80	62,37	51,56	51,57	65,47	72,66	68,83	68,86	70,44	71,65	71,85
F	35,52	38,63	33,52	29,61	27,39	35,26	35,71	26,60	23,06	25,22	23,52	23,53	22,90	21,76
M	14,47	15,95	11,20	12,58	10,24	13,18	12,72	7,92	4,28	5,95	7,62	6,03	5,45	6,39

Tabla 6.1 - Continuación

MUESTRAS	LPB-1 y BTÑ-3 (BASANITAS)													
	1-m	2-c	2-b	3-c	3-b1	3-b2	4-cv	5-c	5-b	6-c	6-b	7-c	7-b	
OXIDOS	SiO ₂	39,81	46,49	46,72	40,42	45,98	46,05	45,00	48,43	49,03	49,15	46,29	49,38	47,40
	Al ₂ O ₃	10,10	5,80	6,38	9,65	5,90	5,97	6,67	4,62	3,78	3,91	5,92	4,16	5,35
	TiO ₂	6,29	3,10	3,18	5,87	3,34	3,41	3,86	2,63	2,37	2,21	3,61	2,28	2,82
	FeO	8,83	7,24	6,29	8,52	7,14	7,07	7,72	6,82	5,20	5,16	7,25	6,23	5,40
	MnO	0,11	0,09	0,11	0,09	0,10	0,16	0,18	0,05	0,18	0,08	0,00	0,09	0,00
	MgO	10,15	13,50	12,92	10,54	13,02	12,82	12,39	13,78	14,47	14,47	12,89	13,23	13,60
	CaO	23,24	22,95	23,09	22,95	23,20	23,28	23,11	23,50	23,89	24,04	23,29	23,93	23,76
	Na ₂ O	0,49	0,36	0,53	0,46	0,48	0,46	0,40	0,48	0,39	0,46	0,48	0,77	0,40
	TOTAL	99,02	99,53	99,22	98,50	99,16	99,22	99,33	100,30	99,32	99,48	99,72	100,08	98,71
FORMULAS	TSi	1,52	1,74	1,75	1,55	1,72	1,73	1,69	1,79	1,82	1,82	1,73	1,83	1,77
	TAI	0,45	0,26	0,25	0,44	0,26	0,26	0,30	0,20	0,17	0,17	0,26	0,17	0,23
	TFe ³⁺	0,03	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
	Suma en T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	M1-Al	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
	M1-Fe ²⁺	0,16	0,12	0,09	0,15	0,12	0,11	0,12	0,10	0,08	0,09	0,10	0,09	0,09
	M1-Ti	0,18	0,09	0,09	0,17	0,09	0,10	0,11	0,07	0,07	0,06	0,10	0,06	0,08
	M1-Mg	0,58	0,75	0,72	0,60	0,73	0,72	0,69	0,76	0,80	0,80	0,72	0,73	0,76
	M1-Fe ²⁺	0,09	0,05	0,08	0,08	0,06	0,07	0,08	0,07	0,06	0,05	0,08	0,10	0,06
	M1-Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Suma en M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	M2-Fe ²⁺	0,01	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02
	M2-Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
	M2-Ca	0,95	0,92	0,93	0,94	0,93	0,94	0,93	0,93	0,95	0,95	0,93	0,95	0,95
	M2-Na	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06	0,03
	Suma en M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
IMAJA	GRUPO	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD
	NOMBRE	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO
	Q	1,62	1,77	1,75	1,64	1,75	1,75	1,74	1,79	1,83	1,81	1,76	1,78	1,80
	J	0,07	0,05	0,08	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,11	0,06
	Wo	53,24	48,63	50,13	52,33	49,81	50,02	50,03	49,17	49,89	50,07	49,98	50,63	50,67
	En	32,34	39,79	39,02	33,43	38,88	38,32	37,31	40,10	42,03	41,91	38,48	38,93	40,34
Fa	14,42	11,59	10,85	14,24	11,31	11,66	12,67	10,74	8,08	8,02	11,54	10,44	8,99	

MUESTRAS	LPB-1 y BTÑ-3 (BASANITAS)													
	1-m	2-c	2-b	3-c	3-b1	3-b2	4-cv	5-c	5-b	6-c	6-b	7-c	7-b	
K	Acm	3,62	2,60	3,89	3,46	3,49	3,34	3,01	3,44	2,81	3,35	3,47	5,52	2,95
U	Jad	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	CTA	18,04	8,70	8,94	16,88	9,42	9,62	10,91	7,31	6,62	6,15	10,14	6,34	7,94
H	CFA	9,33	8,12	4,78	9,74	7,24	7,16	7,74	5,51	3,31	4,76	5,78	3,86	5,66
I	TSC	0,00	0,00	2,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	1,04
R	CFS	2,80	1,01	0,00	1,96	1,55	0,88	1,27	0,91	1,33	0,95	1,13	0,00	0,00
O	Wo	32,39	36,97	38,01	32,72	37,49	37,95	36,58	39,66	41,91	41,75	38,06	41,92	40,33
	En	28,84	37,54	35,98	30,03	36,37	35,83	34,71	37,94	40,05	39,92	35,86	36,47	37,94
	Fa	4,98	5,07	5,67	5,21	4,44	5,22	5,78	5,23	3,97	3,11	5,56	5,09	4,15

Tabla 4.2

MUESTRAS	LPD-1 (BASALTO)			BTD-2 (TEFRITA)							BTD-3;LPB-6 (TRAQUIBASALTOS)			
	1-m	2-c	2-b	1-b	1-c	2-b	2-c	3-c	4-c	5-c	1-c	2-b	2-c	
OXIDOS	SiO ₂	50,17	50,31	49,34	46,82	47,97	48,31	42,63	43,39	47,53	45,50	47,89	44,35	46,53
	Al ₂ O ₃	4,07	3,68	4,11	6,16	5,70	5,36	9,24	8,70	5,47	7,69	5,23	8,18	6,52
	TiO ₂	1,58	1,40	1,85	3,03	3,04	3,12	5,43	5,23	3,31	3,48	2,73	3,80	3,34
	FeO	7,84	7,46	7,14	7,49	6,49	6,69	6,59	6,87	5,58	7,63	6,70	8,29	7,12
	MnO	0,17	0,01	0,04	0,27	0,00	0,00	0,20	0,00	0,12	0,00	0,04	0,00	0,00
	MgO	13,84	13,65	14,69	11,93	13,11	13,20	11,04	11,48	13,70	12,04	12,97	10,67	12,40
	CaO	22,06	22,04	21,92	23,43	23,23	22,72	22,91	23,27	23,85	22,83	23,82	23,23	23,19
	Na ₂ O	0,79	0,85	0,43	0,70	0,72	0,61	0,70	0,57	0,54	0,78	0,53	0,68	0,58
	TOTAL	100,50	99,39	99,50	99,83	100,26	100,01	98,74	99,51	100,09	99,94	99,90	99,19	99,68
FORMULAS	TSI	1,85	1,87	1,83	1,75	1,77	1,79	1,61	1,63	1,76	1,69	1,78	1,68	1,74
	TAI	0,15	0,13	0,17	0,25	0,23	0,21	0,39	0,37	0,24	0,31	0,22	0,32	0,26
	TFe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
	Suma en T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	M1-Al	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01	0,04	0,02
	M1-Fe ²⁺	0,10	0,08	0,09	0,11	0,09	0,05	0,10	0,10	0,10	0,14	0,10	0,12	0,09
	M1-Ti	0,04	0,04	0,05	0,09	0,08	0,09	0,16	0,15	0,09	0,10	0,08	0,11	0,09
	M1-Mg	0,76	0,76	0,81	0,66	0,72	0,73	0,62	0,64	0,75	0,67	0,72	0,60	0,69
	M1-Fe ³⁺	0,07	0,09	0,04	0,12	0,08	0,10	0,09	0,09	0,05	0,06	0,10	0,13	0,10
	M1-Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Suma en M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	M2-Fe ²⁺	0,07	0,06	0,10	0,01	0,03	0,06	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03
	M2-Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	M2-Ca	0,87	0,88	0,87	0,94	0,92	0,90	0,93	0,94	0,94	0,91	0,95	0,94	0,93
	M2-Na	0,06	0,06	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04
Suma en M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
IMA	GRUPO	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD
	NOMBRE	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO
	Q	1,77	1,79	1,82	1,72	1,75	1,79	1,66	1,70	1,77	1,67	1,78	1,68	1,75
	J	0,11	0,12	0,06	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,08	0,11	0,08	0,10	0,08
	Wo	46,38	47,04	45,71	50,84	49,93	49,07	52,59	52,18	50,51	50,14	50,55	52,15	50,42
	En	40,47	40,52	42,61	36,01	39,19	39,65	35,25	35,80	40,36	36,78	38,28	33,32	37,50
Fs	13,15	12,44	11,69	13,15	10,89	11,28	12,17	12,02	9,13	13,08	11,17	14,53	12,08	

MUESTRAS	LPD-1 (BASALTO)			BTD-2 (TEFRITA)							BTD-3;LPB-6 (TRAQUIBASALTOS)			
	1-m	2-c	2-b	1-b	1-c	2-b	2-c	3-c	4-c	5-c	1-c	2-b	2-c	
	K U S H I R O	Acm	5,64	6,22	3,09	5,07	5,21	4,48	5,14	4,15	3,87	5,86	3,82	4,98
Jad	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CTA	4,38	3,92	5,16	8,51	8,45	8,71	15,46	14,78	9,20	9,73	7,63	10,80	9,38	
CFA	4,19	1,92	5,52	6,11	3,73	0,61	5,02	5,90	5,43	8,35	5,85	6,94	5,10	
TSC	2,36	3,19	1,07	2,00	2,10	2,71	2,65	1,54	0,00	2,95	0,90	3,95	2,42	
CFS	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,00	0,00	0,00	0,00	
Wo	38,05	39,39	37,70	38,58	38,85	39,15	34,91	35,73	39,62	34,97	40,24	36,17	37,94	
En	37,97	37,82	40,62	33,20	36,10	36,50	31,15	32,14	37,72	33,37	35,92	30,03	34,50	
Fa	7,42	7,54	6,84	6,54	5,56	7,84	5,68	5,77	3,61	4,76	5,64	7,14	6,47	

Tabla 4.2 - Continuación

MUESTRAS	BTD-3 y LPB-6 (TRAQUIBASALTOS)				TRS-6 y BTÑ-7 (TRAQUIANDESITAS)									
	3-c	3-b	4-c	5-c	1-c	1-b	2-c	2-b	3-c	3-b	4-c	4-b1	4-b2	
OXIDOS	SiO ₂	45,94	47,31	44,16	47,74	46,00	47,40	48,92	49,16	47,93	48,86	48,94	48,73	49,26
	Al ₂ O ₃	7,35	6,34	8,29	5,54	6,78	5,47	5,01	4,69	5,57	4,75	4,81	5,24	4,75
	TiO ₂	3,61	3,06	4,95	2,88	3,41	2,50	2,24	2,19	2,53	2,50	2,13	2,20	2,23
	FeO	7,74	6,39	7,98	8,62	7,74	8,77	7,04	7,07	7,47	7,02	7,22	7,58	6,97
	MnO	0,00	0,00	0,24	0,00	0,23	0,03	0,33	0,42	0,34	0,38	0,44	0,42	0,33
	MgO	11,54	12,15	10,51	11,49	11,82	11,83	12,75	13,09	12,34	12,91	12,82	12,42	13,00
	CaO	23,25	23,52	22,77	22,76	22,97	23,08	22,14	22,15	22,22	22,44	22,11	21,62	22,29
	Na ₂ O	0,62	0,54	1,05	1,04	0,67	0,60	1,03	1,02	0,99	0,85	0,93	1,18	0,87
	TOTAL	100,05	99,31	99,94	100,06	99,62	99,68	99,46	99,79	99,39	99,71	99,40	99,39	99,70
FORMULAS	TSI	1,72	1,77	1,66	1,78	1,72	1,78	1,82	1,82	1,79	1,82	1,83	1,82	1,83
	TAI	0,29	0,23	0,34	0,22	0,28	0,22	0,18	0,18	0,21	0,18	0,18	0,18	0,17
	TFe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Suma en T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	M1-Al	0,04	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04
	M1-Fe ²⁺	0,09	0,04	0,12	0,11	0,11	0,11	0,09	0,10	0,10	0,08	0,09	0,10	0,07
	M1-Ti	0,10	0,09	0,14	0,08	0,10	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06
	M1-Mg	0,64	0,68	0,59	0,64	0,66	0,66	0,71	0,72	0,69	0,72	0,71	0,69	0,72
	M1-Fe ³⁺	0,13	0,14	0,13	0,15	0,11	0,14	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,10	0,11
	M1-Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Suma en M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	M2-Fe ²⁺	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
	M2-Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
	M2-Ca	0,93	0,94	0,92	0,91	0,92	0,93	0,88	0,88	0,89	0,90	0,88	0,86	0,89
	M2-Na	0,05	0,04	0,08	0,08	0,05	0,04	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,09	0,06
Suma en M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
IMA	GRUPO	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD
	NOMBRE	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO
	Q	1,73	1,78	1,64	1,71	1,71	1,76	1,72	1,72	1,71	1,75	1,74	1,70	1,75
	J	0,09	0,08	0,15	0,15	0,10	0,09	0,15	0,15	0,14	0,12	0,14	0,17	0,13
	Wo	51,28	51,80	51,98	50,06	50,34	49,74	48,52	47,94	48,85	48,60	48,15	47,89	48,38
	En	35,40	37,22	33,37	35,15	36,03	35,46	38,87	39,40	37,74	38,89	38,83	38,27	39,25
Fa	13,32	10,98	14,65	14,80	13,64	14,80	12,61	12,66	13,41	12,52	13,03	13,84	12,37	

MUESTRAS	BTD-3 y LPB-6 (TRAQUIBASALTOS)				TRS-6 y BTÑ-7 (TRAQUIANDESITAS)									
	3-c	3-b	4-c	5-c	1-c	1-b	2-c	2-b	3-c	3-b	4-c	4-b1	4-b2	
K U S H I R O	Acm	4,58	3,92	7,68	7,57	5,01	4,41	7,48	7,43	7,22	6,18	6,73	8,58	6,46
	Jad	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	CTA	10,14	8,62	13,96	8,08	9,61	7,05	6,27	6,11	7,11	7,00	5,98	6,17	6,23
	CFA	4,32	0,33	4,14	3,15	6,25	6,06	1,11	2,62	3,12	1,48	1,75	1,07	0,62
	TSC	3,88	5,21	2,30	2,53	2,24	2,01	4,17	2,84	3,60	2,68	3,73	4,82	3,86
	CFS	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	W _o	37,34	40,12	35,56	38,63	37,05	38,82	38,40	38,23	37,56	39,16	38,46	37,18	39,02
	E _n	32,11	33,91	29,38	31,95	32,99	33,07	35,38	36,18	34,35	35,80	35,64	34,52	36,00
	F _o	7,63	7,88	6,99	8,09	6,86	8,57	7,19	6,60	7,04	7,69	7,72	7,66	7,81

Tabla 4.2 - Continuación

MUESTRAS	BTH-2 (FONOLITA)										
	1-c	1-b	2-c	2-b	3-c	3-b	4-m	5-m	6-c	6-b	
OXIDOS	SiO ₂	48,48	49,97	48,71	50,66	50,97	50,16	52,06	50,60	48,07	50,40
	Al ₂ O ₃	3,93	2,93	3,71	2,82	2,28	2,90	1,69	2,74	4,22	2,88
	TiO ₂	1,87	1,23	1,80	1,09	0,99	1,17	0,82	1,08	2,21	1,22
	FeO	9,83	9,17	9,59	9,11	8,67	9,07	8,50	8,66	10,09	8,68
	MnO	0,35	0,39	0,39	0,37	0,38	0,33	0,49	0,35	0,38	0,33
	MgO	11,38	12,06	11,64	12,32	12,77	12,11	12,79	12,43	11,22	12,28
	CaO	21,83	22,19	22,14	22,22	22,58	22,35	22,86	22,68	21,96	22,43
	Na ₂ O	1,24	1,19	1,16	1,20	0,96	1,12	0,94	1,06	1,23	1,11
	TOTAL	98,91	99,13	99,14	99,79	99,60	99,21	100,15	99,60	99,38	99,33
	FORMULAS	TSi	1,83	1,88	1,84	1,89	1,90	1,88	1,94	1,89	1,81
TAI		0,17	0,12	0,16	0,11	0,10	0,12	0,06	0,11	0,19	0,11
TFe ²⁺		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma en T		2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1-Al		0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
M1-Fe ²⁺		0,14	0,13	0,15	0,12	0,11	0,12	0,08	0,12	0,15	0,11
M1-Ti		0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,06	0,03
M1-Mg		0,64	0,68	0,65	0,69	0,71	0,68	0,71	0,69	0,63	0,69
M1-Fe ³⁺		0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,18	0,15	0,15	0,16
M1-Mn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma en M1		1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2-Fe ²⁺		0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
M2-Mn		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
M2-Ca		0,88	0,89	0,89	0,89	0,90	0,90	0,91	0,91	0,89	0,90
M2-Na		0,09	0,09	0,09	0,09	0,07	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08
Suma en M2		1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
IMAJA		GRUPO	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD	QUAD
	NOMBRE	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO	DIOPSIDO
	Q	1,69	1,73	1,71	1,73	1,78	1,74	1,81	1,76	1,68	1,75
	J	0,18	0,17	0,17	0,17	0,14	0,16	0,14	0,15	0,18	0,16
	Wo	47,87	47,79	48,00	47,52	47,63	48,03	47,95	48,25	48,02	48,19
	En	34,71	36,13	35,10	36,65	37,46	36,20	37,32	36,78	34,13	36,70
Fs	17,43	16,08	16,90	15,83	14,91	15,77	14,73	14,97	17,85	15,12	

	MUESTRAS	BTH-2 (FONOLITA)									
		1-c	1-b	2-c	2-b	3-c	3-b	4-m	5-m	6-c	6-b
K U S H I R O	Acm	9,14	8,72	8,48	8,72	6,95	8,25	6,78	7,72	9,04	8,20
	Jad	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	CTA	5,32	3,48	5,10	3,06	2,78	3,30	2,29	3,03	6,27	3,44
	CFA	5,29	4,41	6,06	3,59	3,53	3,82	0,84	3,81	6,22	2,80
	TSC	0,80	0,81	0,11	1,35	0,47	1,20	0,99	1,09	0,00	1,53
	CFS	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
	Wo	38,52	40,34	39,08	40,41	41,80	40,80	43,48	41,42	38,08	41,14
	En	32,06	33,78	32,70	34,24	35,55	33,89	35,44	34,60	31,52	34,28
	Fa	8,89	8,47	8,48	8,64	8,91	8,73	10,18	8,31	8,83	8,62

Tabla 4.2 - Continuación

MUESTRA	LPD1 (BASALTOS)					BTD2 (TEFRITAS)			BTD3 (TRAQUIBASALTOS)					
	1-m	2-c	3-c	4-c	5-c	1-m	2-m	3-c	1-m	2-m	3-m	4-c	5-c	
OXIDOS	SiO ₂	55,76	53,66	52,12	52,62	52,44	54,22	56,48	54,56	54,66	54,38	56,35	54,66	52,82
	TiO ₂	0,23	0,18	0,14	0,13	0,21	0,26	0,18	0,19	0,13	0,15	0,20	0,18	0,10
	Al ₂ O ₃	27,01	27,22	28,24	28,10	28,24	26,06	23,65	25,54	28,50	27,60	27,47	27,46	28,21
	FeO	0,03	0,45	0,69	0,50	0,09	0,07	0,17	0,33	0,27	0,64	0,36	0,50	0,16
	MnO	0,00	0,10	0,11	0,03	0,00	0,00	0,10	0,02	0,20	0,00	0,00	0,00	0,03
	MgO	0,11	0,15	0,10	0,09	0,12	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03	0,00	0,02	0,01
	CaO	10,71	11,31	12,24	12,13	12,45	9,63	6,07	8,92	11,09	10,89	9,87	10,43	11,46
	Na ₂ O	5,28	5,02	4,45	4,56	4,49	5,47	7,42	6,02	4,90	5,08	5,74	5,14	4,82
	K ₂ O	0,47	0,41	0,31	0,35	0,33	0,40	1,80	0,45	0,29	0,36	0,45	0,42	0,32
	P ₂ O ₅	0,20	0,18	0,17	0,13	0,16	0,14	0,26	0,10	0,18	0,12	0,24	0,13	0,14
	TOTAL	99,79	98,68	98,58	98,64	98,51	96,31	96,15	96,17	100,26	99,24	100,69	98,94	98,05
FORMULAS	Si	10,15	9,93	9,69	9,74	9,69	10,19	10,50	10,25	9,94	9,99	10,15	10,06	9,77
	Al	5,79	5,93	6,19	6,13	6,15	5,78	5,18	5,65	6,11	5,97	5,83	5,95	6,15
	Ca	2,09	2,24	2,44	2,41	2,47	1,94	1,21	1,80	2,16	2,14	1,91	2,06	2,27
	Na	1,86	1,80	1,60	1,64	1,61	1,99	2,68	2,19	1,73	1,81	2,01	1,83	1,73
	K	0,11	0,10	0,07	0,08	0,08	0,10	0,43	0,11	0,07	0,08	0,10	0,10	0,08
	CATIONES	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
	CARGA	64,11	63,89	63,90	63,90	63,85	64,07	63,09	63,85	64,19	64,06	64,03	64,14	63,89
	An	51,43	54,16	59,24	58,32	59,38	48,14	28,05	43,83	54,62	53,09	47,47	51,55	55,73
	Ab	45,88	43,50	38,97	39,68	38,75	49,48	62,05	53,53	43,68	44,82	49,96	45,98	42,42
Or	2,69	2,34	1,79	2,00	1,87	2,38	9,90	2,63	1,70	2,09	2,58	2,47	1,85	

Tabla 6.3

MUESTRA	TRS-6 (TRAQUIANDESITA)							BTH-2 (FONOLITA)					
	1-b	1-c	2-b	2-c	3-c	4-b	4-c	1-m	2-m	3-m	4-m	5-c	
OXIDOS	SiO ₂	55,55	55,73	57,91	54,80	56,32	56,34	55,61	63,31	62,45	64,14	62,81	64,90
	TiO ₂	0,12	0,13	0,12	0,09	0,13	0,14	0,12	0,10	0,09	0,16	0,10	0,17
	Al ₂ O ₃	27,62	27,79	26,00	28,23	27,11	27,05	27,40	20,97	21,33	21,41	21,66	19,65
	FeO	0,24	0,28	0,27	0,18	0,30	0,30	0,29	0,46	0,46	0,49	0,48	0,00
	MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,14
	MgO	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,01
	CaO	9,27	9,30	6,99	10,00	8,55	8,40	9,02	0,95	1,16	1,90	2,23	1,49
	Na ₂ O	5,35	5,29	6,15	4,93	5,60	5,57	5,46	7,07	7,02	8,51	7,87	6,85
	K ₂ O	0,75	0,76	1,19	0,64	0,90	0,95	0,83	4,71	4,11	2,19	2,46	5,84
	P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03	0,08	0,21	0,03
	TOTAL	98,93	99,31	98,64	98,89	98,94	98,75	98,76	97,66	96,65	98,92	97,82	99,06
FORMULAS	Si	10,16	10,16	10,58	10,04	10,29	10,32	10,18	11,64	11,60	11,59	11,51	11,76
	Al	5,95	5,97	5,60	6,10	5,84	5,84	5,91	4,54	4,67	4,56	4,68	4,20
	Ca	1,82	1,82	1,37	1,96	1,67	1,65	1,77	0,19	0,23	0,37	0,44	0,29
	Na	1,90	1,87	2,18	1,75	1,98	1,98	1,94	2,52	2,53	2,98	2,80	2,41
	K	0,17	0,18	0,28	0,15	0,21	0,22	0,19	1,10	0,97	0,50	0,58	1,35
	CATIONES	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
	CARGA	64,20	64,25	64,30	64,28	64,23	64,27	64,15	64,20	64,36	64,25	64,33	63,96
	An	46,71	47,02	35,78	50,80	43,28	42,83	45,35	4,91	6,18	9,54	11,49	7,15
	Ab	48,79	48,40	56,97	45,32	51,30	51,40	49,68	66,11	67,73	77,36	73,41	59,48
Or	4,50	4,58	7,25	3,87	5,42	5,77	4,97	28,98	26,09	13,10	15,10	33,37	

Tabla 6.3 - Continuación

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

	MUESTRA	LPB-1 (BASANITA)			BTD-2 (TEFRITA)				BTD-3 (TB)
		1-c	2-m	3-m	1-m	2-m	3-c	4-c	1-c
OXIDOS	SiO ₂	0,09	0,07	0,02	0,05	0,03	0,06	0,00	0,03
	TiO ₂	21,48	24,62	23,14	16,27	17,18	16,36	20,13	18,91
	Al ₂ O ₃	4,79	2,78	4,34	4,35	4,41	4,29	4,46	3,47
	FeO	66,56	67,97	68,85	74,41	73,12	72,84	69,26	75,44
	MnO	0,92	0,37	0,74	0,33	0,55	0,63	0,52	0,83
	MgO	2,69	3,43	3,55	4,58	4,47	4,37	3,56	0,78
	CaO	0,25	0,14	0,06	0,08	0,05	0,00	0,05	0,04
	TOTAL	96,78	99,38	100,71	100,07	99,81	98,54	97,97	99,50
FORMULAS	Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Ti	0,59	0,66	0,61	0,42	0,45	0,43	0,54	0,51
	Al	0,21	0,12	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,15
	Fe ³⁺	0,62	0,56	0,61	0,97	0,92	0,95	0,73	0,83
	Fe ²⁺	1,41	1,46	1,40	1,18	1,20	1,19	1,33	1,44
	Mn	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
	Mg	0,15	0,18	0,18	0,24	0,23	0,23	0,19	0,04
	Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	CATIONES	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
	CARGA	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
	Usp	63,50	70,80	66,10	46,00	48,80	47,10	58,20	52,00
	Mt	36,50	29,20	33,90	54,00	51,20	52,90	41,80	48,00

	MUESTRA	BTD-3 (TRAQUIBASALTO)			TRS-6 (TA)		BTH-2 (FONOLITA)		
		2-m	3-m	4-m	1-m	2-m	1-m	2-m	3-c
OXIDOS	SiO ₂	0,47	0,44	0,05	0,07	0,03	0,03	0,09	0,05
	TiO ₂	21,72	18,02	17,20	16,10	15,96	11,97	11,42	11,62
	Al ₂ O ₃	1,77	3,21	2,22	2,52	1,37	1,69	1,71	1,72
	FeO	73,04	75,29	78,44	77,53	80,27	83,75	82,74	83,47
	MnO	0,66	0,73	1,08	0,98	1,12	0,79	1,18	1,34
	MgO	1,65	0,97	0,93	0,95	0,92	0,97	1,53	0,77
	CaO	0,08	0,08	0,02	0,07	0,01	0,00	0,05	0,04
	TOTAL	99,39	98,75	99,94	98,22	99,68	99,20	98,73	99,01
FORMULAS	Si	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Ti	0,59	0,49	0,46	0,44	0,43	0,32	0,31	0,32
	Al	0,08	0,14	0,09	0,11	0,06	0,07	0,07	0,07
	Fe ³⁺	0,71	0,85	0,97	1,00	1,07	1,28	1,30	1,29
	Fe ²⁺	1,49	1,43	1,38	1,36	1,35	1,25	1,19	1,23
	Mn	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04
	Mg	0,09	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,04
	Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	CATIONES	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
	CARGA	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
	Usp	62,20	51,40	46,90	44,70	43,30	32,20	31,40	31,50
	Mt	37,80	48,60	53,10	55,30	56,70	67,80	68,60	68,50

Tabla 6.4

MUESTRA	BTD-2 (TEFRITA)				BTD-3 (TRAQUIBASALTO)							
	1-c	1-b	2-c	2-b	1-c	1-b	2-c	2-b1	2-b2	3-c	4-c	
OXIDOS	SiO ₂	38,89	38,59	38,06	38,38	40,35	39,04	39,06	39,58	38,32	37,71	37,37
	TiO ₂	7,62	7,32	6,18	6,14	5,81	6,27	6,14	6,12	5,90	6,18	6,25
	Al ₂ O ₃	12,99	12,86	11,33	12,01	12,44	12,65	13,16	12,89	12,75	13,41	12,62
	FeO	11,37	10,93	8,66	9,79	10,24	10,11	10,65	10,40	9,84	11,30	10,57
	MnO	0,04	0,36	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,12	0,15	0,00
	MgO	11,98	11,84	13,77	13,31	13,16	13,04	12,39	13,09	13,18	12,19	12,82
	CaO	12,37	12,35	12,11	12,10	12,52	12,21	12,10	12,31	12,61	12,73	12,42
	Na ₂ O	2,51	2,37	2,34	2,24	2,23	2,52	2,34	2,34	2,11	2,33	2,49
	K ₂ O	1,32	1,50	1,57	1,54	1,75	1,66	1,50	1,64	1,80	1,47	1,69
	TOTAL	99,09	98,12	94,02	95,51	98,54	97,50	97,40	98,37	96,63	97,47	96,23
FORMULAS	TSi	5,73	5,74	5,86	5,83	5,94	5,82	5,83	5,84	5,77	5,67	5,68
	TAl	2,26	2,26	2,06	2,15	2,06	2,18	2,18	2,16	2,23	2,33	2,26
	TFe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	TTi	0,01	0,00	0,09	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
	Suma en T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
	CAI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,04	0,14	0,08	0,04	0,05	0,00
	CTi	0,83	0,82	0,63	0,69	0,64	0,70	0,69	0,68	0,67	0,70	0,66
	CFe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	CMg	2,63	2,63	3,16	3,01	2,89	2,90	2,75	2,88	2,96	2,73	2,91
	CFe ²⁺	1,40	1,36	1,12	1,24	1,26	1,26	1,33	1,28	1,24	1,42	1,35
	CMn	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00
	CCa	0,13	0,15	0,10	0,06	0,11	0,10	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08
	Suma en C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
	BFe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	BCa	1,82	1,82	1,90	1,91	1,86	1,85	1,85	1,87	1,95	1,97	1,94
	BNa	0,18	0,18	0,10	0,09	0,14	0,15	0,15	0,13	0,05	0,03	0,06
	Suma en B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	ANa	0,54	0,51	0,60	0,57	0,50	0,58	0,53	0,54	0,57	0,65	0,67
AK	0,25	0,29	0,31	0,30	0,33	0,32	0,29	0,31	0,35	0,28	0,33	
Suma en A	0,78	0,79	0,90	0,87	0,83	0,89	0,81	0,85	0,91	0,93	1,00	
IM	GRUPO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO
	NOMBRE	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita

Tabla 6.5

MUESTRA	TRS-6 (TRAQUIANDESITA)							BTH-2 (FONOLITA)			
	1-c	1-b	2-c	3-c	3-b	4-c	5-m	1-c	2-c	3-m	
OXIDOS	SiO2	38,70	36,84	38,11	37,87	37,48	37,77	37,95	39,46	40,44	39,36
	TiO2	5,93	6,63	6,63	6,60	6,74	6,56	6,50	4,61	4,29	4,94
	Al2O3	12,47	12,14	12,58	12,17	12,24	12,35	12,28	12,47	10,84	11,78
	FeO	10,72	10,70	9,65	11,04	11,78	11,82	11,59	9,64	13,65	14,03
	MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,05	0,13	0,35	0,28
	MgO	12,55	11,90	12,62	11,93	11,85	11,67	11,57	14,45	11,95	11,36
	CaO	12,59	12,21	12,22	12,40	12,37	12,41	12,57	12,04	11,37	11,32
	Na2O	2,34	2,42	2,44	2,41	2,46	2,36	2,53	2,49	2,80	2,71
	K2O	1,60	1,36	1,34	1,19	1,42	1,35	1,41	1,57	1,33	1,48
	TOTAL	96,90	94,20	95,59	95,61	96,43	96,29	96,45	96,86	97,02	97,26
FORMULAS	TSi	5,83	5,72	5,78	5,78	5,71	5,75	5,77	5,90	6,13	5,97
	TAI	2,18	2,22	2,22	2,19	2,20	2,22	2,20	2,10	1,87	2,03
	TFe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	TTi	0,00	0,06	0,00	0,02	0,09	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
	Suma en T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
	CAI	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,07	0,08
	CTi	0,67	0,72	0,76	0,74	0,69	0,73	0,72	0,52	0,49	0,56
	CFe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	CMg	2,82	2,75	2,85	2,72	2,69	2,65	2,62	3,22	2,70	2,57
	CFe2+	1,35	1,39	1,22	1,41	1,50	1,51	1,48	1,17	1,73	1,78
	CMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
	CCa	0,13	0,14	0,14	0,14	0,11	0,12	0,18	0,00	0,00	0,00
	Suma en C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
	BFe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
	BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03
	BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	BCa	1,90	1,90	1,85	1,89	1,91	1,91	1,87	1,93	1,85	1,84
	BNa	0,10	0,11	0,15	0,11	0,09	0,09	0,13	0,02	0,13	0,13
	Suma en B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	ANa	0,59	0,62	0,57	0,60	0,64	0,60	0,62	0,70	0,70	0,67
AK	0,31	0,27	0,26	0,23	0,28	0,26	0,27	0,30	0,26	0,29	
Suma en A	0,89	0,89	0,83	0,84	0,92	0,87	0,89	1,00	0,96	0,95	
ITEM	GRUPO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO	CALCICO
	NOMBRE	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita	Kaersutita

Tabla 6.5 - Continuación

MUESTRA	LPB-1 (BASANITA)					LPD-1 (BASALTO)									
	1-c	1-b	2-c	2-b	3-c	3-b	4-c	4-b	5-c	1-c	2-c	3-c	4-c	4-b	
O X I D O S	SiO ₂	39,75	39,47	39,67	39,85	39,71	39,57	39,29	39,47	39,70	38,64	36,83	38,38	38,29	38,48
	TiO ₂	0,03	0,01	0,05	0,00	0,05	0,05	0,03	0,03	0,01	0,11	0,04	0,09	0,07	0,15
	Al ₂ O ₃	0,05	0,06	0,03	0,05	0,00	0,02	0,04	0,05	0,03	0,90	0,03	0,90	0,99	1,73
	FeO	13,33	14,84	13,70	13,43	14,74	14,68	16,19	15,45	13,69	29,55	22,76	31,40	31,01	34,16
	MnO	0,14	0,25	0,18	0,17	0,21	0,16	0,25	0,17	0,13	0,08	0,13	0,00	0,02	0,24
	MgO	45,68	45,44	46,48	46,54	45,36	45,05	44,39	45,07	46,26	28,85	38,41	27,68	27,27	23,73
	CaO	0,20	0,22	0,23	0,21	0,24	0,22	0,23	0,25	0,22	0,68	0,36	0,74	0,71	0,83
	Na ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,01	0,03	0,00	0,03
	K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,05
	PO ₄	0,06	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,17	0,00	0,14	0,10	0,21
TOTAL	99,26	100,30	100,38	100,29	100,31	99,76	100,47	100,51	100,10	99,07	98,59	99,37	98,47	99,61	
F O R M U L A	Si	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,05	0,98	1,05	1,05	1,06
	Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,06
	Fe ²⁺	0,28	0,31	0,29	0,28	0,31	0,31	0,34	0,32	0,29	0,67	0,51	0,72	0,71	0,79
	Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
	Mg	1,71	1,70	1,73	1,73	1,69	1,69	1,67	1,68	1,72	1,17	1,52	1,12	1,12	0,97
	Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
	CATIONES	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,01	3,01	3,01	2,94	3,02	2,94	2,93	2,91
	CARGA	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
	Fo	85,93	84,52	85,81	86,07	84,58	84,55	83,01	83,87	85,76	63,51	75,05	61,11	61,05	55,32
Fa	14,07	15,48	14,19	13,93	15,42	15,45	16,99	16,13	14,24	36,49	24,95	38,89	38,95	44,68	

Tabla 6.6

	MINERAL	FELDESPATOIDES				MINERAL	ESFENA			MINERAL	APATITO				
	MUESTRA	BTH-2 (FONOLITA)				MUESTRA	BTH-2 (FONOLITA)			MUESTRA	TRS-6 (TRAQUIANDESITA) y BTH-2 (FONOLITA)				
		1-c	2-c	3-c	4-c		1-m	2-c	3-c		1-c	2-c	3-c	4-c	5-c
O X I D O S	SiO ₂	36,53	35,73	35,94	37,32	SiO ₂	29,45	29,63	29,69	SiO ₂	0,21	0,21	0,18	0,16	0,22
	TiO ₂	0,03	0,02	0,00	0,05	TiO ₂	36,23	36,24	36,01	TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Al ₂ O ₃	31,34	31,26	31,29	32,65	Al ₂ O ₃	1,08	1,06	1,05	Al ₂ O ₃	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
	FeO	0,07	0,03	0,04	0,41	FeO	1,40	1,59	1,66	FeO	0,19	0,10	0,17	0,18	0,21
	MnO	0,02	0,00	0,06	0,02	MnO	0,07	0,08	0,08	MnO	0,15	0,08	0,05	0,08	0,06
	MgO	0,06	0,00	0,02	0,02	MgO	0,01	0,00	0,01	MgO	0,15	0,15	0,16	0,12	0,14
	CaO	2,95	2,88	3,14	2,14	CaO	27,65	27,77	27,74	CaO	53,66	54,03	54,34	54,23	54,32
	Na ₂ O	16,53	17,26	17,00	17,81	Na ₂ O	0,01	0,02	0,00	Na ₂ O	0,13	0,18	0,11	0,10	0,16
	K ₂ O	1,74	1,85	1,87	1,49	K ₂ O	0,00	0,00	0,00	K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02
	P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,05	0,05	P ₂ O ₅	0,14	0,09	0,12	P ₂ O ₅	39,98	40,14	39,99	39,81	40,41
	TOTAL	89,30	89,06	89,41	91,96	TOTAL	96,04	96,48	96,36	TOTAL	93,49	94,93	95,00	94,69	95,54
F O R M U L A S	Si	5,88	5,80	5,81	5,84	Si	4,03	4,04	4,05	Si	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04
	Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	Ti	3,73	3,71	3,69	Fe ²⁺	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
	Al	5,95	5,98	5,96	6,02	Al	0,17	0,17	0,17	Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
	Fe ²⁺	0,01	0,00	0,01	0,05	Fe ²⁺	0,16	0,18	0,19	Mg	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
	Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	Mn	0,01	0,01	0,01	Ca	10,60	10,47	10,53	10,55	10,45
	Mg	0,01	0,00	0,00	0,00	Mg	0,00	0,00	0,00	Na	0,05	0,06	0,04	0,04	0,06
	Ca	0,51	0,50	0,54	0,36	Ca	4,05	4,05	4,06	P	6,08	6,14	6,12	6,12	6,14
	Na	5,16	5,43	5,33	5,40	Na	0,00	0,01	0,00	CATIONES	16,86	16,78	16,80	16,81	16,77
	K	0,36	0,38	0,39	0,30	K	0,00	0,00	0,00	CARGA	52,00	52,00	52,00	52,00	52,00
	P	0,00	0,00	0,01	0,01	CATIONES	12,16	12,17	12,17						
	CATIONES	17,89	18,11	18,06	17,99	CARGA	40,00	40,00	40,00						
CARGA	48,00	48,00	48,00	48,00											

Tabla 6.7

6.2.5 - DISCUSION

A lo largo de los apartados anteriores se han deducido las siguientes consideraciones:

1 - La gran diversidad química que presentan las lavas y domos estudiados, abarcando toda una secuencia de diferenciación en la que no existen saltos o interrupciones.

2 - La variación sistemática de los contenidos en elementos mayores y menores conforme avanza la diferenciación del magma.

3 - La correlación existente entre esas variaciones químicas de las rocas y la aparición o desaparición de determinadas fases minerales, sus abundancias y sus cambios químicos.

4 - La disminución de volumen del material originado conforme avanza el grado de diferenciación del magma.

Todos estos aspectos indican un mecanismo de fraccionación cristal-líquido como proceso principal de control en la evolución global de estos materiales del GRN. Anguita (1972) y Hoernle (1987) después de pasar revista a diferentes mecanismos también se decantan por el aquí enumerado. Además, para Ibarrola (1970) la importancia del mismo se extiende a todo el Archipiélago Canario, influyendo en mayor o menor medida en la evolución del quimismo de los productos presentes en cada una de las islas.

No obstante, y a un nivel de detalle, aspectos como: las heterogeneidades texturales y mineralógicas observadas en algunos tipos litológicos (ver descripciones petrográficas), las zonaciones complejas que poseen ciertos fenocristales, la dispersión de los valores en algunos elementos menores, entre otros, abogan por la existencia de varios mecanismos de diferenciación tales como mezcla de magmas, inmiscibilidades, transferencias gaseosas, etc., pero siempre actuando de forma secundaria.

En esta línea, Anguita (1972) propone que la transferencia gaseosa pudo jugar un papel más relevante que la cristalización fraccionada en la evolución final de los materiales del GRN. Entre los argumentos que menciona a favor de este modelo está la brusca subida que experimenta el Na_2O en las fonolitas y la separación de estos materiales del resto de las litologías en el diagrama Sílice-

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

Nefelina-Kalsilita (Q-Ne-Ks). García Cacho et al. (1987), retomando parte de estas ideas, mencionan la posibilidad de división dentro del GRN de dos líneas de diferenciación. Esta separación se realizaría a partir de los términos intermedios y mientras una evolucionaría hacia términos traquíticos saturados, la otra lo haría hacia términos fonolíticos subsaturados.

En los análisis efectuados en este trabajo también se ha observado el fuerte aumento del Na₂O en las fonolitas (Fig. 6.6), si bien este comportamiento no se ha visto refrendado en ningún otro elemento, como cabría esperarse para el Zr, Ba, Ce, etc. (Fig. 6.7).

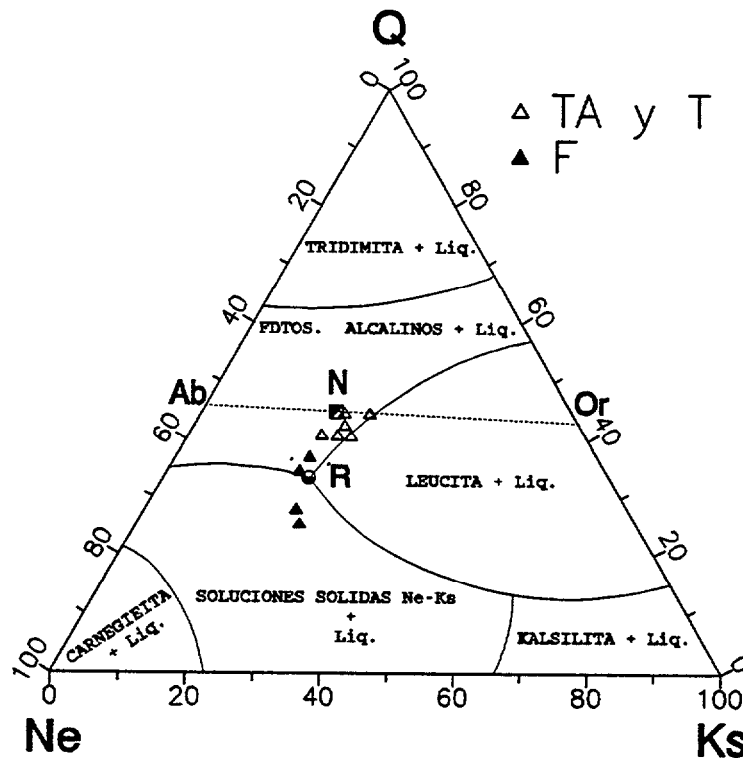


Figura 6.13 - Diagrama experimental para el sistema Q-Ne-Ks (Schairer, 1950) y proyección en él de los términos más diferenciados del GRN.

Igualmente se ha trazado el diagrama experimental Q-Ne-Ks y proyectado sobre él las traquiandesitas, traquitas y fonolitas (Fig. 6.13). Este diagrama ha sido empleado por diversos autores para comprobar que los términos sálicos de una serie evolutiva han derivado de magmas basálticos por cristalización fraccionada (Schairer, 1950; Hall, 1987). Este diagrama presenta tres puntos de cristalización preferente, representados por los eutectoides riolítico (40% Q + 30% Or + 30% Ab), fonolítico (70,6% feldespatos + 29,4% Ne) y traquítico (35% Or + 65%

Ab), los dos últimos anotados en la figura 6.13 como los puntos R y N, respectivamente. Además, en teoría, dependiendo de si esos magmas basálticos padres poseen exceso o defecto de sílice, se originarán con la diferenciación términos saturados (traquíticos) o subsaturados (fonolíticos).

Al proyectar las muestras del GRN en este gráfico se observa como efectivamente las traquiandesitas y traquitas se agrupan en torno al punto N, mientras que las fonolitas lo hacen en el R. Esto implica, haciendo caso de las consideraciones teóricas anteriormente comentadas, una heterogeneidad en la fuente de estos materiales representada por las basanitas (subsaturadas) para las fonolitas y los basaltos (con tendencias a la saturación e incluso algunos sobresaturados) para las traquiandesitas y traquitas. Otra posibilidad sería la propuesta de Anguita (1972), para el cual el mecanismo de transferencia gaseosa es capaz de producir un magma subsaturado a partir de otro con tendencia a la saturación.

Aparte de estas consideraciones y como se demostrará en los siguientes apartados, los últimos materiales traquíticos y fonolíticos del GRN se pueden derivar los últimos a partir de los primeros (basanitas y basaltos) mediante la única intervención de la cristalización fraccionada y evolucionando ambos de una misma fuente común. Con ello no se descarta la actuación de un mecanismo de transferencia gaseosa en estos estadios más diferenciados, sino que únicamente le resta protagonismo y se refuerza la idea de que la fraccionación cristal-líquido puede explicar por sí sola la evolución global del magmatismo en el GRN.

Dos de los métodos comúnmente utilizados para probar esta hipótesis y además cuantificarla, son los basados en los denominados cálculos de balance de masas llevados a cabo con los elementos mayores y los cálculos realizados a partir del comportamiento de los elementos menores. A continuación se tratarán por separado ambos métodos.

6.2.6 - CALCULOS DE BALANCE DE MASAS

El fundamento teórico de este método se basa en derivar un magma "hijo" a partir de otro "padre" a través de la adición o sustracción de una o varias fases minerales. Asumiendo que las composiciones químicas de los magmas involucrados se encuentran representadas en los análisis de las rocas que ellos han originado, y que las fases minerales son aquellas observadas al microscopio y que pueden analizarse, el problema se reduce a una simple ecuación aritmética del tipo:

$$\text{magma}_p \pm \sum x_i m_i = \text{magma}_H$$

donde magma_p representa la composición del magma padre, magma_H la del magma hijo calculada, x_i es el porcentaje en peso de cada fase mineral y m_i el número de esas fases que hay que añadir o sustraer.

La calidad del resultado es comprobada: a) por la semejanza entre las proporciones del modelo y las proporciones reales de los dos magmas y de los distintos minerales y b) por el grado de reproducibilidad entre el análisis químico original del magma hijo y el calculado.

Mediante el método matemático de mínimos cuadrados, los porcentajes en peso de las fases minerales van variando hasta que la diferencia entre la composición del magma hijo real y la calculada alcanzan un mínimo (Bryan et al., 1969). Dicho mínimo se le denomina suma de los residuos al cuadrado y se denota como r^2 . Soluciones numéricas con $r^2 \leq 1$ quedan dentro de la incertidumbre analítica y por ello son aceptadas como válidas.

Con la ayuda del programa informático IGPET-II (Carr, 1987) se realizaron más de 500 cálculos sobre las lavas y domos del GRN, combinando magmas padres e hijos así como las posibles fases minerales a fraccionar. Estos cálculos se presentan de forma esquemática en las tablas 6.8, 6.9 y 6.10, extrayéndose las siguientes conclusiones:

1 - Las mejores soluciones se obtienen cuando se toma un magma padre del cual se conocen las composiciones químicas de sus minerales.

2 - Matemáticamente es posible derivar toda la gama de litologías presentes en el GRN, independientemente de su pertenencia a uno u otro de los dos ciclos de diferenciación definidos en este grupo (RN-1 y RN-2), a partir tanto de términos basaníticos como basálticos (Tablas 6.8 y 6.9, respectivamente). La única excepción la forman los basaltos denominados por Hoernle (1987) como basaltos tholeínicos (muestras SLB-1 y SLB-2) para los cuales se obtienen valores de $r^2 > 1$.

3 - Las basanitas muestran el siguiente comportamiento (Tabla 6.8)

- Fraccionando únicamente clinopiroxenos (cpx), olivinos (olv) y magnetitas (mt) se pueden obtener tefritas e incluso en ocasiones prescindiendo de la mt. La cristalización se realiza siguiendo

GEOQUIMICA

PADRE	HIJO	RESIDUO	CPX	MT	OLV	PLAG	APTO	r ²
BTÑ-3 (Bn ₁)	BTÑ-2 (TF ₁)	86,30	3,10	1,90	8,80			0,211
	BTD-6 (TF ₂)	73,60	13,80	1,60	11,00			0,814
	SLB-5 (TF ₁)	66,80	19,50	3,10	10,50			0,573
	BTQ-8 (TF ₂)	53,80	28,90	5,50	11,50			0,942
	TRS-0 (TB ₁)	45,80	19,70	7,40	12,10	14,20	1,00	0,574
	LFB-6 (TB ₁)	63,90	19,10	4,10	11,90		1,00	0,998
	" "	48,10	20,80	6,10	13,20	10,60	1,20	0,791
	BTP-2 (TB ₁)	54,40	26,00	6,00	12,40		1,30	0,850
	BTD-3 (TB ₁)	54,80	25,10	6,00	12,60		1,60	0,816
	TRG-8 (TB ₁)	51,90	27,10	6,60	12,60		1,60	0,639
	TRP-1 (TAB ₁)	31,60	28,00	9,00	14,30	15,10	1,90	0,629
	TEA-2 (TAB ₁)	31,40	28,80	9,70	14,20	13,90	2,00	0,596
	TRS-1 (TF ₁)	27,30	31,90	9,80	14,00	15,40	1,80	0,370
	BTP-5 (TF ₂)	46,20	33,90	7,20	11,80		1,20	0,960
	BTP-4 (FT ₁)	22,60	37,40	9,90	12,90	16,60		0,942
	TRS-6 (TA ₁)	20,90	32,40	11,00	14,50	18,90	2,30	0,353
	BTÑ-8 (TA ₂)	21,10	33,50	10,80	14,40	18,00	2,20	0,296
	BTÑ-12(TA ₂)	24,50	31,10	10,10	14,40	17,90	2,00	0,230
	SLB-7 (T ₁)	19,90	33,40	11,00	14,50	18,70	2,30	0,299
	BTP-3 (T ₁)	19,90	33,80	11,10	14,60	18,30	2,30	0,224
BTH-2 (F ₂)	18,10	33,60	11,00	14,60	20,50	2,20	0,304	
BTH-3 (F ₂)	17,50	33,10	10,90	14,60	22,30	1,70	0,444	

Tabla 6.8 - Derivación de todo el espectro composicional de lavas y domos del GRN partiendo de una composición basáltica mediante cálculos de balance de masas. Las siglas entre paréntesis a continuación de las muestras indican el grupo del TAS en que se clasifican y los subíndices la pertenencia al ciclo de diferenciación RN-1 (1) o RN-2 (2).

proporciones de $cpx > olv > mt$.

- A partir de los traquibasaltos es necesario la intervención de otras dos fases minerales que son apatito (apto) y plagioclasa (plag), tomando para esta última los valores de An_{50-60} que son los obtenidos en los basaltos. Las proporciones de los minerales cumplen la relación $cpx \gg plag > olv \gg apto$.

- El residuo líquido que se va obteniendo en cada paso de cristalización disminuye progresivamente hasta las fonolitas. Según estos cálculos, dichas fonolitas representarían menos del 20% del

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

PADRE	HIJO	RESIDUO	CPX	PLAG	MT	OLV	APTO	r ²
LPD-1 (B ₁)	TRG-6 (TF ₁)	73,30	12,90	8,20	5,80	0,90		1,278
	BTD-2 (TF ₁)	52,00	22,20	15,90	8,70	2,00		1,364
	LFB-6 (TB ₁)	83,10	9,90	2,70	4,30	1,30		1,351
	BTP-2 (TB ₁)	63,90	21,00	7,00	7,70	1,30		1,231
	BTD-5 (TB ₁)	64,50	18,60	8,50	7,90	1,30		0,842
	BTD-3 (TB ₁)	61,60	20,80	8,80	7,90	1,60		0,616
	TRG-8 (TB ₁)	67,80	23,20	1,30	7,80	0,40		0,309
	TRP-1 (TAB ₁)	53,00	26,70	10,00	9,60	1,00		0,677
	TEA-2 (TAB ₁)	51,70	28,50	8,50	10,90	0,70		0,576
	TRS-1 (TF ₁)	42,10	32,40	14,00	11,50	0,60		0,731
	BTP-5 (TF ₁)	40,40	28,80	19,30	10,70	1,70		1,953
	BTP-4 (FT ₁)	34,60	32,30	19,90	11,90	1,70	0,30	1,420
	TRS-6 (TA ₁)	30,40	34,80	20,40	13,30	0,90		0,901
	BTÑ-8 (TA ₁)	30,70	36,30	19,10	13,10	0,60		0,695
	BTÑ-12 (TA ₁)	35,70	32,00	19,30	11,90	1,20		0,902
	SLB-7 (T ₁)	28,90	36,50	20,10	13,40	0,70		0,639
	BTP-3 (T ₁)	28,10	36,80	20,40	13,50	0,90		0,778
	BTH-2 (F ₁)	25,70	36,20	23,40	13,40	1,10		0,986

Tabla 6.9 - Cálculo de balance de masas tomando como magma padre un basalto. Explicación de las siglas entre paréntesis en la Tabla 6.8.

volumen inicial de magma o dicho de otro modo, más del 80% del magma basanítico inicial habría cristalizado antes de formar diferenciados fonolíticos.

- Los resultados parecen válidos teniendo en cuenta la mineralogía inicial de las Bn y la disminución progresiva del volumen de los derivados. Únicamente las proporciones de plag y, en menor medida, de apto que se necesitan fraccionar en los últimos estadios resultan bastante elevadas para las observadas al microscopio.

4 - considerando los basaltos como magmas padre (Tabla 6.9), los cálculos indican comportamientos ligeramente diferentes a las basanitas.

GEOQUIMICA

- Siempre necesita fraccionar plag (An_{50-60}) mientras que el apto prácticamente no aparece. La cristalización guarda siempre proporciones de $cpx > plag > mt >> olv$.
- Los valores obtenidos no siempre satisfacen la condición $r^2 \leq 1$. Esto es especialmente notable cuando se intenta derivar los magmas más subsaturados y alcalinos como son tefritas, tefritas fonolíticas, fonolitas tefríticas y fonolitas.
- El residuo líquido disminuye con la diferenciación, aunque las cantidades siempre son ligeramente superiores a las obtenidas con las basanitas. Así, las fonolitas finales alcanzan hasta el 25% del volumen inicial.
- Los resultados apuntados son razonables si bien las proporciones relativas de olv y mt no guardan una relación exacta con las observadas al microscopio.

PADRE	HIJO	RESIDUO	CPX	PLAG	MT	OLV	ANF	FDK	APTO	r^2
BTP-6 (B ₂)	SLB-5 (T ₁)	76,20	15,00		2,70	7,00				0,642
SLB-5 (T ₁)	TRG-8 (T _B)	57,90	17,00	7,40	5,70		11,20			0,745
TRG-4 (B ₂)	TRG-8 (T _B)	80,70	10,90	1,60	5,00	3,40				0,687
TRG-8 (T _B)	TEA-2 (T _{AB})	80,00	8,20	6,70	3,90		0,90			0,261
TEA-2 (T _{AB})	BTÑ-12 (T _A)	61,90	1,70	23,00	1,00		12,70			0,843
BTÑ-12 (T _A)	BTP-3 (T ₁)	74,20	8,50	5,00	3,30		8,20			0,703
BTP-3 (T ₁)	BTH-2 (F ₂)	61,40		19,50	1,30			18,40		0,527

Tabla 6.10 - Resultados de los cálculos de balance de masas realizados en incrementos crecientes de diferenciación. Explicación de las siglas entre paréntesis en la Tabla 6.8.

5 - Matemáticamente también es posible derivar cualquier magma a partir de su inmediato más básico (Tabla 6.10).

- Las transiciones a partir de tefritas requieren la intervención del anfíbol (anf) y a partir de los traquibasaltos y traquiandesitas-basálticas además un feldespato alcalino (fdk), si bien éste gana importancia en las derivaciones finales con traquiandesitas, traquitas y fonolitas.

- Los pasos entre traquiandesitas, traquitas y fonolitas resultan

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

sencillos y sólo precisan la intervención de plag (An_{35-45}) y fdk (anortoclasa) con algo de mt.

- En estos cálculos paso a paso se observa la disminución progresiva de la participación de cpx y anf, siendo sustituidos por un aumento en las plag y fdk.

- Nunca se necesita la presencia de feldespatoides (haüyna) para obtener buenas soluciones matemáticas. Cuando forzosamente se le introduce en el cálculo siempre se comporta como una fase a añadir para obtener el magma hijo, sobre todo si éste es una fonolita o fonolita tefrítica.

6 - Puede obtenerse un basalto a partir de una basanita fraccionando $cpx > olv \gg mt$, aunque los resultados no siempre arrojan $r^2 \leq 1$. El paso contrario resulta mucho más difícil de realizar y sólo cuando el basalto y la basanita presentan composiciones cercanas entre sí.

7 - Con todos estos datos puede establecerse el siguiente orden de diferenciación: $Bn-B \rightarrow Tf \rightarrow TB-TAB \rightarrow TF-FT$ y $TA-T \rightarrow F$. Las fases minerales que van fraccionándose serían cpx, olv, mt y, de forma accesoria, apto desde el inicio, plag algo más tarde, anf ya en estadios intermedios y fdk en los estadios más evolucionados.

6.2.7 - MODELIZACION CON LOS ELEMENTOS MENORES

El estudio de los elementos permite establecer la composición del material fuente del que deriva una serie de rocas genéticamente relacionadas y evaluar, tanto cualitativa como cuantitativamente, los procesos evolutivos por los que se han generado los diversos términos de la serie. En general, los elementos incompatibles son buenos indicadores de la mineralogía del manto-fuente y del proceso de fusión, mientras que los elementos compatibles ayudan en buena parte a modelizar el proceso de diferenciación.

Por ello, a continuación se discutirá la naturaleza petrológica del manto del que han derivado los magmas primarios del GRN, así como de las fases minerales que han intervenido en el proceso de evolución para dar lugar a las distintas rocas que integran este grupo. Estos comentarios están basados en la información que

proporcionan los diagramas spider realizados (Figs. 6.14, 6.15 y 6.16) y los coeficientes de reparto mineral/líquido obtenidos experimentalmente en rocas o líquidos semejantes (ver por ejemplo la recopilación de López Ruiz y Cebriá, 1990). En todos los diagramas obtenidos, los valores elementales proyectados están normalizados con respecto a las condritas, salvo para K, Rb y P, cuya abundancia en las condritas no es representativa (Thompson et al., 1983)

Por razones metodológicas y de claridad, para desarrollar este apartado se seleccionaron 28 muestras representativas de todo el espectro composicional del GRN tanto para su ciclo de diferenciación RN-1 como para el RN-2. Estas muestras se han agrupado en tres conjuntos diferentes que son:

1 - Basanitas y basaltos considerados primitivos (Co > 40 ppm y Ni entre 90 y 670 ppm). Este grupo acoge las siguientes muestras:

- LPB-1, BTÑ-3, TRG-2 (Bn) y LPD-1, TEA-10 (B) del ciclo RN-1 (cruces como símbolo en la figura 6.14).

- TRS-11, BTP-6 y TRG-7 (Bn) y LPB-4 (B) del ciclo RN-2 (círculos en la figura 6.14).

2 - Rocas intermedias: Tf, TB, TAB, TF y FT.

- Tf (cuadrados como símbolo en la figura 6.15) caracterizadas por SLB-5 del RN-1 y BTD-6, BTQ-8 del RN-2.

- TB (aspas en la figura 6.15) representados por TRS-0, BTP-2, BTD-3 del RN-1 y LPB-6, TRG-8 del RN-2.

- TAB (rombos en la figura 6.15) con la muestra TEA-2 del RN-1.

- TF y FT (triángulos en la figura 6.15) representadas por TRS-1 del RN-1 y BTP-4, BTP-5 del RN-2.

3 - Rocas diferenciadas: TA, T y F.

- TA (asteriscos como símbolo en la figura 6.16) caracterizadas por TRS-6 del RN-1 y BTÑ-8, BTÑ-12 del RN-2.

- T (símbolo en forma de reloj de arena en la figura 6.16)

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

representadas por BTP-3 y SLB-7 del RN-1.

- F (cuadrados con aspas internas en la figura 6.16) cuyas muestras son BTH-2 y BTH-3 del RN-2.

Los diagramas spider de las basanitas y basaltos (Fig. 6.14) ponen de manifiesto las siguientes características:

- a) Constituyen un grupo homogéneo, ya que es idéntica la morfología de las curvas resultantes y además éstas son coincidentes. Las ligeras diferencias que se observan deben obedecer a pequeñas variaciones en las tasas de fusión y/o a una ligera fraccionación de clinopiroxeno y olivino que son las dos fases de más temprana cristalización.
- b) Los elementos incompatibles (Fig. 6.14a) presentan como principales irregularidades una acusada anomalía negativa en K y Rb¹, una perceptible anomalía positiva en P y Zr, y una importante fraccionación de las tierras raras pesadas. Las anomalías de Rb y K sugieren la presencia de una fase potásica en el residuo mantélico, mientras que las de P y Zr excluyen la de apatito y zircón. Por último, la abundancia de tierras raras exige la existencia de granate en el manto del que han derivado estas rocas.
- c) La fase potásica debe ser flogopita, ya que este mineral presenta mayor afinidad del Rb frente al Ba y aún más frente al Sr que la calculada para kaersutita y richterita (Philpotts y Schetzler, 1970).
- d) Dada la cuidadosa selección de muestras realizada, se acepta que el contenido en Rb y K de basanitas y basaltos no está alterado por procesos postmagmáticos. Por tanto, la mayor profundidad de los valles de Rb y K en los basaltos podría reflejar que la flogopita ha participado en mayor proporción en los líquidos basaníticos que en los basálticos.
- e) Todas estas consideraciones indican que el área fuente para los magmas basaníticos y basálticos del GRN debe ser un manto lherzolítico granatífero con flogopita. Un manto de naturaleza análoga ha sido detectado también bajo otras islas (e.g., Sun y Hanson, 1975; Clague y Frey, 1982) y en áreas

¹ El ligero enriquecimiento en Rb que se observa en la basanita TRS-11, obedece a un proceso de alteración submarina/hidrotermal, ya que como es conocido, los elementos de elevado radio son muy sensibles a dichos procesos.

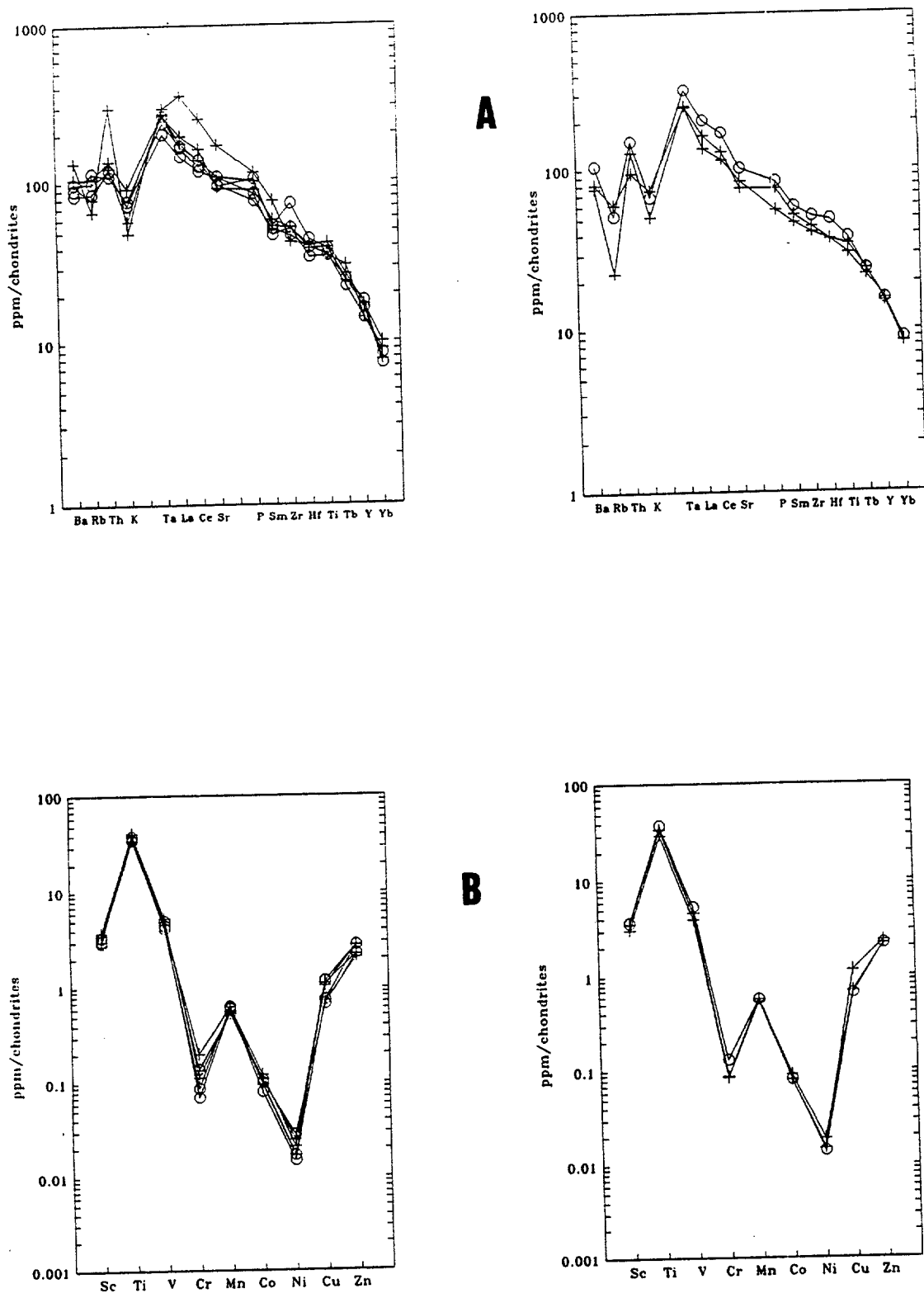


Figura 6.14 - Diagramas spider para las muestras basálticas y basálticas consideradas primitivas y pertenecientes a los ciclos RN-1 (cruces) y RN-2 (círculos). a) y b) comportamiento de los elementos incompatibles y compatibles, respectivamente

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

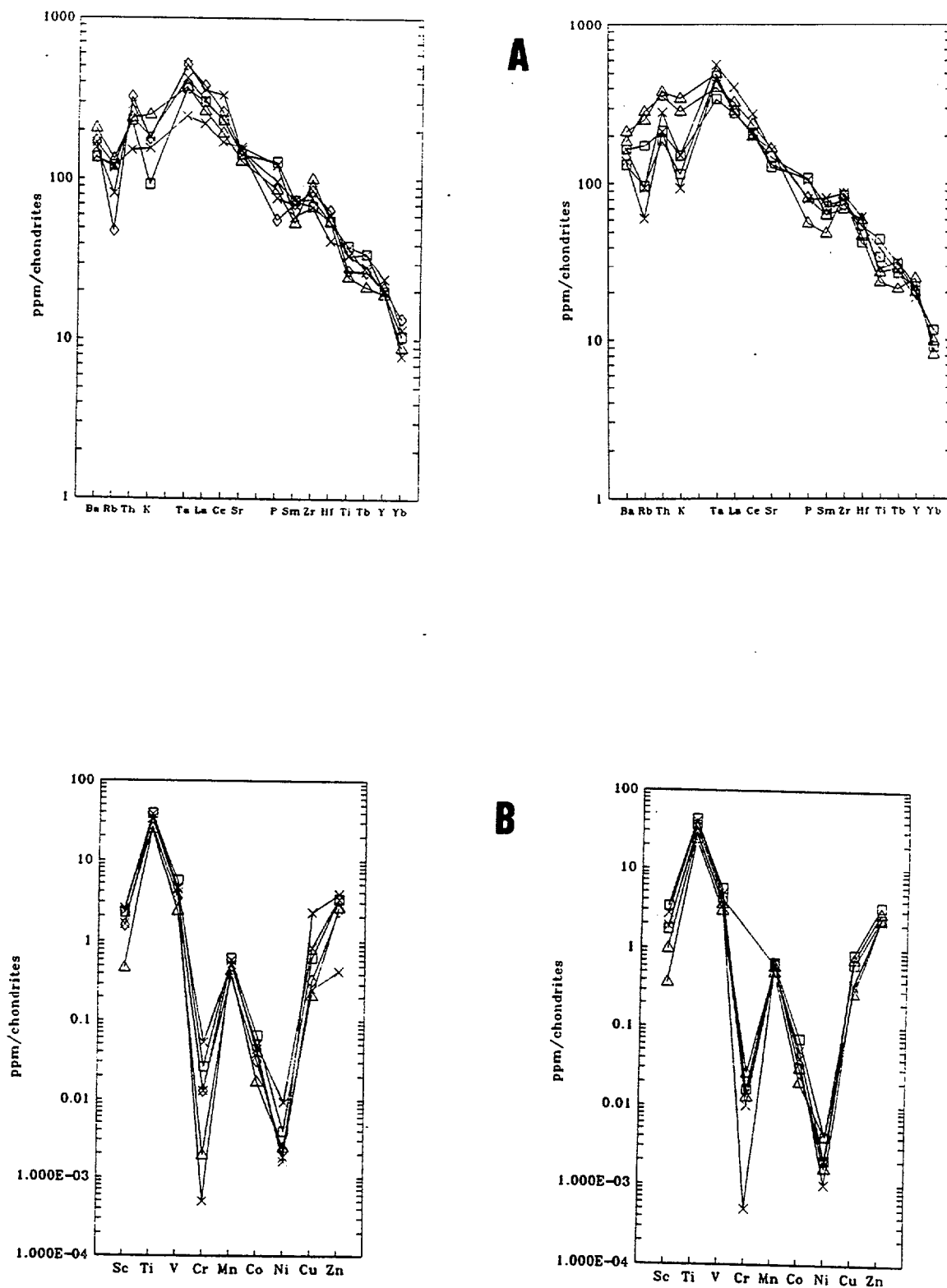


Figura 6.15 - Diagramas spider para las Tf (cuadrados), TB (aspas), TAB (rombos) y TF-FT (triángulos). a) y b) reflejan el comportamiento de los elementos incompatibles y compatibles, respectivamente.

GEOQUIMICA

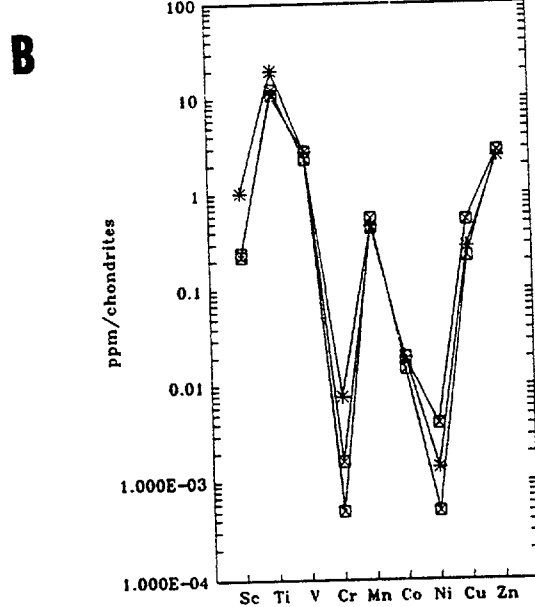
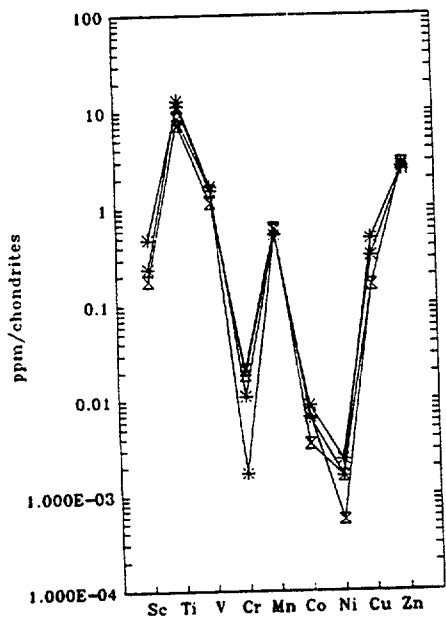
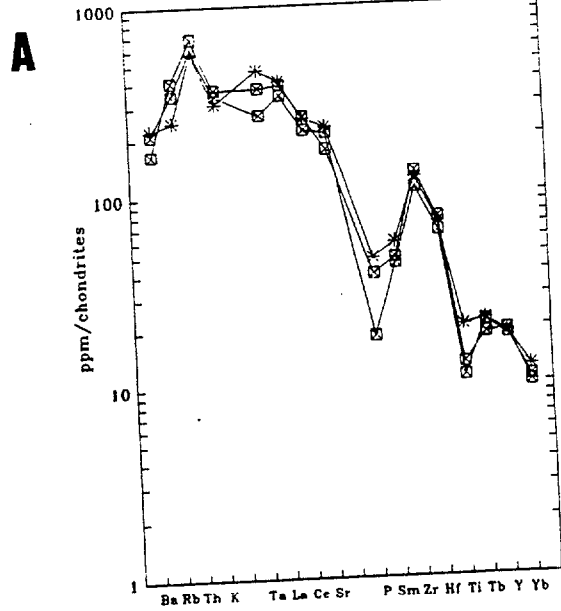
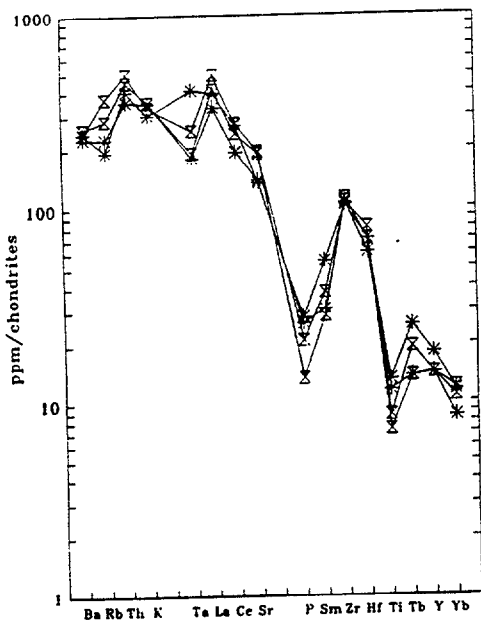


Figura 6.16 - Diagramas spider sobre muestras de TA (asteriscos), T (reloj de arena) y F (cuadrados con aspas en el interior). a) y b) Comportamientos de los elementos incompatibles y compatibles, respectivamente.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

de intraplaca continental (e.g., Wilson y Downes, 1991; Cebriá y López Ruiz, 1992), con un volcanismo fuertemente alcalino.

Si se comparan ahora los diagramas de estas basanitas-basaltos (Fig. 6.14) con los de las lavas ligera o medianamente diferenciadas (Fig. 6.15), se observa que las nuevas curvas resultantes son algo diferentes. Entre las modificaciones más evidentes destacan:

- a) El ahondamiento de los valles del Cr y Ni (Fig. 6.15b).
- b) La progresiva disminución hasta su casi desaparición de las anomalías negativas de Rb y K heredadas de los magmas progenitores (Fig. 6.15a).
- c) Ligero aumento de las concentraciones en el resto de los elementos incompatibles, si bien a medida que avanza el proceso de diferenciación, las abundancias de P, Ti, Sm y Tb disminuyen en el líquido residual, como lo refleja la aparición de una suave anomalía negativa en estos elementos.

Este conjunto de variaciones se explican si se acepta que, al inicio del proceso de diferenciación, las dos únicas fases que se fraccionan son clinopiroxeno y olivinos y que al final de esta etapa (cuando se generan las TAB y FT), comienza la separación de magnetita y esfena. El comportamiento de Ba y Sr indica la no participación en la fraccionación de plagioclasa, anfíbol y apatito, mientras que el del K excluye la nefelina, a pesar de que todas estas fases se encuentran como fenocristales en estas rocas intermedias. La participación o no de la haüyna en el proceso no se puede precisar, al ser desconocidos sus coeficientes de reparto.

Durante la última etapa de fraccionación, es decir, en la que se generan traquitas y fonolitas (Fig. 4.16), se observan los siguientes procesos:

- a) Los elementos de elevado radio iónico (Ba, Rb, K y Sr), junto con el Th, Zr, Hf y algunas tierras raras como La y Ce, se siguen comportando como elementos incompatibles, por lo que las lavas que se forman están más enriquecidas en dichos elementos que sus predecesoras.
- b) Por el contrario, elementos tales como Ta, Y, Sm, Tb y también P y Ti, invierten claramente su carácter.

El que la disminución de P y Ti vaya acompañada por la de Ta, Y, Sm y Tb, y el que la variación de Sc y V sea pequeña, sugiere que esfena y, en menor

proporción, magnetita, sean las fases minerales que se fraccionan fundamentalmente en esta etapa, ya que el comportamiento de K y Ba excluye la separación de sanidina, el de Sr la de apatito y plagioclasa, y el de Rb y Ba la de anfíbol y biotita. La relativamente importante precipitación de fases ferrotitaníferas en esta etapa implica un incremento notable de la fugacidad de oxígeno con respecto a la primera etapa.

De todo lo comentado se puede concluir:

1 - Un manto lherzólítico granatífero con flogopita puede ser considerado como área fuente de la que derivan los magmas del GRN.

2 - Los elementos traza ponen de manifiesto que las rocas diversamente evolucionadas del GRN derivan por un proceso de cristalización fraccionada de las basanitas-basaltos que aparecen en la base del grupo. Dicho proceso de cristalización fraccionada es idéntico en las rocas de los dos ciclos que se han distinguido (RN-1 y RN-2).

3 - Si toda la interpretación llevada a cabo es correcta, los elementos traza indican pautas de diferenciación algo distintas a las que se obtienen mediante los cálculos de balance de masas con los elementos mayores. Por tanto, el modelo de cristalización fraccionada obtenido está en desacuerdo con la idea generalmente aceptada de que los fenocristales que aparecen en las lavas participan en la diferenciación de las mismas.

4 - Si se acepta que el Th se comporta durante todo el proceso de cristalización como un elemento altamente incompatible, se tiene:

$$D_{liq}^{Th} \approx 0 \quad \rightarrow \quad F = C_0^{Th} / C_1^{Th}$$

siendo D el coeficiente de reparto del Th frente al líquido, C_0 la concentración inicial de Th, C_1 la de Th en el líquido y F la tasa de fusión.

Si esta aproximación es correcta, las tefritas requieren un grado de cristalización (1-F) del magma basanítico-basáltico original del 40%, los traquibasaltos del 48% y las traquitas y fonolitas, del 75 y 80% respectivamente. Si se utiliza el Rb, se obtienen valores muy similares para todas las rocas, excepto para los traquibasaltos.

6.3 - BRECHAS VOLCANICAS TIPO BRN

Para realizar un estudio geoquímico en las BRN, al igual que para cualquier otra roca piroclástica y dada la diversidad de componentes que contienen, lo primero que ha de saberse es que se está analizando y que resultados pueden obtenerse con esos análisis. Así, dependiendo de la información que se precise obtener, habrá que separar uno u otro componente de estas rocas antes de efectuar los análisis geoquímicos. Por ejemplo, si se necesita conocer el quimismo del magma que las origina, habrá que separar la fracción juvenil del resto de los componentes y efectuar los análisis sobre dicha fracción. Esto no plantea mayor problema en depósitos poco o nada consolidados, pero para aquellos muy compactos debido tanto a soldaje de sus fragmentos juveniles, como a cementaciones posteriores, etc., el problema se complica, teniendo en ocasiones que recurrir a técnicas muy sofisticadas para su posible resolución.

Las brechas volcánicas tipo BRN es un ejemplo de depósito piroclástico muy compactado. Conociendo ya con cierto detalle su petrografía, su estudio geoquímico puede aclarar dos problemáticas distintas. Por un lado determinar el quimismo del magma que las origina, mientras que por otro se plantea conocer como fué el proceso de alteración zeolítica que les da ese carácter tan compacto. Lógicamente ambas problemáticas requieren el empleo de técnicas analíticas diferentes, y es por ello que la exposición de las mismas y de sus resultados se tratan en apartados separados.

6.3.1 - COMPOSICION QUIMICA DEL MAGMA ORIGINARIO DE LAS BRN

Trabajos anteriores intentaron conocer la naturaleza del magma que originó estas BRN a través de dos vías distintas: (a) mediante análisis de roca total y, (b) por medio del estudio de los fragmentos juveniles con microsonda electrónica.

La primera de ellas fué utilizada por Anguita (1972) y por Brey y Schmincke (1980). Estos autores argumentaron que los análisis de roca total sobre muestras previamente seleccionadas por sus apariencias muy homogéneas, deberían mostrar unos rasgos comunes (fuera de las desviaciones que se producirían por la influencia de los líticos englobados) atribuibles al quimismo original de la matriz vitroclástica.

A pesar de la lógica de esta argumentación, el examen petrográfico detallado de estos materiales hace desestimar esta solución. Por un lado, los contajes de puntos efectuados en estas BRN indican una participación de líticos submilimétricos

GEOQUIMICA

casi nunca por debajo del 20%, suficiente para enmascarar cualquier composición original. Por otra parte, la matriz cinerítica original se halla prácticamente transformada a un conjunto de minerales zeolíticos. Por consiguiente, esta vía no representa una solución real al problema planteado en este apartado.

La segunda vía de análisis de los fragmentos juveniles mediante microsonda electrónica fué utilizada por Brey y Schmincke (1980), quienes los clasificaron como tefritas y tefritas fonolíticas atendiendo a los criterios de Thornton y Tuttle (1960) (ver tabla 5.1 de comparación entre las diversas nomenclaturas). Este método que en teoría podría ser válido, sin embargo en la práctica aporta unos resultados muy limitados a causa del alto grado de alteración que poseen estos fragmentos. Ello se ha puesto de manifiesto tanto en los análisis realizados en este trabajo en dos diferentes laboratorios (Universidad de Paris VI, Francia, y en la Universidad de Oviedo) sobre fragmentos que petrográficamente parecían frescos, como en los publicados por los autores anteriores (Tabla 6.11).

MUESTRA	Brey-1	Brey-2	Paris-1	Paris-2	Paris-3	Oviedo-1	Oviedo-2
SiO ₂	53,50	51,40	52,81	50,71	55,40	53,75	51,76
TiO ₂	2,10	1,10	0,05	0,38	0,76	1,01	0,79
Al ₂ O ₃	20,10	21,00	24,11	23,81	20,40	21,07	23,17
FeO	5,60	3,50	0,00	0,30	3,44	3,22	1,00
MnO	0,00	0,00	0,22	0,00	0,17	0,09	0,00
MgO	1,90	1,00	0,11	0,34	2,22	0,75	0,48
CaO	3,60	2,00	3,56	6,25	2,55	1,29	2,33
Na ₂ O	5,30	4,10	4,16	5,19	2,03	3,00	4,69
K ₂ O	4,70	4,60	6,51	2,82	2,58	4,27	4,75
TOTAL	96,80	88,70	91,53	89,60	89,55	88,45	88,97

Tabla 6.11 - Resultados de los análisis de fragmentos vítreos juveniles en depósitos de la BRN llevados a cabo con microsonda electrónica.

- Brey-1 y Brey-2 son datos tomados de Brey y Schmincke (1980).
- Paris-1,2,3 y Oviedo-1,2 son análisis realizados en este estudio en las Universidades de Paris VI y Oviedo, respectivamente. Las condiciones de trabajo en ambas microsondas fueron las mismas que para los análisis de las inclusiones vítreas.

En todos los análisis de la tabla 6.11 se observa que si bien los valores de SiO₂ y Al₂O₃ son relativamente constantes y comparables con los de las lavas y domos fonolíticos (ver tabla 6.1), los de K₂O y Na₂O por el contrario presentan grandes fluctuaciones y además las sumas totales de los óxidos son muy bajas (<

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

92%). Estos dos últimos hechos son indicativos de una alteración que afecta, en mayor o menor medida, a estos fragmentos juveniles y por tanto enmascara sus composiciones originales, sobre todo en sus contenidos en álcalis. Por ello, cuando estos análisis se proyectan en el diagrama de clasificación TAS (Le Maitre et al., 1989) caen en dos campos diferentes: traquiandesitas y andesitas (Fig. 6.17), el segundo de los cuales carece de valor atendiendo al ambiente geotectónico en que se encuentra el Archipiélago Canario.

Así pues, teniendo en cuenta todas estas consideraciones, se planteó en este trabajo la posibilidad de recurrir a una tercera vía de análisis: el estudio de inclusiones vítreas atrapadas en cristales juveniles, el cual va a desarrollarse a continuación.

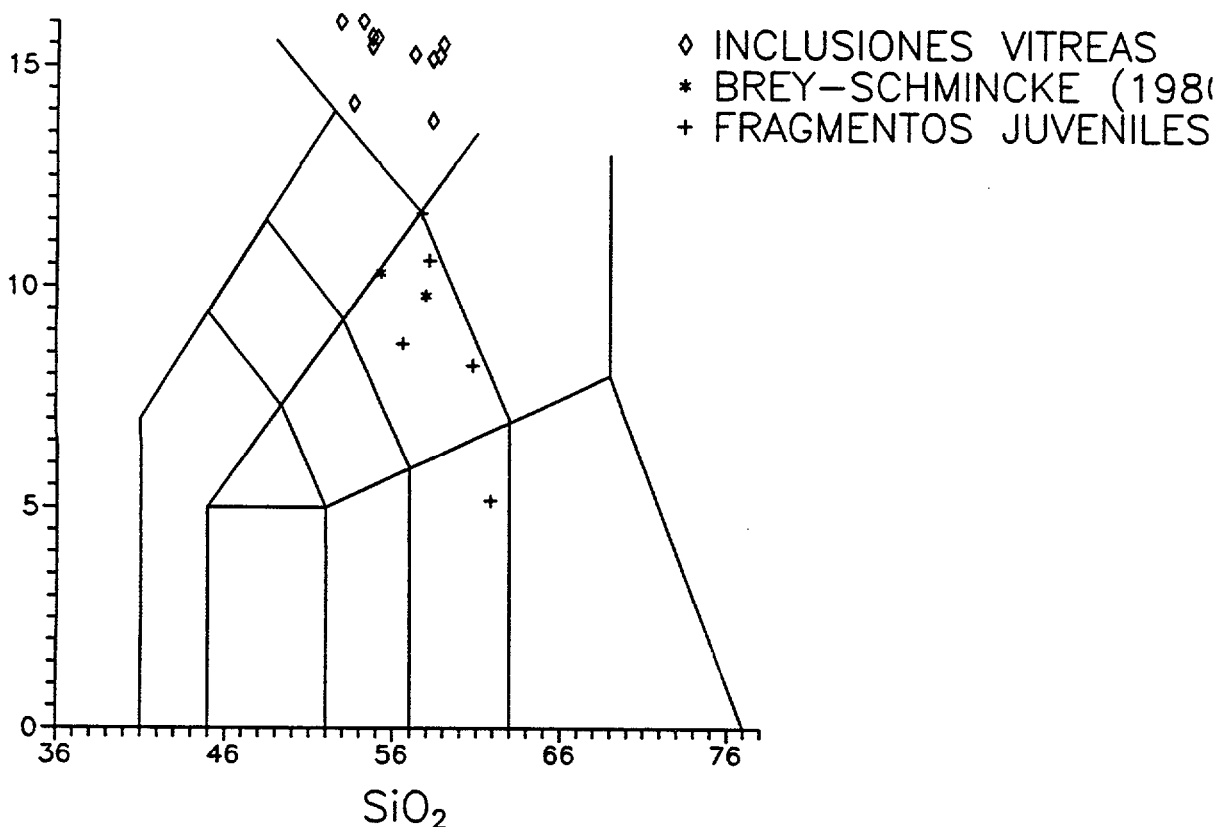


Figura 6.17 - Diagrama de clasificación TAS (Le Maitre et al., 1989) donde se han proyectado los análisis de fragmentos vítreos juveniles (Tabla 6.11) y los de inclusiones vítreas (Tabla 6.12).

6.3.1.1 - INCLUSIONES VITREAS. INTRODUCCION

Las inclusiones vítreas (IV) son pequeñas cantidades de magmas atrapadas durante la cristalización de los minerales. Por ello, dichas inclusiones se consideran "un registro fósil" del líquido magmático existente en el momento del atrapamiento por parte del "cristal anfitrión". El análisis químico de estas IV por medio de microsonda electrónica da la evolución seguida por el magma en su consolidación. Además, durante el calentamiento en atmósfera inerte de estas inclusiones, utilizando platinas microtermométricas, se alcanzan las temperaturas de homogeneización. Estas temperaturas se consideran las mínimas de formación de las inclusiones.

Una vez atrapadas, las IV pueden sufrir cambios más o menos importantes en su composición. Dichas modificaciones serán más importantes cuanto más compleja sea la fórmula del cristal anfitrión y mayor sea el tiempo transcurrido entre el atrapamiento de la inclusión y su total sellado. En este sentido, Clocchiatti (1975) y Lin Qi Xia y Clocchiatti (1985) distinguen dos tipologías de IV: poco o nada evolucionadas y evolucionadas.

Las primeras son típicas de materiales que han cristalizado a bajas profundidades ($P_{total} = P_{fluidos} < 4-5 \text{ Kb}$) o que se han originado en erupciones explosivas. Estas inclusiones se forman cuando el mineral atrapa al líquido magmático que se encuentra en equilibrio con él y posteriormente un enfriamiento rápido del mineral y del magma preserva ese equilibrio. Por ello, la composición química de tales inclusiones es cercana a la original del magma o, dependiendo del orden de cristalización del mineral anfitrión, intermedia entre esa original y la que presente la mesostasis de la roca donde se encuentra.

Por su parte, las IV evolucionadas aparecen en rocas que han cristalizado a presiones elevadas ($P_{total} = P_{fluidos} > 4-5 \text{ Kb}$) y también en lavas que han sufrido un enfriamiento relativamente lento. La composición química de estas inclusiones es diferente de la del líquido inicialmente atrapado, puesto que puede existir una cristalización del mineral anfitrión a lo largo de las paredes de la inclusión y/o de microlitos a partir de ese líquido atrapado.

Por tanto, para la resolución del problema aquí planteado se estudiarán las IV no evolucionadas atrapadas en minerales juveniles de las brechas volcánicas tipo BRN.

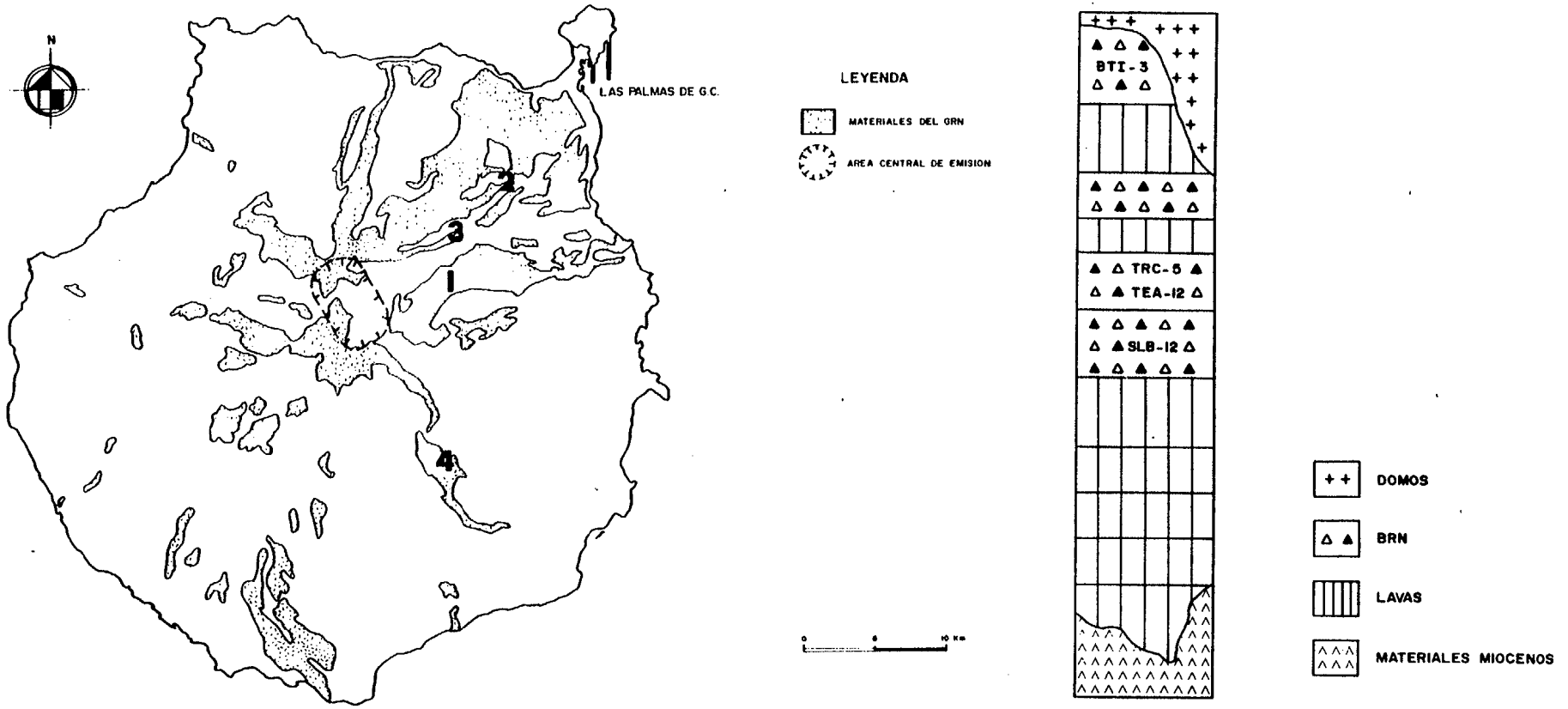


Figura 6.18 - Localización geográfica de los cuatro depósitos de BRN seleccionados para el estudio de las IV y sus posiciones estratigráficas reflejadas en una columna virtual.

6.3.1.2 - CARACTERISTICAS DE LAS IV Y DE LOS MINERALES ANFITRIONES EN LAS BRN

Las muestras de BRN seleccionadas para este estudio fueron tomadas en depósitos con posiciones geográficas y estratigráficas diferentes, por tanto pertenecientes a diferentes erupciones (Fig. 6.18).

El primer paso en el estudio de estas IV es su reconocimiento a través del microscopio petrográfico, para lo cual se confeccionaron láminas doblemente pulidas de 100 μm de espesor. En este reconocimiento petrográfico se seleccionaban únicamente IV contenidas en fenocristales incluidos en fragmentos juveniles o bien en fenocristales con hábitos más o menos idiomórficos dispersos por la matriz. Por el contrario, las IV atrapadas en fenocristales incluidos en fragmentos líticos fueron rechazadas.

Las IV se observaron en clinopiroxenos, anfíboles y magnetitas, seleccionándose los primeros debido a tres causas principales: (1) su gran abundancia en estas BRN, (2) su mayor transparencia respecto a los otros minerales, y (3) su superior contenido en IV.

Las IV más abundantes y representativas en estos clinopiroxenos eran las de tipo poco o nada evolucionadas. No obstante, también se observaron las de tipo evolucionadas (distinguibles ópticamente por la presencia de cristales en el interior de las cavidades y/o el borde más oscuro y ancho) en algunos cristales, lo que confirma la coexistencia de cristales juveniles y xenocristales en estas rocas. Seguramente, las IV evolucionadas pertenecen a xenocristales derivados de la disgregación de fragmentos líticos.

Las IV se encontraban distribuidas de manera heterogénea en los clinopiroxenos, localizándose aisladas, en pequeños grupos (Fig. 6.19) y, a veces, junto a minerales atrapados de forma mecánica en los clinopiroxenos (apatitos y magnetitas). Estas distribuciones indican un origen primario de estas IV (Roedder, 1984). En general, las IV presentaban formas muy variadas, desde redondeadas a irregulares, si bien predominaban las primeras. Sus tamaños variaban desde menos de 5 μm hasta 50 μm , aunque la mayoría tenían menos de 20 μm .

Finalmente, a temperatura ambiente la mayoría de las IV estudiadas contenían dos fases, vidrio y una o varias burbujas de contracción (Fig. 6.20), aunque había otras con una sola fase (vidrio). La relación V_b/V_t (volumen de las burbujas/volumen total de la inclusión) solía ser inferior al 5%.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

6.3.1.3 - COMPOSICION QUIMICA DE LAS IV

Los análisis químicos de las IV y los clinopiroxenos anfitriones se llevaron a cabo mediante microsonda electrónica CAMEBAX en el "Centre d'analyse Camparis", Universidad de Paris VI. Las condiciones de trabajo así como los patrones utilizados en estos análisis son los descritos en Metrich y Clocchiatti (1989). En total se realizaron más de 40 análisis en IV (Tabla 4.12) y 7 en los clinopiroxenos anfitriones (Tabla 6.13).

CPX	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45,71	44,70	46,65	47,33	47,17	46,90	45,54
TiO ₂	3,94	4,15	3,23	2,83	2,75	2,61	3,27
Al ₂ O ₃	6,86	7,77	7,28	6,34	5,78	5,71	7,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,05	0,01
FeO	7,25	9,23	7,57	7,77	7,59	9,18	8,87
MnO	0,34	0,13	0,18	0,32	0,32	0,23	0,11
MgO	11,91	10,49	11,83	11,88	12,14	11,20	10,99
CaO	22,25	21,71	21,68	21,21	21,59	21,84	22,23
Na ₂ O	0,94	1,30	1,12	1,39	1,12	1,12	1,12
K ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,08	0,05	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,12	0,09	0,10	0,11	0,09
TOTAL	99,33	99,62	99,68	99,23	98,77	98,95	99,23

Tabla 6.13 - Análisis químico de los clinopiroxenos "anfitriones" mediante microsonda electrónica. La numeración de estos minerales corresponde: 1 es el clinopiroxeno anfitrión de la inclusión vítrea TEA-12a; 2 lo es de las inclusiones TEA-12b, c y d; 3 de las inclusiones TRC-5a y b; 4 de la BTI-3a; 5 de la BTI-3b; 6 de las SLB-12a y b; 7 de la inclusión vítrea SLB-12c (Ver tabla 6.12 para la nomenclatura de las inclusiones vítreas mencionadas).

En los análisis de las IV destaca por un lado la suma total de los óxidos siempre cercana al 100%, y por otro los valores relativamente constantes de álcalis, oscilando entre 13,7% y 15,9% con una relación K₂O/Na₂O entre 0,7 y 0,9. Asimismo, los valores de SiO₂ y Al₂O₃ muestran una gran coherencia y junto a los datos anteriores son perfectamente equiparables a los mostrados por las lavas y domos fonolíticos de la FDTn (ver tabla 6.1). Así pues, comparando los resultados analíticos obtenidos en las IV con aquellos de los fragmentos juveniles (Tabla 6.11), se demuestra que las inclusiones, al contrario que los fragmentos juveniles, no fueron afectadas por el proceso de alteración que sufrió el material vítreo en las BRN. Por tanto sus composiciones reflejan con mayor fidelidad la del

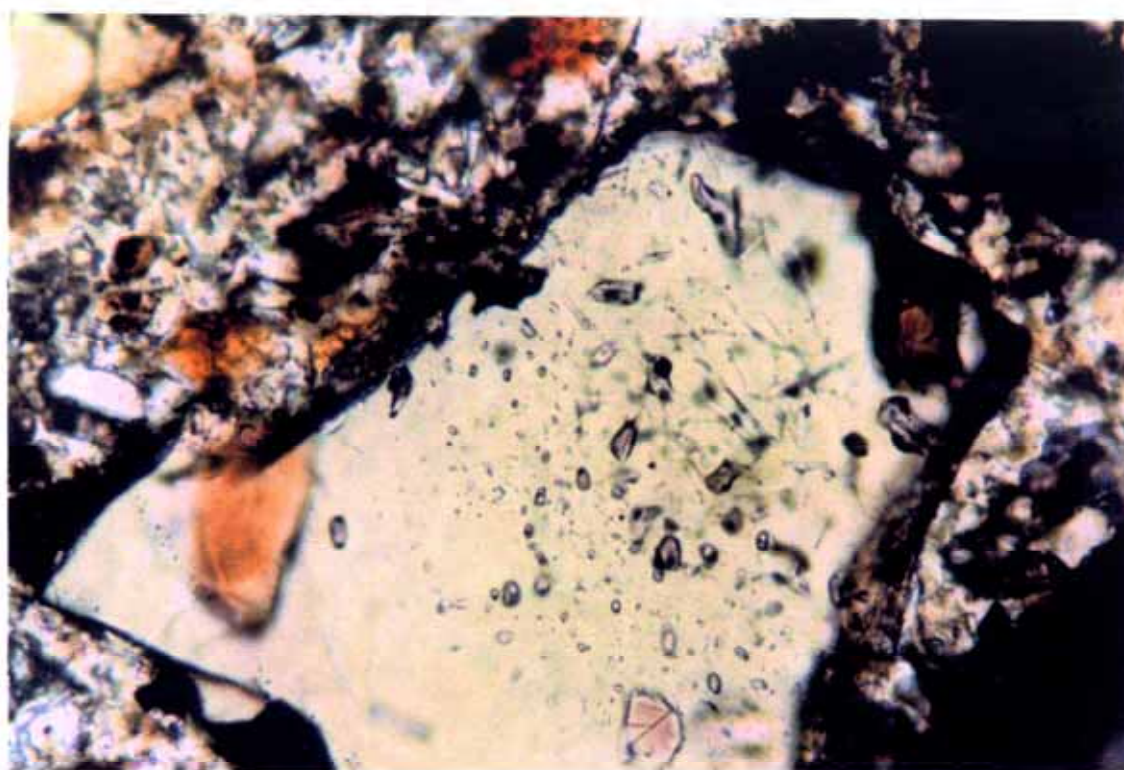


Figura 6.19 - Aspecto de las inclusiones vítreas distribuidas al azar en un cristal de clinopiroxeno que está a su vez incluido en un fragmento juvenil de una BRN (NP, x200).



Figura 6.20 - Clinopiroxeno conteniendo inclusiones vítreas poco o nada evolucionadas bifásicas (vidrio y burbuja de contracción) (NP, x200).

magma original que originó estas rocas.

Las proyecciones de estos análisis en el diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989) caen dentro del campo de las fonolitas, mostrándose incluso algo más evolucionadas que las lavas y domos del GRN (Fig. 6.17). Tal vez este "exceso de evolución" se debe a pequeños crecimientos epitácticos externos o internos de clinopiroxenos en las paredes de las inclusiones. Para valorar este posible efecto se han realizado cálculos de balance de masas así como diagramas triangulares evolutivos.

En los cálculos de balance de masas se demuestra que es matemáticamente posible obtener mediante cristalización fraccionada un líquido de composición similar a las IV estudiadas a partir de otro con la composición de las lavas y domos fonolíticos. Por ejemplo, entre la lava BTH-2 (magma padre) y la inclusión TRC-5a (magma hijo), los cálculos muestran el paso de una a otra a través de la cristalización de grandes cantidades de feldespato potásico en orden a compensar la diferencia en álcalis entre los dos magmas. Las proporciones resultantes serían:

73,3% de feldespato potásico
7,7% de feldespatoide
6,5% de clinopiroxeno
4,2% de magnetita
7,8 de magma hijo (TRC-5a)

Suma de los residuos al cuadrado (r^2) = 0,40

Igualmente es posible obtener una inclusión a partir de otra. Por ejemplo, entre la inclusión TRC-5a (magma padre) y la inclusión TRC-5b (magma hijo) es posible el paso mediante la cristalización solamente de clinopiroxeno en una proporción aproximada del 2,4% y con $r^2 = 0,41$. No obstante, para obtener la inclusión TRC-5a a partir de la SLB-12c se necesita, además del clinopiroxeno, la cristalización de feldespatoideos y magnetitas, con los siguientes resultados:

1,4% de clinopiroxeno
5,5% de feldespatoide
2,7% de magnetita
90,5% de magma hijo (TRC-5a)
 $r^2 = 0,70$

Finalmente, para pasar de la inclusión SLB-12a a la BTI-3b

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

se necesita las siguientes proporciones de cristalización:

- 15,0% de feldespato potásico
- 2,5% de clinopiroxeno
- 2,0% de magnetita
- 80,0% de magma hijo (BTI-3b)
- $r^2 = 0,69$

Por tanto, a la vista de estos cálculos, la evolución de las IV no puede ser sólo explicada por un crecimiento epitáctico (externo o interno) de clinopiroxenos, sino que también se necesita la fraccionación de feldespatos potásicos, feldespatoides y magnetitas. Consecuentemente, se puede concluir que los cristales de clinopiroxenos anfitriones no reaccionaron de manera significativa con las IV atrapadas, luego efectivamente éstas son del tipo poco evolucionadas.

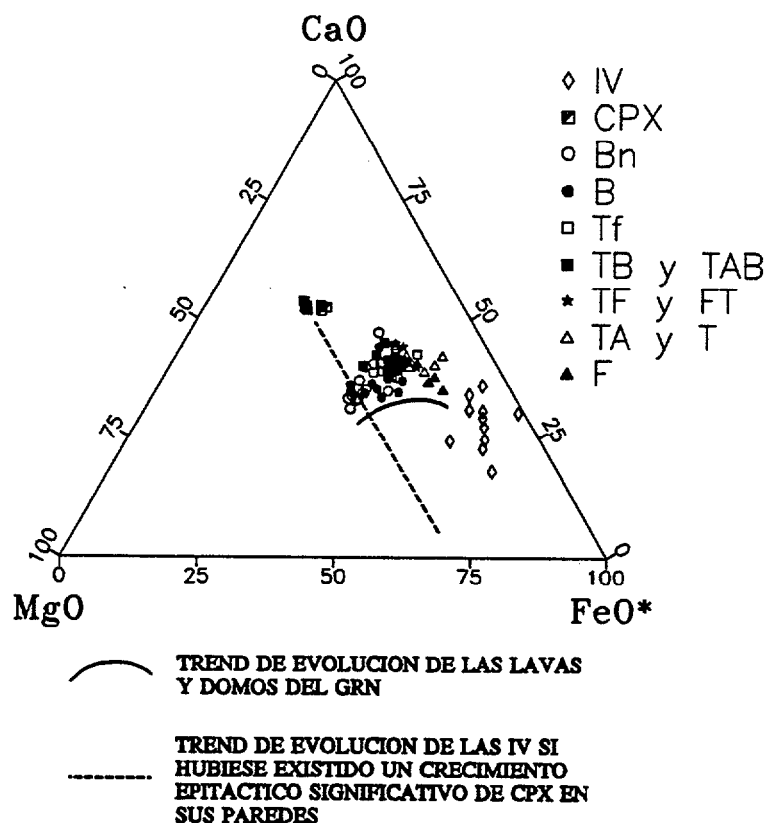


Figura 6.21 - Proyección en el diagrama composicional MgO-CaO-FeO* de los análisis de clinopiroxenos anfitriones, sus inclusiones vítreas y las lavas y domos del GRN. Obsérvese como la pauta de evolución de las inclusiones vítreas continúa la de las lavas y domos del GRN, desviándose de la teórica si hubiese existido una reacción importante entre estas inclusiones y sus minerales anfitriones.

A la misma conclusión se llega observando el triángulo composicional MgO-CaO-FeO de la figura 6.21. En dicho triángulo se han proyectado los contenidos en esos óxidos de las IV analizadas, de los clinopiroxenos anfitriones y de las lavas y domos del GRN, poniéndose de manifiesto los siguientes aspectos:

1 - La tendencia evolutiva general de las lavas y domos del GRN es de un enriquecimiento progresivo en FeO a costa del MgO, mientras que el CaO enriquecido en los primeros estadios evolutivos acaba disminuyendo hacia los estadios fonolíticos finales.

2 - Las IV se alinean según la anterior pauta, si bien sus contenidos en MgO y CaO son algo inferiores a los de las lavas y domos fonolíticos (ver también tablas 6.1 y 6.12).

3 - Debido al mayor enriquecimiento en CaO respecto a MgO y Feo que presentan los clinopiroxenos (Tabla 6.13), un crecimiento epitáctico significativo de este mineral en las paredes de las inclusiones, empobrecería principalmente sus contenidos en CaO y las apartaría de la pauta anteriormente citada.

Por consiguiente, nuevamente se pone de manifiesto la naturaleza poco evolucionada de las IV y ello conlleva a clasificar al magma que origina las BRN como fonolítico.

6.3.1.4 - ESTUDIOS MICROTERMOMETRICOS EN LAS IV

Este tipo de estudio se realizó en las IV que presentaban dos fases (vidrio y burbujas) mediante el uso de la platina microtermométrica Leitz 1350. Se escogieron IV del interior de clinopiroxenos que se habían analizado previamente con la microsonda. Las condiciones de trabajo fueron las siguientes:

1 - La fugacidad de oxígeno en el compartimiento de las muestras se mantenía baja mediante el paso de una mezcla gaseosa compuesta de Ar/1% H₂.

2 - La temperatura se medía con un par térmico de Pt-Pt 10% Rh acoplado a la platina, corrigiendo sus valores por la calibración previamente obtenida con compuestos de reconocidos puntos de fusión (Clocchiatti, 1975). En

este estudio se empleó el punto de fusión del oro (1063 °C).

3 - Una vez alcanzada la temperatura de homogeneización (temperatura a la cual las burbujas desaparecen), las muestras eran dejadas a esta temperatura durante más de 10 minutos, tiempo suficiente para asegurar una buena mezcla entre las dos fases presentes e impedir una disolución del mineral anfitrión o permitir pérdidas de volátiles por difusión.

Como ya se comentó, estas temperaturas de homogeneización (T_h) de las IV se consideran como temperatura mínima a la cual el líquido magmático quedó atrapado dentro del mineral (Sobolev y Kostyuk, 1975).

Desafortunadamente, el número de medidas realizados en el transcurso de este trabajo fué escaso debido a dos causas principales: (1) el tamaño pequeño de muchas de las IV bifásicas estudiadas ($< 5 \mu\text{m}$), el cual imposibilita la observación objetiva de la homogeneización entre ambas fases, (2) la decrepitación que sufrieron algunas de estas IV bifásicas durante su calentamiento.

A pesar de ello, pudieron realizarse 5 medidas que arrojaron unas temperaturas de homogeneización entre los 1050 ± 15 °C y 1150 ± 20 °C. La primera de estas temperaturas resultaba más precisa por su cercanía a la temperatura patrón de fusión del oro (1063 °C). Estas temperaturas son similares a las obtenidas por Metrich (1985) y Thomas (1990), entre otros, en IV atrapadas en materiales de composición fonolítica. Además, utilizando la fórmula de Thomas (1990) para evaluar la temperatura de cristalización del magma y, aplicándola a las lavas y domos fonolíticos de la FDTn (muestras BTH-2, BTH-3, BTI-1 y BTI-4), se obtuvieron valores entre 1023 y 1067 °C, y por lo tanto parecidas a las T_h calculadas.

Sin embargo, estas temperaturas parecen algo elevadas para un magma diferenciado como es el fonolítico, si se comparan con las tradicionalmente aceptadas. Así, por ejemplo, Crisp y Spera (1987) usando el par geotermométrico ilmenita-magnetita obtuvieron temperaturas del orden de los 835-900 °C para materiales fonolíticos y traquíticos pertenecientes al Ciclo I Mioceno de Gran Canaria.

Posiblemente, los elevados valores de T_h obtenidas en estos experimentos sean debido a que los mismos se llevaron a cabo sin ningún tipo de corrección de presión. Como demuestran Massare y Clocchiatti (1987) en sus experimentos llevados a cabo con IV de composición riolítica, a las T_h hay que aplicarles un

factor de corrección de presión del orden de los 70 °C/1 Kb.

6.3.2 - ALTERACION DE LAS BRN

Como ya se ha comentado, estas brechas presentan un avanzado estado de alteración que afecta de forma generalizada a su matriz y algo menos a sus fragmentos juveniles, sobre todo a los de mayor tamaño.

Brey y Schmincke (1980) realizaron un amplio estudio de este proceso, empleando tanto técnicas de difracción de Rayos X, como microsonda electrónica. Los principales resultados que obtuvieron fueron:

- El vidrio original de estas brechas, de composición tefrítica a fonolítica (según su clasificación), presentaba diferentes grados de alteración palagonítica con producción de minerales secundarios, principalmente zeolitas.
- Las zeolitas eran chabacita, phillipsita y, en menor cantidad, analcima. Igual paragénesis observaron en los materiales sedimentarios intercalados entre estas brechas, así como en las vacuolas de las lavas del GRN. El orden de cristalización aparente en las brechas era de cristales pseudocúbicos de chabacita, seguidos por otros prismáticos de mayor tamaño de phillipsita. En las lavas, por el contrario, ambos minerales pudieron cristalizar simultáneamente.
- La composición química de estas dos zeolitas varía de las brechas a las lavas, siendo esta diferencia más acentuada en la phillipsita. La chabacita de las BRN mostraba un ligero enriquecimiento en Na respecto a la de las lavas, mientras que la phillipsita era más rica en Ca y K en las lavas que en las brechas.
- La analcima, zeolita más minoritaria, formaba fenocristales con hábitos similares a los de la leucita, sugiriéndose un reemplazamiento secundario de la leucita por la analcima.
- Otra zeolita detectada, aunque en una sola localidad, fue la thomsonita. Por otra parte minerales de las arcillas eran frecuentes pero volumétricamente poco importantes. También observaron calcitas como cemento en algunas brechas distales.

- A medida que la alteración del vidrio progresaba, los contenidos de Na y K, así como la relación Na/K, iban decreciendo, mientras que el de Ti aumentaba. Estos autores sugirieron el siguiente orden de movilización decreciente de los elementos químicos durante la palagonitización del vidrio: Na, K, Al, Si, Ca, Mg e Fe.

A partir de estos datos y dada la extensión tan generalizada que alcanza este proceso de alteración, Brey y Schmincke (1980) se decantaron por un modelo de alteración desarrollado bajo condiciones diagenéticas con $T < 100$ °C. Según este modelo, poco tiempo después de depositadas las BRN se inició la circulación de agua meteórica (con valores iniciales de pH entre 7 y 8, o mayores, típicos de regiones áridas) a través de sus poros originarios, alterando los fragmentos vítreos con los que entraba en contacto y transformándolos en un gel palagonítico. Durante este proceso se elevó drásticamente la salinidad y consecuentemente el de la solución acuosa ($Ph \geq 9,5$), condiciones bajo las cuales la solución podía llegar a disolver por completo los fragmentos vítreos y precipitar en su lugar, de forma simultánea, las zeolitas. Este mecanismo autoacelerado se colapsaba cuando las rutas de percolación del agua se cerraban debido a la neoformación de esos minerales secundarios.

A la luz de estos resultados obtenidos por Brey y Schmincke (1980), se planteó en este trabajo la posibilidad de revisar y ampliar algunos de sus contenidos. Este estudio constó de tres etapas:

- 1 - Toma de muestras con un control estratigráfico preciso.
- 2 - Observación más detallada de las morfologías y disposición de las zeolitas mediante el uso de microscopio electrónico.
- 3 - Valoración cuantitativa de las zeolitas y de otros minerales secundarios implicados en este proceso de alteración mediante técnicas de difracción de Rayos X.

6.3.2.1 - TOMA DE MUESTRAS

El interés de una nueva toma de muestras radicaba en la comprobación de si este proceso de alteración se presentaba de forma homogénea en todos los depósitos de BRN o si por el contrario tenía variaciones verticales y/o laterales que indicaran la existencia de distintos horizontes.

Para ello, el desmuestre cubrió numerosos depósitos de BRN localizados a lo largo de 12 columnas estratigráficas (ARA, ARB, LPD, SBC, TEA, TRH, TRP, BTI, BTÑ, BTP, BTQ y SLB). Como puede comprobarse en la figura 2.1, la situación de estas columnas abarca tanto brechas depositadas en facies proximales como distales, así como brechas de sectores geográficos diferentes (N, centro de la isla y SE). Por otra parte, las muestras se tomaron: a) en el techo y muro de la mayoría de estas brechas, b) en algunos de los niveles de tobas cineríticas intercalados entre estas BRN, c) en niveles de tobas lapílicas blancas que aparecen en diferentes posiciones estratigráficas, y d) en el depósito de aglomerado volcánico observado en la Mesa del Nublo.

6.3.2.2 - MICROSCOPIO ELECTRONICO

En el capítulo de petrografía se describieron las observaciones realizadas con el microscopio electrónico sobre la matriz de las BRN, así como en uno de los niveles cineríticos asociados a la misma. A continuación se citan las principales conclusiones que pueden extraerse de tales observaciones:

- 1 - La porosidad inicial de estos depósitos de BRN, tanto la intergranular como la propia de los fragmentos cineríticos, se colmató casi en su totalidad debido a la precipitación de minerales secundarios. Sólo algunos fragmentos vítreos con tamaños mayores a la fracción cinerítica pueden conservar parte de su vesiculación original, observándose la falta de interconexión entre tales vesículas.
- 2 - Se identificaron como principales productos de alteración esmectitas y minerales del grupo de las zeolitas: chabacita, phillipsita y, en menor medida, analcima.
- 3 - Las esmectitas son los primeros minerales secundarios que aparecen y se localizan en forma de agregados granulares y vermiformes tapizando las paredes de las vesículas.
- 4 - Las zeolitas aparecen ya como fases cementantes precipitadas en el interior de las vesículas y en los espacios dejados por la disolución total de los fragmentos cineríticos. Resulta difícil precisar un orden de precipitación entre chabacita y phillipsita, aunque probablemente la chabacita era la primera fase cementante en la mayoría de los casos.

5 - Los microcristales inmersos en esta matriz, especialmente los clinopiroxenos, muestran efectos de una alteración avanzada pero que es diferente a la zeolitización.

6 - Finalmente, el nivel cinerítico estudiado posee una alteración diferente con neoformación de minerales del grupo de las arcillas en lugar de zeolitas.

6.3.2.3 - DIFRACCION DE RAYOS X

Se realizaron 46 análisis que abarcan la totalidad de muestras seleccionadas en las 12 columnas estratigráficas mencionadas en el apartado 6.3.2.1. Todas estas muestras, previo a su análisis, tuvieron el tratamiento siguiente:

1 - Con la ayuda de un buril eléctrico y lupa binocular, se tomaron pequeños trozos representativos de la matriz, desechando, en la medida de lo posible, los microfragmentos líticos y juveniles, así como los microcristales.

2 - Estas muestras se pulverizaron en un mortero de ágata, realizándose la trituración a mano para evitar en gran medida la destrucción de las frágiles estructuras que poseen las zeolitas.

3 - Finalmente, mediante tamizaje se seleccionó la fracción de tamaño inferior a 0,5 mm.

El equipo instrumental utilizado se compone de un difractor de Rayos X de polvo SIEMENS, modelo D-500, que tiene acoplado un microordenador para el tratamiento informático de los datos. Las condiciones de trabajo son iguales a las descritas en Queralt (1988).

Las fases minerales se determinaron mediante comparación con las fichas estandarizadas publicadas por la "Joint Committee on Powder Diffractions Standard" (JCPDS), realizándose esta confrontación de forma automatizada mediante el uso del programa informático SOCABIM. Por su parte, la valoración cuantitativa de dichas fases minerales se hizo según el método descrito en Chung (1974).

Los resultados de estos estudios se muestran en la Tabla 6.14 y de ellos se extraen las siguientes consideraciones:

1 - Como cabría esperar se detectan cantidades apreciables de

GEOQUIMICA

clinopiroxenos, anfíboles y feldespatos en estos análisis. Estos minerales lógicamente no son productos de la alteración que se está estudiando, sino que constituyen la fracción microcristalina de estas rocas que resulta imposible de separar la matriz.

2 - Los porcentajes asignados a cada fase mineral hay que tomarlos como indicativos de la proporción relativa en que se presentan cada una de estas fases, nunca como valores absolutos.

3 - La valoración cualitativa y cuantitativa precisa de las arcillas requiere de un tratamiento de muestra específico que escapa de las dimensiones de este estudio. No obstante, la presencia de estos minerales es patente en muchas ocasiones, por ello se ven citados con relativa frecuencia en la columna de observaciones.

6.3.2.4 - DISCUSION

En líneas generales, el volumen y tipo de alteración observable en los vidrios volcánicos son el resultado de la interacción de diversos parámetros que se asocian de la siguiente forma (Furnes, 1975; Fisher y Schmincke, 1984; Heiken y Wohletz, 1985):

1 - El vidrio volcánico: su composición, vesiculación y tamaño de grano.

2 - El modo de emplazamiento del material piroclástico (caída, colada y oleada), su ambiente de depósito (subaéreo o submarino) y la proximidad o lejanía con el foco emisor.

3 - La solución acuosa alterante: su salinidad y Ph-Eh.

4 - Condiciones físicas bajo las que se desarrolla la alteración tales como T y, en menor importancia, P.

5 - Tiempo.

Mientras que los factores 1, 2, y 3 pueden ser considerados internos al proceso, el 4 y 5 suelen venir impuestos desde el exterior. Lógicamente, las posibles combinaciones entre todos estos parámetros pueden llegar a ser muy numerosas y complejas, aunque no todas efectivas. Sin embargo, los resultados

MUESTRA	MATERIAL	DIFRACCION RAYOS X									OBSERVACIONES
		Ch	Ph	An	Af	Px	Fd	Ca	I-M	Hm	
ARA-8	Toba cinerítica	0	0	0	0	16	84	0	0	0	Se detectan cantidades apreciables de caolinitas y óxidos de Fe
ARA-9	Matriz BRN	43	0	9	9	10	24	3	0	2	
ARA-10	Matriz BRN	26	0	8	32	9	22	0	0	3	
ARB-1	Matriz BRN	16	0	0	0	0	84	0	0	0	Aproximadamente el 50% pueden ser arcillas
ARB-2	Matriz brecha poliméfica	11	25	36	2	6	14	6	0	0	Se detectan cantidades apreciables de esmectitas
LPD-5	Matriz BRN	36	0	0	0	17	41	0	0	6	
LPD-6	Matriz BRN	31	15	0	5	10	30	7	0	3	
LPD-7	Matriz BRN	25	0	12	7	21	30	4	0	3	
SBC-1	Matriz BRN	45	0	0	15	10	23	4	0	3	Se detectan esmectitas
SBC-2	Matriz BRN	33	15	2	10	7	13	6	0	4	Se detectan esmectitas
TEA-1	Toba lapílica blanca	0	0	0	0	0	87	0	13	0	Aproximadamente el 60% pueden ser caolinitas y esmectitas
TEA-11	Toba cinerítica	0	0	0	0	0	80	0	10	10	Aproximadamente el 60% pueden ser caolinitas y otras arcillas
TEA-12	Matriz BRN	55	0	0	0	15	30	0	0	0	
TEA-13	Matriz BRN	30	11	0	0	21	35	0	0	2	Aproximadamente el 40% pueden ser esmectitas
TRH-3	Matriz BRN	49	0	0	7	10	28	2	0	3	
TRH-5	Matriz BRN	15	3	24	12	22	18	0	6	0	
TRH-6	Matriz BRN	10	40	0	8	15	22	0	0	5	
TRH-7	Toba cinerítica	0	0	0	20	4	76	0	0	0	Se detectan cantidades apreciables de caolinitas y otras arcillas
TRH-8	Matriz BRN	36	0	0	13	13	35	0	0	4	Se detectan arcillas
TRH-9	Matriz BRN	9	9	44	6	13	17	0	0	2	
TRH-10	Matriz BRN	9	8	48	5	9	19	0	0	1	
TRP-2	Toba cinerítica	8	0	0	0	35	53	0	0	5	Se detectan arcillas
TRP-3	Matriz BRN	38	0	0	0	34	24	0	0	4	
TRP-4	Matriz BRN	32	6	0	0	23	36	0	0	3	
TRP-5	Matriz BRN	26	9	5	0	13	41	2	0	4	
TRP-6	Matriz BRN	44	0	0	0	18	33	0	0	5	

MUESTRA	MATERIAL	DIFRACCION RAYOS X									OBSERVACIONES
		Ch	Ph	An	Af	Px	Fd	Ca	I-M	Hm	
TRP-7	Matriz BRN	27	0	0	0	36	33	0	0	3	
TRP-8	Matriz BRN	18	0	0	0	39	40	0	0	2	
TRP-11	Toba cinerfíca	0	0	0	0	42	50	0	0	8	Se detectan apreciables cantidades de caolinitas y otras arcillas
TRP-12	Matriz BRN	32	0	0	0	33	32	0	0	4	
TRP-13	Matriz BRN	43	0	22	0	20	12	0	0	3	
TRS-8	Matriz BRN	0	0	60	3	28	5	5	0	0	Se detectan esmectitas
BTI-3	Matriz BRN	11	23	0	0	14	37	0	14	2	
BTÑ-4	Matriz BRN	28	20	7	0	16	23	7	0	0	
BTÑ-9	Toba lapílica blanca	0	0	0	0	0	100	0	0	0	Aproximadamente el 80% pueden ser esmectitas
BTÑ-10	Aglomerado volcánico	7	15	30	9	9	7	0	22	1	Se aprecia cuarzo
BTÑ-11	Matriz BRN	0	71	0	0	14	7	0	8	0	Se detectan arcillas y cuarzo
BTP-7	Matriz BRN	44	0	0	6	13	35	0	0	2	
BTP-8	Matriz BRN	26	0	0	0	30	40	0	0	4	
BTQ-7	Matriz BRN	0	26	21	0	33	17	2	0	1	Se detectan arcillas
BTQ-10	Matriz BRN	0	0	19	0	19	52	10	0	0	Se detectan esmectitas y otras arcillas
BTQ-11	Matriz BRN	23	8	10	9	17	30	0	0	3	
BTQ-17	Matriz BRN	17	0	0	5	0	77	0	0	2	Se detectan caolinitas y otras arcillas
BTQ-18	Matriz BRN	15	24	0	10	24	20	0	4	3	
SLB-11	Matriz BRN	56	0	0	12	9	19	3	0	1	Se detectan esmectitas
SLB-12	Matriz BRN	45	0	0	9	11	32	2	0	1	Se detectan esmectitas

Tabla 6.14 - Resultados de los análisis mineralógicos por Difracción de Rayos X y valoración cuantitativa de los mismos aplicando el método de Chung (1974).

Las abreviaturas utilizadas para las fases minerales son:

Ch = Chabacita Ph = Phillipsita An = Analcíma
 Af = Anfíboles Px = Piroxenos Fd = Feldespatos
 Ca = Calcita I-M = Illita-Moscovita Hm = Hematites

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

finales no difieren mucho entre sí y pueden sintetizarse en dos aspectos: (a) la mayor compactación del depósito como resultado de una pérdida de su porosidad, y (b) la precipitación de minerales secundarios a modo de cemento, imprimiendo a los materiales un carácter aún más compacto. Estos minerales secundarios pertenecen al grupo de las zeolitas y/o al de las arcillas y, en menor proporción, al de los óxidos-hidróxidos de Fe y carbonatos.

En cuanto a los mecanismos que pueden originar estas alteraciones, Heiken y Wohletz (1985) los resumen en tres:

1 - Alteración causada por la reacción del vidrio con agua a altas temperaturas durante la erupción y depósito de los piroclastos. Este mecanismo muestra una total dependencia respecto a la geometría del depósito y su modo de erupción.

2 - Alteración debida a la actuación de fluidos hidrotermales una vez el material se ha depositado. Su área de acción se limita a sectores cercanos a los focos emisores y su distribución no está controlada por la geometría de los depósitos o por fluctuaciones del nivel freático.

3 - Alteración post-emplazamiento ocasionada por la percolación de agua meteórica o marina. Es un mecanismo que opera con más lentitud que los anteriores, estando su distribución controlada por la topografía, la estructura y textura de los materiales y las fluctuaciones del nivel freático.

Si se comparan los resultados obtenidos en los análisis de difracción de rayos X (Tabla 6.14) con la posición topográfica y estratigráfica que ocupan las distintas muestras, se ponen de manifiesto los siguientes aspectos:

1 - Esta alteración muestra una total independencia con relación a la proximidad o lejanía de los depósitos al teórico foco emisor.

2 - No existen zonaciones horizontales ni verticales a lo largo de los distintos depósitos.

3 - Este tipo de alteración se limita únicamente a las brechas volcánicas tipo BRN, sin afectar a otros depósitos asociados. Esta conclusión contrasta con la de Brey y Schmincke (1980) que citaban la existencia del mismo tipo de alteración en los depósitos epiclásticos asociados a estas BRN.

Por tanto, únicamente el primero de los tres mecanismos citado anteriormente explica con satisfacción estos aspectos. Gottardi (1989) en una revisión de los posibles ambientes generadores de zeolitas, cita el término "geoautoclave" para denominar dicho mecanismo. Así, este mecanismo de geoautoclave necesita una fase fluida (acuosa) intraporosa propia al sistema, con temperaturas iniciales por encima de los 100 °C y que permanece unida a los fragmentos vítreos hasta el momento de su depósito, donde comenzará a condensar y reaccionar con tales fragmentos (Heiken y Wohletz, 1985). Dicho en otras palabras, este mecanismo implica: a) erupciones de tipo hidromagmáticas ricas en vapor de agua y b) transporte de los piroclastos mediante flujos masivos, incapaces de separar con efectividad los gases de los piroclastos.

Así pues, la confirmación del modelo de alteración aquí propuesto (génesis en geoautoclave) implica consideraciones teóricas sobre los mecanismos de emisión, transporte y depósito de la BRN. Como se discute en el capítulo 8, tales consideraciones se ven refutadas por otros aspectos.

En cuanto a las condiciones físico-químicas del mecanismo de alteración no deben variar de las expuestas en numerosos trabajos experimentales llevados a cabo con vidrios volcánicos (e.g., Höller y Wirsching, 1978; Barrer, 1982; Wirsching y Höller, 1989). En ellos se demuestra que estos vidrios en contacto con soluciones acuosas neutras o ligeramente básicas ($\text{pH} \geq 7$) y algo salinas, sufren una serie de cambios químicos y físicos cuyo resultado final suele desembocar en la neoformación de minerales de las arcillas (principalmente esmectitas) y zeolitas a expensas del material vítreo original. Paragénesis con esmectitas, chabacita, phillipsita y analcima se obtienen con temperaturas finales inferiores a los 100 °C y Ph de la solución acuosa de hasta 9,5 o superior.

En esencia, estas condiciones son muy similares a las descritas por Brey y Schmincke (1980), por lo que la interpretación química que ofrece su modelo puede ser aceptada como válida. Ahora bien, en los trabajos experimentales citados se pone de manifiesto que la etapa inicial de alteración del vidrio (lixiviación selectiva de sus iones que van a parar a la solución acuosa) se ve acelerada si se parte inicialmente con un fluido acuoso a temperaturas elevadas (≥ 100 °C). En este punto, el modelo propuesto por Brey y Schmincke (1980) difiere sustancialmente del aquí expuesto. Mientras que estos autores desarrollan todo el proceso de alteración a $T < 100$ °C y con la participación de agua meteórica circulando lentamente a través de los depósitos de las BRN, en este estudio se propone una fase acuosa inicial a $T > 100$ °C unida a las propias BRN y como consecuencia inherente a sus mecanismos de erupción, transporte y depósito.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

Finalmente, puede citarse otro argumento que, aunque no excluye el mecanismo propuesto por Brey y Schmincke (1980), juega más a favor del aquí citado. Como se verá en el capítulo 7, el componente matriz de estas brechas muestra sistemáticamente una remanencia magnética de tipo químico adquirida durante este proceso de alteración y cuya orientación agrupa bien con la remanencia magnética de tipo térmica medida en los fragmentos juveniles. Este hecho indica que ambas remanencias pudieron originarse de forma simultánea, lo que implicaría que la de tipo químico empezó a adquirirse al poco tiempo de formado el depósito.

CONSIDERACIONES PALEOMAGNETICAS
DE LAS
CONDICIONES DE DEPOSITO
DE LAS BRECHAS VOLCANICAS TIPO BRN

7.1 - INTRODUCCION

Los primeros intentos para evaluar temperaturas de depósito en materiales piroclásticos se basaron en la medición de la remanencia magnética natural (RMN) de los distintos componentes de tales depósitos (Aramaki y Akimoto, 1957). Esta metodología permitía discriminar entre depósitos emplazados a una temperatura por encima o por debajo de la del punto de Curie (T_c) de los minerales ferromagnéticos contenidos en el mismo (e.g., 578 °C para la magnetita). En los materiales depositados por encima de T_c se obtendría una orientación uniforme o casi uniforme de la dirección de la RMN para todos sus fragmentos y que sería de tipo térmico pasándose a denominar magnetización termorremanente (MTR). En los depósitos emplazados por debajo de la T_c , la orientación de la RMN tendría una distribución al azar. En base a estas premisas, los anteriores autores distinguían entre depósitos originados por flujos piroclásticos (o "núées ardentes" en la terminología de la época), de otros originados en procesos epiclásticos tales como coladas de barro o de cantos (mud flow, debris flow).

Esta misma metodología ha sido sucesivamente utilizada por Chadwick (1971) que distingue autobrechas (originadas en la autobrechificación de coladas lávicas) de brechas epiclásticas; Wright (1978) para diferenciar ignimbritas de coladas de barro (mud flows); entre otros.

Por debajo de T_c , es posible aplicar el concepto de magnetización termorremanente parcial (MTRP) para intentar evaluar temperaturas concretas de los depósitos. Así, durante el emplazamiento de un material compuesto de distintos fragmentos de roca, tales fragmentos, desde el punto de vista de su temperatura, pueden encontrarse en tres posibles situaciones:

1 - Por encima de su máxima temperatura de bloqueo (T_b). Esta T_b es la temperatura a la cual un grano determinado de un mineral ferromagnético adquiere su MTR y depende de la composición y tamaño de tales granos.

2 - A temperatura ambiente.

3 - Por debajo de su máxima T_b , pero por encima de la temperatura ambiente.

Si todos los fragmentos se encuentran en la primera situación, la orientación de la MTR en todos ellos será uniforme, y por tanto la máxima T_b de un fragmento determinado marcará la temperatura mínima a la que dicho fragmento se depositó.

Por contra, si todos los fragmentos se depositaron bajo la segunda situación, la MTR de cada uno de ellos será la que tuvieran en origen, antes del depósito y en éste presentarán orientaciones al azar debido a los giros y traslaciones que han sufrido durante el proceso de transporte. Finalmente, en la tercera situación los diferentes fragmentos tendrán dos componentes vectoriales de su MTRP: uno de alta temperatura, adquirido antes del depósito y por tanto orientado al azar, y otro de baja temperatura, adquirido en el depósito y con orientación uniforme para todos esos fragmentos.

Esta metodología ha sido utilizada por varios autores: Hoblitt y Kellogg (1979) y Hoblitt et al. (1985) para estimar temperaturas de depósito en diversos materiales localizados en los flancos del estratovolcán Mount St. Helens; Kent et al. (1981) para un flujo piroclástico del Vesubio (Italia); Downey y Tarling (1991) en depósitos piroclásticos cuaternarios de Thera (Grecia); etc.

Desafortunadamente, este método basado en la MTRP no siempre es aplicable directamente ya que la información extraíble está condicionada por las diferentes T_c del material objeto de estudio. Así, por ejemplo, si en dicho espectro predominan las componentes de altas temperaturas, será muy difícil obtener información de las condiciones de depósito a más bajas temperaturas. Otra dificultad que suele presentarse en la aplicación de este método es debida a la existencia de magnetizaciones secundarias sin o post-depositacionales, generalmente de carácter químico, y que resultan difíciles de desenmascarar y distinguir de la MTR o MTRP (Kent et al., 1981; McClelland-Brown, 1982; McClelland y Druitt, 1989).

Finalmente, Zlotnicki et al. (1984) han propuesto otra metodología de estimación de temperaturas de depósito de los materiales piroclásticos basada en la comparación de las características de sus RMN y MTR.

7.2 - TOMA DE MUESTRAS Y DETERMINACION EN EL LABORATORIO

El estudio paleomagnético se centró en las brechas volcánicas tipo BRN aflorantes en el Lomo de Jinamar (columna SBC), en el Barranco de la Morena-San José del Alamo (columna TRC) y en la carretera de Santa Lucía a Temisas (brecha equivalente lateral a la de la columna SLB), es decir, brechas situadas en facies distales, media y proximales, respectivamente (Figura 5.1).

El muestreo se realizó en todos los casos mediante perforación con brocas

PALEOMAGNETISMO

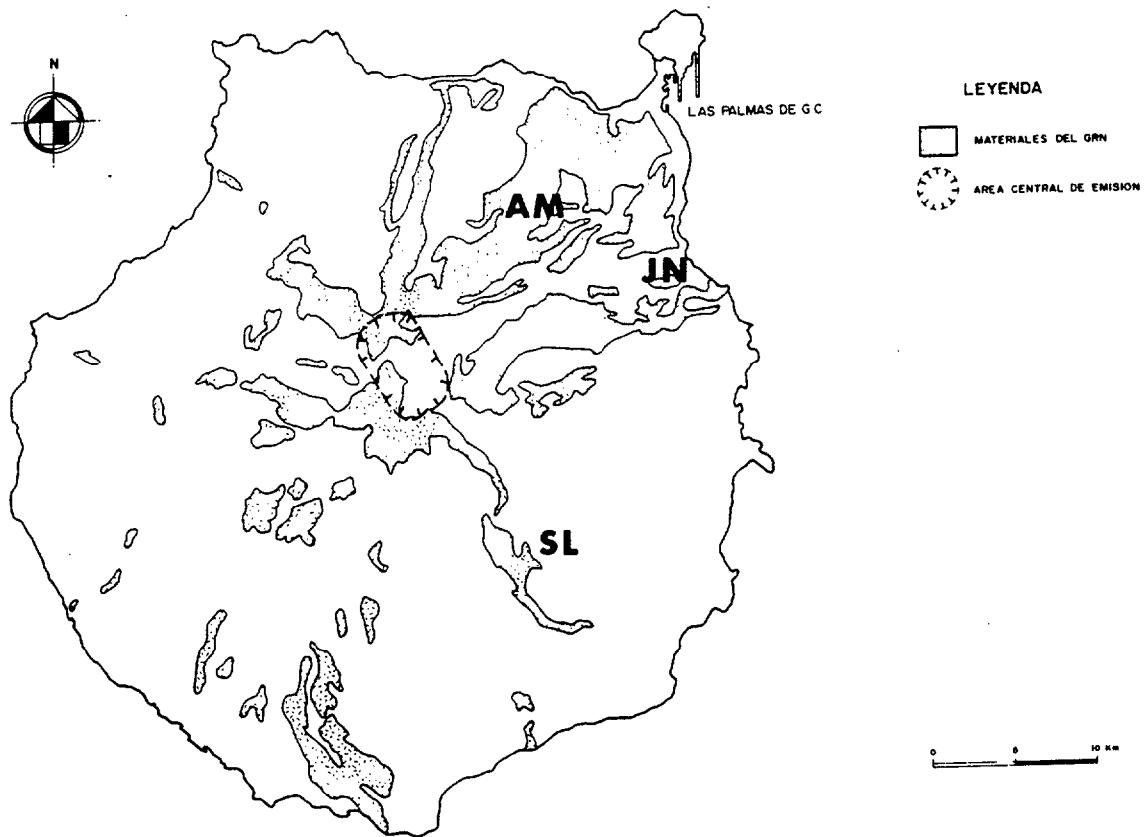


Figura 7.1 - Localización de los tres depósitos de BRN seleccionados para los estudios paleomagnéticos. La nomenclatura indica:

- JN: Lomo de Jinamar (columna SBC).
- AM: Bco. de La Morena-San José del Alamo (columna TRC).
- SL: Ctra. Santa Lucía a Temisas (equivalente lateral a columna SLB).

de diamante y orientación con brújula solar y magnética. En los casos en que fué posible se tomaron muestras por separado de los tres componentes de estas brechas volcánicas: matriz, líticos y juveniles, estos dos últimos para aquellos fragmentos con tamaños decimétricos.

Un primer análisis detallado de la RMN de estos materiales se llevó a cabo mediante desmagnetizaciones por dos vías diferentes:

1 - En campos magnéticos alternos hasta 50 mT.

2 - En lavados térmicos hasta 600 °C, utilizándose un horno de campo magnético nulo tipo Schonsted TSD-1. Además, en estas desmagnetizaciones térmicas, a cada paso de calentamiento, se midió la susceptibilidad magnética de la muestra como medida complementaria para poner de manifiesto posibles alteraciones de sus minerales

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

ferromagnesianos. Estas medidas de la susceptibilidad magnética fueron obtenidas utilizando un equipo Kappabridge KLY-2.

En ambos casos, la RMN de las muestras se midió en un magnetómetro tipo "spinner" (Molspin Minispin).

Ante la baja intensidad de la RMN encontrada en las muestras de matriz de estas BRN en comparación con la que cabría esperar para rocas volcánicas típicas, se realizaron determinaciones de paleointensidades en varias muestras, aplicando tanto el método de Thellier y Thellier (1959), con las modificaciones de Coe (1967a y b), como el introducido por Zlotnicki et al. (1984). Ambos métodos permiten efectuar un estudio comparativo de la RMN frente a la MTR adquirida en el laboratorio.

7.3 - RESULTADOS Y DISCUSION

En la Tabla 7.1 se recogen los principales datos paleomagnéticos obtenidos sobre la matriz de las tres brechas muestreadas, observándose sus proyecciones estereográficas en la figura 7.2. En estos valores destaca la clara polaridad negativa que presentan estas muestras, hecho que también ocurría con otras brechas volcánicas tipo BRN estudiadas en el apartado de magnetoestratigrafía (ver tabla 3.3).

LOCALIDAD	N	D	I	α_{95}	LAT.	LON.
Lomo de Jinamar (JN)	6	182,4	-40,2	12,7	-84,4	321,0
Bco. de la Morena (AM)	6	190,8	-55,3	4,2	-78,0	211,3
Ctra. Sta. Lucia-Temisas (SL)	4	195,5	-29,6	6,1	-71,3	291,3

Tabla 7.1 - Principales resultados paleomagnéticos obtenidos sobre muestras de la matriz en tres brechas volcánicas tipo BRN.

N = número de muestras estudiadas.

D = declinación media.

I = inclinación media.

α_{95} = radio del círculo de error que con una probabilidad del 95% contiene la dirección verdadera.

LAT. y LON. corresponden a la latitud y longitud del polo virtual correspondiente.

En general, salvo pequeñas componentes viscosas de muy baja temperatura, posiblemente adquiridas en el proceso de muestreo o de manipulación posterior,

PALEOMAGNETISMO

todas las muestras de matriz exhiben una única componente paleomagnética con un comportamiento rectilíneo observable en diagramas ortogonales de vectores. Además, no se ha constatado ninguna diferencia en el comportamiento paleomagnético entre brechas proximales (SL) y distales (JN).

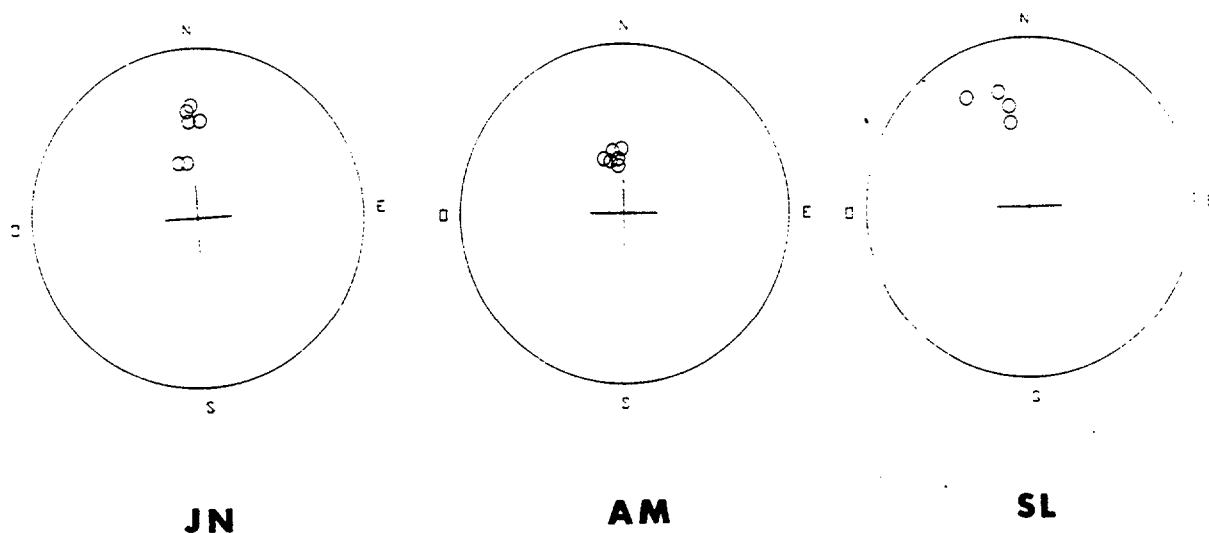


Figura 5.2 - Proyección estereográfica de los datos paleomagnéticos de las muestras de matriz de las tres BRN estudiadas. Obsérvese sus claras polaridades negativas, así como sus buenos agrupamientos. La nomenclatura de los depósitos es la indicada en la figura 7.1.

Los métodos de Coe (1967a y b) y Zlotnicki et al. (1984) no se pueden aplicar en estas muestras, pues presentan unos diagramas con un comportamiento errático y, en el mejor de los casos, con valores que corresponderían a una intensidad del campo geomagnético terrestre (CGT) decenas de veces inferior al actual, aspecto que no ha sido constatado hasta ahora para una época de polaridad estable (campo no transicional) y considerado sin ninguna significación. Como se puede apreciar en la Tabla 7.2, la intensidad de la RMN en la matriz de estas BRN está más cerca de una RMN de carácter sin o post-deposicional que de una verdadera MTR, la cual para estas mismas muestras presenta una intensidad decenas de veces superior. Sin embargo, en los fragmentos líticos y en algunos juveniles (seleccionándose éstos por sus tamaños decimétricos y apariencia poco alterada) no ocurre lo mismo y sus RMN presentan un carácter típico de una MTR.

Este comportamiento de las muestras de matriz, unido a su avanzado estado de alteración, hace pensar que este componente pudo adquirir durante su proceso de zeolitización una remanencia magnética de tipo químico (magnetización químico-remanente, MQR). Ahora bien, aunque esa MQR pudo borrar por completo la presumible MTR original del componente vítreo inicial de la matriz, resulta más

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

MUESTRA	RMN (A/m)	MTR (A/m)	RMN/MTR	OBSERVACIONES
AM-6a	0,39	5,22	13,38	Matriz
AM-10a	0,57	6,81	11,94	"
SL-9	0,95	7,82	8,23	"
SL-2b	0,40	5,54	13,95	"
JN-1c	1,51	7,91	5,24	"
JN-6	0,78	8,26	10,59	"
SL-4b	1,81	1,95	1,08	Lítico
SL-8d	2,09	4,91	2,34	"
SL-6	1,26	3,62	2,82	Juvenil

Tabla 7.2 - Comparación de la intensidad inicial de la remanencia magnética natural (RMN) de algunas muestras, con la intensidad de la magnetización termorremanente (MTR) adquirida al calentar esas muestras a 600 °C y dejadas enfriar en el campo geomagnético actual. Obsérvese que la relación MTR/RMN para las muestras de matriz es muy superior a la presentada por los fragmentos líticos y juveniles.

difícil de aceptar que también borrara totalmente la MTR del conjunto de la matriz, aunque fuese una MTRP, ya que los abundantes líticos milimétricos incorporados en ella no están afectados por la zeolitización. Dada la gran abundancia de esos líticos, si se hubiesen depositado por encima de la T_c ofrecerían en conjunto una MTR que predominaría sobre la MQR que parece exhibir la matriz.

Por otra parte, las variaciones de susceptibilidad eran, en general, pequeñas durante el proceso de calentamiento de estas muestras de matriz. Esto sugiere que el aumento notable de intensidad que se produce en estas muestras al imprimirles una termorremanencia artificial, se deba más a la reorientación de los ferromagnesianos existentes que a la creación de nuevas fases minerales. Esta estabilidad de la susceptibilidad magnética era presumible dado el estado de oxidación que presentan al microscopio petrográfico los minerales ferromagnesianos de estas BRN.

En el caso de la brecha volcánica aflorante en la carretera de Santa Lucía a Temisas (SL), dado los excelentes afloramientos que suponen los cortes de esta carretera así como la existencia de bloques juveniles de hasta 1 m. de tamaño (algunos de ellos muy poco afectados por el proceso de zeolitización), se realizó un estudio más detallado, tomándose numerosas muestras de cada uno de sus componentes. Las direcciones de magnetización de estos componentes (matriz, líticos y juveniles) se proyectaron en diagramas estereográficos, poniéndose de

PALEOMAGNETISMO

manifiesto el diferente comportamiento que exhiben matriz y juveniles por un lado, y líticos por otro (Figura 7.3).

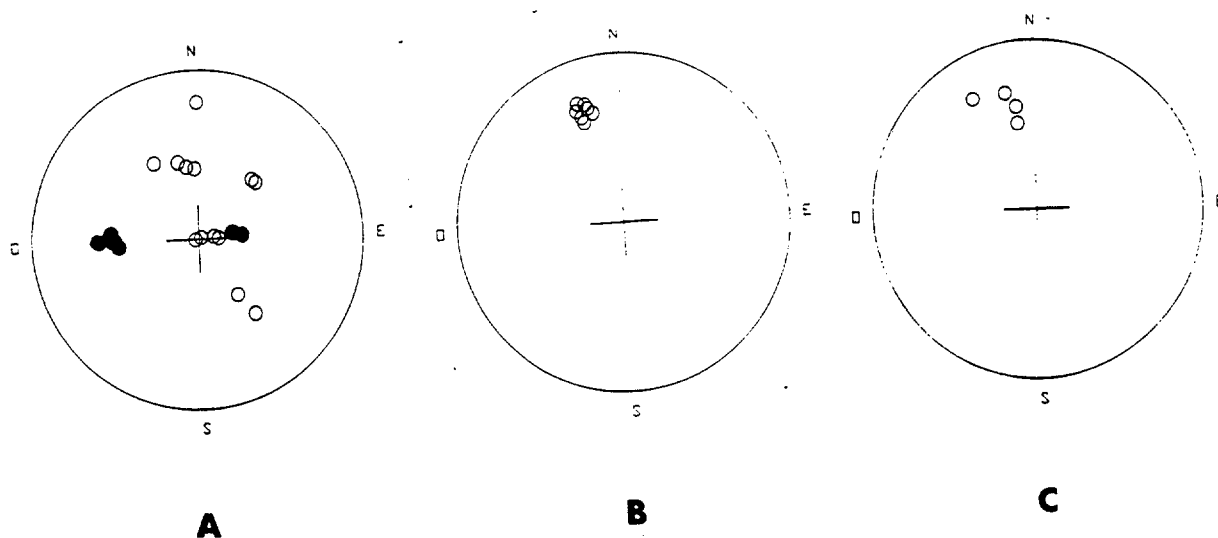


Figura 7.3 - Proyecciones estereográficas de las muestras de matriz, juveniles y líticos tomadas en la BRN aflorante en la Ctra. Santa Lucía a Temisas (SL). Nótese la distribución aleatoria de los líticos (A) en contraste con los buenos agrupamientos de los juveniles (B) y de la matriz (C).

Los líticos mostraban una distribución desagrupada de las orientaciones de sus MTR, a veces incluso con declinaciones e inclinaciones incompatibles entre sí. Además, durante el proceso de desmagnetización a que fueron sometidos, exhibieron generalmente una única componente con indicación de temperaturas medias de bloqueo comprendidas entre los 300 y 400 °C, sin que por debajo de ellas se apreciaran componentes secundarias (Figura 7.4). Todo ello pone de manifiesto que dichos líticos adquirieron su MTR en el momento de su formación, siendo posteriormente incorporados al conjunto de la brecha volcánica sin que sufrieran una nueva remagnetización térmica.

Los fragmentos juveniles, por el contrario, presentan orientaciones de sus MTR agrupadas, lo cual indica que fueron adquiridas en el momento del depósito. Además, estos materiales poseen siempre una clara polaridad negativa, con direcciones que coinciden relativamente bien con las exhibidas por las muestras de matriz. Este hecho marca una cierta contemporaneidad en la adquisición del MQR por parte de la matriz y del MTR por parte de los fragmentos juveniles.

Finalmente, las muestras de matriz exhibían un agrupamiento mejor que el de las de juveniles. Este nivel de "ruido" entre las diferentes muestras de matriz, puede ser debido a la abundante presencia de microlítics no alterados durante el

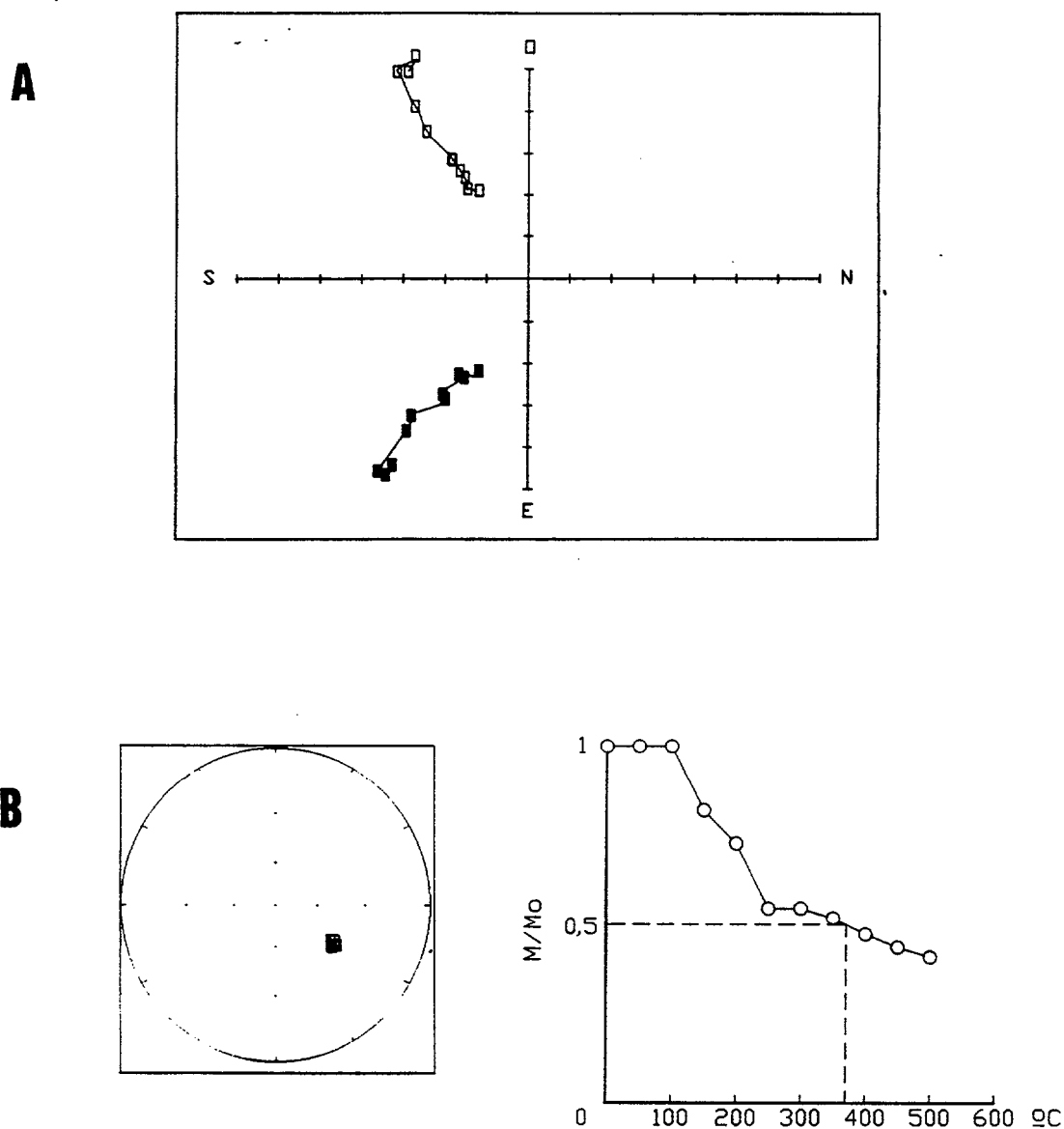


Figura 7.4 - Diagrama de vectores ortogonales (A) y espectro de desmagnetización térmica (B) de un lítico del afloramiento SL. Obsérvese la buena estabilidad direccional y la ausencia de remagnetizaciones secundarias o de alta temperatura que pudieran haberse adquirido en el depósito (la temperatura media de bloqueo de este lítico es de 387 °C).

proceso de zeolitización.

7.4 - CONCLUSIONES

A la vista de los resultados paleomagnéticos obtenidos, se pueden elaborar las siguientes conclusiones:

PALEOMAGNETISMO

1 - La matriz de las BRN muestran una remanencia magnética de carácter químico de baja intensidad adquirida posiblemente durante el proceso de zeolitización que sufren. Esta MQR posee una polaridad claramente negativa.

2 - Los líticos presentan la MTR original del momento de su formación, sin que posteriormente adquirieran una MTRP en el proceso de incorporación a las BRN. Por ello, sus orientaciones aparecen distribuidas de forma caótica, fruto de los giros a que se ven sometidos durante el transporte.

3 - Los fragmentos juveniles de gran tamaño, poco zeolitizados y localizados exclusivamente en facies proximales, fueron depositados en condiciones de altas temperaturas, por encima de sus T_c . Además, la orientación de sus MTR coincide con la orientación de las MQR exhibida por la matriz, lo cual puede indicar una posible contemporaneidad para ambas remanencias.

El resto de fragmentos juveniles presentan un avanzado estado de alteración zeolítica equiparable al de la, y por ello muestran un comportamiento paleomagnético muy similar al de dicho componente.

4 - Desde el punto de vista paleomagnético, las BRN tomadas en su conjunto se depositaron bajo unas condiciones "frías", con unas temperaturas que pudieron ser inferiores a los 400 °C. No obstante, algunos fragmentos juveniles localizados en facies proximales llegaron al depósito aún en condiciones "calientes", con temperaturas por encima de la T_c .

MECANISMOS DE EMISION,

TRANSPORTE Y DEPOSITO

DE LAS BRN

8.1 - INTRODUCCION

Todos los autores que han estudiado con mayor o menor profundidad los depósitos aquí denominados BRN, están de acuerdo en señalar su origen volcánico caracterizado por erupciones explosivas. Sin embargo, el mecanismo propuesto y las posibles áreas de emisión han sido interpretados de formas distintas.

Hay que tener en cuenta también que la nomenclatura y clasificación de los depósitos piroclásticos y sus mecanismos genéticos han sufrido grandes variaciones a lo largo de los años, e inclusive algunos términos son aún objeto de controversia. Por ello, y para unificar conceptos, a continuación se pasa revista a las principales teorías sobre el origen de las BRN respetando, en la medida de lo posible, la nomenclatura original utilizada por los autores y comparándola con la adoptada en este trabajo (basada en Wright et al., 1980; Cas y Wright, 1987)¹. Estas teorías, en orden cronológico, son:

1 - Para Bourcart y Jérémie (1937), y Hausen (1962), las BRN se habrían originado en erupciones de tipo Peleano formadoras de "nuées ardentes descendantes" que partirían desde un edificio volcánico complejo localizado en los sectores centrales de la isla, concretamente el área de La Culata de Tejada.

El mecanismo atribuido actualmente a este tipo de erupciones es el de colapso (bien gravitacional o explosivo) de domos o lavas muy viscosas (e.g., Fisher y Heiken, 1982; Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Heiken y Wohletz, 1987). Si estas erupciones producen coladas piroclásticas, sus depósitos se denominan "depósitos de coladas de bloques y cenizas" (block and ash flow deposits).

2 - Para Fúster et al. (1968) el mecanismo propuesto por los anteriores autores no explicaba con satisfacción la extensión lateral de los depósitos de BRN ni la abundancia y conservación en ellos de moldes de restos vegetales. Por ello, estos autores plantearon un origen de estos depósitos en erupciones de nube ardiente de tipo Saint Vincent ("nuées ardentes retombantes"). Basándose en la abundancia y distribución radial de diques tefríticos que atraviesan las lavas inferiores (Serie Pre-Roque Nublo en su nomenclatura) indicaron un área de emisión para estas erupciones

¹ La traducción al castellano de la terminología inglesa está tomada de Araña y Ortiz (1984) y Colombo y Martí (1989).

comprendida entre la Culata de Tejeda y Las Lagunetas, por tanto, bastante coincidente con la propuesta por los primeros autores.

Las erupciones tipo Saint Vincent responden a un modelo ampliamente estudiado en la actualidad (e.g., Sparks, 1976, 1986; Sparks y L. Wilson, 1976; Sparks et al., 1978; L. Wilson et al., 1978, 1980; Fisher y Schmincke, 1984; Araña y Ortiz, 1984; Cas y Wright, 1987; Valentine y Wohletz, 1989). En esencia, se trata de erupciones explosivas a conducto abierto en las que se produce una columna de gases y piroclastos que puede alcanzar alturas considerables. Esta columna, por causas diversas (descensos en el volumen de la descarga, en el contenido de gases, aumento en el diámetro del conducto, etc.), se vuelve inestable y tiende a colapsar originando diversos tipos de flujos piroclásticos (coladas y oleadas). Los depósitos de las coladas piroclásticas se denominan "ignimbritas" (ignimbrites o pumice flow deposits), aunque si son de pequeño volumen y granulometría gruesa se llaman "depósitos de coladas de escorias" (scoria flow deposits).

3 - Anguita (1972, 1973) estudió con más detalle las BRN, desarrollando un mecanismo más elaborado en el que no se limitó únicamente a otorgarle un nombre y clasificarlo. Para este autor, algunas características de las BRN (sus volúmenes, potencia de algunas capas, naturaleza polimíctica, etc.) no podían ser explicadas mediante mecanismos de nube ardiente (tanto de tipo peleano como Saint Vincent) y/o generadores de ignimbritas ("nuées ardentes débordantes" en su nomenclatura), por lo que propuso uno de tipo híbrido. Ese mecanismo se basaba en las siguientes premisas:

a) El magma tenía una elevada viscosidad como consecuencia de su quimismo muy diferenciado y de una apreciable cantidad de fenocristales en su interior. En estas condiciones, la fase gaseosa se separa sólo en niveles someros y con bastante dificultad, lo que provoca un aumento gradual de la presión de vapor. Cuando esta presión llega a vencer la resistencia del techo de la cámara magmática, se origina una erupción muy violenta en la que los gases arrastran parte del magma y líticos para formar las brechas. Este mecanismo se repetiría cada vez que hubiera un nuevo aporte de magma a la cámara superficial.

b) Erupciones a conducto cerrado. El cierre de los conductos podía producirse bien por la creación de "tapones" de magma, dada su

elevada viscosidad que le prohibía fluir con normalidad, o bien por la migración del volcanismo en sentido ENE que obligaba a la continua apertura de nuevos conductos. Evidencias mineralógicas (la estabilidad del anfíbol que requiere fuertes presiones en la cámara magmática) y la gran carga lítica de las BRN encajaban con el argumento de erupciones a conducto cerrado.

c) El residuo magmático que quedó en la cámara después de estas erupciones se emitió posteriormente, bien por intrusiones diapíricas o bien cuando el techo de la cámara se hundió presionándolo. En cualquier caso originó los domos fonolíticos.

La localización de los focos de emisión sería prácticamente idéntica a la señalada por Fúster et al. (1968). Sin embargo, como el propio autor reconoce, el criterio que le lleva a esta conclusión es muy diferente de los empleados por los autores anteriores, los cuales evalúa y desestima. Su criterio se basó en la inexistencia de materiales del GRN en las áreas más centrales de la isla, que sin embargo se encuentran cubiertas por importantes apilamientos de lavas Post-Roque Nublo. Este hecho indicaba que tal área quedó deprimida después de las repetidas erupciones explosivas que formaron las BRN y, por tanto, marcan la localización de sus principales conductos de emisión.

El mecanismo propuesto por Anguita (1972, 1973) es equiparable al actualmente denominado vulcaniano (e.g., L. Wilson, 1980; Araña y Ortiz, 1984; Cas y Wright, 1987). En estas erupciones se considera que un magma bastante diferenciado y viscoso se inyecta en el edificio volcánico, pero no se emite hasta que la presión del gas hace saltar el tapón de roca que obstruye la chimenea. Para algunos autores (e.g., Fisher y Schmincke, 1984; Heiken y Wohletz, 1987) este mecanismo debe ir asociado a una interacción del magma con agua subterránea la cual es capaz de crear la sobrepresión necesaria para romper dicho tapón, tal y como ocurre en la isla de Vulcano (Italia) de donde toma el nombre (Frazzetta et al., 1983; Frazzetta y La Volpe, 1991). En las erupciones vulcanianas se genera coladas piroclásticas de pequeños volúmenes y ricas en líticos, y sus depósitos resultantes son los denominados de coladas de escorias.

4 - Brey y Schmincke (1980) sugirieron un origen de las BRN a través de coladas piroclásticas producidas por el colapso de grandes columnas eruptivas, es decir, un modelo básicamente similar al enumerado por Fúster

et al. (1968) aunque comentado de forma diferente. Según los primeros autores, al carecer los depósitos de BRN de evidencias de freatomagmatismo, supusieron que el origen de estas erupciones explosivas se debía encontrar en la existencia de un magma diferenciado y muy enriquecido en H₂O (indicado por la presencia del anfíbol). Estas erupciones partirían de un edificio volcánico complejo localizado en las áreas centrales de la isla, siendo un resto de borde de cráter el contacto entre sus formaciones Ayacata y Los Listos. Estudios posteriores (García Cacho et al., 1987; Anguita y García Cacho, 1989b; Anguita et al, 1989c, 1991; Mehl y Schmincke, 1992) han puesto de manifiesto que ese contacto es de tipo mecánico, provocado por el colapso y subsiguiente avalancha del flanco S del estratovolcán Roque Nublo.

Teniendo en cuenta las consideraciones de los autores citados, se han establecido los siguientes términos genéticos para estas BRN:

1 - Depósitos de coladas de bloques y cenizas. Vendría derivado del modelo genético propuesto por Bourcart y Jérémie (1937) y Hausen (1962). Hernán et al. (1985) asignaron igualmente este nombre y el mecanismo genético implícito en él para estas BRN.

2 - Depósitos de coladas de escorias. Término en cierta forma ligado al mecanismo genético propuesto por Anguita (1972, 1973), aunque también podría derivarse del asignado por Fúster et al. (1968) y Brey y Schmincke (1980).

3 - Ignimbritas. Al igual que el término anterior, podría ir ligado, en mayor o menor medida, a los mecanismos propuestos por esos mismos autores.

Recientemente Anguita et al. (1991) han propuesto un cuarto nombre, el de brechas coignimbríticas (coignimbrite lithic breccias, siguiendo la nomenclatura de Walker, 1985). Sin embargo, en este trabajo no se detallan suficientemente los argumentos que les conducen a dicho término.

Finalmente, hay que citar que tanto Anguita (1972), como Schmincke (1976, 1982, 1990), Brey y Schmincke (1980), Hernán et al. (1985) e ITGE (1990) han comentado la posibilidad de que algunos de los depósitos de BRN fueran el producto de flujos acuosos (lahares).

8.2 - CLASIFICACION DE LAS BRN

Después de la revisión de las principales teorías sobre la génesis de las BRN, se comprueba que existe una amplia diversidad, y hasta cierto punto confusión, de modelos y nomenclaturas. Por todo ello, a continuación se exponen las características más sobresalientes de estos materiales las cuales permitirán discriminarlos de otros depósitos afines y, de este modo, asignarles un nombre genético apropiado.

- 1 - Amplia distribución de los depósitos siguiendo una pauta aproximadamente radial y alcanzando distancias de más de 20 Km. desde su área fuente.
- 2 - Morfologías lenticulares adaptadas a la forma de los paleobarrancos.
- 3 - Elevada carga lítica con un promedio del 40%. La naturaleza de los líticos es muy variada, siendo en su mayoría de composición similar a las lavas del propio GRN (líticos accesorios) y más escasos de composición análoga a materiales miocenos (líticos accidentales incorporados durante el flujo).
- 4 - Los fragmentos juveniles presentan una vesiculación moderada a baja y sin evidencias de soldadura. La compactación del material se debe a un cemento zeolítico producto de la alteración del componente cinerítico original.
- 5 - Salvo en zonas proximales, los depósitos exhiben bases planas, con muy escasas cicatrices erosivas y con desarrollo en ellas de un nivel de potencia centimétrica, granulometría fina y enriquecido en cristales. Los techos son planos a ligeramente ondulados, ofreciendo en este segundo caso una estructura tipo Hummocky.
- 6 - Abundantes moldes de restos vegetales cercanos a la base, principalmente en sus facies medias. Estos moldes se orientan en gran medida de acuerdo con el sentido del flujo.
- 7 - Tubos de desgasificación bien desarrollados en sus facies proximales y medias, y que no se encuentran asociados a los moldes vegetales.
- 8 - En facies medias y distales resultan comunes las granoselecciones positivas en líticos (tanto de tamaños como de abundancias), aunque nunca

de una forma bien patente. Las granoselecciones negativas en los fragmentos juveniles son menos comunes (sobre todo respecto a sus tamaños).

9 - Sólo de manera ocasional y en facies proximales, se ha observado una coloración rojiza de la matriz cercana a la base. Este tipo de coloración suele asociarse a una alteración de tipo térmica (Sparks et al., 1980).

Considerando estas características se pueden descartar los siguientes orígenes para las BRN:

a) Depósitos de avalanchas volcánicas. Ui (1983, 1989) establece una serie de criterios distintivos para estos depósitos, entre los que destacan:

- Existencia de dos componentes, bloques y matriz. No existen fragmentos claramente juveniles y la matriz es el resultado de la disgregación progresiva de los bloques. Los bloques pueden alcanzar enormes dimensiones (megabloques hectométricos) y proceden de los sectores del volcán que han colapsado. Debido a ello, estos bloques en ocasiones conservan parte de su estratificación interna aunque puede encontrarse algo deformada y fracturada.

- Techos presentando formas en hummocky. A diferencia de los observados en las BRN, éstos son mucho más irregulares y suelen ir ligados a la existencia de megabloques infrayacentes que condicionan sus formas y distribución.

Otras estructuras como estrías de fricción, existencia de diques desenraizados, etc. también han sido citados como características de estos depósitos (García Cacho et al., 1987; Anguita y García Cacho, 1989b; Anguita et al., 1989c, 1991; Mehl y Schmincke, 1990, 1992).

La simple enumeración de estos criterios en comparación con las características apuntadas para la BRN hace desestimar claramente su origen en avalanchas volcánicas. Sin embargo, los depósitos de la FAVA presentan los aspectos citados y por ello se les asigna este origen.

b) Brechas coignimbríticas. Son depósitos de granulometría muy gruesa, empobrecidos en fragmentos cineríticos, muy mal clasificados, se acumulan alrededor de los centros emisores y presentan características de haberse

emplazado tanto por simple caída gravitatoria como por la acción de flujos turbulentos (Wright y Walker, 1977; Druitt y Sparks, 1982; Walker, 1985). Estos depósitos se correlacionan lateralmente con ignimbritas, siendo sus equivalentes proximales y por tanto indican la situación de los focos emisores. La presencia de estas brechas coignimbríticas implica un mecanismo de colapso de columna eruptiva y se originan en los puntos de la superficie donde ocurre ese colapso. En estas zonas tiene lugar una serie de procesos de segregación del material grosero y elutriación del fino que caracterizan estos depósitos.

Los depósitos de BRN no responden a ninguna de las características apuntadas para estos materiales, ni siquiera en sus facies proximales. Así, aspectos tales como su amplia extensión no limitada sólo a áreas proximales, morfologías lenticulares adaptadas a paleobarrancos, un elevado y casi constante contenido en componente cinerítico original (20-30%) a lo largo de todos sus depósitos, etc., hacen descartar esta génesis.

c) Lahares. Son flujos de materiales volcánicos transportados en masa mediante la participación de un fluido acuoso (Williams y McBirney, 1979; Fisher y Schmincke, 1984; Colombo y Martí, 1989). Se han descrito numerosos procesos que dan lugar a estos materiales, los cuales pueden resumirse en tres categorías principales (Crandell, 1971; Fisher y Schmincke, 1984):

- Aquellos que son el resultado directo e inmediato de una erupción: erupciones en lagos o glaciares; fuertes lluvias acompañando el fenómeno eruptivo; entrada de flujos piroclásticos en ríos y lagos o circulando sobre el hielo o la nieve. También se han descrito lahares originados por el cambio en el comportamiento de flujos piroclásticos "húmedos" según se alejan del foco emisor (Sheridan y Wohletz, 1981).
- Relacionados indirectamente con una erupción y ocurren breve tiempo después: cuando terremotos o la expansión de un volcán causan el rápido drenaje de lagos o provocan avalanchas de rocas poco consolidadas y alteradas.
- Aquellos procesos que no guardan relación con la actividad volcánica: movilización de piroclastos sueltos por la acción de lluvias o deshielos; colapsos de taludes inestables, etc.

Fisher y Schmincke (1984) y Cas y Wright (1987, 1991) citan las siguientes características para la diferenciación entre depósitos de coladas piroclásticas no soldados y de granulometría gruesa, y lahares:

- Tubos de desgasificación en los primeros depósitos. También pueden aparecer en algunos lahares pero entonces van acompañados de otras estructuras de escape de fluidos y de deformación plástica.
- Coloraciones rojizas difusas por alteraciones de tipo térmico en los primeros.
- En un lahar sus distintos fragmentos muestran direcciones al azar de los vectores magnéticos (MTR) mientras que en depósitos de colada piroclástica esos vectores suelen aparecer agrupados.
- Los restos vegetales son más abundantes en los primeros en los que pueden encontrarse carbonizados. En los lahares son más escasos y comúnmente sin carbonizar.
- Predominio de fragmentos pumíticos y casi ausencia de material arcilloso en los depósitos de coladas piroclásticas. Lo inverso aparece en los lahares.
- Los lahares suelen mostrar una granoselección negativa de sus fragmentos líticos, contraria a la que suele observarse en los depósitos de coladas piroclásticas.

De estas consideraciones se deduce que ninguna de ellas es exclusiva de uno de estos dos depósitos, e incluso en casos extremos ambos depósitos pueden aparecer muy semejantes entre sí, sobre todo en aquellos lahares derivados de flujos piroclásticos. Sólo la conjunción de estas características, unido al establecimiento de un esquema de distribución de facies puede ayudar en la delimitación de los mismos.

De esta forma, en los depósitos de BRN aquí estudiados se puede concluir que:

- En sus facies proximales y medias se presentan con características claramente diferenciadoras de haberse depositados por la acción de coladas piroclásticas.

- En sus facies distales existe un paso gradual de este comportamiento piroclástico a otro lahárico. Como se verá en los siguientes apartados, ese cambio está implícito en el propio mecanismo eruptivo que los genera.

Una vez establecido con claridad que las BRN son el producto de la acción de coladas piroclásticas, el siguiente paso es delimitar cual de sus tres principales tipos de depósitos (depósitos de coladas de bloques y cenizas, depósitos de coladas de escorias e ignimbritas) se aproxima más a sus características:

a) Depósitos de coladas de bloques y cenizas. Se producen por el colapso gravitacional o explosivo de domos o coladas de lava de viscosidad elevada, y atendiendo a este criterio genético se distinguen diferentes tipos (Williams y McBirney, 1979; Wright et al., 1980; Fisher y Schmincke, 1984; Bardintzeff, 1985; Cas y Wright, 1987). En general, forman depósitos de pequeño volumen, controlados topográficamente, mal clasificados, ricos en bloques juveniles densos que suelen ordenarse en secuencias negativas y matriz cinerítica escasa. Tanto matriz como bloques juveniles presentan la misma composición, es decir, básicamente se trata de depósitos monomícticos.

Este mecanismo sencillo no puede explicar, entre otras características, el elevado contenido en líticos accesorios y de naturalezas polimícticas de las BRN. Sin embargo, es perfectamente válido para interpretar otras brechas volcánicas definidas en la estratigrafía como brechas volcánicas monomícticas, cuyo ejemplo más representativo lo constituye el depósito localizado en los alrededores de la presa de Los Hornos (muestra BTÑ-12) que responde a uno de los últimos episodios de actividad volcánica en el GRN.

b) Depósitos de coladas de escorias. Son depósitos volumétricamente pequeños, topográficamente controlados y producidos por colapsos intermitentes de columnas eruptivas originadas en explosiones de corta duración, típicas de erupciones vulcanianas (Wright et al., 1980; Cas y Wright, 1987). Presentan cantidades variables de material cinerítico, bloques juveniles moderadamente vesiculados de hasta 1 m. de diámetro, líticos comagmáticos y accesorios en diferentes proporciones, y malas clasificaciones.

c) Ignimbritas. Siguiendo la terminología inglesa, ignimbrita se aplica a los

depósitos producidos por coladas piroclásticas ricas en fragmentos pumfíticos, independientemente de su génesis, volumen y grado de soldadura (Sparks et al., 1973; Sparks, 1976; Walker, 1983; Wright et al., 1980; Cas y Wright, 1987; Colombo y Martí, 1989). Son depósitos masivos, poco clasificados e incluyen cantidades variables de distintos tipos de líticos. Exhiben comúnmente gradaciones positivas en estos líticos y negativas en las pómez. Walker et al. (1980) y Walker (1983) clasifican estas ignimbritas en función de la relación existente entre su potencia media y el diámetro del área que ocupan (aspect ratio). Esta relación define dos tipos principales:

- Ignimbritas HARI (High Aspect Ratio Ignimbrites). Forman depósitos muy potentes y relativamente poco extensos que se emplazan a favor de valles y zonas deprimidas.

- Ignimbritas LARI (Low Aspect Ratio Ignimbrites). Son muy extensas y poco potentes en comparación con las anteriores. Se producen en erupciones extremadamente explosivas y se emplazan prescindiendo en cierta forma de la topografía, pudiendo atravesar valles y zonas altas. El mejor ejemplo estudiado es la denominada ignimbrita Taupo, en Nueva Zelanda, con un "aspect ratio" de 1:70000, alcanzando distancias superiores a los 80 Km desde su foco emisor y con velocidades que superaban los 100 m/s incluso a 20 Km de distancia (C.J.N. Wilson y Walker, 1982, 1985; C.J.N. Wilson, 1985).

Los depósitos de BRN muestran características análogas, y hasta cierto punto intermedias, a las establecidas para los depósitos de coladas de escorias y las ignimbritas tipo HARI. Como el término ignimbrita (en la acepción utilizada en este trabajo) se encuentra mucho más extendido y reconocido entre la comunidad científica, se ha optado por el mismo para clasificar estos materiales. Concretando y atendiendo a todas sus características, se propone el siguiente término genético para las BRN: Ignimbritas tipo HARI, no soldadas y muy ricas en líticos.

Por tanto, a partir de ahora el término descriptivo Brechas Roque Nublo (BRN) se sustituirá por el genético propuesto, que de forma resumida se escribirá como IRN (Ignimbritas Roque Nublo).

8.3 - MECANISMOS DE ERUPCION

En el apartado 8.1 se comentaron las distintas hipótesis enunciadas para

tratar de explicar estos depósitos tan peculiares. En el apartado 8.2 se ha demostrado que responden a materiales formados por la acción directa de coladas piroclásticas, por tanto originados en erupciones explosivas. De los diversos tipos de coladas piroclásticas hoy reconocidas se ha descartado aquél que responde al colapso (gravitacional o explosivo) de domos y lavas. Por tanto, en primera instancia el mecanismo propuesto por Bourcart y Jérémie (1937); Hausen (1962) y Hernán et al. (1985) debe rechazarse.

Por su parte, el mecanismo enunciado por Fúster et al. (1968) y Brey y Schmincke (1980), como se describió en el apartado 8.1, respondía a un modelo ampliamente difundido de formación de ignimbritas. Dicho modelo implica una secuencia vertical ideal desarrollada dentro de una misma erupción (Sparks et al., 1973; Sparks, 1976; Fisher, 1979; Fisher y Schmincke, 1984). Esta secuencia se compone de las siguientes capas (Fig. 8.1):

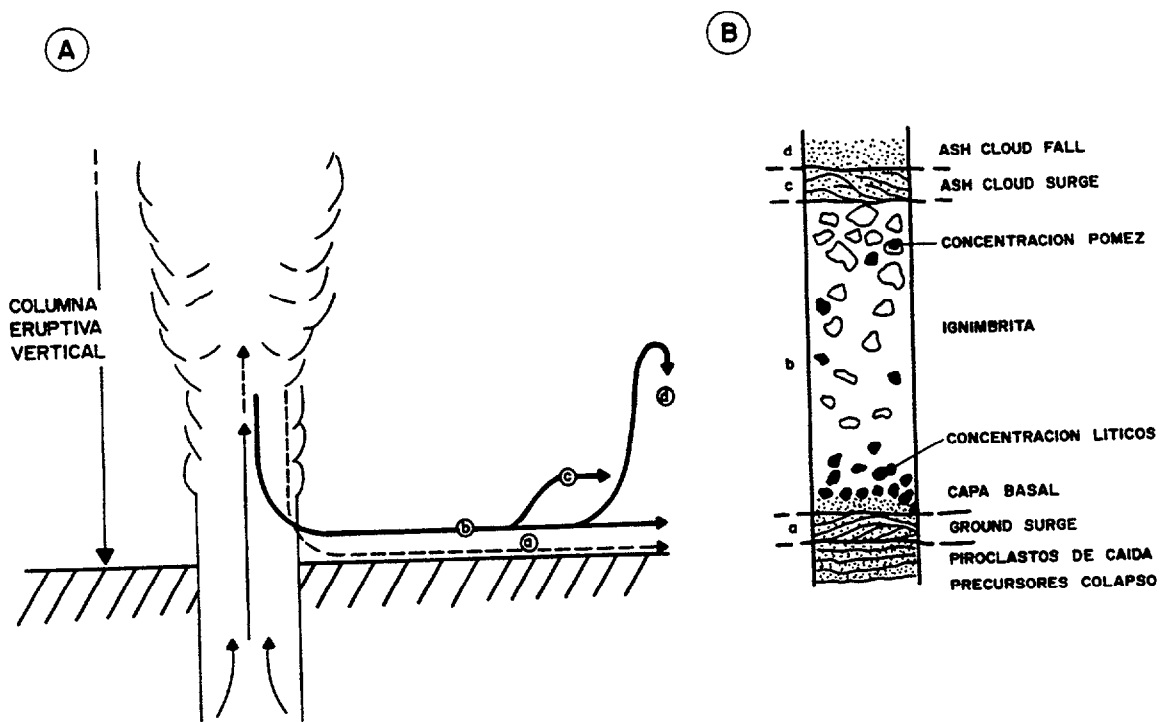


Figura 8.1 - Génesis de coladas y oleadas piroclásticas por colapso de columna pliniana (A) y equivalencia con la secuencia ideal de depósitos (B) (Modificado de Fisher, 1979)

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- Depósito pliniano de caída el cual demuestra la existencia inicial de una columna vertical bien desarrollada (plinian fall).
- Capa 1 con estratificación plana o cruzada y representa el paso de una oleada piroclástica (ground surge) precediendo la colada y se forma por el colapso parcial de la parte externa de la columna.
- Capa 2. Representa el paso de la colada piroclástica originada por el colapso continuado del interior de la columna. Esta capa presenta una base plana, no erosiva, en la que se diferencia un tramo basal de grano fino distribuido de manera uniforme a lo largo del depósito (basal layer). Además, pueden originarse diferentes niveles de segregación de líticos y juveniles.
- Capa 3. Originada por la separación de una nube acompañante a techo del cuerpo principal del flujo. Esta nube cargada en partículas finas puede moverse con independencia y depositarse en zonas aún más distales que la colada piroclástica, dando lugar a niveles laminados de tipo oleadas piroclásticas (ash cloud surge) y/o niveles de caída masivos o con laminación paralela (ash cloud fall).

Lógicamente esta secuencia puede estar muchas veces incompleta. Además, estudios posteriores han demostrado la existencia de distintas facies que pueden aparecer como equivalentes proximales, distales y laterales de cualquiera de estas capas o en respuesta de accidentes topográficos tales como resaltes hidráulicos, meandros, etc. (e.g., C.J.N. Wilson y Walker, 1982; C.J.N. Wilson, 1985; Freundt y Schmincke, 1985a y b; Alonso et al., 1987).

Como se comprueba en las distintas columnas estratigráficas levantadas en este trabajo, en ninguna ocasión se aprecia la anterior secuencia. Aunque algunos niveles cineríticos que acompañan a los depósitos de IRN podrían equivaler a las capas 1 ó 3, nunca existen depósitos de caída relativamente potentes situados debajo de ellas. Este hecho implica la ausencia de una columna eruptiva bien desarrollada previa al colapso que origina las coladas piroclásticas formadoras de estas IRN, tal como postulaban Fúster et al. (1968) y Brey y Schmincke (1980).

Por otro lado, las IRN exhiben algunas características diferentes respecto a las ignimbritas convencionales, que requieren un tratamiento específico. Por todo ello, se propone el siguiente mecanismo genético, que guarda ciertas coincidencias con el propuesto por Anguita (1972, 1973). Este mecanismo requiere cuatro condiciones básicas:

MECANISMOS DE EMISION, TRANSPORTE Y DEPOSITO DE LAS BRN

- 1 - Erupciones a conducto cerrado.
- 2 - Magma diferenciado (presumiblemente de composición fonolítica).
- 3 - Interacción del magma con agua subterránea.
- 4 - Colapso inmediato de la columna eruptiva.

En la figura 8.2 se representa de forma esquemática la secuencia de eventos que implica este mecanismo, pasándose a continuación a desarrollar cada una de estas cuatro condiciones.

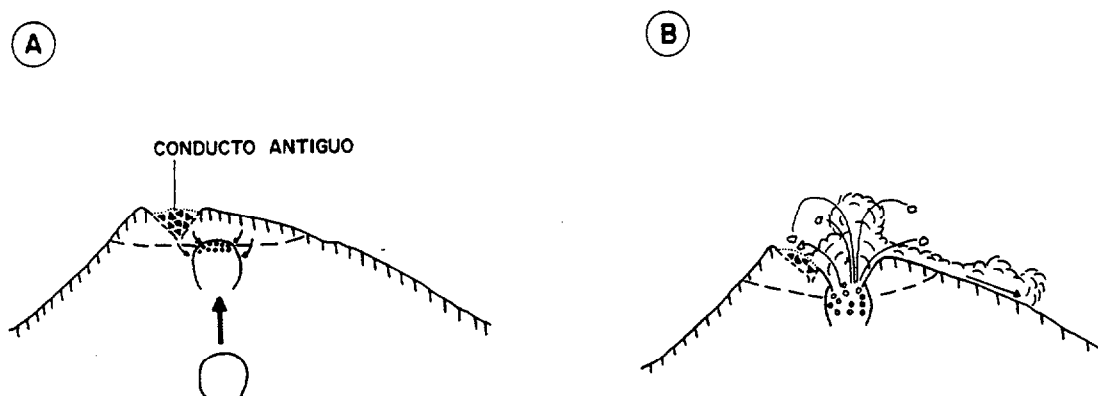


Figura 8.2 - Secuencia propuesta para la generación de las coladas piroclásticas formadoras de las IRN.
A) Según asciende un magma fonolítico su fase gaseosa se va separando y fragmentando el fundido. En niveles someros, y con el magma ya fragmentado, interacciona con agua freática.
B) Se desencadena una erupción vulcaniana-freatomagmática que rompe la cobertera lítica y abre un nuevo conducto de gran diámetro. La nube de piroclastos y gases que se forma es tan densa que no puede elevarse y sufre un colapso instantáneo, dando lugar a coladas piroclásticas que comienzan a fluir a favor de pendiente.

8.3.1 - CONDUCTOS CERRADOS

Esta circunstancia explica satisfactoriamente la gran cantidad de líticos accesorios que poseen las IRN. Puede ser debida a la conjugación de tres factores:

- a) Creación de tapones por la solidificación de una inyección magmática viscosa previa que fué incapaz de ascender y salir a la superficie. Dicho magma tendría igualmente una composición fonolítica o traquítica.

b) Largos periodos de reposo entre erupciones diferentes que permiten cierta compactación de las brechas intracratéricas por alteración hidrotermal y/o meteórica.

c) Migración de los conductos de emisión hacia el NE.

Posiblemente el tercer factor sea el más probable, puesto que apenas existen evidencias petrográficas de alteraciones hidrotermales en los líticos accesorios que componen estas IRN, lo cual sería de esperar para los dos primeros factores.

8.3.2 - MAGMA DE COMPOSICION FONOLITICA

Como se ha demostrado con el estudio de las inclusiones vítreas el magma que originó las IRN era presumiblemente fonolítico, aunque un magma traquítico podría comportarse de forma similar. En cualquier caso, siempre sería un magma bastante diferenciado. Además, el estudio petrográfico de los componentes juveniles ha puesto de manifiesto que incluía una apreciable cantidad de fenocristales, muchos de ellos anfíboles kaersutíticos.

Un magma con estas características se presenta relativamente hidratado y con una elevada viscosidad, propiedad ésta que le obliga a un ascenso lento y a la una difícil separación de sus volátiles disueltos. Esta separación se va haciendo efectiva según disminuye la presión confinante al ascender el magma (Williams y McBirney, 1979), creándose en sus zonas superiores un nivel de fragmentación en el que tiene lugar la nucleación y crecimiento de burbujas gaseosas (Sparks, 1978). La combinación de ambos factores (descenso de la P confinante y fragmentación del magma) hace aumentar aún más la viscosidad del magma (Cas y Wright, 1987).

Estudios experimentales han demostrado que la presión de volátiles ejercida bajo estas condiciones puede ser suficiente para desencadenar una erupción explosiva de tipo vulcaniana (L. Wilson, 1980). Sin embargo, el hecho más común que sucede en estas erupciones, y sobre todo en edificios estratovolcánicos, es la existencia de un aporte adicional de presión de vapor provocada por la interacción del magma con acuíferos subterráneos (Fisher y Schmincke, 1984; Heiken y Wohletz, 1987).

8.3.3 - INTERACCION AGUA-MAGMA

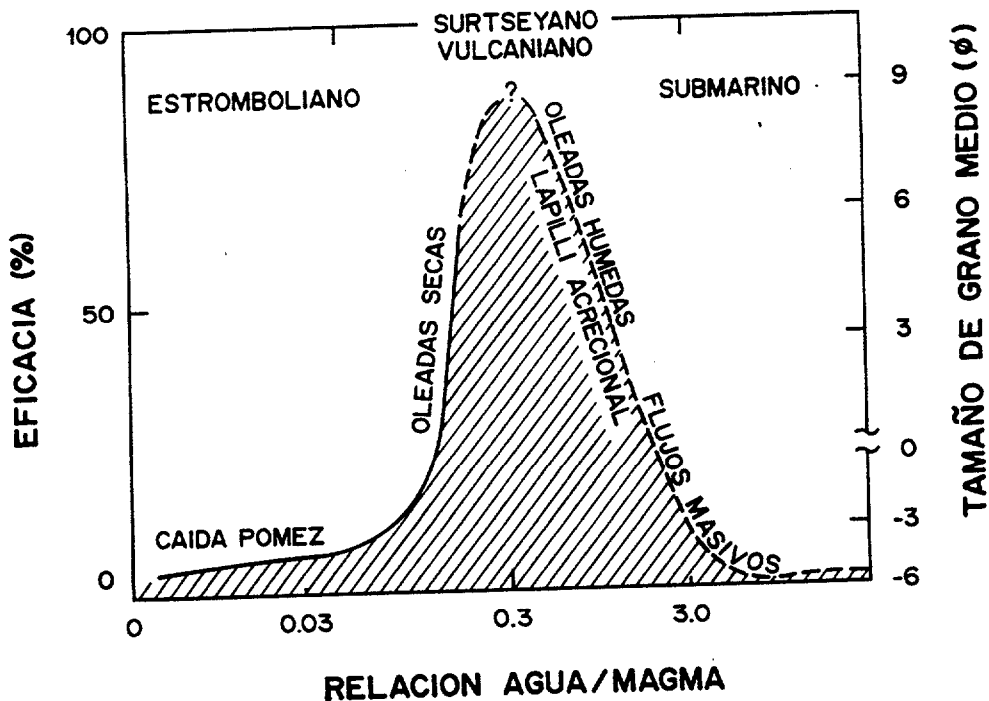


Figura 8.3 - Proyección de la eficacia en la conversión energía térmica → energía mecánica frente a la relación agua/magma e indicación del tipo de depósitos resultantes (Modificado de Wohletz, 1983).

Sheridan y Wohletz (1981,1983), y Wohletz (1983, 1986) han modelado los procesos que tienen lugar en la interacción agua-magma. Según estos autores, la relación de masas agua-magma juega un papel fundamental a la hora del tipo de depósito final resultante (Fig. 8.3), siendo el valor 0,3 bajo el cual se realiza de forma más óptima la transferencia de energía térmica a mecánica y consiguiente fragmentación del magma.

Por otro lado, los depósitos producidos en erupciones hidromagmáticas presentan una serie de peculiaridades que los diferencian de los puramente magmáticos (Lorenz, 1974, 1987; Sheridan y Wohletz, 1981, 1983; Wohletz, 1983; Fisher y Schmincke, 1984; Heiken y Wohletz, 1985; Cas y Wright, 1987). Las características más destacables son:

- 1 - Abundancia de depósitos de oleadas piroclásticas basales (base surge)

deposits). Presentan laminaciones diferentes según estas oleadas basales sean de tipo "seco" (dry) o "húmedo" (wet).

2 - Lapillis acrecionales y tobas vesiculadas.

3 - Mayor fragmentación del componente juvenil (menor tamaño de grano).

4 - Vesiculación baja en las partículas vítreas de tamaño ceniza, las cuales presentan una serie de morfologías características.

5 - Gran cantidad de líticos accesorios y muy mal clasificados en los depósitos de coladas piroclásticas.

Existen numerosas evidencias de depósitos de oleadas piroclásticas asociados a las IRN. Sin embargo, debido a la escasa continuidad lateral que presentan, resulta muy difícil su correcta identificación y clasificación. No obstante, en una primera aproximación, los observados debajo de las primeras IRN que aparecen en algunas columnas estratigráficas (e.g., TRQ, TRP, TRH, ARA, SLB, etc.) podrían catalogarse como depósitos de oleadas piroclásticas basales ya que: (a) el tipo "ground surge" se descarta por la inexistencia de una columna pliniana previa, y (b) el tipo "ash cloud surge" se situaría a techo de las IRN.

Nunca se han observado morfologías de lapillis acrecionales o tobas vesiculada en las IRN, y muy ocasionalmente en otros depósitos piroclásticos asociados (e.g., columna SBC). Por otra parte, apenas se puede comentar nada respecto a las morfologías y vesiculación de los fragmentos vítreos cineríticos dado su avanzado estado de alteración. Solamente se aprecia un bajo grado de vesiculación y en ocasiones texturas de tipo de enfriamiento rápido (quench textures).

Sin embargo, las características que presentan claramente las IRN son: elevada carga lítica, mala clasificación y aspecto masivo. Esto indica que la relación agua/magma tuvo que ser elevada, muy por encima de 0,3. Esta interacción pudo ocurrir bajo las siguientes condiciones:

a) Una vez que el magma se encuentra primariamente fragmentado, es decir el acúffero debe estar por encima del nivel de fragmentación del magma (Barberi et al., 1989).

b) La disponibilidad de agua subterránea era suficiente para que la

interacción agua-magma ocurriera con relativa facilidad. Así, los materiales volcánicos son propicios para la creación de numerosos acuíferos "colgados" a diferentes alturas, desarrollados a favor de zonas escoriáceas en lavas, fracturas, etc. (Custodio, 1978). De manera independiente, en Gran Canaria se cita la existencia de un acuífero insular de mayor entidad (SPA-15, 1974) que, aunque actualmente está situado a unas profundidades entre los 200-300 m. debido a problemas de sobreexplotación, en condiciones naturales se encontraría a unas profundidades mucho menores (e.g., en las primeras crónicas sobre la conquista de Canarias por la corona de Castilla se describe una isla totalmente arbolada, con innumerables manantiales y cursos superficiales de agua discurriendo de manera continua por los barrancos).

c) La interacción ocurrió a niveles muy someros como lo demuestra el que prácticamente el 100% de los líticos accesorios sean de composición similar a las lavas de la FLCh.

d) Relación agua-magma superior a 0,3, lo cual provoca: (1) condiciones de saturación de vapor en la mezcla eruptiva, es decir coladas piroclásticas "húmedas", y (2) fuerte descenso en la temperatura inicial del flujo (Walker, 1983).

8.3.4 - COLAPSO INSTANTANEO DE LA COLUMNA ERUPTIVA

Como ya se ha indicado, este factor está condicionado por la inexistencia de depósitos plinianos de caída asociados a las IRN. Este tipo de colapso inmediato sin desarrollo de columna eruptiva vertical ha sido observado en algunas erupciones históricas y descrito como "boiling over" (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987). El mismo puede ocurrir por la conjugación de diferentes factores:

a) La mezcla eruptiva es muy densa debido a su elevada carga lítica y a la abundancia de vapor de agua (Araña y Ortiz, 1984).

b) Radio del conducto elevado. L. Wilson et al. (1980) han modelizado los parámetros que controlan el colapso de una columna pliniana. Según estos autores, ese colapso se produce como consecuencia tanto del aumento en la descarga magmática o en el radio del conducto de emisión, como por una disminución en la velocidad de salida de los gases (Fig. 8.4).

La proyección en esta figura 8.4 de las erupciones aquí descritas,

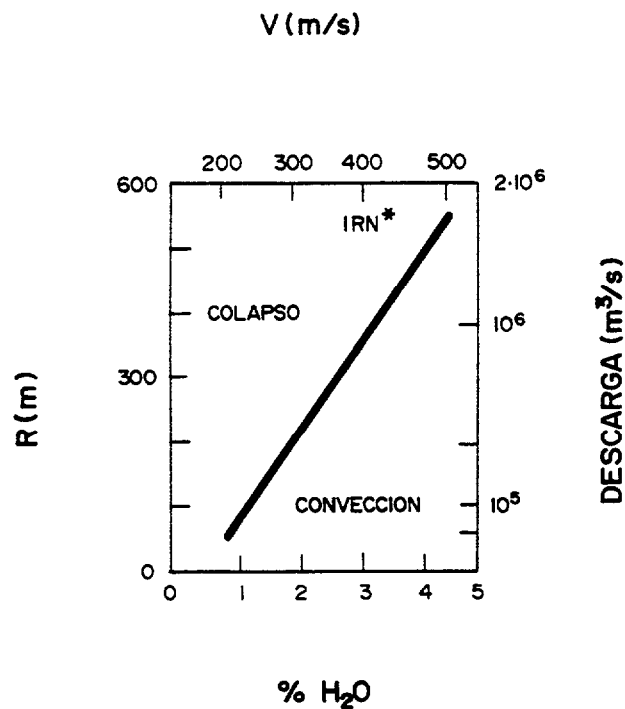


Figura 8.4 - Condiciones teóricas bajo las cuales se produce el colapso de una columna pliniana (modificado de L. Wilson et al., 1980) y posición de la posible área de proyección de las erupciones formadoras de IRN.

caería desde el principio en el campo del colapso. Como el porcentaje de H_2O ha de ser elevado, el único parámetro que obliga al colapso inicial es la apertura de un conducto inicial con un radio elevado. Asimismo, la creación súbita de un gran conducto lleva aparejada una enorme descarga magmática.

De manera tentativa se pueden realizar algunos cálculos teóricos para el depósito de IRN que constituye la Colada C del MPFBT (columnas BTP y SLB en los alrededores del Barranco de Tirajana). Dicho depósito presenta a lo largo de todo su recorrido (unos 6 Km como mínimo) un perfil transversal lenticular con una anchura media de 500 m. y potencia máxima promedia de 20 m. Ese perfil puede asemejarse a una semielipse, por lo que su superficie sería:

$$S = \pi x a x b / 2 = \pi x 250 x 20 / 2 \approx 7854 \text{ m}^2.$$

y el volumen:

$$V = SxI = 7854 \times 6000 \approx 47 \times 10^6 \text{ m}^3.$$

si la carga lítica es del 40% y el contenido juvenil del 60%, se tiene $18,8 \times 10^6 \text{ m}^3$. de líticos y $28,2 \times 10^6 \text{ m}^3$. de juveniles. Aceptando que el volumen de líticos desalojado equivale a la apertura de un conducto de emisión con forma cónica, se obtiene:

$$V_{\text{cono}} = 1/3 \times \pi r^2 x h \rightarrow \text{para } r = 600 \text{ m.}, h \approx 50 \text{ m.}$$

es decir, el conducto cónico creado podría tener un radio de 600 m. y una altura de 50 m.

Considerando la gráfica de la figura 8.4, para un radio del conducto del orden de magnitud calculado le corresponde una descarga aproximada de $2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Es decir, bajo estas condiciones teóricas, todo el volumen de magma aportado en la erupción de esta IRN particular se pudo descargar en unos 15 s.

Los volúmenes mostrados para una IRN individual² son equiparables a los presentados por Shepherd y Sigurdsson (1982) para la erupción ocurrida en 1979 en La Soufriere de Saint Vincent (Las Antillas). Según estos autores³, en los 13 días que duró la actividad volcánica (del 13 al 26 de Abril) se emitió un volumen de magma del orden de los $15,5 \times 10^6 \text{ m}^3$., desalojándose unos $22 \times 10^6 \text{ m}^3$. de material lítico y vaporizándose un lago de agua de $25 \times 10^6 \text{ m}^3$. La erupción se catalogó de tipo vulcaniano con un importante componente freatomagmático. En algunos momentos de la misma se desarrollaron columnas verticales y la erupción cesó cuando no hubo más disponibilidad de agua (se vaporizó todo el lago). Posteriormente se produjo la salida de lava.

²Este fué un error de Anguita (1972, 1973) ya que intentaba comparar el volumen total que dedujo para todas las IRN (producido a lo largo de muchas erupciones repetidas en el tiempo) con el observado en alguna erupción histórica. Por ello rechazaba las erupciones provocadas por colapsos de domos y equiparaba las IRN a grandes erupciones, como la ocurrida en Katmai (Alaska) en 1912 en donde en pocas horas se arrojó un volumen aproximado de 7 Km^3 (Williams y McBirney, 1979) dando lugar a ignimbritas muy soldadas.

³Hay que tener en cuenta que la mayoría de los autores expresan el volumen de material de depósitos piroclásticos en forma de roca densa equivalente (DRE). Esta expresión siempre da un número inferior a la estimación directa. Sin embargo es de difícil aplicación en las IRN puesto que habría que conocer la densidad original de la roca (antes del cemento zeolítico) y separar su porción juvenil.

8.3.5 - FRECUENCIA DE LAS ERUPCIONES

Este apartado requiere un estudio exhaustivo que escapa a los límites de esta tesis. No obstante, se pueden apuntar aquí ciertas consideraciones teóricas:

1 - Todos los depósitos de IRN, a pesar de sus apariencias heterogéneas, muestran caracteres comunes entre sí, con ligeras variaciones laterales debido al comportamiento del flujo durante su transporte. Ello implica que el mecanismo generador de todos ellos fuera muy similar, ya que variaciones en los estilos eruptivos suelen conllevar depósitos resultantes muy diferentes entre sí. Por tanto, si el mecanismo que se acaba de exponer es correcto, la formación de las IRN requiere siempre la concurrencia de los cuatro factores citados.

2 - La finalización de estas erupciones tendrá lugar cuando uno de esos factores cambie, principalmente por vaporización de toda el agua disponible o agotamiento de la inyección magmática.

3 - Numerosos volcanes muestran secuencias de depósitos que implican el paso gradual de condiciones freatomagmáticas a magmáticas (o viceversa). Estas secuencias pueden repetirse a lo largo del tiempo originando diferentes ciclos de actividad, como por ejemplo se observa en los volcanes italianos Vesubio (Barberi et al., 1989) y Vulcano (Frazzetta et al., 1983; Frazzetta y La Volpe, 1991).

Entre las IRN aparecen intercaladas numerosas coladas lávicas que podrían inducir a pensar en la existencia de tales ciclos, de forma que se pasaría de condiciones freatomagmáticas (las IRN) a otras magmáticas (las lavas) según avanzaba la erupción. Para que este modelo fuera aplicable se necesitaría que la composición química de esas lavas fuera similar a las del magma que origina las IRN, es decir términos fonolíticos o traquíticos. Sin embargo ello no ocurre así, sino que las lavas pueden ser muy básicas diferenciándose progresivamente según se asciende en la FBT.

La manera más lógica de explicar este tipo de alternancia, tal y como proponen Williams y McBirney (1979), es aceptando una cierta simultaneidad entre erupciones efusivas y explosivas. Según estos autores, ha medida que un edificio estratovolcánico va madurando, su actividad explosiva se concentraría en los cráteres sumitales mientras la efusiva (con lavas básicas) se desarrollaría en sus laderas a favor de grietas

aproximadamente radiales que perforan en zonas más basales de una cámara estratificada. Estas grietas pueden originarse por las tumescencias que crea el propio crecimiento del edificio así como por movimientos sísmicos ligados a la actividad explosiva sumital.

4 - Por tanto, como expuso Anguita (1972, 1973), es posible que las erupciones explosivas formadoras de IRN se repitan en el tiempo como respuesta a pulsos en la alimentación de la cámara magmática.

8.4 - MECANISMOS DE TRANSPORTE

Como se ha venido exponiendo, las IRN representan el depósito de un tipo de coladas piroclásticas. Actualmente se define una colada piroclástica como una corriente de piroclastos variablemente fluidificada, caliente, controlada por la gravedad, que se desplaza lateralmente a ras del suelo en un flujo esencialmente laminar en el que la fase continua entre las partículas es gas y la relación partículas/gas es elevada (alta concentración)(Colombo y Martí, 1989; Cas y Wright, 1991).

En el caso particular de las IRN, sus coladas piroclásticas pudieron presentar el siguiente comportamiento:

1 - Al tener una alta concentración de partículas sólidas se moverían como flujos densos que se canalizarían rápidamente a través de la red radial de paleobarrancos sin capacidad para desbordarlos. Los últimos flujos pudieron extenderse por superficies más amplias debido a que encontraron a su paso un relieve mucho más plano.

2 - El estudio paleotopográfico puso de manifiesto que según los paleobarrancos (al menos los que drenaban hacia el N, NE y E) se acercaban a la línea de costa dejaban de estar tan encajonados para pasar a formar plataformas con suaves pendientes y abiertas a modo de abanico. Así, las coladas piroclásticas que venían confinadas por estos paleobarrancos al llegar a sus desembocaduras podían expandirse lateralmente. Esta expansión provocaba una disminución en el grosor del flujo, pérdida de velocidad y su subdivisión en diferentes unidades.

Este mecanismo puede explicar la existencia en facies distales de un mayor número de capas de IRN pero con pequeñas potencias individuales.

De forma análoga ha sido aplicado por Alonso et al. (1988) en ignimbritas de la isla de Tenerife.

3 - La capacidad erosiva de estas coladas piroclásticas fué muy pequeña pero no inexistente, como lo demuestra la existencia ocasional de "cantos blandos" de tobas cineríticas en algunos de sus depósitos.

4 - La entrada de estas coladas piroclásticas en el mar (e.g., columna ARB) pudo provocar su división en dos flujos: uno cargado de partículas densas que seguiría moviéndose a ras del suelo por debajo de la lámina de agua, y otro superior transportando partículas cineríticas que quedarían flotando por encima del agua. El primer flujo pasaría bruscamente a adquirir un comportamiento de colada de cantos submarina (subaqueous debris flow), mientras que el segundo se diluiría rápidamente y sus partículas pasarían a ser retrabajadas por el oleaje (Cabrera y Pérez Torrado, 1988).

Sin embargo, en ningún momento se observa en estos depósitos la existencia de estructuras relacionadas con explosiones freáticas que generalmente ocurren en las entradas de coladas piroclásticas subaéreas en el mar (Cas y Wright, 1991). Ello indica, que las coladas piroclásticas formadoras de IRN alcanzaban la línea de costa con temperaturas muy bajas.

5 - Tanto en las observaciones de campo como en los estudios petrográficos se ha puesto de manifiesto la existencia de gradaciones verticales en líticos y juveniles, y que pueden mantenerse de forma más o menos constante a lo largo de un mismo depósito (ver figura 5.14). Ello sugiere un flujo con un comportamiento estratificado, donde sus componentes densos (líticos) se van asentando hacia la base del mismo mientras que los ligeros (pómez) van flotando hacia sus zonas superiores.

Si se comparan estas coladas piroclásticas con los tipos establecidos por C.J.N. Wilson (1980, 1984), corresponden a su tipo 2 que son flujos moderadamente fluidificados y expandidos en los cuales se posibilita el desarrollo de la capa basal y una cierta gradación vertical de las partículas.

6 - Finalmente, las velocidades de estas coladas piroclásticas pudieron oscilar entre los 30 y 60 m/s, si se comparan con las estimaciones realizadas para otras coladas piroclásticas con comportamientos similares a los aquí descritos (Sparks et al., 1978; C.J.N. Wilson y Walker, 1982; Freundt y Schmincke, 1986).

8.5 - MECANISMOS DE DEPOSITO

El emplazamiento de las coladas piroclásticas sucede de forma un tanto brusca, en masa, una vez que el fluido gaseoso que soporta las partículas en suspensión pierde su capacidad portante (Sparks, 1976; C.J.N. Wilson, 1980, 1984; Cas y Wright, 1987; Colombo y Martí, 1989). No obstante, estudios recientes comienzan a cuestionar este modelo, proponiendo uno alternativo en el que el depósito se produce de una forma progresiva a partir de un flujo estratificado (ver amplia discusión en Branney y Kokelaar, 1992).

En este sentido, y tal como se discutió en el último apartado, las coladas piroclásticas formadoras de las IRN presentaron un comportamiento estratificado a lo largo de su movimiento. Además, en numerosas ocasiones se han observado discontinuidades litológicas internas (alineamientos de líticos, niveles finos, etc.) en estas IRN que ponen de manifiesto el paso de diferentes flujos o de distintas partes de un mismo flujo. Ambos hechos pueden indicar que estas IRN se formaron mediante agradación progresiva ligada al paso y detención de los diferentes "estratos" del flujo. Por otro lado, también es cierto la semejanza de las IRN con los depósitos de coladas de derrubios (debris flows → lahares), para los cuales se acepta en todos los manuales de sedimentología un régimen de movimiento esencialmente laminar y un depósito en masa (e.g., Corrales et al., 1977; Allen, 1985; Colombo, 1989).

Al margen de esta problemática, un aspecto fundamental en el depósito de las IRN es el de su temperatura de emplazamiento. Por un lado, las IRN muestran una total ausencia de texturas de flujo (soldaduras de sus componentes juveniles), incluso en depósitos de gran potencia. Ello indica que sus depósitos se realizaron a temperaturas inferiores a unos 600 °C, que es la estimada para el soldaje de vidrios riolíticos (Cas y Wright, 1987). Por otro lado, el mecanismo eruptivo propuesto es propicio para la conservación de altas temperaturas en las coladas piroclásticas durante su movimiento, ya que la inhibición de una columna vertical evita el intercambio efectivo de la mezcla eruptiva con el aire atmosférico y por tanto su enfriamiento previo al colapso y a la formación del flujo (Sparks et al., 1978; Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987). Por tanto, parece existir a priori una contradicción entre ambos hechos.

Para depósitos ignimbríticos no soldados, como son las IRN, se han utilizado dos diferentes métodos de estimación de sus temperaturas de emplazamiento. Uno está basado en el estudio de restos vegetales carbonizados (si existen) y otro en

la remanencia magnética de los distintos fragmentos que componen estos depósitos piroclásticos.

1 - Son numerosos los casos en donde se ha observado la ignición de bosques enteros al paso de coladas piroclásticas, como por ejemplo ocurrió en la erupción de 1980 del volcán Saint Helens en Estados Unidos en 1980 (Decker y Decker, 1981). En condiciones favorables, muchos de esos restos vegetales carbonizados pueden conservarse en el depósito ignimbrítico. El estudio del tipo de carbón puede indicar la temperatura bajo la que viajaban esas coladas. Lógicamente este método solamente es válido para depósitos relativamente modernos que no hayan sufrido ningún proceso de enterramiento prolongado (Maury, 1973).

Teniendo en cuenta la gran abundancia de moldes vegetales en las IRN, se intentó realizar en este trabajo un estudio de este tipo. Para ello se localizaron moldes con fragmentos internos de color negro atribuibles a materia orgánica (Figs. 8.5 y 8.6) y se enviaron al Instituto Nacional del Carbón (CSIC, Oviedo) donde fueron analizados. Aunque en un principio se sospechó la posible existencia de inertinita, componente producido en los incendios forestales, esta hipótesis fué descartada posteriormente al observar que la materia orgánica original había sido totalmente reemplazada por un conjunto de óxidos de hierro y carbonatos (M.A. Gómez, comunicación personal).

2 - El estudio de la remanencia magnética de las IRN ha sido ampliamente expuesto en el capítulo anterior. Sus conclusiones pueden resumirse:

- a) Las coladas piroclásticas, en conjunto, tuvieron un comportamiento "frío" desde sus orígenes.
- b) Los líticos no llegaron nunca a sufrir una remagnetización térmica, ni siquiera de tipo parcial.
- c) Algunos juveniles de grandes tamaños localizados en facies proximales-medias sí viajaron a altas temperaturas. Por el contrario, juveniles de pequeños tamaños localizados en facies medias-distales parecen que lo hicieron de forma fría.

Por lo tanto, la metodología paleomagnética reafirma el carácter de depósito "frío" de las IRN, entendiéndose por "frío" temperaturas que pueden estar



Figura 8.5 - Moldes vacíos de restos vegetales.



Figura 8.6 - Fragmentos de posibles restos vegetales en IRN.

comprendidas entre los 100 y 300 °C. Los principales argumentos que pueden emplearse para la explicación de estas temperaturas son:

1 - Magma originalmente "frío" debido a un avanzado estado de cristalización (Walker, 1983).

2 - Erupciones hidromagmáticas. Varios autores (e.g., Shepherd y Sigurdsson, 1982; Walker, 1983) han puesto de manifiesto la importante reducción de la temperatura que sufren las mezclas eruptivas originadas en estos tipos de erupciones.

3 - Ingestión de agua de las coladas piroclásticas cuando circulaban por los cauces de los paleobarrancos (Walker, 1983; Wright y Wilson, 1991).

4 - Gran cantidad de líticos en los depósitos. Eichelberger y Koch (1979) sugirieron que una carga igual o superior al 10% en peso de líticos era suficiente para inhibir la soldadura del depósito. Recientemente Martí et al. (1991) han desarrollado un cálculo teórico para la evaluación del efecto que causan estos líticos en la temperatura de las coladas piroclásticas. Este cálculo se ha aplicado en las IRN bajo las siguientes consideraciones:

a) Relaciones gas-partículas en las coladas piroclásticas del orden de 50:50 y 40:60 (valores aceptables si se comparan con las estimaciones efectuadas por C.J.N. Wilson, 1984).

b) Las partículas se dividieron en juveniles y líticos, considerando una relación para ambas de 60:40 que es la media obtenida en los estudios petrográficos.

c) Los líticos se clasificaron en tres tamaños, 1 mm., 10 cm. y 30 cm., estimándose sus volúmenes parciales a partir de los datos petrográficos y las distancias teóricas entre ellos en el seno del flujo a partir de las ecuaciones presentadas por los anteriores autores.

d) Se admitió una temperatura inicial del flujo de 800 °C y la de los líticos en 100 °C.

A partir de todos estos datos se confeccionó la gráfica de la figura 8.7. En ella se pone de manifiesto que incluso para las relaciones conservadoras de gas-partículas admitidas, el efecto de los líticos puede

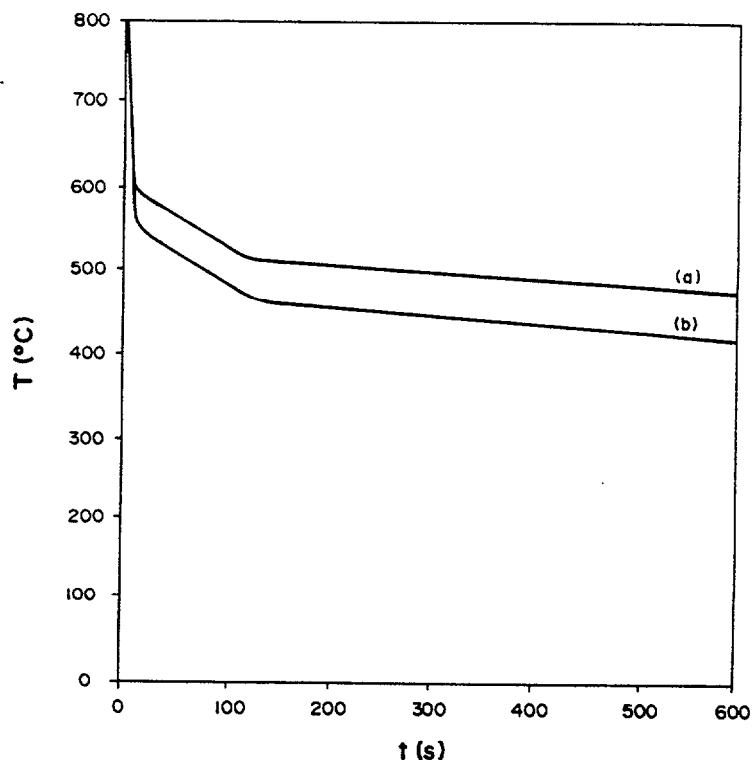


Figura 8.7 - Estimación del descenso de temperatura por efecto de la carga lítica en las coladas piroclásticas formadoras de las IRN, utilizando los cálculos propuestos por Martí et al. (1991).

- a) Para una relación gas-partículas de 50:50.
- b) Para una relación de 40:60.

hacer descender la temperatura inicial del flujo del orden de los 275-350 °C en sus primeros 100 segundos de movimiento.

Aceptando una velocidad media para las coladas piroclásticas formadoras de las IRN de unos 50 m/s, invertirían aproximadamente 400 s en recorrer 20 Km y alcanzar la costa (facies distales). Observando de nuevo la figura 8.7, si la colada inicialmente poseía una temperatura de 800 °C, sólo por el efecto de su carga lítica alcanzaría la costa con una temperatura inferior a los 500 °C, es decir, por debajo del punto de soldamiento del componente vítreo y también por debajo de la temperatura de Curie de los minerales ferromagnesianos.

Teniendo en cuenta que las cuatro condiciones enunciadas se combinaron, con mayor o menor importancia, en la génesis, transporte y emplazamiento de las IRN, se explica satisfactoriamente su carácter de depósito frío. Este carácter, unido

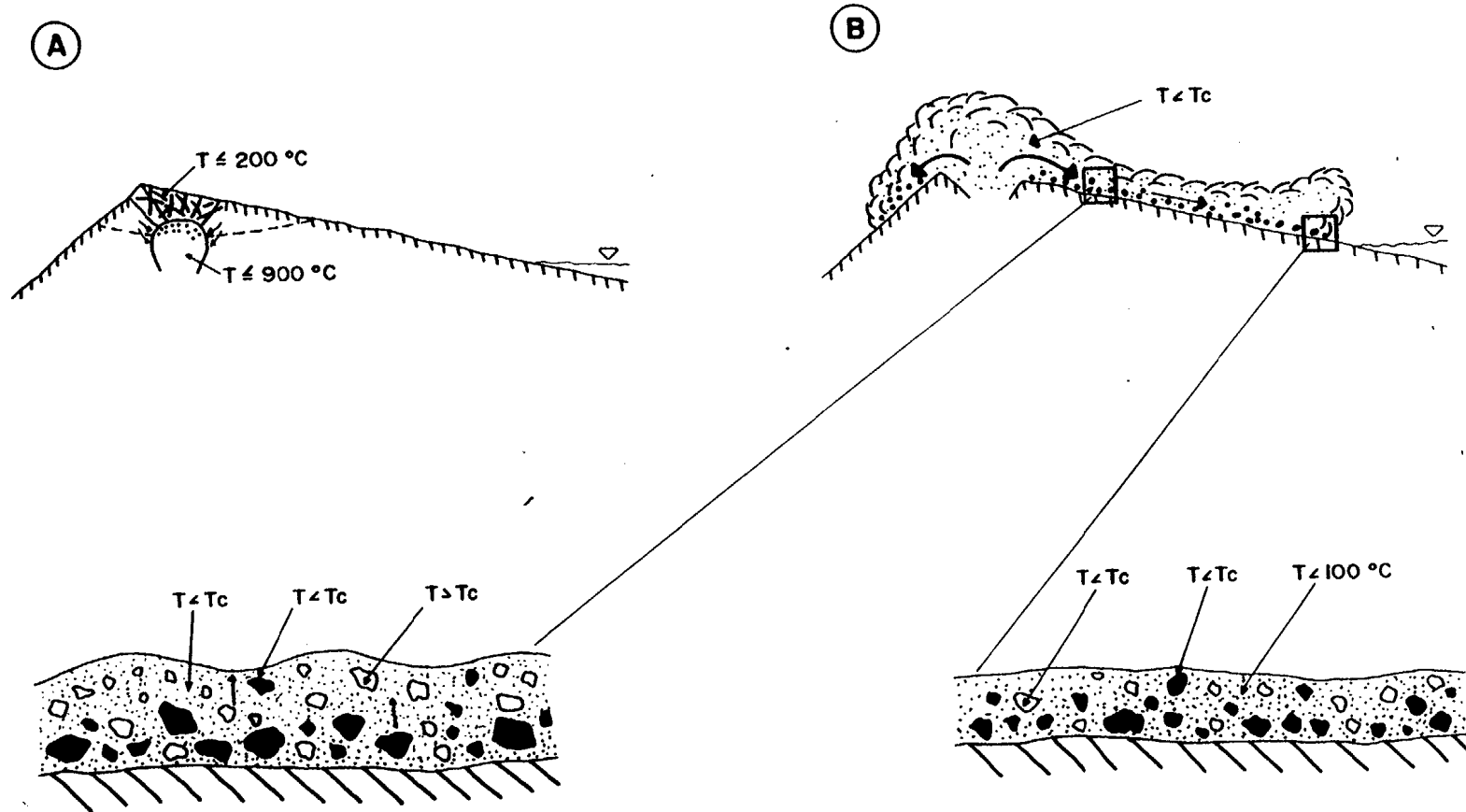


Figura 8.8 - Evolución de la temperatura de las coladas piroclásticas formadoras de las IRN.

- a) En las condiciones iniciales se supone un magma a $T \leq 900\text{ }^{\circ}\text{C}$ y una roca de caja a $T \leq 200\text{ }^{\circ}\text{C}$.
- b) La mezcla eruptiva en su conjunto, debido a su carácter freatomagmático, parte ya con una $T < T_c$ (temperatura de Curie). Las coladas piroclásticas que se generan presentan temperaturas diferentes de las facies proximales a las distales:
- En las facies proximales, existen fragmentos juveniles con $T > T_c$.
 - En las distales, los fragmentos juveniles llegan ya con una $T < T_c$, y el conjunto de la colada puede estar a unas $T < 100\text{ }^{\circ}\text{C}$.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

a la abundante cantidad de vapor de agua que llevan estas coladas (original en el proceso de la erupción e ingerido durante el transporte), explican otras dos importantes características del emplazamiento de las IRN, que son:

1 - Según se formaban los depósitos, el vapor de agua entre las partículas vítreas comenzaba a condensarse e iniciaba los procesos de alteración de las mismas que desembocaría en la neoformación de los minerales zeolíticos.

2 - El proceso de condensación del vapor de agua podía ocurrir incluso durante el propio flujo de las coladas, por lo que algunas de ellas podían tener ya una importante fase líquida intersticial al alcanzar las facies distales. Esto les haría cambiar su carácter y pasar a comportarse como lahares.

En la figura 8.8 se presenta de forma esquemática la posible secuencia de temperaturas de estas coladas a la luz de los datos paleomagnéticos y los procesos anteriormente descritos.

CONCLUSIONES

E

HISTORIA GEOLOGICA

9.1 - CONCLUSIONES

Como resumen general de lo expuesto en los capítulos de este trabajo, se han elaborado las siguientes conclusiones:

1 - Los distintos materiales estudiados se han encuadrado en unidades litoestratigráficas definidas con carácter informal. La unidad de mayor rango se denomina Grupo Roque Nublo (GRN) y está compuesta por seis formaciones. Estas formaciones, de muro a techo, son: Formación Conos Piroclásticos de El Tablero (FCET), Formación Lavas de Riscos de Chapín (FLCh), Formación Brechas Intracratéricas de Tejada (FBTj), Formación Brechas Volcánicas de Tirajana (FBT), Formación Depósitos de Avalancha Volcánica de Ayacata (FAVA) y Formación Domos de Tenteniguada (FDTn).

Dentro de la FLCh se distinguen dos unidades con el rango de coladas, denominadas Coladas A y B, y que corresponden a lavas básicas con estructuras almohadilladas y lavas de composición traquítica respectivamente.

La FBT se subdivide en dos miembros, el Piroclástico (MPFBT) y el Epiclástico (MEFBT). Dentro del primero existe la Colada C compuesta por un depósito de brechas volcánicas polimícticas y compactas denominadas Brechas Roque Nublo (BRN) que exhiben una gran continuidad lateral.

2 - Las 6 dataciones $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ realizadas sobre lavas y domos de las formaciones FLCh y FDTn, junto con las 22 existentes en la bibliografía, indican un período de edad para el conjunto del GRN comprendido entre los 5,6 a los 2,7 m.a., por tanto desarrollado principalmente durante el Plioceno. Los límites entre las formaciones no son isocronos, salvo el que separa la FLCh de la FBT. Ese límite, establecido alrededor de los 3,9 m.a., marca un cambio radical en el estilo eruptivo del GRN, pasando de erupciones efusivas con emisión de lavas a otras muy explosivas con la formación de BRN.

La edad de 2,7 m.a. pone de manifiesto la contemporaneidad que existió, al menos en los sectores centrales de la isla, entre los últimos episodios de actividad del GRN y los primeros del Ciclo Post-Roque Nublo.

Los estudios magnetoestratigráficos refuerzan la validez de las dataciones radiométricas. Así, el GRN se sitúa entre los cronos Gilbert y

Gauss principalmente. El Gauss, de polaridad normal, comprende los domos y lavas de la FDTn, mientras que el Gilbert, de polaridad negativa, incluye el resto de materiales. La escala de subcronos nunca se observa completa lo que indica una actividad concentrada en períodos concretos de tiempo.

3 - En términos de unidades de actividad volcánica, el GRN equivale a un Período Eruptivo. Dentro de este Período Eruptivo, las formaciones FLCh, FBT y FDTn representan distintas Epocas Eruptivas durante las que tiene lugar la creación y desarrollo de un edificio estratovolcánico.

4 - El estratovolcán Roque Nublo alcanzó en su etapa más madura una altura de al menos 2500 m. y su centro principal de emisión se situó en el área abarcada por la FITj. Su perfil sería asimétrico con laderas S cortas y de fuertes pendientes, mientras que las N serían mucho más prolongadas y con pendientes más suaves.

Tanto las lavas como las BRN emitidas desde este estratovolcán tuvieron un fuerte control topográfico que condicionó sus distribuciones geográficas. La superficie total ocupada por estos materiales fue de unos 540 Km², de los que al menos 40 Km² fueron ganados al mar.

El volumen total calculado para este edificio es de aproximadamente 200 Km³, de los cuales 54 Km³ pertenecerían a las lavas de la FLCh y 126 Km³ a las BRN y lavas de la FBT. Las BRN aportaron un volumen de nuevo material magmático del orden de los 46 Km³, incorporando aproximadamente 30 Km³ de material lítico.

5 - Las tasas de emisión estimadas para las formaciones FLCh y FBT son de orden similar a las observadas en estratovolcanes actuales. Esas tasas dan idea de largos períodos de reposo entre etapas de actividad volcánica.

6 - Asimismo, la distribución de los materiales del GRN en facies central, proximal, media y distal, dispuestas según una pauta aproximadamente radial, concuerdan con un modelo de edificio estratovolcánico.

7 - Geoquímicamente las lavas y domos de las formaciones FLCh, FBT y FDTn ponen de manifiesto la existencia de dos ciclos de diferenciación dentro del GRN. Estos ciclos comienzan con lavas de composición basanítica-basáltica y concluyen con lavas y domos de composición traquítica-fonolítica, sin que existan interrupciones o saltos composicionales

dentro de ellos.

La composición del magma que origina las BRN, determinada mediante el estudio de inclusiones vítreas, es fonolítica.

La cristalización fraccionada es un proceso que explica satisfactoriamente estos dos ciclos de diferenciación, aunque no se excluye la participación en menor escala de otros mecanismos como mezclas de magma o transferencias gaseosa.

Un manto de composición lherzolítica granatífera con flogopita representa el área fuente de los magmas del GRN.

8 - Las BRN de acuerdo con sus mecanismos genéticos se clasifican como ignimbritas tipo HARI, no soldadas y ricas en líticos (IRN).

Se forman en erupciones de tipo vulcaniano, a conducto cerrado y con un gran aporte de agua subterránea. En estas erupciones no existe un desarrollo vertical de la columna eruptiva, sino que esta colapsa de forma inmediata originando coladas piroclásticas que se desplazan a favor de pendiente. Estas coladas son densas, moderadamente fluidificadas y expandidas, que se canalizan rápidamente a través de la red de paleobarrancos sin capacidad de desbordarlos y en la desembocadura de los mismos se dividen en varios subflujos de menor grosor.

9 - El efecto combinado del estado algo cristalizado del magma fonolítico original, la interacción agua-magma y la carga lítica, conlleva un fuerte descenso de la temperatura en la mezcla eruptiva. Este descenso provoca la condensación de vapor de agua intersticial poco después del depósito de las coladas piroclásticas o incluso durante su movimiento en zonas distales, y origina:

a) Un proceso acelerado de alteración de las partículas vítreas cineríticas siendo sustituidas en casi su totalidad por minerales del grupo de las zeolitas (chabacita, phillipsita y, en menor proporción, analcima) que actúan a modo de cemento confiriendo el carácter compacto que presentan las IRN.

b) Un cambio lateral de facies de IRN a lahares.

10) La alternancia entre lavas e IRN en la FBT se explica por una cierta contemporaneidad entre actividades explosivas y efusivas. Las primeras se concentran en las zonas cratéricas sumitales, mientras que las segundas lo hacen a partir de conos adventicios alimentados a través de fisuras que perforan las partes inferiores de la cámara magmática o bien de magma de origen más profundo.

9.2 - HISTORIA GEOLOGICA

A continuación se describe la secuencia de acontecimientos más relevantes ocurridos en el desarrollo del GRN.

1 - Entre los 5,6 y 4,6 m.a. tienen lugar una serie de erupciones de carácter estromboliano que originan conos de escorias y/o cenizas con alguna colada lávica asociada. Esa actividad se concentra en diferentes puntos a lo largo de fracturas con dirección NO-SE y que migran con el tiempo desde los sectores más meridionales de la isla (Fig. 9.1a) hasta los centrales (Fig. 9.1b). Los materiales son de composición muy básica y subsaturada (nefelinitas a basanitas) por lo que parecen provenir directamente de áreas fuentes mantélicas sin sufrir procesos de diferenciación.

2 - Hacia los 4,6 m.a., debido a condicionamientos tectónicos propicios, algunas bolsadas de magma en su ascenso a la superficie sufren un estancamiento en niveles corticales y dan lugar a una cámara magmática. A partir de este momento, la mayor parte de la actividad volcánica se concentrará en un punto, comenzándose a formar un cono compuesto por acumulación de sucesivos materiales. La actividad sigue siendo de carácter estromboliano pero las emisiones lávicas cobran mayor importancia. En la cámara magmática comienza a operar la cristalización fraccionada que conducirá a la progresiva diferenciación química del magma (Fig. 9.1c).

3 - Entre los 4,6 m.a. y 3,9 m.a. continúa la emisión de coladas lávicas, algunas de las cuales alcanzan la línea de costa y desarrollan estructuras almohadilladas. El cono compuesto del que parten comienza a alcanzar grandes dimensiones. La cámara magmática se presenta estratificada con magmas cuyas composiciones completan todo un ciclo de diferenciación, desde basanitas-basaltos hasta traquitas-fonolitas, sin saltos o interrupciones intermedias (Fig. 9.1d).

De forma independiente, magmas bastante primitivos no ligados a esta cámara magmática alcanzan la superficie y éste fenómeno continúa durante todo el desarrollo del GRN.

4 - A partir de los 3,9 m.a. comienzan a sucederse erupciones explosivas de tipo vulcanianas con componente freatomagmático emitidas desde las zonas apicales del edificio volcánico, con erupciones efusivas de tipo estromboliano emitidas desde fisuras y conos adventicios desarrollados en sus laderas y probablemente alineados según pautas radiales (Fig. 9.1e).

Mientras que el magma que interviene en las erupciones explosivas presenta siempre una composición química diferenciada (probablemente fonolítica) correspondiente al estrato más superior de la cámara magmática, en las erupciones efusivas el magma proviene de estratos más profundos de la cámara (con composiciones basaníticas-basálticas hasta tefríticas-traquibasálticas) o bien directamente del manto.

Las erupciones vulcanianas abren grandes cráteres y originan columnas eruptivas que colapsan de forma inmediata para formar coladas piroclásticas densas, saturadas en vapor de agua, "frías", muy cargadas en líticas y que se desplazan canalizadas, a favor de pendiente y a través de la red de paleobarrancos. Los depósitos de estas coladas forman las IRN, algunas de las cuales se localizan en áreas costeras donde pueden presentar un cambio lateral de facies con lahares.

Hacia los 3 m.a. el edificio volcánico se encuentra en su etapa de mayor desarrollo, alcanzando alturas de más de 2500 m., morfológicamente asimétrico y dada la alternancia de coladas lávicas e IRN que presenta, recibe el nombre de estratovolcán Roque Nublo. En esta época además tiene lugar una abundante emisión de domos y lavas fonolíticas que sustituyen el carácter explosivo de las erupciones ocurridas en sus zonas apicales.

5 - Debido al sobredimensionamiento que alcanza el edificio estratovolcánico y a su morfología asimétrica, sus laderas S se encuentran gravitacionalmente inestables. Por ello, movimientos sísmicos asociados a intrusiones de domos, a actividad explosiva, etc. desencadenan el colapso gravitacional de esas laderas S dando lugar a gigantescas avalanchas de materiales que recorren más de 20 Km. y alcanzan la costa S de la isla. El edificio adquiere entonces una forma en herradura con un enorme anfiteatro orientado hacia el S.

En el interior de ese anfiteatro la actividad volcánica puede continuar con la emisión de domos de composición diferenciada, con una importante actividad fumaroliana asociada, que llegan a explotar dando lugar a depósitos de coladas de bloques y cenizas (Fig. 9.1f).

6 - La evolución posterior de este edificio presenta controversia, ya que se barajan dos posibles hipótesis defendidas por dos equipos de investigadores diferentes:

a) Creación de una caldera de explosión que generaría una especie de lago endorreico en los sectores centrales de la isla. Esta caldera se iría rellenando progresivamente de sedimentos lacustres, y de lavas y piroclastos emitidos desde centros periféricos a la misma que constituyen la actividad Post-Roque Nublo. En última instancia, los procesos erosivos posteriores formarían el modelado visible actualmente.

b) Desmantelamiento progresivo por la intervención de los agentes externos erosivos sin que se den fenómenos ligados a la génesis de una caldera.

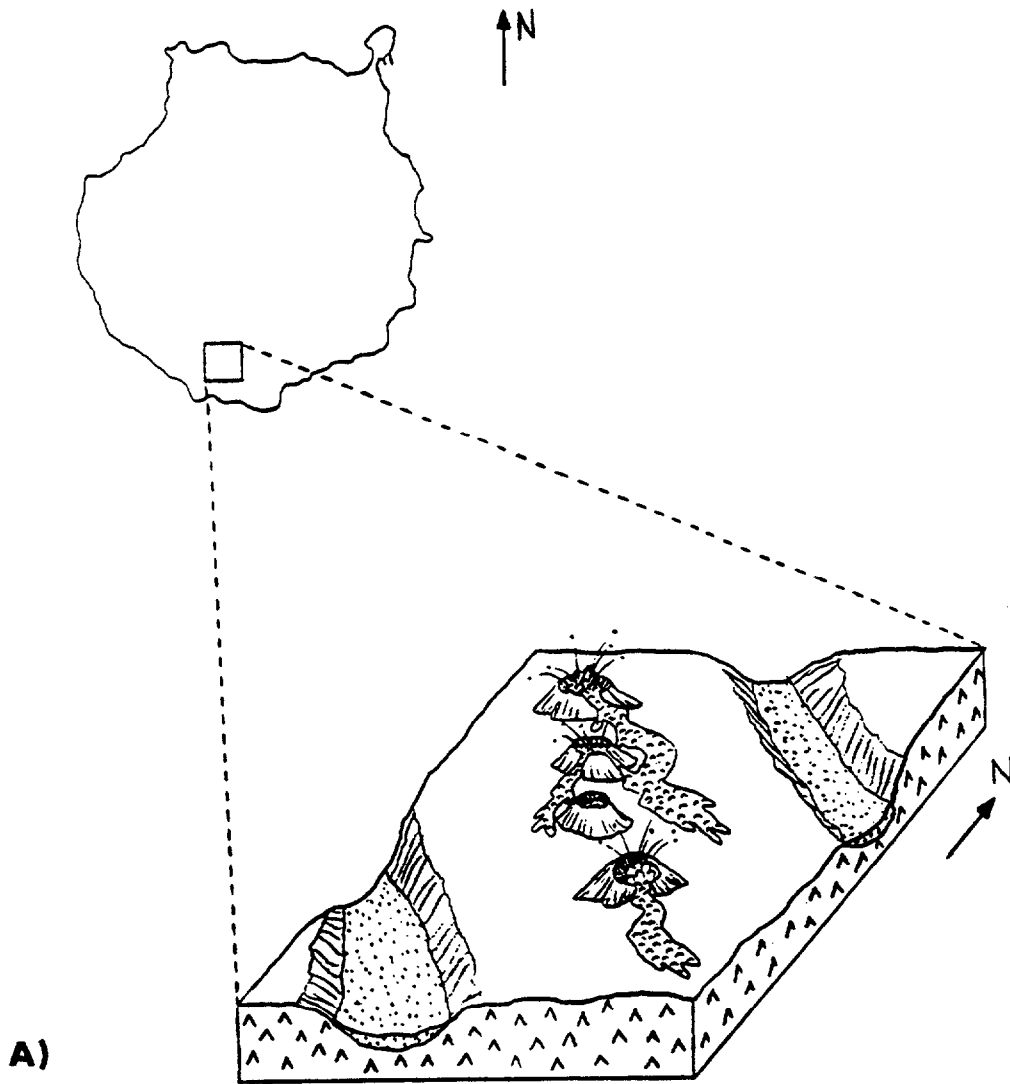
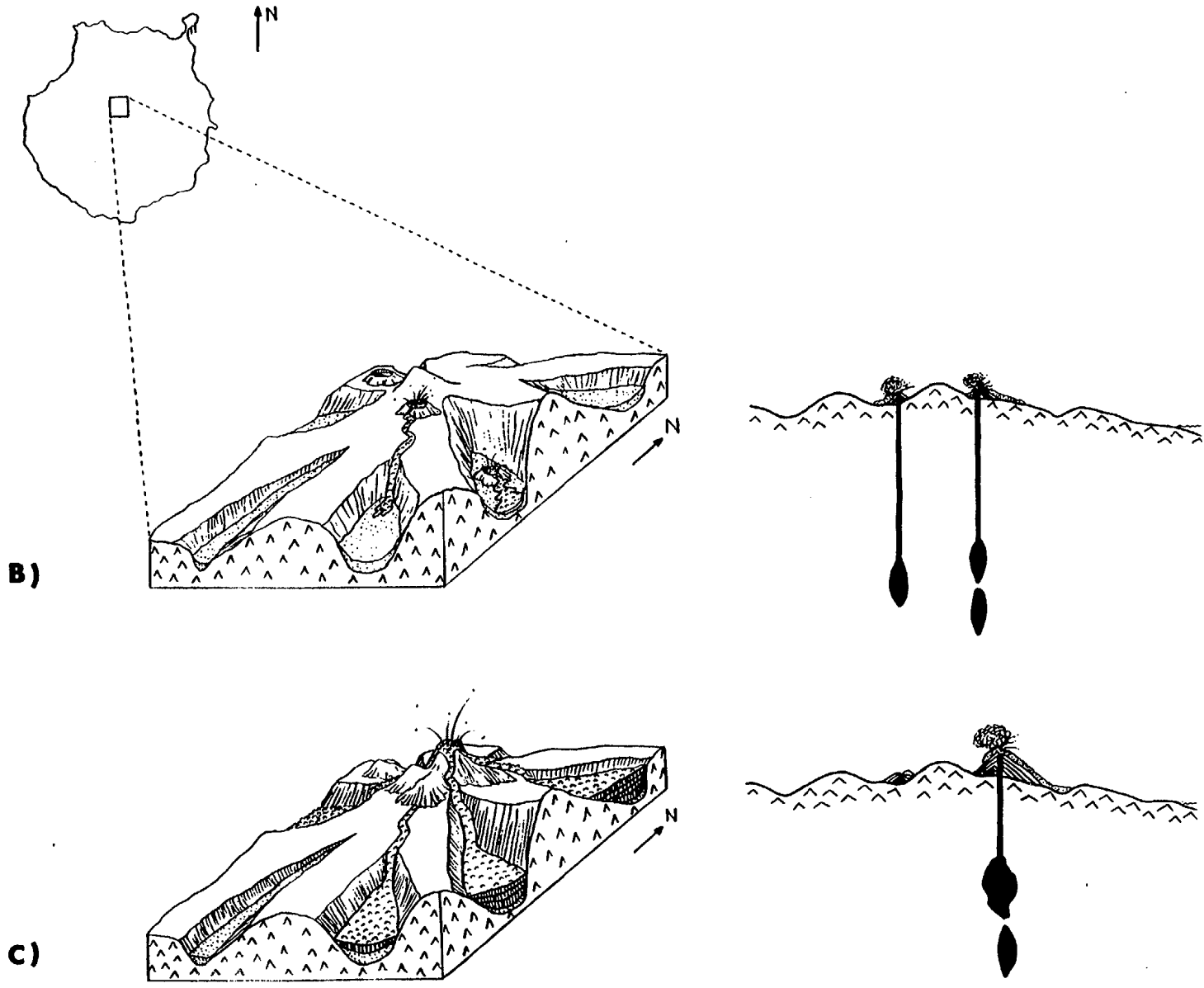


Figura 9.1 - Sucesión de acontecimientos del GRN (discusión en el texto).



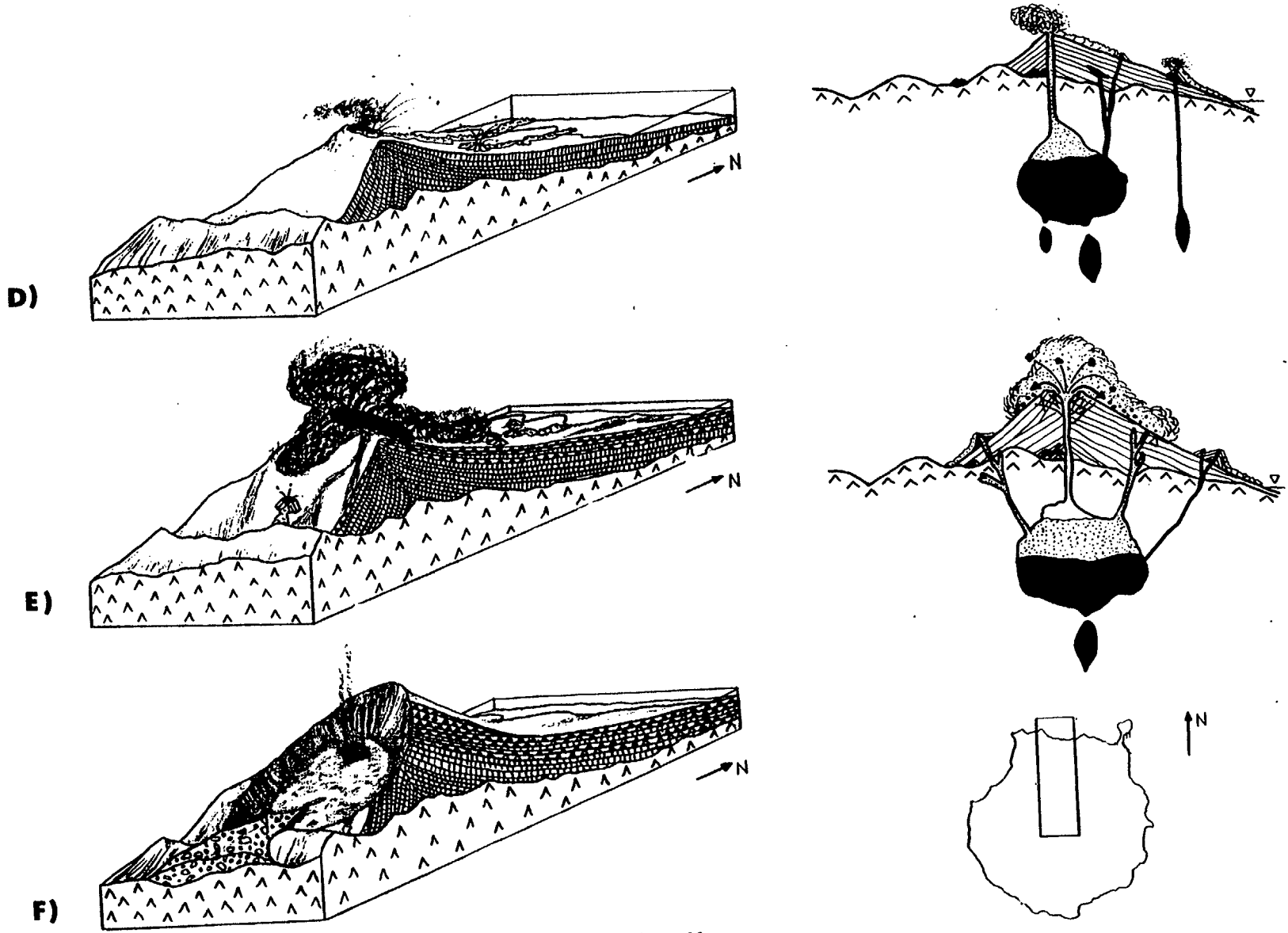


Figura 9.1 - Continuación.

BIBLIOGRAFIA

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". *Amer. Jour. Sci.*; vol. 271; pp. 490-521.
- AFIFI, A.M. y ESSENE, E. (1988): "MINFILE: a microcomputer program for storage and manipulation of chemical data on minerals". *Am. Miner.*; vol. 73; pp. 446-448.
- ALLEN, J.R.L. (1985): "Principles of physical sedimentology". Ed. Allen & Unwin. 272 + vx pp.
- ALONSO, D.U.; ARAÑA, V.; BRANDLE, J.L.; FUSTER, J.M.; HERNANDEZ-PACHECO, A.; NAVARRO, J.M. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1968): "Mapa geológico a escala 1:100000 de las Islas Canarias, Gran Canaria". Inst. Geol. Min. de España e Ins. Lucas Mallada (C.S.I.C.).
- ALONSO, J.J. (1987): "Caracterización morfoscópica de los materiales piroclásticos sálicos del Sur de Tenerife". *Estudios Geol.*; vol. 43; pp. 337-344.
- ALONSO, J.J. (1989): "Estudio volcanoestratigráfico y volcanológico de los piroclastos sálicos del sur de Tenerife". Ed. Universidad de La Laguna. 257 pp.
- ALONSO, J.J.; ARAÑA, V. y MARTI, J. (1988): "La ignimbrita de Arico (Tenerife). Mecanismos de emisión y de emplazamiento". *Rev. Soc. Geol. España*; vol. 1; pp. 15-24.
- ANGUITA, F. (1972): "La evolución magmática en el ciclo Roque Nublo (Gran Canaria)". *Estudios Geol.*; vol. 28; pp. 377-482.
- ANGUITA, F. (1973): "Genesis of Roque Nublo Formation: a Special King of Ignimbrite Eruption in Gran Canaria". *Bull. Volcanol.*; vol. 37; pp. 111-121.
- ANGUITA, F. (1988): "Origen e historia de La Tierra". Ed. Rueda. 525 + XIV pp.
- ANGUITA, F. y GARCIA CACHO, L. (1989a): "La caldera de explosión del estratovolcán Roque Nublo. Isla de Gran Canaria". ESF Meeting on Canarian volcanism, Lanzarote. Libro de abstracts; pp. 145.

- ANGUITA, F. y GARCIA CACHO, L. (1989b): "Una avalancha volcánica en el estratovolcán Roque Nublo. Isla de Gran Canaria". ESF Meeting on Canarian volcanism, Lanzarote. Libro de abstracts; pp. 146.
- ANGUITA, F. y GARCIA CACHO, L. (1989c): "Field Trip to Gran Canaria (Roque Nublo Caldera)". ESF Meeting on Canarian volcanism, Lanzarote. Guía de campo; 21 pp.
- ANGUITA, F.; GARCIA CACHO, L.; COLOMBO, F.; GONZALEZ CAMACHO, A. y VIEIRA R. (1991): "Roque Nublo Caldera: a nez stratocone caldera in Gran Canaria, Canary Islands". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 47; pp. 45-63.
- ARAMAKI y AKIMOTO (1957): "Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism". *Amer. Jour. Sci.*; vol. 255; pp. 619-627.
- ARAÑA, V. y ORTIZ, R. (1984): "Volcanología". Ed. Rueda, Madrid; 528 pp.
- ARAÑA, V. y ORTIZ, R. (1986): "Marco geodinámico del volcanismo canario". *An. Fis.*; Serie B, número especial.
- ARAÑA, V.; BARBIERI, F. y FERRARA, G. (1985): "Petrology and geochemistry of Teide-Pico Viejo volcanic complex". *IAVCEI Symp.* Sicilia, 1985. Libro de abstracts.
- BANDA, E.; DAÑOBEITIA, J.; SURIÑACH, E. y ANSORGE, J. (1981): "Features of crustal structure under the Canary Islands". *Earth Planet. Sci. Letters*; vol. 55; pp. 11-24.
- BARDINTZEFF, J.M. y BONIN, B. (1987): "The amphibole effect: a possible mechanism for triggering explosive eruptions". *Jour. volcanol. Geoth. Res.*; vol. 33; pp. 255-262.
- BARBIERI, F.; CIONI, R.; ROSI, M.; SANTACROCE, R.; SBRANA, A. y VECCI, R. (1989): "Magmatic and phreatomagmatic phases in explosive eruptions of Vesuvius as deduced by grain-size and component analysis of the pyroclastic deposits". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 38; pp. 287-307.
- BARRER, R.M. (1982): "Hydrothermal chemistry of zeolites". Ed. Academic press; 360+ix pp.

BIBLIOGRAFIA

- BOGAARD, Pvd; SCHMINCKE, H.U. y FREUNDT, A. (1988): "Eruption ages and magma supply rates during the Miocene evolution of Gran Canaria. Single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser ages". *Naturwissenschaften*; vol. 75; pp. 616-617.
- BOSSHARD, E. y McFARLANE, D.J. (1970): "Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data". *Jour. Geoph. Res.*; vol. 75; pp. 4901-4918.
- BOURCART, J. y JEREMINE, E. (1937): "La Grande Canarie. Etude géologique et lithologique". *Bull. Volcanol.*, s. 2; vol. 2; pp. 3-77.
- BRANNEY, M.J. y KOKELAAR, P. (1992): "A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite". *Bull. Volcanol.*; vol. 54; pp. 504-520.
- BREY, G. (1973): "Aufbau, Entstehung und Diagenese der Roque Nublo Brekzie, Gran Canaria". Diplomarbeit, Rhur Universität Bochum; 70 pp.
- 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. Volcanol.*; vol. 43-1; pp. 15-33.
- BRYAN, W.B.; FINGER, L.W. y CHAYES, F. (1969): "Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation". *Science*; vol. 163; pp. 926-927.
- CABRERA, M.C. (1985): "Estratigrafía y sedimentología del sector meridional de la Terraza Sedimentaria de Las Palmas (Gran Canaria, Islas Canarias)". Tesis de Licenciatura, Univ. Salamanca. Inédita.
- CABRERA, M.C. y PEREZ TORRADO, F.J. (1988): "Estudio de los materiales sedimentarios y piroclásticos de "Las Cuevas del Guincho" (Gran Canaria, Islas Canarias)". *II Congr. Geol. Esp. SGE*, Granada; vol. 1; pp. 55-58.
- CARRACEDO, J.C. (1979): "Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife". Ed. Cabildo Insular de Tenerife (Aula de cultura).
- CARRACEDO, J.C. (1984): "Geografía Física. Capítulos III, IV y V". En *Geografía de Canarias*. Ed. Interinsular Canaria; pp. 30-64.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- CAS, R.A.F. y WRIGHT, J.V. (1987): "Volcanic sucesions. Modern and ancient". Ed. Allen & Unwin. 528 + xviii pp.
- CAS, R.A.F. y WRIGHT, J.V. (1991): "Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment". *Bull. Volcanol.*; vol. 53; pp. 357-380.
- CEBRIA, J.M. (1990): "A program for pyroxene classification and calculation of end-members". *Amer. Miner.*; vol. 75; pp. 1426-1427.
- CEBRIA, J.M. y LOPEZ RUIZ, J. (1992): "Alkaline basalts and leucitites at an extensional intraplate continental setting: the late cenozoic Calatrava volcanic province (Central Spain)". *Jour. Petrol.* (en prensa).
- CHADWICK, R.S. (1971): "Paleomagnetic criteria for volcanic breccia emplacement". *Geol. Soc. Amer. Bull.*; vol. 82; pp. 2285-2294.
- CHAYLA, B.; JAFFREZIC, H. y JORON, J.L. (1973): "Analyse par activation dans les neutrons épithermiques. Application à la détermination des éléments en traces dans les roches". *C. R. Acad. Sci. Paris*; vol. 277 D; pp. 273-275.
- CHUNG, F.H. (1974): "Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. I. Matrix-flushing method for quantitative multicomponent analysis". *Jour. Appl. Crystallogr.*; vol. 7; pp. 519.
- CLAGUE, D.A. y FREY, F.A. (1982): "Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii". *Jour. Petrol.*; vol. 23; pp. 447-504.
- CLARK, S.C.L. (1988): "Evolution of a multicyclic caldera system and magma chamber: the Tejada Caldera, Gran Canaria, Spain". PhD Thesis, Princeton Univ, NJ; 325 pp.
- CLOCCHIATTI, R. (1975): "Les inclusions vitreuses du quartz: données optiques, thermométriques et chimiques". *Mem. Soc. Geol. France*; vol. 122; pp. 1-96.
- COE, R.S. (1967a): "The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non ideal behavior in Thelliers method". *Jour. Geomagn. Geoelec.*; vol. 19; pp. 157-179.

BIBLIOGRAFIA

- COE, R.S. (1967b): "Paleointensity of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks". *Jour. Geophys. Res.*; vol. 72; pp. 3247-3262.
- COLOMBO, F. (1989): "Abanicos aluviales". En A. ARCHE (coord.), *Nuevas tendencias. Sedimentología*; vol. I; pp. 143-218. Ed. C.S.I.C.
- COLOMBO, F. y MARTI, J. (1989): "Depósitos volcanosedimentarios". En: A. ARCHE (coord.), *Nuevas tendencias. Sedimentología*; vol. I; pp. 271-345. Ed. C.S.I.C.
- CORRALES, I.; ROSELL, J.; SANCHEZ, L.; VERA, J.A. y VILAS, L. (1977): "Estratigrafía". Ed. Rueda. 718 + XV pp.
- COX, K.G.; BELL, J.D. y PANKHURST, R.J. (1979): "The interpretation of igneous rocks". Ed. Unwin Hyman Ltd.; 450 + xiii pp.
- CRANDELL, D.R. (1971): "Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington". *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*; vol. 77; pp. 1-75.
- CRISP, J.A. y SPERA, F.J. (1987): "Pyroclastic flows and lavas of the Mogan and Fataga formations, Tejada Volcano, Gran Canaria, Canary Islands: mineral chemistry, intensive parameters, and magma chamber evolution". *Contrib. Mineral. Petrol.*; vol. 96; pp. 503-518.
- CUSTODIO, E. (1978): "Geohidrología de terrenos e islas volcánicas". Inst. Hidrol. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid. 303 pp.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1966): "An introduction to the rock forming minerals". Ed. Longman Scientific & Technical. 528 + X pp.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1978): "Rock-forming minerals, vol. 2A. Single-Chain Silicates". Ed. Longman Group Limited, 2ª edición. 668 + viii pp.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1982): "Rock-forming minerals, vol. 1A. Orthosilicates". Ed. Longman Group Limited, 2ª edición. 919 + ix pp.
- DECKER, R. y DECKER, B. (1981): "Las erupciones del monte Santa Elena". *Investigación y Ciencia*; Mayo-1981; pp. 30-44.

- DE LA NUEZ, J. (1988): "El afloramiento de gabros olivínicos de Las Lagunetas (Gran Canaria)". *Geociencias*; vol. 3, 1-2; pp. 53-61.
- DE RITA, D.; FRAZZETTA, G. y ROMANO, R. (1991): "The Biancavilla-Montalto ignimbrite (Etna, Sicily)". *Bull. Volcanol.*; vol. 53; pp. 121-131.
- DE RITA, D.; SHERIDAN, M.F. y MARSHALL, J.R. (1981): "SEM surface textural analysis of phenocrysts from pyroclastic deposits in the Sabatini volcanic field, Latium, Italy". In: WHALLEY W.B., KRINSLEY D.H. (eds) SEM in geology (Geoabstract).
- DODSON, M.H. (1973): "Clorute temperature in cooling geochronological and petrological systems". *Contrib. Mineral. Petrol.*; vol. 40; pp. 259-274.
- DOWNEY, W.S. y TARLING, D.H. (1991): "Reworking characteristics of Quaternary pyroclastics, Thera (Greece), determined using magnetic properties". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 46; pp. 143-155.
- DRUITT, T.H. y SPARKS, R.S.J. (1982): "A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini volcano, Greece". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 13; pp. 147-171.
- EICHELBERGER, J.C. y KOCH, F.G. (1979): "Lithic fragments in the Bandelier Tuff, Jemez Mountains, New Mexico". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 5; pp. 115-134.
- FERAUD, G.; SCHMINCKE, H.U.; LIETZ, J.; GASTAUD, J.; PRITCHARD, G. y BLEIL, U. (1981): "New K/Ar ages, chemical analyses and magnetic data of rocks from the islands of Santa Maria (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira Archipelago) and Gran Canaria (Canary Islands)". *Bull. Volcanol.*; vol. 44; pp. 359-375.
- FISHER, R.V. (1979): "Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 6; pp. 305-318.
- FISHER, R.V. y HEIKEN, G. (1982): "Mt. Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 13; pp. 339-371.

BIBLIOGRAFIA

- FISHER, R.V. y SCHMINCKE, H.U. (1984): "Pyroclastic rocks". Ed. Springer-Verlag. 472 + xiii pp.
- FRAZZETTA, G.; LA VOLPE, L. y SHERIDAN, M.F. (1983): "Evolution of the Fossa Cone, Vulcano". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 17; pp. 329-360.
- FRAZZETTITA, G. y LA VOLPE, L. (1991): "Volcanic history and maximum expected eruption at «La Fossa di Vulcano» (Aeolian Islands, Italy)". *Acta Volcanol.*; vol. 1; pp. 107-113.
- FREUNDT, A. y SCHMINCKE, H.U. (1985a): "Hierarchy of facies of pyroclastic flow deposits generated by Laacher See-type eruptions". *Geology*; vol. 13; pp. 278-281.
- FREUNDT, A. y SCHMINCKE, H.U. (1985b): "Lithic-enriched segregation bodies in pyroclastic flow deposits of Laacher See volcano (east Eifel, Germany)". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 25; pp. 193-224.
- FREUNDT, A. y SCHMINCKE, H.U. (1986): "Emplazamiento de small-volume pyroclastic flows at Laacher See (East-Eifel, Germany)". *Bull. Volcanol.*; vol. 48; pp. 39-60.
- FRISCH, T. y SCHMINCKE, H.U. (1969): "Petrology of clinopyroxene-amphibole inclusions from the Roque Nublo volcanics, Gran Canaria, Canary Islands (Petrology of Roque Nublo volcanics I)". *Bull. Volcanol.*; vol. 33; pp. 1073-1088.
- FURNES (1975): "Experimental palagonitization of basaltic glasses of varied composition". *Contrib. Mineral. Petrol.*; vol. 50; pp. 105-113.
- FUSTER J.M. (1975): "Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución espacial y temporal del vulcanismo oceánico". *Estudios Geol.*; vol. 31; pp. 439-463.
- FUSTER, J.M. y CARRACEDO, J.C. (1979): "Magnetic polarity mapping of quaternary volcanic activity of Fuerteventura and Lanzarote (Canary Islands)". *Estudios Geol.*; vol. 35; pp. 59-65.
- FUSTER, J.M.; HERNANDEZ PACHECO, A.; MUÑOZ, M.; RODRIGUEZ BADIOLA, E. y GARCIA CACHO, L. (1968): "Geología y volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria". Ed. Instituto Lucas Mallada; 243 pp.

- GABALDON, V.; CABRERA, M.C. y CUETO, L.A. (1989): "Formación Detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica". ESF Meeting on Canarian volcanism, Lanzarote. Libro de abstracts; pp. 210-215.
- GARCIA CACHO, L.; ANGUITA, F.; ARAÑA, V.; BARBIERI, F.; DIEZ-GIL, J.; ORTIZ, R. y SBRANA, A. (1987): "Una nueva perspectiva de la Formación Roque Nublo (Gran Canaria)". *Bol. Geol. Min.*; vol. 98-4; pp. 859-863.
- GEYH, M.A. y SCHLEICHER, H. (1990): "Absolute age determination". Ed. Springer-Verlag. 503 + XI pp.
- GOTTARDI, G. (1989): "The genesis of zeolites". *Eur. Jour. Mineral.*; vol. 1; pp. 479-487.
- GOTTARDI, G. y GALLI, E. (1985): "Natural zeolites". Ed. Springer-Verlag. 409 + XII pp.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. y VAIL, P.R. (1987): "The chronology of luctuating sea level since the Triassic". *Science*; vol. 235; pp. 1156-1167.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. y VAIL, P.R. (1988): "Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change". In: *Sea-level changes. An integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication; nº 42, pp. 71-108.
- HALL, A. (1987): "Igneous petrology". Ed. Longman Scientific & Technical. 573 + vii pp.
- HANSEN, A. (1987): "Los volcanes recientes de Gran Canaria". Ed. Rueda. 151 + XV pp.
- HARLAND, W.B.; COX, A.V.; LLEWELLYN, P.G.; PICKTON, C.A.G.; SMITH, A.G. y WALTERS, R. (1982): "A geologic time scale". Ed. Cambridge Univ. Press. 131 pp.
- HAUSEN, H. (1962): "New contributions to the geology of Gran Canary (Gran Canaria, Canary Islands)". *Soc. Sci. Fenn. Comm. Phys.-Math.*; vol. 27-1; pp. 1-418.

BIBLIOGRAFIA

- HEDBERG, H.D. (1980): "Guía estratigráfica internacional. Guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos". Ed. Reverté. 205 + XIX pp.
- HEIKEN, G.H. (1972): "Morfology and petrography of volcanic ashes". *Geol. Soc. Amer. Bull.*; vol. 83; pp. 1961-1988.
- HEIKEN, G.H. (1974): "An atlas of volcanic ash". *Smithson. Contrib. Earth. Sci.*; vol. 12; pp. 1-101.
- HEIKEN, G. y WOHLETZ, K. (1985): "Volcanic ash". Ed. University of California Press. 246 pp.
- HEIKEN, G. y WOHLETZ, K. (1987): "Tephra deposits associated with silicic domes and lava flows". *Geol. Soc. Amer. Spec. Pub.* nº 212; pp. 55-76.
- HERNAN, F. (1976): "Estudio petrológico y estructural del complejo traquítico-sienítico de Gran Canaria". *Estudios Geol.*; vol. 36; pp. 65-73.
- HERNAN, F. y VELEZ, R. (1980): "El sistema de diques cónicos de Gran Canaria y la estimación estadística de sus características". *Estudios Geol.*; vol. 36; pp. 65-73.
- HERNAN, F.; ALONSO, J.J. y RODRIGUEZ, J.A. (1985): "Episodios eruptivos violentos y sus depósitos en Canarias". En: ARAÑA, V. (Ed): *Mecanismos eruptivos y estructuras profundas de volcanes españoles e italianos*. pp. 24-37. Ed. C.S.I.C.
- HERNAN, F.; HERNANDEZ-PACHECO, A.; DE LA NUEZ, J. y CUBAS, C.R. (1988): "Morfología y clasificación de los domos sálicos de las Islas Canarias". *II Congr. Geol. Esp. SGE*, Granada. Libro de simposios, pp. 349-358.
- HONNOREZ, J. y KIRST, P. (1975): "Submarine basaltic volcanism: Morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs". *Bull. Volcanol.*; vol. 39; pp. 1-25.
- HOBLITT, R.P. y KELLOGG, K.S. (1979): "Emplacement temperatures of unsorted and unstratified deposits of volcanic rock debris as determined by

- paleomagnetic techniques". *Geol. Soc. Amer. Bull.*; Part I, vol. 90; pp. 633-642.
- HOBLITT, R.P.; REYNOLDS, R.L. y LARSON, E.E. (1985): "Suitability of nonwelded pyroclastic-flow deposits for studies of magnetic secular variation: a test based on deposits emplaced at Mount St. Helens, Washington, in 1980". *Geology*; vol. 13; pp. 242-245.
 - HOERNLE, K.A. (1987): "General geology and petrology of the Roque Nublo volcanics on Gran Canaria, Canary Islands, Spain". MA Thesis; Univ. Santa Barbara; 191 pp.
 - HOERNLE, K.A. (1991): "Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands". *Earth. Planet. Sci. Letters*; vol. 106; pp. 44-63.
 - HÖLLER, H. y WIRSCHING, U. (1978): "Experiments on the formation of zeolites by hydrothermal alteration of volcanic glasses". In: SAND, L.B. y MUMPTON, F.A. (eds): *Natural zeolites*. Pergamon; pp. 329-336.
 - HOUGHTON, B.F. y WILSON, C.J.N. (1989): "A vesucarity index for pyroclastic deposits". *Bull. Volcanol.*; vol. 51; pp. 451-462.
 - IBARROLA, E. (1970): "Variabilidad de los magmas basálticos en las Canarias Orientales y Centrales". *Estudios Geol.*; vol. 26; pp. 337-399.
 - INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (ITGE), (1990): "Mapa Geológico de España a escala 1:25000. Proyecto MAGNA". Hojas 1100-I-II a 1114-III (Gran Canaria).
 - INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (ITGE), (1992): "Mapa Geológico de España a escala 1:100000. Gran Canaria". (en prensa).
 - IRVINE, T.N. y BARAGAR, W.R.A. (1971): "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". *Can. Jour. Earth Sci.*; vol. 8; pp. 523-548.
 - JORON, J.L. y TREUIL, M. (1989): "Hygromagmaphile element distributions in oceanic basalts as fingerprints of partial melting and mantle heterogeneities: a specific approach and proposal of an identification and modelling method".

BIBLIOGRAFIA

In: SAUNDERS, AD. y NORRY, M.J. (eds): "*Magmatism in the Ocean Basins*", Geological Society Special Publication, nº 42; pp. 277-299.

- KANEOKA, I. (1972): "The effect of hydration on the K/Ar ages of volcanic rocks". *Earth. Planet. Sci. Letters*; vol. 14; pp. 216-220.
- KENT, D.V.; NINKOVICH, D. PESCATORE, T. y SPARKS, S.R.J. (1981): "Palaeomagnetic determination of emplacement temperature of Vesuvius AD 79 pyroclastic deposits". *Nature*; vol. 290; pp. 393-396.
- KUSHIRO, I. (1962): "Clinopyroxene solid solutions. Part I. The $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ component". *Jap. Jour. Geol. Geog.*; vol. 33; pp. 213-220.
- LEAKE, B.E. (1978): "Nomenclature of amphiboles". *Am. Miner.*; vol. 63; pp. 1023-1052.
- LE MAITRE, R.W. et al. (1989): "A classification of igneous rocks and glossary of terms". Ed. Blackwell Scientific Publications; 193 + xi pp.
- LIETZ, J. y SCHMINCKE, H.U. (1975): "Miocene-Pliocene sea level changes and volcanic episodes on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages". *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*; vol. 18; pp. 213-239.
- LIN QI XIA y CLOCCHIATTI, R. (1985): "A new classification of silicate melt inclusion". *Kexue Tonbao*; vol. 30; pp. 488-482.
- LOPEZ RUIZ, J. (1973): "Los piroxenos de las rocas de las serie alcalina. El caso de los piroxenos del volcán Teneguía, La Palma (Islas Canarias)". *Bol. Geol. Min.*; vol. 84; pp. 268-272.
- LORENZ, V. (1974): "Vesiculates tuffs and associated features". *Sedimentology*; vol. 21; pp. 273-291.
- LORENZ, V. (1987): "Phreatomagmatism and its relevance". *Chem. Geol.*; vol. 62; pp. 149-156.
- MAC-21 (1976): "Proyecto de planificación de la explotación y uso racional de los recursos de agua en las Islas Canarias (Inventario de puntos de agua)". Com. Intern. de las Actuaciones del Estado en materia de agua de las Islas Canarias.

- MANKINEN, E.A. y DALRYMPLE, G.B. (1979): "Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 my BP". *Jour. Geophys. Res.*; vol. 84 (B2); pp. 615-626.
- MARIMOTO, N. (1989): "Nomenclature of pyroxenes". *Can. Mineral.*; vol. 27; pp. 143-156.
- MARTI, J.; DIEZ-GIL, J.L. y ORTIZ, R. (1991): "Conduction model for the thermal influence of lithic clasts in mixtures of hot gases and ejecta". *Jour. Geoph. Res.*; vol. 96; pp. 21,879.21,885.
- MASSARE, D. y CLOCCHIATTI, R. (1987): "Influence de la pression de confinement sur les températures d'homogénéisation des inclusions fluides et vitreuses". *C. R. Acad. Sci. Paris*; vol. 305; pp. 1207-1210.
- MAURY, R. (1973): "La matière organique des bois fossiles, indicatrice des conditions thermiques de mise in place des brèches volcaniques". *C. R. Acad. Sci. Paris*; vol. 276, Ser D; pp. 917-920.
- McCLELLAND-BROWN, E. (1982): "Discrimination of TRM and CRM by blocking-temperature spectrum analysis". *Phys. Earth Plant. Interiors*; vol. 30; pp. 405-414.
- McCLELLAND, E.A. y DRUITT, T.H. (1989): "Palaeomagnetic estimates of emplacement temperatures of pyroclastic deposits on Santorini, Greece". *Bull. Volcanol.* vol. 51; pp. 16-27.
- McDONALD, G.A. y KATSURA, T. (1964): "Chemical composition of Hawaiian lavas". *Jour. Petrol.*; vol. 5; pp. 82-133.
- McDOUGALL, I. y SCHMINCKE, H.U. (1976): "Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of shield building volcanism and other magmatic phases". *Bull. volcanol.*; vol. 40; pp. 1-21.
- McKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H. y GUILFORD, C. (1982): "Atlas of igneous rocks and their textures". Ed. Longman Group Limited. 148 pp.
- MEHL, K. y SCHMINCKE, H.U. (1990): "The Pliocene Roque Nublo debris avalanche breccia on Gran Canaria (Canary Islands)". *IAVCEI Intern. Volcanol. Congress, Mainz (Alemania)*; Libro de abstracts.

BIBLIOGRAFIA

- MEHL, K. y SCHMINCKE, H.U. (1992): "Multiple sector collapse of the Pliocene Roque Nublo Stratocone on Gran Canaria (Canary Islands)". *III Congr. Geol. Esp., VIII Congr. Latinoamer. Geol. Salamanca*, libro de abstracts, pp. 448-452.

- METRICH, N. (1985): "Mécanismes d'évolution à l'origine des roches potassiques d'Italie centrale et méridionale. Exemples du Mt. Somma Vesuve, des Champs Phlégréens et d'île de Ventotène". Thèse Doctorat, Université d'Orsay. *Bull. PIRPSEV*; vol. 110; pp. 1-130.

- METRICH, N. y CLOCCHIATTI, R. (1989): "Melt inclusion investigation of the volatile behaviour in historic alkali basaltic magmas of Etna". *Bull. Volcanol.*; vol. 51; pp. 185-198.

- MUÑOZ, M. (1973): "Inclusiones máficas y ultramáficas en las formaciones volcánicas de la isla de Gran Canaria". *Estudios Geol.*; vol. 29; pp. 113-129.

- NAVARRO, J.M.; APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1969): "Estudio geológico de los depósitos sedimentarios de Tafira-Las Palmas". *Estudios Geol.*; vol. 25; pp. 235-248.

- NOGALES, J. y SCHMINCKE, H.U. (1969): "El pino enterrado de la Cañada de las Arenas (Gran Canaria)". *Cuad. Bot. Canar.*; vol 5; pp. 23-25.

- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983): "North American Stratigraphic Code". *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*; vol. 67; pp. 841-875.

- OBRADOVICH, J.D.; SUTTER, J.F. y KUNK, M.J. (1986): "Magnetic polarity chron tie points for the Cretaceous and early Tertiary". *Terra Cognita*; vol. 6; pp. 140.

- PALMER, A.R. (1983): "The decade of North American geology: 1983 geologic time scale". *Geology*; vol. 11; pp. 503-504.

- PEREZ TORRADO, F.J. (1990): "Roque Nublo non-welded ignimbrite: a type of ignimbrite in Gran Canaria (Canary Islands, Spain)". *IAVCEI Intern. Volcanol. Congress, Mainz (Alemania)*; Libro de abstracts.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- PEREZ TORRADO, F.J. y MANGAS, J. (1990): "Gran Canaria". *VI Simposio Enseñanza de la Geología*, U. La Laguna; Libro de las excursiones científicas.
- PHILPOTTS, J.A. y SCHNETZLER, C.C. (1970): "Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr, Ba with applications to anorthosite and basalt genesis". *Geochim. Cosmochim. Acta*; vol. 34; pp. 307-322.
- PIKE, R.J. y CLOW, G.D. (1981): "Revised classification of terrestrial volcanoes and a catalog of topographic dimensions with new results on edifice volume". In: *US Geol. Surv. Open File Rep.*; pp. 81.1038.
- PLAN HIDROLOGICO DE GRAN CANARIA (1991): "Actualización del conocimiento hidrogeológico de Gran Canaria". Proyecto interno. III Tomos.
- QUERALT, I. (1988): "Dinámica mineral de los procesos de desvitrificación en vidrios basálticos". Tesis Doctoral, Univ. Barcelona (inédito). 318 pp.
- RICHARD, L.R. y CLARKE, D.B. (1990): "A program for calculating structural formulae and for classifying and plotting chemical analyses of amphiboles". *Am. Miner.*; vol. 75; pp. 421-423.
- RITTMAN, A. (1963): "Les volcans et leur activité". Ed. Masson et Cie, París; 461 pp.
- ROEDDER, E. (1984): "Fluid inclusions". *Reviews in Mineralogy*, vol 12. Mineralogical Society of America ed.; 644 pp.
- SCHAIRER, J.F. (1950): "The Alkali feldspar join in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 ". *Jour. Geol.*; vol. 58; pp. 512-517.
- SCHMID, R. (1981): "Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks". *Geology*; vol. 9; pp. 41-43.
- SCHMINCKE, H.U. (1967): "Cone sheet swarm, resurgence of Tejeda Caldera, and the early geologic history of Gran Canaria". *Bull. Volcanol.*; vol. 31; pp. 153-162.

BIBLIOGRAFIA

- SCHMINCKE, H.U. (1968): "Faulting versus erosion and the reconstruction of the Mid-Miocene shield volcano of Gran Canaria". *Geol. Mediterr.*; vol. 8; pp. 23-50.
- SCHMINCKE, H.U. (1976): "Geology of the Canary Islands". In: Kunkel G.(ed): "*Biogeography and Ecology in the Canary Islands*". W. Junk, The Hague; pp. 67-184.
- SCHMINCKE, H.U. (1979): "Age and crustal structure of the Canary Islands". *Jour. Geoph.*; vol. 46; pp. 217-224.
- SCHMINCKE, H.U. (1982): "Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands". In: RAD v U. et al (eds): *Geology of the Northwest African Continental Margin*". Ed. Springer Verlag. pp. 273-306.
- SCHMINCKE, H.U. (1990): "Geological field guide". IAVCEI, International Volcanological Congress, Mainz (FRG). 212 pp.
- SCHMINCKE, H.U. y STAUDIGEL, H. (1976): "Pillow lavas on central and eastern Atlantic Islands (La Palma, Gran Canaria, Porto Santo, Santa Maria)". *Bull. Soc. Geol. France*; vol. 7; pp. 871-883.
- SELLEY, R.C. (1976): "Medios sedimentarios antiguos". Ed. Blume. 251 pp.
- SHEPHERD, J.B. y SIGURDSSON, H. (1982): "Mechanism of the 1979 explosive eruption of Soufrière volcano, St. Vincent". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 13; pp. 119-130.
- SHERIDAN, M.F. y MARSHALL, J.R. (1983): "Interpretation of pyroclast surface features using S.E.M. images". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 16; pp. 153-159.
- SHERIDAN, M.F. y WOHLETZ, K.H. (1981): "Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibrations". *Science*; vol. 212, pp. 1387-1389.
- SHERIDAN, M.F. y WOHLETZ, K.H. (1983): "Hydrovolcanism: basic considerations and review". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 17; pp. 1-29.

- SNELLING, N.J. (ed) (1985): "The chronology of the geological record". *Geol. Soc. Lond. Mem.*; vol. 10; 343 pp.
- SOBOLEV, V.S. y KOSTYUK, V.P. (1975): "Magmatic crystallization based on an study of melt inclusions". Nauka Novosibirsk (in Russian; translated in part in *Fluid Inclusions Res. Proc. of COFFI*; vol 9; pp. 182-253).
- SPA-15 (1975): "Informe técnico final del Estudio Científico de los Recursos de Agua de las Islas Canarias". Gobierno español-UNESCO-PNUD.
- SPARKS, R.S.J. (1976): "Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows". *Sedimentology*; vol. 23; pp. 147-188.
- SPARKS, R.S.J. (1978): "Gas release rates from pyroclastic flows: an assessment of the role of fluidization in their emplacement". *Bull. Volcanol.*; vol. 41; pp. 1-9.
- SPARKS, R.S.J. (1986): "The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns". *Bull. Volcanol.*; vol. 48; pp. 3-15.
- SPARKS, R.S.J.; SELF, S. y WALKER, G.P.L. (1973): "Products of ignimbrite eruptions". *Geology*; vol. 1; pp. 115-118.
- SPARKS, R.S.J.; SIGURDSSON, H. y CAREY, S.N. (1980): "The entrance of pyroclastic flows into the sea. I. Oceanographic and geologic evidence from Dominica, Lesser Antilles". *Jour. Volcanol. Geoth. Res*; vol. 7; pp. 87-96.
- SPARKS, R.S.J. y WILSON, L. (1976): "A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse". *Jour. Geol. Soc. (London)*; vol. 132; pp. 441-452.
- SPARKS, R.S.J.; WILSON, L. y HULME, G. (1978): "Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse". *Jour. Geophys. Res.*; vol. 83; pp. 1727-1739.
- SPENCER, K.J. y LINDSLEY, D.H. (1981): "A solution model for coexisting iron-titanium oxides". *Am. Miner.*; vol. 66; pp. 1189-1201.

BIBLIOGRAFIA

- STEIGER, R.H. y JÄGER, E. (1977): "Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology". *Earth Planet. Sci. Letters*; vol. 36; pp. 359-362.
- SUN, S.S. y HANSON, G.N. (1975): "Origin of Ross island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites". *Contrib. Mineral. Petrol.*; vol. 52; pp. 77-106.
- THELLIER, E. y THELLIER, O. (1959): "Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique". *Ann. Geophys.*; vol. 15; pp. 285-376.
- THOMAS, R. (1990): "Abschätzung der bildungstemperatur magmatischer schmelzen". *Zeit. Geol. Wissenschaften*; vol. 18; pp. 5-14.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; DICKIN, A.P. y HENDRY, G.L. (1983): "Continental flood basalts...Arachnids rule OK?". In: C.J. HAWKESWORTH y M.J. NORRY (eds.): "*Continental basalts and mantle xenoliths*". pp. 158-185.
- THORNTON, C.P. y TUTTLE, O.F. (1960): "Chemistry of igneous rocks. I Differentiation index". *Amer. Jour. Sci.*; vol. 258; pp. 664-684.
- TREUIL, M. y JORON, J.L. (1975): "Utilisation des éléments hygromagmaphiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques". *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*; vol. 31; pp. 125-174.
- UCHUPI, E.; EMERY, K.; BOWIN, D. y PHILLIP, J. (1976): "Continental margin off Western Africa: Senegal to Portugal". *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*; vol. 60; pp. 809-878.
- UI, T. (1983): "Volcanic dry avalanche deposits. Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 18; pp. 135-150.
- UI, T. (1989): "Discrimination between debris avalanches and other volcanoclastic deposits". En: J.H. LATTER (Ed.) *IAVCEI Proceeding in Volcanology 1; Volcanic Hazards*. Ed. Springer-Verlag; pp. 201-209.

VOLCANOESTRATIGRAFIA DEL GRUPO ROQUE NUBLO

- VALENTINE, G.A. y WOHLETZ, K.H. (1989): "Numerical models of plinian eruption columns and pyroclastic flows". *Jour. Geophys. Res.*; vol. 94 (B2); pp. 1867-1887.
- WADGE, G. (1980): "Output rate of magma from active central volcanoes". *Nature*; vol. 288; pp. 253-255.
- WADGE, G. (1980): "Steady state volcanism: evidence from eruption histories of polygenetic volcanoes". *Jour. Geophys. Res.*; vol. 87; pp. 4035-4049.
- WALKER, G.P.L. (1983): "Ignimbrite types and ignimbrite problems". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 17; pp. 65-88.
- WALKER, G.P.L. (1983): "Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 25; pp. 157-171.
- WALKER, G.P.L.; HEMING, R.F. y WILSON, C.J.N. (1980): "Low-aspect ratio ignimbrites". *Nature*; vol. 283; pp. 286-287.
- WELTON, J.E. (1984): "SEM petrology atlas". Ed. American Association of Petroleum Geologists. 237 + III pp.
- WILLIAMS, H. y McBIRNEY, 1979): "Volcanology". Ed. Freeman, Cooper, San Francisco. 397 pp.
- WILSON, C.J.N. (1980): "The role of fluidisation in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental approach". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 8; pp. 231-249.
- WILSON, C.J.N. (1980): "The role of fluidisation in the emplacement of pyroclastic flows, 2: experimental results and their interpretation". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 20; pp. 55-84.
- WILSON, C.J.N. (1980): "The Taupo eruption, New Zealand II. The Taupo ignimbrite". *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*; vol. A.314; pp. 229-310.
- WILSON, C.J.N. y WALKER, G.P.L. (1982): "Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow". *Jour. Geol. Soc. London*; vol. 139; pp. 581-592.

BIBLIOGRAFIA

- WILSON, C.J.N. y WALKER, G.P.L. (1985): "The Taupo eruption, New Zealand I. General aspects". *Phil Trans. Roy. Ast. Soc. London*; vol. A.314; pp. 199-228.
- WILSON, L. (1980): "Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 8; pp. 297-313.
- WILSON, L.; SPARKS, R.S.J.; HUANG, T.C. y WATKINS, N.D. (1978): "The control of eruption column heights by eruption energetics and dynamics". *Jour. Geoph. Res.*; vol. 83; pp. 1829-1836.
- WILSON, L.; SPARKS, R.S.J.; WALKER, G.P.L. (1980): "Explosive volcanic eruptions - IV: The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour". *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*; vol. 63; pp. 117-148.
- WILSON, M. y DOWNES, H. (1991): "Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe". *Jour. Petrol.*; vol. 32; pp. 811-849.
- WIRSCHING, U. y HÖLLER, H. (1989): "Experimental studies on zeolite formation conditions". *Eur. Jour. Mineral.*; vol. 1; pp. 489-506.
- WOHLLETZ, K.H. (1983): "Mechanism of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy and experimental studies". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 17; pp. 31-64.
- WOHLLETZ, K.H. (1986): "Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies". *Bull. Volcanol.*; vol. 48; pp. 245-264.
- WÖRNER, G. (1982): "Geochemisch-mineralogische Entwicklung der Laacher See Magmakammer". Ph Thesis; Ruhr-Universität-Bochum; 331 pp.
- WRIGHT, J.V. (1978): "Remanent magnetism of poorly sorted deposits from the Minoan eruption of Santorini". *Bull. Volcanol.*; vol. 41-2; 131-135.

- WRIGHT, J.V. y WALKER, G.P.L. (1977): "The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit". *Geology*; vol. 5; pp. 729-732.
- WRIGHT, J.V.; SMITH, A.L. y SELF, S. (1980): "A working terminology of pyroclastic deposits". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 8; pp. 315-336.
- ZLOTNICKI, J.; POZZI, J.P.; BOUDON, G. y MOREAU, M.G. (1984): "A new method for the determination of the setting temperature of pyroclastic deposits (example of Guadeloupe: French West Indies)". *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*; vol. 21; pp. 297-312.