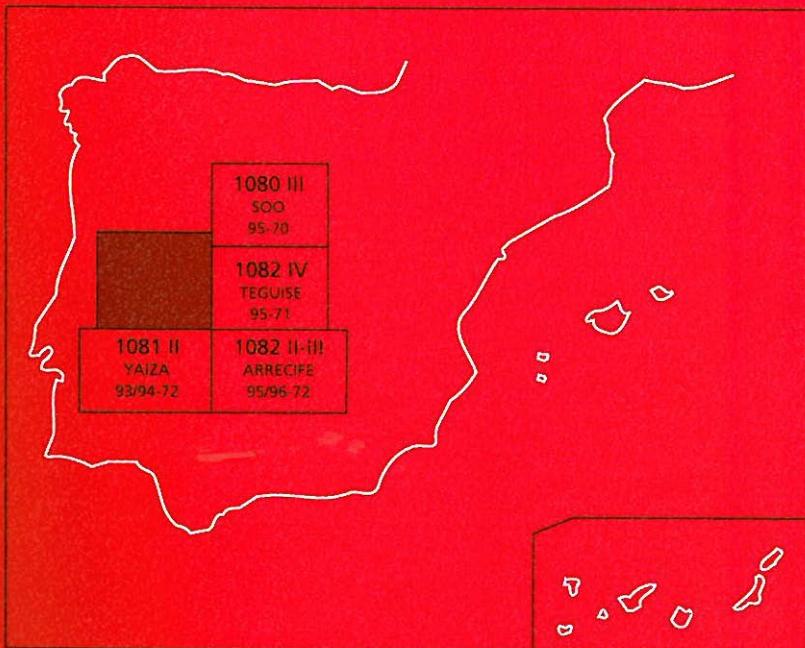




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE LANZAROTE

TINAJO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Se incluye mapa geomorfológico a la misma escala

TINAJO

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información, sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
NIPO: 40504-012-9
ISBN: 84-7840-524-0
Depósito legal: M-3936-2004

La presente hoja y memoria a escala 1:25.000, *Tinajo*, ha sido realizada por GEOPRIN, S. A, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos:

Dirección y supervisión del IGME

— Cueto Pascual, L. A. Ing. Téc. de Minas.

Realización de la cartografía

Equipo base:

- Gómez Sainz de Aja, J. A. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas.
- Ruiz García, M^a T. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas. Cartografía geomorfológica.

Colaboradores:

- Hoyos, M. (Mus. C. Naturales, CSIC-Madrid), Dr. C. Geológicas. Geomorfología.

Redacción de la memoria

Equipo base:

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

Colaboradores:

- Brändle, J. L. (Inst. Geol. Econ, CSIC-Madrid), Dr. C. Geológicas. Geoquímica.
- Hoyos, M. (Mus. C. Naturales, CSIC-Madrid), Dr. C. Geológicas. Geomorfología.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe, para su consulta, una documentación complementaria a esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras de roca y su correspondiente preparación microscópica.
- Informes petrológicos y mapas de situación de muestras.
- Fichas resumen de los puntos de interés geológico.
- Fotografías de campo de las unidades ígneas y sedimentarias cartografiadas.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	9
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO	13
2.1.1. Período Plioceno	13
2.1.1.1. Coladas basálticas indiferenciadas (2)	14
2.1.1.2. Período Pleistoceno inferior. Episodios volcánicos y sedimentarios	14
2.1.1.2.1. Alineación Montaña Tenézar-Costa de Tinajo	14
2.1.1.2.1.1. Edificio Costa de Tinajo. Coladas basálticas (3)	14
2.1.1.2.1.2. Fisura de Tenézar. Coladas y conos de basálticos (4 y 5)	14
2.1.1.2.2. Edificio Montaña de Halcones. Coladas basálticas, diques básicos y cono hidromagmático (1, 6a y 6b)	16
2.1.1.2.3. Fisura de Montaña Blanca. Coladas basálticas (9), conos de tefra (8) y conos piroclásticos mixtos (7)	16
2.1.1.3. Período Pleistoceno medio. Episodios volcánicos y sedimentarios	18
2.1.1.3.1. Alineación Morros de San Roque. Conos de tefra (10)	18
2.1.1.3.2. Alineación Montaña de Fuego-Miraderos-Chibusque. Conos de tefra (11)	18
2.1.1.3.3. Alineación Montaña Mazo-Tingafa-Rostos-Coruja-Quemada. Conos de tefra (12)	19
2.1.1.3.4. Fisura de Tinajo. Conos de tefra. (13)	21
2.1.1.3.5. Alineación Montaña de Los Dolores-Tinaché-Timbaiba. Conos de tefra y depósitos piroclásticos mixtos (estrombolianos-hidromagmáticos). (14 y 15)	21
2.1.1.3.6. Coladas basálticas (16) de las alineaciones (10, 12, 13, 14 y 15)	22
2.1.4. Período Pleistoceno superior. Episodios volcánicos y sedimentarios	23
2.1.4.1. Arenas eólicas (17)	23
2.1.4.2. Aluvial-coluvial (arenas y arcillas) (18)	23
2.1.4.3. Alineación de Montaña Bermeja. Coladas basálticas y conos de tefra (19 y 20a)	24
2.1.5. Período Holoceno. Formaciones sedimentarias cuaternarias	24

2.1.5.1. Rasa marina erbanense. Arenas y conglomerados (20b)	24
2.1.5.2. Coluviones. Arenas y gravas (31)	25
2.1.5.3. Playas de arenas y cantos (32)	25
2.1.6. Período Histórico	25
2.1.6.1. Erupciones de Timanfaya. Primer episodio Coladas basálticas y conos de tefra (21 y 22)	26
2.1.6.2. Erupciones de Timanfaya. Segundo episodio Coladas basálticas y conos de tefra (23 y 24)	27
2.1.6.3. Erupciones de Timanfaya. Tercer episodio Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (25, 26 y 27)	28
2.1.6.4. Alineación de 1824. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (28, 29 y 30)	30
3. TECTÓNICA	31
4. GEOMORFOLOGÍA	33
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	33
4.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	34
4.2.1. Estudio morfoestructural	34
4.2.2. Estudio del modelado	34
4.2.2.1. Formas endógenas	34
4.2.2.2. Formas exógenas	36
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	37
4.3.1. Depósitos eólicos	37
4.3.2. Depósitos fluviales	37
4.3.3. Depósitos endorréicos	38
4.3.4. Depósitos de ladera	38
4.3.5. Depósitos litorales	38
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA	38
4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL	39
5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	39
5.1. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO. PETROLOGÍA	46
5.1.1. Período Plioceno. Coladas basálticas indiferenciadas	46
5.1.2. Período Pleistoceno inferior	46
5.1.3. Período Pleistoceno medio	47
5.1.4. Período Pleistoceno superior	49
5.1.5. Período Histórico. Erupciones de Timanfaya	49
5.1.6. Período Histórico. Alineación de 1824	49
5.2. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO. GEOQUÍMICA	49
5.2.1. Período Plioceno	50
5.2.2. Período Pleistoceno (inferior y medio)	50
5.2.3. Período Histórico	52
6. HISTORIA GEOLÓGICA	53

7. HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA	55
7.1. HIDROLOGÍA	56
7.2. HIDROGEOLOGÍA	58
7.3. PIEZOMETRÍA	59
7.4. CALIDAD DEL AGUA	62
7.5. RECURSOS HIDRÁULICOS NO CONVENCIONALES	62
8. GEOTECNIA	63
8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN	64
8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOTÉCNICAS DE LOS MATERIALES	64
8.3. RIESGOS GEOLÓGICOS	66
8.4. VALORACIÓN GEOTÉCNICA	67
8.4.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables	67
8.4.2. Terrenos con características constructivas aceptables	67
8.4.3. Terrenos con características constructivas favorables	68
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	68
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	69
10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS PIG	70
11. BIBLIOGRAFÍA	71

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La hoja de *Tinajo* corresponde al número (94-71) del mapa topográfico nacional a escala 1:25.000, editado por el Servicio Geográfico del Ejército. Se encuentra situada en el sector occidental de la isla de Lanzarote. Al este limita con la hoja de *Teguise* y al sur con la de *Yaiza*. Al noroeste limita con el océano Atlántico. Aproximadamente tres cuartas partes de la superficie de la hoja están ocupadas por las emisiones históricas de *Timanfaya*, lo cual provoca la clásica morfología de "malpaís". A modo de islotes, en el "malpaís" quedan antiguos edificios volcánicos que constituyen los relieves más importantes del área. Como ejemplo cabe citar la alineación de *Montaña Blanca* (461 m); *Montaña Tinaché* (451 m); *Montaña Mazo* (424 m); *Montaña Tenézar* (368 m) y los relieves de las alineaciones de "Rostros-Coruja"; "Miraderos-Santa Catalina", etc.

La morfología de la línea de costa sugiere que durante las erupciones de *Timanfaya* las coladas ganaron terreno al mar. Así, el edificio *Montaña Halcones*, que actualmente queda a más de un kilómetro de la costa, presenta una clásica morfología producida por la acción marina que indica que debía de encontrarse batido por el oleaje.

El clima es extremadamente seco y cálido con temperaturas medias de 18 a 22 °C. La vegetación es escasa en el sector nororiental y prácticamente nula en el resto de la hoja, ocupada fundamentalmente por coladas pleistocenas, hay numerosos campos de cultivo, separados muchos de ellos por vallas de mampostería.

La realización de estas vallas obedece al aprovechamiento de los cantos y piedras que se obtienen al despedreglar estos campos para cultivar. Además existe gran número de endemismos entre los que cabe destacar: *aulaga* (*launaea arborescens*), *tabaiba*, *cardón* (*Euphorbia s.p.*) y algunas palmeras (*Phoenix canarienses*).

La población es muy escasa y se concentra en el borde oriental de la hoja, a lo largo de la carretera que une *Tinajo* y *Mancha Blanca*.

1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Durante el siglo pasado HARTUNG (1857) inicia los primeros estudios geológicos de la isla de Lanzarote. Ya dentro de este siglo, HERNÁNDEZ PACHECO (1909) lleva a cabo un reconocimiento bastante completo de la isla y sus islotes. Durante la segunda mitad de este siglo se continúan las investigaciones por medio de HAUSEN (1958) y sobre todo por parte de FUSTER *et al.* (1968). Estos últimos autores llevan a cabo un estudio muy completo y sistemático de la geología de la isla, esta-

bleciendo la estratigrafía general y cartografiando y definiendo las principales unidades volcánicas. Este equipo de trabajo realiza la cartografía a escala 1:50.000 de la isla, durante los años 1964, 1965 y 1966. Esta cartografía es publicada por el IGME-CSIC en 1967 (a-h). Concretamente, para la realización de esta hoja ha sido muy útil el mapa geológico a escala 1:50.000 de Teguise, [IGME-CSIC (1967d)]. Además, realizan un mapa de síntesis de la isla a escala 1:100.000.

También se ha utilizado el mapa geológico del P. N. de Timanfaya realizado por GEOPRIN para el ICONA en 1988.

WATKINS *et al.* (1966) y CARRACEDO y SOLER (1992) realizan campañas paleomagnéticas que permiten apoyar los datos de edades absolutas realizadas por diferentes autores, entre los que cabe mencionar: ABDEL MONEM *et al.* (1971), IBARROLA *et al.* (1988) y COELLO *et al.* (1992). Además, durante la realización de este proyecto (MAGNA) se han realizado nuevas dataciones que permiten reconstruir las diferentes fases de actividad volcánica existentes en la isla.

Los estudios paleontológicos han sido realizados por DRISCOLL *et al.* (1965), LECOINTRE *et al.* (1967) y fundamentalmente por MECO (1977, 1981, 1982 y 1983). Posteriormente estas investigaciones de los niveles de playa levantados son continuadas por PETIT MAIRE *et al.* (1986) MECO *et al.* (1987) y ZAZO *et al.* (1993).

2. ESTRATIGRAFÍA

La historia geológica de Lanzarote comienza en el Mioceno medio (hace aproximadamente 15,5 m.a) con la emisión de las lavas basálticas del tramo inferior del macizo de Ajaches. Dada la proximidad de esta área con el norte de Fuerteventura y la sincronicidad de estas emisiones con las del vecino edificio mioceno de Tetir (Fuerteventura), cabe pensar en una progresión espacio-temporal de los eventos volcánológicos. De manera sucesiva, durante el Mioceno superior continua concluyéndose este edificio basáltico, a la vez que hace su aparición subáerea el gran edificio de Famara, área NE de la isla. Esta nueva emisión es posible que sea el resultado de la propagación de la fisura eruptiva miocena que desde la península de Jandía en Fuerteventura se prolonga hasta el Banco de la Concepción, al NE de la isla de Lanzarote.

Al final del Mioceno, otra nueva erupción basáltica de cierta envergadura se instala en el Dominio central de la isla, conectando los dos dominios anteriores. De esta manera termina el primer ciclo volcánico distinguido en la isla, ciclo mioplioceno, que dio origen a los relieves más abruptos que hay en ella, en sus dos áreas extremas: Ajaches y Famara.

Un intenso proceso erosivo se desarrolla a continuación, desmantelando gran parte de los apilamientos lávicos construidos durante el Mioceno.

Desde el Plioceno superior hasta prácticamente la actualidad (año 1824) se han ido sucediendo de manera continua las emisiones volcánicas a través de fisuras cortas y en su mayoría paralelas que cubren todo el Dominio central y agrandan la isla por sus laterales. Durante este lapso de tiempo se define el segundo ciclo volcánico, compuesto por tres períodos: Plioceno, Pleistoceño-Holoceno e Histórico, que completan los cuatro distinguidos en Lanzarote.

El primer autor que definió una seriación temporal de las unidades volcánicas de Lanzarote fue HARTUNG (1857). Otros autores posteriores que fueron precisando y actualizando la estrati-

grafía de la isla fueron HERNÁNDEZ-PACHECO (1910) y HAUSEN (1959). Más recientemente, el IGME-CSIC (1967a-h) publicó una cartografía geológica por hojas a escala 1:50.000 de toda la isla, que se sintetizó por FUSTER *et al.* (1968).

Los criterios utilizados para establecer la estratigrafía volcánica han sido variados. Por un lado, se han cartografiado individualmente todos aquellos edificios y sus coladas —es decir, cada una de las erupciones habidas— que están claramente diferenciadas del entorno que las rodea. Posteriormente, y debido al carácter fisural de las emisiones, se han agrupado las erupciones distinguidas según alineaciones volcánicas. Para agruparlas se han seguido criterios petrológicos, grado de conservación y similitud geocronológica, cuando la había. Aún y con eso, hay edificios que han quedado más aislados y no ha sido posible establecer entre ellos una estratigrafía relativa de superposición, como se ha hecho con otros. En estos casos, si no tenían dataciones geocronológicas, se han tratado como edificios independientes, o incorporado, siguiendo los criterios antes señalados, a alguna alineación ya definida.

Evidentemente, esta división estratigráfica de rango menor, que comprende alineaciones y edificios, es en algunos casos subjetiva, pero dada la información disponible, se considera útil y muy próxima a lo que debió de ocurrir realmente.

De los dos ciclos volcánicos que el Plan Magna ha distinguido en Lanzarote, sólo el segundo está representado en la hoja de Tinajo, aunque, eso sí, con sus tres períodos. Del período plioceno aflora un apilamiento en la costa norte, que ha sido ya en parte desmantelado por la acción marina, quedando un importante acantilado que resalta en el resto de la morfología volcánica.

Del período pleistoceno-holoceno hay varias alineaciones volcánicas subparalelas y superpuestas entre sí, que recorren la hoja en sentido aproximado este-oeste.

Del período histórico es del que mayor superficie aflorante hay. La erupción histórica de Timanfaya (1730-1936) está representada por grandes campos de lavas cordadas y "aa" (malpaíses) que cubren más del 50% de la hoja. Sobre ellas surgieron dos de los tres nuevos volcanes pertenecientes a la erupción histórica de 1824, el Tinguatón y el Volcán Nuevo del Fuego.

En la Tabla 2.1 se ha establecido la correlación volcanoestratigráfica entre estos tres períodos mencionados y las series basálticas del IGME-CSIC (1967a-h). En la Tabla 2.2 se recogen las características petrológicas y morfológicas de los principales centros de emisión.

Tabla 2.1. Correlación volcanoestratigráfica de la Isla de Lanzarote.

IGME-CSIC (1967a-h)	PLAN MAGNA (1992-1995)
Serie basáltica IV	2º Ciclo PERÍODO HISTÓRICO Erupciones de 1824 Erupciones de 1730-36
Serie basáltica III	PERÍODO PLEISTOCENO-HOLOCENO Dominio isla de Lanzarote PERÍODO PLIOCENO

Tabla 2.2. Resumen de las características morfológicas y petrológicas de los principales centros de emisión^(#)

Edificio	Alineación volcanica	Orientación fisura- eruptiva	Dimensiones (m)				Estado de conservacion	Materiales emitidos
			Cota (*)	Altura (**)	Anchura máx.	Anchura mín.		
Costa de Tinajo	Montaña Tenézar-Costa de Tinajo	N30°E	95	17	800	600	Medio-bajo	Coladas basálticas
Conjunto volcánico de Montaña de Tenezar	Montaña Tené- zar-Costa de Tinajo	N30°E-N80°E	200	160	180 0	850	Medio-bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Tilama	Fisura de Tenézar	N80°E	160	44	600	350	Medio	Piroclastos basálticos
Montaña de Halcones	Halcones-Blanca- Cuchillo	NE-SO	50	53	700	100	Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Bermeja	Fisura Montaña Blanca	E-W	107	40	300	250	Bajo	Piroclastos basálticos
Montaña Caldereta	Firura Montaña Blanca	E-W	250	60	600	500	Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Lomo Alto de Arriba	Fisura Montaña Blanca	E-W	200	112	800	900	Bajo	Coladas y piroclastos mixtos
Risco Quebrado	Fisura Montaña Blanca	E-W	200	188	600	500	Bajo	Coladas y piroclastos mixtos
Montaña Blanca	Fisura Montaña Blanca	E-W	250	221	180 0	140 0	Bajo	Coladas y piroclastos mixtos
Lomo de Las Casas	Fisura Montaña Blanca	E-W	130	53	500	400	Bajo	Coladas y piroclastos mixtos
Montañeta de Uga	Fisura Montaña Blanca	E-W	250	12	150	100	Bajo	Piroclastos basálticos
Volcán de la Herradura	Montaña Fuego- Miraderos- Chibusque	N75°E	310	169	680	420	Medio-LH.	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña de los Miraderos	Montaña Fuego- Miraderos- Chibusque	N75°E	300	192	120 0	400	Bajo-LH.	Piroclastos basálticos
Montaña de la Peña de Santa Catalina	Montaña Fuego- Miraderos- Chibusque	N75°E	320	136	150 0	300	Medio-LH.	Piroclastos basálticos
Montaña Ortiz	Montaña Fuego- Miraderos- Chibusque	N75°E	350	107	900	300	Bajo. LH.	Piroclastos basálticos
Ene de Montaña Ortiz	Montaña Fuego- Miraderos- Chibusque	N75°E	309	45	600	500	Bajo. LH.	Piroclastos basálticos
Morros de San Roque	Morros de San Roque		200	67	800	600	Bajo	Piroclastos basálticos
Montaña de Mazo o Negra	Montaña Mazo-Iguaden	N73°E	250	174	100 0	600	Medio-LH.	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Tingafa	Montaña Mazo- Iguaden	N73°E	300	70	450	400	Medio-LH.	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña de los Rostros	Montaña Mazo- Iguaden	N73°E	300	106	800	500	Medio	Piroclastos basálticos

Edificio	Alineación volcanica	Orientación fisura- eruptiva	Dimensiones (m)				Estado de conservacion	Materiales emitidos
			Cota (*)	Altura (**) máx.	Anchura mín.			
Montaña Coruja	Montaña Mazo- Iguaden	N73°E	300	139	900	500	Medio	Piroclastos basálticos
Montaña Tinguaton (#) (Edificio Compuesto)	Montaña Mazo- Iguaden	N73°E	300	84	800	400	Medio	Coladas y piroclastos mixtos
Caldera Quemada	Montaña Mazo- Iguaden	N73°E	300	42	400	400	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Tinajo	Fisura de Tinajo	N(83°-84°)E	200	75	800	450	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña de los Dolores	Montaña Dolores-Tinaché- Timbaiba	N72°E	250	70	700	550	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Las Montañetas	Montaña Dolores-Tinaché- Timbaiba	N72°E	250	68	510	300	Medio	Piroclastos
Montaña Tinaché	Montaña Dolores-Tinaché- Timbaiba	N72°E	250	201	125 0	100 0	Medio	Piroclastos mixtos
Montaña Bermeja	Montaña Bermeja	N48°E	0	103	650	400	Medio-alto	Coladas y piroclastos basálticos
Caldera de la Rilla	Fisura de Timanfaya	N84°E	350	65	700	450	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Pico Partido		N25°E-N75°E	377	120	900	800	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña del Señalo	Fisura de Timanfaya	N84°E	390	124	800	500	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña del Fuego	Fisura de Timanfaya	N84°E					Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Colorada	Fisura de Timanfaya	N84°E	350	120	700	700	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña de las Nueces	Fisura de Timanfaya	N84°E	352	60	350	350	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Volcán nuevo del Fuego o Chinero	Alineación 1824	N71°E	320	40	510	350	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Volcán nuevo en El Plano- Tinguaton	Alineación 1824	N71°E	300	22	500	250	Alto	Coladas y piroclastos basálticos

Topónimo según el mapa.

(*) De la base sobre el nivel del mar

(**) Sobre su base

(#) Topónimo según el mapa.

2.1. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO

2.1.1. Período Plioceno

Se han asignado a este período, aunque con ciertas reservas, los apilamientos de coladas basálticas que constituyen la base de los acantilados del Caletón de las Animas y de Laja del Sol. Ambos afloramientos se encuentran separados entre sí unos 1.300 m, pero parece intruirse

que el paleoacantilado se continúa bajo los recubrimientos de las coladas del Pleistoceno medio (16), con una altura aproximada de unos 60 m según se ha observado tanto en campo como en foto aérea.

2.1.1.1. *Coladas basálticas indiferenciadas (2)*

En los acantilados del Caletón de las Ánimas y Laja del Sol aparece un zócalo de coladas basálticas de tipo "aa", con bases escoriáceas y espesores individuales de 1-2,5 m como máximo. Son coladas subhorizontales con suave buzamiento hacia el norte y algunas intercalaciones de piroclastos rojizos, sin que se observen diques. Composicionalmente son basaltos olivínicos con gran cantidad de nódulos duníticos de hasta 6-8 cm de tamaño. Frecuentemente se observan productos de alteración y rellenos secundarios en vacuolas de tipo ceolitas y/o carbonatos. La existencia de estos minerales de alteración imposibilita la obtención de muestras para realizar dataciones absolutas.

2.1.2. **Período Pleistoceno inferior. Episodios volcánicos y sedimentarios**

2.1.2.1. *Alineación Montaña Tenézar-Costa de Tinajo*

Esta alineación se localiza en el sector NE de la hoja en las proximidades de la costa; tiene una orientación N30°-35°E y está constituida por los cráteres principales de Montaña Tenézar y por el volcán en escudo de La Costa de Tinajo. Ambos edificios han sido asignados al Pleistoceno inferior, ya que se sitúan estratigráficamente debajo de las coladas de la unidad (16) (Pleistoceno medio).

2.1.2.1.1. *Edificio Costa de Tinajo. Coladas basálticas (3)*

Se trata de un pequeño volcán en escudo que queda como un islote y es rodeado por las coladas del Pleistoceno medio procedentes de las alineaciones de Dolores-Tinaché y Rostros-Coruja.

El centro de emisión (deducido) presenta un ligero abombamiento y está constituido por material lávico, sin que se observen depósitos piroclásticos. Las coladas se dirigen en sentido norte, abriéndose en abanico hacia el NO y NE. Estas coladas llegan a alcanzar la costa y se disponen sobre el acantilado plioceno de la Laja del Sol. El contacto entre ambas unidades 2 y 3 es difícil de señalar, si bien, las coladas pliocenas (2) son de tipo "aa" y presentan nódulos duníticos.

Son coladas muy vacuolares y negruzcas, con pátina de alteración marrón-amarillento, debido a la gran abundancia de líquenes. Composicionalmente son basaltos afaníticos vesiculares con pequeños fenocristales de olivino.

2.1.2.1.2. *Fisura de Tenézar. Coladas y conos de tefra basálticos (4 y 5)*

El conjunto volcánico de Montaña Tenézar está constituido por cinco cráteres. Como se ha comentado en el apartado 2.1.2.1. los tres cráteres principales parecen seguir una orientación N30°E y alinearse con el edificio Costa de Tinajo. Sin embargo se observa otra alineación de tendencia E-O que estaría constituida tanto por los cráteres anidados del vértice de Tenézar como por los cráteres situados en sus flancos E y O. Además, hacia el E esta alineación se pro-

longa en los edificios de Montaña Tilama, situados próximos a Montaña Tinajo. Esta alineación es prácticamente paralela a la Fisura de Tinajo y tiene una orientación N80°E, estando separadas entre sí unos 500 m.

Este conjunto volcánico tiene una forma en planta irregular ligeramente alargada en el sentido NE-SO (1.800 m) y una dimensión menor de unos 600 m. La altura desde su base es de unos 160 m.

El cráter más occidental está mal conservado y tiene una forma de hendidura muy abierta hacia el norte. Se trata de un cono de escorias rojizas y marrones con una pequeña fracción de piroclastos finos. Mayoritariamente está constituido por "spatter" y colgajos de coladas muy vesiculares de tipo "pahoehoe". En muestra de mano se observa que es un basalto afanítico de color gris-negruzco, vesicular y afieltrado con abundantes fenocristales de olivino.

El cráter oriental está relativamente bien conservado y está constituido por escorias marrón-rojizas con tamaños variables, desde 2-3 cm hasta 20-30 cm. Tiene forma de hendidura abierta hacia el E.

El conjunto principal de cráteres de Montaña Tenézar presenta una forma abierta hacia el NNE. En toda la falda sur y sureste existen antiguos frentes de canteras en los que puede contemplarse la estructuración interna de estos edificios. Se observa que están constituidos por una alternancia de capas de piroclastos finos, lapillis y escorias de tamaños variables (1,5-6 cm), que alternan con capas de escorias y bombas cuyos tamaños pueden llegar hasta 50 cm. En esta zona se observan "bombas acintadas" con espesores de 6-10 cm y longitud de hasta 1-1,5 m. Separando estas capas de la más externa y alterada, aparece una costra calcárea con nidos de antóforas, cascajo y líticos. La capa exterior se caracteriza por su color de alteración rojizo y está constituida por lapillis y escorias con tamaños variables, entre 3 y 10 cm.

Las coladas de estos edificios se dirigen hacia el norte y alcanzan la línea de costa en la zona de El Caletón de las Animas situándose discordantes sobre el acantilado plioceno. El contacto entre estas dos unidades es complicado y obedece a criterios de campo, ya que, se intentó realizar una datación absoluta sobre las coladas de la base pero el grado de alteración lo impidió. En el corte del acantilado se observa que las coladas de Montaña Tenézar que constituyen el tope del mismo son más masivas y potentes que las de la unidad basal indiferenciada (2). Además, se sitúan discordantes dando lugar a pequeños paleorrelieves. Se caracterizan por presentar una disyunción columnar muy marcada y ser más potentes que las infrayacentes. Composicionalmente se han muestreado tipos basálticos afaníticos y olivínicos con matriz fina, y textura algo afieltrada.

El edificio Montaña Tilama está constituido por dos cráteres circulares algo degradados. Su forma en planta es ligeramente elipsoidal, con el semieje mayor orientado según la directriz estructural de la alineación. Las dimensiones máximas y mínimas son 600 x 350 m, con una altura máxima respecto a la base de unos 40 m. El edificio está constituido por piroclastos basálticos (lapillis, escorias y bombas) de color marrón-rojizo. Los lapillis son algo redondeados, con tamaños de 1-3 cm. Las escorias y bombas tienen tamaños máximos de hasta 60 cm. También se observan "spatter" y emplastes lávicos, fundamentalmente en la ladera occidental del mismo, de composición basáltica olivínica con matriz afanítica. No se observan coladas, ya que el

edificio queda como un islote y es rodeado por las coladas de las alineaciones n.º 10, 12, 13, 14 y 15 (Pleistoceno medio).

2.1.2.2. Edificio Montaña de Halcones. Coladas basálticas, diques básicos y cono hidromagmático (1, 6a y 6b).

En la esquina suroccidental de la hoja, a aproximadamente un kilómetro de la línea de costa, se levanta el edificio Montaña de Halcones. Se trata de un cono piroclástico muy afectado por la erosión que queda rodeado por las coladas históricas de Timanfaya. El edificio tiene una forma en planta que recuerda a un "boomerang" y está atravesado por varios diques basálticos subverticales que sugieren una pauta radial. Estos diques tienen potencias próximas a 1 m, y composición basáltica olivínico-piroxénica.

El cono presenta una tonalidad amarillo-marrón característica de la actividad hidromagmática y está constituido por tobas palagoníticas con abundantes líticos de tamaños variables, desde 0,5 cm hasta 4-6 cm. Localmente hay fragmentos mayores de hasta 25-30 cm de basaltos olivínico-plagioclásicos.

En la parte culminante del edificio se observan varias coladas apiladas de tipo "aa", con bases escoriáceas de color rojizo y zonas masivas de color gris. Composicionalmente son basaltos olivínico-augíticos con plagioclasa.

2.1.2.3. Fisura de Montaña Blanca. Coladas basálticas (9), conos de tefra (8) y conos piroclásticos mixtos (7)

Se trata de una fisura eruptiva de orientación aproximada E-O y con una longitud de unos 3,5 km. Se da la circunstancia de que esta fisura coincide con el cráter de Las Montañetas (junto a Mancha Blanca), así como con el centro de emisión adventicio a Montaña Tamia y con los edificios de Nazaret. Esto es algo hipotético, pero significaría prolongarla hasta unos 19 km de longitud. En sentido estricto, se considera integrada por los edificios de Lomo Alto de Arriba, Risco Quebrado, Montaña Blanca y Montaña Caldereta. Además, se han asignado a esta emisión dos pequeños edificios que quedan ligeramente desplazados de la misma. Se trata del volcán Montaña Bermeja y de la Montañeta de Uga. El primero se sitúa a aproximadamente 1,5 km al O de la fisura. Se trata de un edificio de planta seudocircular con un diámetro de unos 250 m y una altura desde su base de unos 40 m. Está constituido por piroclastos basálticos (lapillis, escorias y bombas) de color rojizo en superficie y negro en fresco que se ordenan en capas que buzan entre 30 y 35º de forma periclinal. La Montañeta de Uga se sitúa en el extremo oriental de la alineación a menos de 500 m (al E) de Montaña Caldereta. Se trata de un pequeño cono piroclástico muy desmantelado por la erosión, con unas dimensiones en planta de 100 x 150 m y una altura de unos 12-13 m.

La Montaña Caldereta se encuentra situada al E de Montaña Blanca, en el extremo oriental de la fisura. Es un edificio de planta circular con un diámetro de unos 600 m y una altura desde su base de unos 60 m. Presenta un cráter circular bien conservado y está constituida, fundamentalmente, por escorias y emplastes de composición basáltica olivínica, con numerosos acumulados duníticos. Superficialmente el edificio está cubierto por derrubios y por una costra de tipo caliche que dificulta la observación de su estructura interna. Aparentemente no se observa

actividad hidromagmática, aunque el hecho de que el fondo del cráter se encuentre a menor cota que el área circundante puede ser indicativo de ella.

Los edificios Lomo Alto de Arriba, Risco Quebrado y Montaña Blanca constituyen el conjunto principal de la alineación. Algo desplazado hacia el norte pero asociado con ellos aparece el centro de emisión de Lomo de Las Casas. Está constituido fundamentalmente por material brechoide que indica una actividad hidromagmática. Además hay intercalaciones de piroclastos de caída de tipo estromboliano y emplastes lávicos.

Los edificios principales de la alineación Montaña Blanca, Risco Quebrado y Lomo Alto de Arriba, constituyen un conjunto volcánico con tres cráteres imbricados. El primero es un cráter circular bien conservado con un diámetro de unos 1.100 m. El fondo del cráter está algo más bajo que el área circundante, pero no se observa el sustrato, ya que existe un recubrimiento constituido por material detrítico algo encalichado. Posteriormente se han depositado lapillis de dispersión de la erupción de Timanfaya. Este edificio está constituido por piroclastos mixtos estrombolianos-hidromagmáticos. En la falda NE del edificio hay una pequeña cantera abandonada en la cual se observan capas de lapilli buzando unos 30-35°N. Es un lapilli de color negro con tamaños de 0,4-1,5 cm y estratificación paralela. Sin embargo, en la senda que asciende en sentido N-S, por el flanco occidental del edificio, se observa una sucesión de depósitos hidromagmáticos en la cual alternan depósitos de tipo "wet surge" y "dry surge". Hay tobas y brechas palagoníticas, de color amarillo-marrón, con abundantes enclaves duníticos. Sobre estos paquetes aparecen capas de cineritas grises con líticos centimétricos. En la zona interna del cráter en el lado sur, se observa, que estas capas de piroclastos hidromagmáticos, de color gris, presentan laminación paralela "combada" y en ocasiones estratificaciones cruzadas.

El edificio Risco Quebrado presenta un cráter en herradura abierto hacia el norte con unos 600 m de diámetro. El Lomo Alto de Arriba se sitúa al W del anterior y tiene un cráter en herradura abierto hacia el oeste con un diámetro de unos 400 m. Ambos edificios están también constituidos por piroclastos mixtos (estrombolianos-hidromagmáticos). En la ladera N de Risco Quebrado se observa una sucesión de depósitos hidromagmáticos que comienza con episodios de tipo "wet surge" y evoluciona a "dry surge", con intercalaciones de niveles estrombolianos de lapilli (negro). También se observan pasadas de lapilli acrecionario y "kugel lapilli". En la parte baja abundan los líticos con tamaños desde 0,5 cm hasta varios centímetros. Son fragmentos duníticos y basálticos. Los niveles de "dry surge" se caracterizan por su color gris con laminación paralela y estratificación cruzada.

Las coladas asignadas a esta fisura se sitúan al NO de la misma y constituyen el sustrato sobre el que se apoyan los malpaíses de Timanfaya, destacando como "islotes" entre estos malpaíses históricos. Este término topográfico se repite con mucha asiduidad en esta zona para designar afloramientos correspondientes a estas coladas; como por ejemplo: islote de los Betancores, islote del Aljibe Blanco, islote de Cho Gregorio, islote de los Camellos, islote del Mariscadero e islote de Punta Gaviota. Estas coladas se caracterizan por sus tonos de alteración marrón-grisáceo, que contrasta con el color negro de las de Timanfaya. Composicionalmente son basaltos olivínicos con matriz afanítica y/o afieltrada. Además de los fenocristales de olivino, se observan nódulos duníticos con tonos verdosos y verde-acaramelado. Estas coladas alcanzan la línea de costa (al menos) entre la playa de las Malvas y El Mariscadero, si bien, actualmente alguno de

estos afloramientos queda algo retranqueado respecto a la costa actual debido al avance que han provocado las emisiones de Timanfaya sobre la línea de costa.

2.1.3. Período Pleistoceno medio. Episodios volcánicos y sedimentarios

2.1.3.1. Alineación Morros de San Roque. Conos de tefra (10)

Estos edificios se encuentran inmediatamente al sur de la localidad de Tinajo y están constituidos por al menos dos cráteres bastante degradados por la erosión abiertos al N y O, respectivamente. El edificio tiene una forma en planta algo irregular y está recubierto tanto por las coladas procedentes de la alineación de Montaña Rostros-Coruja-Quemada como por depósitos arenos-arcillosos (en toda la vertiente sur u oriental). El cono piroclástico tiene una altura máxima, desde su borde, de unos 30-35 m y está constituido por escorias, lapilli grueso y bombas. En general el lapilli supera los 2 cm de tamaño mientras que las escorias se sitúan entre 3 y 6 cm y tienen colores rojizos. También se observan algunas bombas, "spatter" y emplastes de composición basáltica olivínica. Estos materiales han sido datados por COELLO *et al.* (1992) en 0,73 m.a.

2.1.3.2. Alineación Montaña de Fuego-Miraderos-Chibusque. Conos de tefra (11)

Esta alineación presenta una orientación N75°E y tiene una longitud de unos 11 km, prolongándose desde la zona de las Montañas del Fuego (P. N. de Timanfaya) hasta la Montaña de Chibusque (situada dentro de la hoja de Teguise, al E de Mozaga). Son edificios volcánicos algo degradados y recubiertos por los depósitos de dispersión de Timanfaya.

En las proximidades del islote de Hilario, junto a la entrada al P. N. de Timanfaya se sitúa un edificio volcánico con cráter en herradura abierto hacia el norte. Este cono está recubierto por los depósitos de lapilli de Timanfaya y rodeado por estas coladas históricas. En la base topográfica del S. G. E. no tiene toponimia por lo cual se le ha denominado genéricamente como Montaña de Fuego (por la proximidad con las mismas) si bien, ocasionalmente se le conoce como Volcán de la Herradura. El edificio tiene una forma en planta irregular con unas dimensiones de 680 m en sentido N-S y unos 420 m en sentido perpendicular. Está constituido mayoritariamente por lapillis y escorias de color negruzco. También se observan algunas bombas y emplastes de composición basáltica. La edad de este edificio es algo incierta, pero indudablemente es anterior a los episodios históricos de Timanfaya.

El edificio Montaña de Los Miraderos presenta una forma en planta irregular con un cráter, mal conservado, abierto en herradura hacia el NNE. El cono está totalmente recubierto por depósitos de lapilli de Timanfaya y sólo hay dos pequeños afloramientos en la parte alta del edificio, donde se observan los materiales que constituyen, propiamente, el cono piroclástico. Tiene una altura desde su base de unos 150 m.

Entre Montaña de los Miraderos y la Montaña de la Peña de Santa Catalina hay un pequeño edificio volcánico que queda como un islote entre los malpaíses de Montaña del Señalo (Timanfaya). Tiene un cráter en herradura abierto hacia el NNO y una altura desde la base de unos 600 m. El edificio está totalmente recubierto por los lapillis de dispersión de Timanfaya.

A unos 3,5 km al ENE de Montaña de los Miraderos se localiza el edificio volcánico de Montaña de La Peña de Santa Catalina. Tiene una forma en planta elongada en sentido N25°E

con una dimensión mayor de unos 1.500 m y otra menor de unos 300 m, en sentido perpendicular a la misma. Presentan dos cráteres abiertos en herradura hacia el NE, con un estado de conservación regular. Además, superficialmente hay un recubrimiento de lapillis de dispersión de Timanfaya. Toda esta área registra una intensa actividad extractiva. Habiéndose inventariado varias explotaciones inactivas y/o intermitentes. En las inmediaciones de este edificio, al OSO del mismo, hay un pequeño "islote" que representa un antiguo edificio piroclástico, muy degradado y casi recubierto por los malpaíses de Timanfaya (Coladas del Señalo y Pico Partido).

Continuando en el sentido de la alineación, a aproximadamente 1 km del edificio anterior, se sitúa el volcán de Montaña Ortiz. Es un edificio piroclástico muy degradado de planta irregular, en el que se observan varios cráteres anidados. Dos de ellos están abiertos hacia el norte y noroeste y el restante hacia el SE. Está constituido por piroclastos de colores amarillentos-marrones y rojizos y superficialmente están encostrados. Además se observa un pequeño recubrimiento de arenas con nidos de antóforas y a techo los lapillis de dispersión de Timanfaya. En general, son piroclastos gruesos con tamaños de 2-6 cm, algo consolidados y colonizados por líquenes y pequeñas aulagas. Composicionalmente es un basalto olivínico con abundantes nódulos duníticos. Localmente aparecen algunas bombas y fragmentos de rocas sedimentarias. El edificio se encuentra aislado y totalmente rodeado por las coladas de Montaña de Las Nueces (Timanfaya).

Inmediatamente al ENE del anterior edificio, junto al límite de hoja, se levanta otro edificio piroclástico con una forma en planta en herradura abierta hacia el NE. No existe ningún topónimo en la zona para referenciarlo y por tanto se le atribuye la cota del tope (354 m). Tiene una altura desde su base de unos 45 m y está constituido mayoritariamente por lapillis de tonos pardo-grisáceos, de tamaños variables desde 0,5-2 cm. Además se observan algunas escorias y escasas bombas de composición basáltica.

En conjunto todos estos edificios que integran la alineación se encuentran aislados y no se observan coladas directamente relacionados con ellos. No obstante, en la cartografía se deja abierta la posibilidad de que algunas de las coladas de la unidad (16) que aflora en el sector NE de la hoja (véase apartado 2.1.3.6) puedan relacionarse con ellos.

2.1.3.3. Alineación Montaña Mazo-Tingafa-Rostros-Coruja-Quemada. Conos de tefra (12)

Esta alineación presenta una orientación N73°E y agrupa a 12 cráteres distribuidos desde Montaña Tingafa hasta Montaña Iguadén (Hoja de Teguise). Tiene una longitud de unos 6,5 km. Además, se ha asignado a esta alineación el edificio Montaña Mazo que queda algo desplazado hacia el norte de la misma y a 1,5 km al W de Montaña Tingafa.

El edificio Montaña Mazo es también conocido como Montaña Negra o Caldera Roja. Una gran parte del cono está sepultado por los lapillis de dispersión de Timanfaya, pero además hay zonas con bombas y escorias de aspecto muy reciente que indican la posible existencia de un centro de emisión de esa época (histórica). Tiene una forma en planta irregular con un cráter de tendencia elipsoidal alargado en sentido paralelo a la alineación (ENE). Esta elipse presenta unos ejes de 500 x 300 m. La altura máxima desde la base es de 145 m. Está constituido por piroclastos rojizos (lapillis, escorias y bombas) bloques lávicos, "spatter" y jirones

lávicos. Hay una gran diversidad granulométrica, si bien, la mayoría de los fragmentos se sitúan entre 0,5 y 4 cm. Los bloques lávicos en general tienen tamaños inferiores a 30 cm, aunque alguno puede llegar a 60 cm.

Montaña Tingafa es un pequeño edificio volcánico situado junto a la carretera Tinajo-Yaiza, de planta seudocircular con un diámetro de 400-450 m y una altura desde su base de 70 m. Tiene dos cráteres anidados abiertos en herradura hacia el NNO y está casi totalmente recubierto por los lapillis de dispersión de Timanfaya. Se trata de un cono de escorias de color gris-negruzco con una ligera pátina de alteración superficial que le confiere un color blancuzco. En general, predominan los lapillis gruesos, con tamaños de 2-6 cm, aunque también se observan algunas bombas aisladas y bloques lávicos de composición basáltica. La roca tiene matriz afanítica con fenocristales de olivino aislados.

Continuando en sentido ENE (según la directriz de la alineación) aparece un conjunto de edificios que son los que mejor definen la fisura eruptiva. Se trata de los edificios de Montaña de los Rostros y Montaña Coruja. En el primero de los edificios mencionados se observan dos cráteres abiertos en herradura hacia el O y NO, respectivamente. Montaña Coruja está también constituida por dos cráteres algo más degradados que los anteriores. En conjunto estos edificios ocupan una superficie alargada según la alineación con unas dimensiones medias de 1.750 x 475 m. Las alturas respecto a la base son, respectivamente, de 95 y 125 m. Están constituidos por piroclastos marrón-rojizos, de tipo lapilli, cuyos tamaños más frecuentes se sitúan entre 0,5 y 3 cm. Las escorias tienen tamaños de 3-6 cm.

Inmediatamente al ENE de los anteriores edificios y separado por un pequeño brazo lávico de la erupción de Montaña Colorada (Timanfaya), aparece un conjunto volcánico constituido por varios cráteres que en el mapa aparecen con el topónimo de Montaña Tinguatón. Este topónimo puede dar lugar a equívocos, puesto que tradicionalmente se ha denominado volcán de Tinguatón al de la alineación de 1824 que aparece próximo a Montaña Tingafa (junto a la carretera, Tinajo-Yaiza). Se trata de un conjunto de edificios de planta irregular con cráteres anidados y pequeñas bocas eruptivas resurgentas y adventicias. Están constituidos por piroclastos de caída (lapillis, escorias y bombas) de color rojizo. En menor medida, se observan "spatter" y fragmentos lávicos de composición basáltica olivínica. Los lapillis más finos suelen tener tamaños de 1-3 cm, mientras que las escorias presentan tamaños inferiores a 8-10 cm. Las bombas tienen tamaños diversos, desde 8-10 cm hasta 25-30 cm. Son frecuentes las formas en huso, tanto con "corteza de pan" como vesiculares. Superficialmente estos edificios están parcialmente recubiertos por arenas marrones de alteración. Además, en las faldas meridionales de los mismos hay un recubrimiento de lapilli de dispersión de las erupciones de Timanfaya (1730-1736).

Continuando en el sentido de la alineación (al ENE de los edificios anteriores), aparece el edificio Caldera Quemada. Está separado de los edificios anteriores por un brazo lávico de unos 300 m de anchura de la erupción de Montaña de Las Nueces (Timanfaya). Es un edificio de planta seudocircular con un diámetro de unos 360 m y una altura desde su base de unos 50 m. Presenta un cráter circular bien conservado de unos 150 m de diámetro. Está constituido, fundamentalmente, por escorias y emplastes de colores rojizos y escasas bombas. Composicionalmente es un basalto de matriz afanítica con fenocristales de olivino. Se observan frecuentes estructuras "pahoehoe" y lavas cordadas. En las proximidades de este edificio, (jun-

to al límite de hoja) aparecen unos pequeños centros de emisión, algo más degradados, constituidos por escorias vesiculares y ligeras de tonos marrón-rojizo con tamaños de 6-10 cm. También junto al borde de la hoja, pero algo desplazado al norte de la alineación, hay un pequeño cráter en hendidura abierto al NE que ha emitido coladas basálticas. Está constituido por escorias negras con tamaños más abundantes de 3-6 cm. También hay otros fragmentos de mayor granulometría con tamaños de 15-35 cm y textura vesicular.

2.1.3.4. *Fisura de Tinajo. Conos de tefra* (13)

Esta fisura presenta una alineación N(83-84°)E y está constituida principalmente por el edificio Montaña Tinajo y los pequeños cráteres de Las Calderetas, localizados dentro de la hoja de Teguise. Esto representa una longitud de unos 3 km. Esta dimensión casi se duplica si se prolonga hacia el oeste hasta enlazar con el cráter sur del edificio Montaña Tenézar. Como ya se ha comentado en apartados anteriores, la orientación de esta fisura es paralela a la de Montaña Tenézar y a la de Montaña Blanca.

El edificio está constituido por un cráter principal de 315 m de diámetro y un cráter adventicio, al O del anterior, abierto en hendidura hacia el norte. Tiene una forma en planta arriñonada con una dimensión alargada en el sentido de la fisura de unos 800 m, por unos 450 m en sentido perpendicular. La altura máxima desde su base es de unos 75 m. Está constituido por piroclastos de colores pardos, grises, marrones y rojizos. Mayoritariamente son lapillis vesiculares y ligeros con tamaños entre 0,6 y 2,5 cm. Localmente hay algunos "spatter" y emplastes lávicos de hasta 60-70 cm. También hay intercalaciones de lapilli grueso con tamaños 2-6 cm y bombas con diámetro inferior a 20 cm. El edificio se estructura en capas que buzan pericinalmente unos 35°. Composicionalmente es un basalto con fenocristales de olivino aislados en una matriz negruzca.

2.1.3.5. *Alineación Montaña de Los Dolores-Tinaché-Timbaiba. Conos de tefra y depósitos piroclásticos mixtos (estrombolianos-hidromagmáticos)* (14 y 15)

Esta alineación presenta una orientación N-72°E y tiene una longitud de unos 7,5 km, ya que aparte de los edificios de Montaña de Los Dolores y Montaña Tinaché, pertenecen también a esta alineación, aunque dentro de la hoja de Teguise, los edificios de Llanos de Liria y Montaña Timbaiba. Es una fisura sensiblemente paralela a las de: Montaña de los Rostros-Montaña Coruja (N-73°E) y a la de Montaña de Fuego-Montaña Chibusque (N75°E).

Estas orientaciones son las que caracterizan al Dominio central de la isla de Lanzarote y han persistido hasta fechas históricas ya que tanto las emisiones de Timanfaya como la fisura de 1824 siguen estas pautas. Concretamente esta última alineación se sitúa prácticamente sobre la fisura de Montaña Tingafa-Montaña de los Rostros.

El edificio Montaña de los Dolores tiene una forma en planta ligeramente elipsoidal con una dimensión mayor en sentido NNE de unos 700 m por 550 m en sentido perpendicular. Presenta un cráter casi circular con un diámetro del orden de 375-450 m. Tiene una altura desde su base de 70 m si bien el fondo del cráter está algo más bajo que el área circundante. Es un cono piroclástico, constituido por lapillis gruesos (>1,5 cm), escorias, bombas y emplastes lávicos. También se observan algunas capas de piroclastos finos, de unos 30-40 cm de espesor, cons-

tituidos por lapillis (0,5-1cm) de tonos grises y oxidados. Las bombas tienen formas elipsoidales con tamaños de hasta 40-50 cm y composición basáltica olivínea con abundantes nódulos duniticos. Inmediata-mente al sur de este edificio, junto a la localidad de Mancha Blanca, se sitúa el edificio de Las Montañetas. Se trata de un cono volcánico de planta arriñonada, alargada en sentido N-S, con dimensiones de 300 x 510 m. Tiene una altura desde su base de unos 25 m y está algo más degradado que el anterior. Fundamentalmente está constituido por escorias y en menor medida lapilli y "spatter". Además aparecen bombas de hasta 60-80 cm de tamaño. Los lapillis alternan en capas con diferente granulometría desde 0,3 cm hasta 3-4 cm. Se observa que los lapillis finos son más abundantes en las zonas periféricas del volcán; mientras que internamente predominan las escorias. El edificio se estructura en capas con buzamiento periclinal y valores desde 20-28°. Composicionalmente es un basalto afanítico, negro y afieltrado, con fenocristales aislados de olivino de hasta 0,6-1 cm.

El edificio Montaña Tinaché tiene una forma en planta algo irregular con una dimensión en el sentido de la alineación de 1.000 m y 1.250 m en sentido NNE. Presenta un cráter principal seudocircular con un diámetro entre 400 y 550 m. Al NE del mismo hay otro antiguo cráter abierto en herradura hacia el SE. Tiene una altura desde su base de unos 160 m. El fondo del cráter está recubierto por depósitos aren-arcillosos de unos 2-3 m de espesor que han sido parcialmente explotados. El edificio se ha construido durante diferentes pulsos alternantes hidromagmáticos-estrombolianos. Composicionalmente es un basalto afanítico con algún fenocristal aislado de olivino y acumulados duniticos de hasta 2-3 cm. Concretamente en la ladera oriental del edificio se observa una sucesión, constituida de muro a techo por:

1. Niveles de piroclastos de caída de tamaño grueso lapillis y escorias con tamaños, en general superiores a 1,5-2 cm. Algunas escorias llegan a alcanzar 6-8 cm de tamaño.
2. Capa de líticos basálticos algo retrabajados con pátina de alteración marrón-verdosa.
3. Recubrimiento de arenas marrones.
4. Lapillis finos de color pardo grisáceo.

En la parte interna del edificio se observan sin embargo las secuencias típicas de brechas hidromagmáticas y capas cineríticas con estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación combada. (En la documentación complementaria que acompaña a esta memoria se pueden observar fotografías ilustrativas que el ITGE permite consultar en su archivo documental).

2.1.3.6. Coladas basálticas (16) de las alineaciones 10, 12, 13, 14 y 15

Se trata de una unidad que se extiende ampliamente por el cuadrante NO de la hoja y se prolonga en las hojas adyacentes de Teguise y Soo. Estas coladas resulta complicado asignarlas a una alineación concreta, ya que en el zona hay varias alineaciones con la misma orientación, (ENE-OSO) y con edades muy parecidas (Pleistoceno medio). No obstante, en la cartografía se ha realizado de manera tentativa una individualización señalando los frentes de colada característicos y su posible asignación. De todas estas alineaciones, la que resulta más problemática es la de Montaña de Fuego-Miraderos-Chibusque, ya que estos edificios se encuentran totalmente aislados entre las coladas históricas de Timanfaya, y no se observan coladas directamente relacionadas con ellos.

Se puede inferir que una gran parte de las coladas aquí descritas provienen de la alineación de Montaña de los Rostros-Coruja-Iguadén. Estas coladas presentan una morfología característica con cascotes a modo de "morrenas frontales". Son coladas basálticas afaníticas y afiltradas de color negro (en fresco) y marronáceo (en superficie) con pequeños fenocristales de olivino y abundantes nódulos duníticos. También se ha observado algún enclave de rocas sedimentarias en las coladas próximas al centro de emisión de Montaña de los Rostros.

Estas coladas han rodeado a los edificios del grupo de Montaña de Tenézar y al edificio Costa de Tinajo y han alcanzado la costa norte de la hoja. En esta zona se observan los canales lávicos con flujos en sentido sur-norte. En muchos puntos los malpaíses han sido retocados por la acción del hombre y acondicionado para establecer zonas de cultivos. Para ello se han utilizado como material de préstamo los lapillis de la dispersión de Timanfaya o de centros de emisión próximos. Este recubrimiento (artificial) de "picón" dificulta en muchos casos la observación directa de la roca de que se trata.

2.1.4. Período Pleistoceno superior. Episodios volcánicos y sedimentarios

2.1.4.1. Arenas eólicas (17)

Estos materiales ocupan una extensión areal bastante reducida, aflorando únicamente en el borde oriental de la hoja, en las proximidades de la localidad de Tinajo. Sin embargo, en las hojas limítrofes de Teguise y Soo ocupan una amplia extensión. Su edad exacta es difícil de precisar, pues puede abarcar desde el Pleistoceno medio hasta casi la actualidad. En la vertiente norte de Montaña Tinaché (dentro de la Hoja de Teguise) se localizan unos antiguos escaraderos donde puede observarse la estructura interna de estos depósitos. Son arenas eólicas finas, constituidas por pequeñas conchas de moluscos con colores blanco-cremosos y estratificación cruzada en profundidad. También aparecen caracoles de tierra y nidos de antóforas. Superficialmente presentan colores grises-asalmonados. Entre estos dos niveles existe un paleosuelo de color anaranjado-marrón-rojizo ("salmón") de unos 25-30 cm de espesor que indica una interrupción en el proceso de formación de la duna. MECO (Com. pers.) ha estudiado estos paleosuelos en la isla de Fuerteventura y los asigna al Pleistoceno. En esta zona, la potencia visible de estas arenas es muy reducida, de apenas 3-4 m.

2.1.4.2. Aluvial-coluvial (arenas y arcillas) (18)

Estos depósitos aparecen escasamente representados en esta hoja, habiéndose cartografiado únicamente dos afloramientos en el sector oriental de la misma. El afloramiento más septentrional se localiza en la ladera oriental y meridional de Montaña Bermeja. El segundo afloramiento se sitúa entre los edificios Morros de San Roque y Montaña Tinaché, y se extiende, hacia el este, dentro de la hoja de Teguise.

En ambos casos se observa que estos depósitos suelen ocupar pequeñas cuencas o depresiones, cuya aparición puede estar condicionada por los relieves generados por los edificios volcánicos que provocan el cierre de estas depresiones.

En general se trata de depósitos de poco espesor (<4-5 m), constituidos por arenas, limos y arcillas de color marrón-rojizo. Ocasionalmente se observan algunas intercalaciones de material detrítico que constituyen aportes coluvionares de los relieves próximos.

2.1.4.3. *Alineación de Montaña Bermeja. Coladas basálticas y conos de tefra (19 y 20a)*

En la esquina NE de la hoja, junto a la línea de costa se levanta el edificio Montaña Bermeja. Es un cono piroclástico, bien conservado, de planta algo irregular, alargado según una dirección NNE-SSO con un cráter abierto hacia el norte. Sus dimensiones en planta son 400 x 650 m con una altura máxima de unos 103 m. El edificio es de tipo estromboliano y está constituido por lapillis, escorias y bombas de composición basáltica. Mayoritariamente son lapillis gruesos, con tamaños superiores a 1-1,5 cm, vesiculares y ligeros. Se caracterizan por su color negro, aunque superficialmente presentan tonalidades marrón-rojizas. Estos productos piroclásticos se ordenan en capas que buzan periclinalmente unos 30-32°.

En la falda SE del edificio, junto a las Casas de El Melián, hay un pequeño escarbadero en el cual se observan, una gran cantidad de bloques lávicos, bombas y "spatter" entre los piroclastos de caída. La mayoría de los bloques lávicos se sitúan entre 10-30 cm de tamaño, aunque hay algunos mayores. En las proximidades del cráter hay una antigua explotación de picón que actualmente es utilizada por el Ayuntamiento de Tinajo como escombrera municipal. En estos frentes se observan muchos aglutinados y "colgajos" de coladas más abundantes hacia la parte alta del edificio.

A unos 300 m al NE del mismo hay unos pequeños conos de escorias que constituyen un salidero de coladas de basaltos afaníticos gris-negruzcos. Estas coladas están algo más degradadas que las propias del edificio Montaña Bermeja y son de color negruzco, algo vesiculares y escoriáceas.

Las coladas de este edificio presentan una morfología avanzada sobre la línea de costa y tradicionalmente han sido asignadas por FUSTER *et al.* (1968) a la Serie basáltica IV. Presentan un malpaís relativamente bien conservado de color negruzco. En muestra de mano la roca es un basalto afanítico gris con textura afieltrada, en la que destacan algunos pequeños cristales de olivino.

2.1.5. *Período Holoceno. Formaciones sedimentarias cuaternarias*

2.1.5.1. *Rasa marina erbanense. Arenas y conglomerados (20 b)*

Esta unidad aparece únicamente representada en "Las Caletas" en la costa al norte de Montaña de Tenézar. Estos depósitos marinos del Holoceno superior se conocen con el nombre de Erbanense (de Erbani, antiguo nombre de Fuerteventura), [MECO *et al.* (1987) y MECO (1988)]. Aunque fueron definidos por este autor en la isla de Fuerteventura, también aparecen de forma discontinua a lo largo del litoral de la isla de Lanzarote, a alturas que oscilan entre 0,5 y 1 m. En muchos casos este nivel marino se ha desarrollado a partir del nivel jandiense, siendo problemática su individualización. En el afloramiento cartografiado se observan pequeñas cubetas llenas por arenas y conglomerados de cantos basálticos con una potencia de unos 40-60 cm.

Esta unidad fue definida por MECO (1991b) en la playa de la Jaqueta (isla de Fuerteventura). Los restos faunísticos encontrados y clasificados por MECO (*op. cit.*), son semejantes a la fauna actual, con numerosos *Thericium vulgatum* Bruguiere, Patella de variada morfología, semejantes a las encontradas en la rasa jandiense y otras especies como *Columbella rustica* (Linné), *Linga Columbella* (Lamarck), *Conus mediterraneus* (Bruguiere), *Erosaria spurca* (Linné) y *Thais haemastoma* (Linné).

Según las dataciones radiocarbónicas llevadas a cabo por MECO *et al.* (1987) y MECO (1991b) en los afloramientos de la Jaqueta y Corralejo (isla de Fuerteventura), se han obtenido edades respectivamente de 1.400 BP y 3.640 ± 160 BP.

2.1.5.2. *Coluviones. Arenas y gravas* (31)

Estos depósitos tienen un desarrollo areal muy escaso en esta hoja, habiéndose cartografiado únicamente pequeños depósitos relacionados con los relieves de Montaña Tenézar y Montaña Blanca-Risco Quebrado. En Montaña Tenézar se localizan preferentemente en la ladera SE y O y en Montaña Blanca en la ladera sur. Por el contrario en Risco Quebrado afloran mayoritariamente en la vertiente norte.

Están constituidos por material detrítico grueso, arenas, cantes y bloques angulosos y subangulosos muy heterométricos de composición basáltica. En general no presentan ordenación ni estructuración interna, estando los cantes englobados por una matriz arenosa. Suelen presentar formas en planta seudotriangulares, con el vértice más agudo apuntando hacia la zona de cabecera. Frecuentemente se imbrican e indentan, formando conos o abanicos coalescentes muy característicos.

La edad de estos depósitos es difícil de precisar, pues pueden estar funcionando desde el Pleistoceno hasta la actualidad.

2.1.5.3. *Playas de arenas y cantes* (32)

En general, en las islas Canarias las playas se encuentran ligadas, bien a las desembocaduras de barrancos, bien a zonas de arenas eólicas. En esta hoja no se dan ninguna de estas condiciones, ya que debido a la edad tan reciente de estas emisiones (< 300 años) no se ha llegado a desarrollar la red de drenaje. No obstante, existen algunos cordones de cantes sobre las coladas históricas que parecen corresponder a episodios de tormenta o de máximo nivel de oleaje. Uno de los mejores ejemplos de este tipo se localiza en la Punta del Cochino, en donde se observa una serie de bolos (algunos de gran tamaño) que forman un cordón de cantes sobre las coladas históricas de Timanfaya. También se han observado estos cordones playeros en la zona de la playa de la Madera y en la Caleta del Mariscadero.

Por último, en el extremo nororiental de la hoja, sobre las coladas del edificio Montaña Bermeja, también se han observado depósitos de este tipo.

2.1.6. **Período Histórico**

El volcanismo histórico en la isla de Lanzarote está representado por las erupciones de Timanfaya (1730-1936) y por la alineación del año 1824, constituida esta última por tres edificios de cínder

con sus coladas respectivas. Las erupciones de Timanfaya constituyen el mayor período de actividad volcánica histórica en todo el archipiélago canario, tanto por el volumen de material emitido como por la duración, (casi seis años, de forma prácticamente ininterrumpida). Existen numerosas crónicas de la erupción, si bien la más conocida es la realizada por el cura párroco de Yaiza (D. Andrés Lorenzo Curbelo). Esta descripción es recogida posteriormente por BUCH (1825) y por HERNÁNDEZ PACHECO (1909). En el año 1988 GEOPRIN realiza por encargo del ICONA un mapa del PNT, agrupando estas erupciones en tres episodios [netales intermedios y finales; ICONA (1988)]. Recientemente, CARRACEDO *et al.* (1990) y CARRACEDO y BADIOLA (1991) realizan un estudio muy completo de esta erupción y aportan un mapa geológico de la misma. Además, incluyen un nuevo documento que localizaron en el Archivo de Simancas. Se trata de un informe realizado por la Junta de la Real Audiencia de Canarias (identificado como GJ89) y titulado *"Descripción del estado a que tiene reducida el Volcán la Isla de Lanzarote desde el primer dia de Septiembre de 1730 hasta el 29 de Diciembre del mismo año.* Como se ha comentado anteriormente, estos autores [CARRACEDO y BADIOLA (*op.cit.*)] realizan un detallado resumen de estos legajos de Gracia y Justicia aportando una valiosa información. También se encuentran datos del volcanismo histórico de Lanzarote en la tesis que ROMERO RUIZ, C. (1991), realiza sobre las manifestaciones volcánicas históricas del archipiélago.

Uno de los problemas que suelen plantearse al realizar la cartografía del volcanismo histórico es la similitud composicional y la escasa diferencia temporal entre unas emisiones y otras. En ocasiones apenas unos días, como sucede dentro del tercer episodio entre Montaña de Las Nueces y Montaña Colorada. Otro problema añadido que se plantea es la más que probable desaparición de muchos centros de emisión que colapsaron y han quedado sepultados por emisiones lávicas posteriores o por la dispersión de piroclastos. Esto se comprueba al leer los manuscritos citados, tanto del cura de Yaiza como los elaborados por la Junta. Por estos motivos, sólo se han individualizado cartográficamente tres episodios, cuya correspondencia con las fases distinguidas por CARRACEDO y BADIOLA (*op.cit.*) se representa en el siguiente cuadro:

MAGNA	Primer episodio	Segundo episodio	Tercer episodio
CARRACEDO y BADIOLA (1991)	1 ^a Fase	2 ^a , 3 ^a y 4 ^a Fase	5 ^a Fase

2.1.6.1. *Erupciones de Timanfaya. Primer episodio. Coladas basálticas y conos de tefra (21 y 22)*

Según los datos históricos recogidos por CARRACEDO y BADIOLA (1991), este primer episodio se extiende desde el 1 de septiembre de 1730 hasta enero de 1731, y comprende, fundamentalmente en esta hoja, las emisiones de La Caldera de la Rilla (conocida como Caldera de Santa Catalina) y el Conjunto de Volcanes de Pico Partido. Además, se han asignado a este episodio algunos afloramientos que aparecen como ventanas en el sector occidental de la hoja y que supuestamente sus centros de emisión pueden haber desaparecido. Además, de estos dos centros de emisión citados, en la hoja de Yaiza se localiza La Caldera de los Cuervos, que parece ser concretamente donde se inició la erupción, de acuerdo con los autores antes citados. De los tres centros de emisión reconocidos de este primer episodio, sólo los volcanes de Pico Partido se sitúan sobre la fisura eruptiva de Timanfaya, (OSO-ENE).

Estos tres edificios, sorprendentemente, se alinean según una directriz NO-SE. Este tipo de alineaciones es poco frecuente en la isla y sólo se había observado en la zona limítrofe entre el Dominio central y Famara.

La Caldera de La Rilla (según la base topográfica del SGE) o Caldera de Santa Catalina (según la toponimia de otros mapas) es un edificio de cínder situado en el borde suroriental de la hoja, con planta algo irregular, ligeramente elipsoidal. Tiene unas dimensiones de 700 x 450 m y una altura desde su base de unos 65 m. El cráter principal está bien conservado y tiene una forma elíptica (alargado en sentido ONO-ESE) con una longitud de unos 350 m. En el fondo del cráter se observa un pequeño lago de lava. En el flanco oriental del edificio se conservan los restos de un posible cráter que se abría en herradura hacia el norte. Está constituido fundamentalmente por escorias y "spatter" de composición basáltica. Los tamaños son muy variables desde 3 mm hasta más de 40 cm para las escorias. Éstas tienen formas muy "retorcidas" y son negruzcas y afaníticas. Ocasionalmente se observan algunos cristales aislados de olivino, y superficialmente predominan los lapillis de tamaño fino, muchos de ellos pueden proceder de la dispersión de otros centros próximos posteriores. Este centro de emisión se encuentra aislado ya que ha sido rodeado por las coladas de la Montaña del Señalo.

El conjunto volcánico de Pico Partido está constituido por varias bocas eruptivas que adoptan una disposición cruzada sobre la fractura principal. Además, junto al cráter principal hay otro cráter al ENE abierto en herradura en esa misma dirección. De los tres cráteres alineados y norteados, el más septentrional tiene una forma casi circular, con un lago de lava en su fondo. El que se sitúa en la zona central es el que tiene mayor altura, con una cota de 497 m en su parte culminante y una altura desde su base de unos 110-120 m. El cráter meridional está abierto y se observan las coladas saliendo hacia el NO. Estas coladas tienen numerosos nódulos duníticos y en el interior del cráter también se observan algunas bombas, constituidas casi exclusivamente por acumulados de olivino, con diámetros de 30-40 cm.

En el límite sur de la hoja, siguiendo esta alineación norteada, hay unas pequeñas bocas eruptivas que han emitido coladas hacia el SO (Hoja de Yaiza). Actualmente estas coladas quedan como pequeñas "ventanas" bajo los malpaíses de Montaña Señalo y de las Calderas Quemadas, ambos asignadas al segundo episodio.

Las coladas de este edificio han rodeado los volcanes de Montaña Mazo, Montaña Negra y Montaña Tingafa y llegan hasta la costa entre las proximidades del Caserío Tenézar y la Playa de la Madera. Las muestras recogidas de estas coladas son rocas básicas muy densas, que "de visu" se clasifican como basaltos olivínicos, pero que geoquímicamente algunas pueden corresponder a basanitas.

En la Plana de Taro, al sur del edificio Montaña de Mazo, se observan restos de edificios que destacan en el relieve y quedan aislados entre las coladas de estos episodios. Están constituidos por "spatter" de color ocre-rojizo y presentan una edad dudosa, probablemente de inicios o ligeramente anterior a este período histórico.

2.1.6.2. Erupciones de Timanfaya. Segundo episodio. Coladas basálticas y conos de tefra (23 y 24)

El segundo episodio comienza con la emisión de Montaña del Señalo, localizado en las inmediaciones de los centros anteriores. Es un conjunto de varios edificios y cráteres adventicios que

forman una pequeña fisura localizada prácticamente sobre la falla principal de Timanfaya. Concretamente, la mayor actividad durante este período se concentra a lo largo de la fractura de Timanfaya, observándose, después de este primer pulso, una progresión en sentido OSO-ENE. (véase hoja de Yaiza).

A este mismo episodio se asignan las coladas que cubren (mayoritariamente) la zona del Parque Nacional y su perímetro de protección, desde las proximidades de Montaña Halcones hasta la Playa de la Madera. Muchas de estas coladas han surgido de los edificios que se localizan en la zona de Montaña^s del Fuego y de pequeños centros emisión y/o hornitos, localizados en las proximidades del islote de Hilario y del "Manto de la Virgen". En el campo se observa que los hornitos y cráteres más próximos al islote (al O del mismo) son algo más tardíos y además son claramente posteriores a los edificios de Calderas Quemadas. (véase hoja de Yaiza).

El conjunto de cráteres que constituyen el núcleo principal de las Montaña^s de Fuego se localiza en el borde sur de la hoja y se extiende dentro de la de Yaiza, hasta el vértice Fuego. Dentro de la hoja estudiada se observan, al menos, seis cráteres principales de planta circular con diámetros comprendidos entre 45 y 175 m. La altura máxima desde la base es de unos 125 m.

Al E de los anteriores edificios, en la base suroccidental de Montaña Miraderos, se abre "la grieta del escarpe de Taro" constituida por varios cráteres de forma circular. Los dos más orientales tienen un diámetro de un centenar de metros. Las paredes que los circunvalan (en las que se aprecia claramente cómo las lavas que los llenaron han desbordado) componen en conjunto un reborde circular casi completo que alcanza una altura de tan sólo 4 a 5 m sobre el piso exterior, mientras que el escarpe interior llega a los 20 m. Se observa que cronológicamente estos edificios son anteriores a la "Grieta de los Camelleros" (Hoja de Yaiza) y a un pequeño cráter adventicio a Montaña^s de Fuego, cuyas coladas se derraman hacia la Plana de Taro y llenan el cráter del volcán de la Herradura. De estos edificios surgieron coladas "pahoehoe"; una de ellas llenó el cráter que hay justo al O, dando origen a un impresionante lago de lava. La superficie de este lago es plana, causando la impresión de haberse solidificado instantáneamente hace muy poco tiempo. Existen abombamientos que indican los sitios donde se formaron las últimas burbujas que no lograron romper y reventar la viscosa superficie. En campo se ve que las coladas que salieron llenaron el cráter y rebosaron, llegando hasta la carretera actual que baja a la Plana de Taro. Al llenar el cráter formaron un lago que se desgasificó, formando unos hornitos centrales. Todo el lago se hundió, dando fracturas concéntricas en los bordes. También el salidero colapsó en su parte delantera y formó un enorme "jameo" en la salida.

El campo de hornitos y pequeños cráteres situados al O del islote de Hilario ha dado lugar a un campo de lavas ligeramente posterior al de Calderas Quemadas. En esta zona las coladas son también basálticas, pero presentan menos estructuras de "canales lávicos" y/o "frentes de colada" que las situadas al NE procedentes del campo de hornitos localizados al NO del Volcán Chinero.

2.1.6.3. Erupciones de Timanfaya. Tercer episodio. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (25, 26 y 27)

Según los relatos de la época y los comentarios (a los mismos) de HERNÁNDEZ PACHECO (1909) y de CARRACEDO Y BADIOLA (1993), el último episodio de actividad tuvo lugar en el extremo oriental de la fisura eruptiva, en las proximidades de la esquina SE de la hoja. Se trata

de los edificios Montaña Colorada y Montaña de Las Nueces. Este último edificio no tiene topónimo en la base topográfica del SGE; si bien tradicionalmente se le conoce como Montaña de Las Palomas o Montaña de las Nueces.

El edificio *Montaña Colorada* es un centro de emisión de planta pseudocircular con cráter abierto hacia el norte. Tiene un diámetro de 700 m y una altura aproximada desde su base de 120 m. Está constituido fundamentalmente por escorias y lapilli grueso con tamaños superiores a 3-4 cm; mayoritariamente predominan los fragmentos superiores a 8-10 cm. Además se observan numerosos "spatter" y emplastes lávicos con abundantes nódulos duníticos. Estos acumulados tienen del orden de 6-7 cm de diámetro. Los piroclastos del edificio tienen colores de oxidación rojizos, que contrastan con los tonos negruzcos de los lapillis de dispersión de Timanfaya y con los materiales que constituyen las últimas fases constructivas del edificio y que tapizan su interior. En esta zona interna se observa un cráter anidado y una pequeña colada de lavas muy viscosas que presenta un recorrido hacia el norte. En la falda occidental del cono aflora una corta colada que se desciende en este sentido. En el sector NE existen unas antiguas canteras que han explotado tanto los materiales piroclásticos del cono como los de la dispersión.

A unos 425 m al O de Montaña Colorada se sitúa el pequeño edificio de la Montaña de las Nueces. Tiene una forma en planta pseudocircular con un diámetro de 324-350 m y cráter abierto hacia el SO. La altura desde la base del edificio es de unos 60 m, estando el fondo del cráter a la misma cota que la superficie externa. Aunque el edificio forma parte del eje estructural de Timanfaya (N84°E), se observan unos hornitos alineados con el cráter que marcan una orientación conjugada (aprox. a 45°E). Estos hornitos están constituidos por capas de escorias muy vesiculares y ligeras con espesores de 5-12 cm, además hay delgadas coladas de tipo "pahoehoe", aglutinados y emplastes.

Al norte de estos hornitos se observa que las coladas de Montaña Colorada "cortan" a éstas, aunque en el mapa se han cartografiado dentro de la misma unidad. No obstante, se han señalado con trazo rojo los límites y frentes de colada. Las coladas de Montaña de las Nueces son lavas poco viscosas que dan las clásicas estructuras "pahoehoe", lavas cordadas y en "tripas" y frecuentes tubos volcánicos y jameos. Cubrieron una extensa superficie y se canalizaron en varias direcciones. Un brazo lávico se dirigió hacia el norte entre los edificios de Caldera quemada y Tinguatón y se detuvo junto a la ermita de los Dolores. (Según las crónicas, la colada se dirigía hacia Tinajo y se produjo una procesión rogativa organizada por el padre franciscano Guardián en los primeros días de abril de 1736).

Otro "brazo" se dirigió hacia el SSO hasta las inmediaciones del Puerto del Carmen (véase hoja de Yaiza). Por último, el mayor volumen de lavas se encauzó hacia el este (en dirección a Mogaña) y después de rodear el volcán de Lomo Camacho se desdobló en dos brazos: uno al NNE, en dirección a La Caleta de Famara, y otro al sur, que alcanzó la costa en las proximidades de Puerto Naos. Estas coladas dan superficies cordadas, y debido a su pequeño espesor, producen un sonido característico, al pisar en ellas "crujen" (CARRACEDO y BADIOLA, 1993).

Las coladas de Montaña Colorada se han canalizado fundamentalmente hacia el norte. Hay un pequeño brazo que bordea Montaña Coruja por el E y otro (principal) que rodea por el O a la Montaña de los Rostros y al conjunto volcánico de Tenézar, llegando prácticamente hasta la costa junto al Caserío de Tenézar. Estas coladas son muy escoriáceas y dan lugar a un malpaís

de bloques muy bien conservado, con apenas algunos líquenes de tonos amarillentos. Composicionalmente son basaltos afieltrados de color negruzco. Es muy característico de esta emisión la gran abundancia de nódulos duníticos, visibles tanto en los depósitos piroclásticos del edificio como en las coladas.

2.1.6.4. *Alineación de 1824. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión. (28, 29 y 30)*

Esta alineación está constituida por tres edificios, dos de los cuales se encuentran en esta hoja y el tercero se sitúa dentro de la hoja de Teguise, al norte de la localidad de Tao (Volcán de Tao). Los otros dos edificios que afloran en esta hoja se denominan Volcán Nuevo del Fuego o Montaña Chinero y Volcán Nuevo en el Plano o Tinguatón. En conjunto los tres edificios definen una alineación N-71°E con una longitud de más de 14 km. Esta fisura eruptiva coincide prácticamente con la alineación de Montaña Tingafa-Rostros-Coruja-Iguadén, siendo probablemente una reactivación de la misma.

Existe un relato completo de la erupción de 1824, escrito por el cura de San Bartolomé, testigo presencial de la misma, Baltasar Perdomo. Según estos documentos, la erupción comenzó el día 31 de julio de 1824 en el Volcán de Tao o Clérigo Duarte y continuó el 29 de septiembre en el Volcán Chinero o Volcán Nuevo del Fuego. El último edificio de esta alineación fue el de Tinguatón que comenzó su fase de actividad el día 16 de octubre de 1824.

Estos documentos han sido recogidos y analizados posteriormente por diversos autores que han estudiado el volcanismo histórico [(HERNÁNDEZ PACHECO, 1909; CARRACEDO *et al.* 1990 y ROMERO, C. 1991)].

El volcán Chinero se localiza dentro del PN de Timanfaya al N del islote de Hilario. Es un cono piroclástico de planta irregular ligeramente elipsoidal con una dimensión mayor de 510 m, alargada en sentido NE-SO y con unos 350 m en sentido perpendicular. Tiene una altura desde su base de 40 m y alcanza una altitud máxima de 361 m. El cráter es también elipsoidal, alargado en la misma dirección, con unos ejes de 250 x 160 m. El edificio está constituido fundamentalmente por lapillis, escorias y escasas bombas de composición basáltica. Además se observan retazos de coladas, distinguiéndose dos ligeras depresiones muy poco profundas, que corresponderían a dos cráteres gemelos por donde surgieron las coladas. En la falda del edificio se observa que los "ships" que hay próximos a su boca son realmente hornitos más antiguos (los unos) y restos de coladas (los otros), rodeados por coladas "pahoehoe" de esta erupción. También se observa en el lateral E del cono retazos de escorias marrones del mismo estilo que los hornitos del sur de Caldera Roja.

Las coladas se han dirigido hacia el norte y NNO existiendo algunos cortos ramales en sentido NO, mientras que el ramal principal se va adelgazando y llega a alcanzar la costa en la playa de las Malvas. Desde las proximidades del centro de emisión hay un tubo volcánico "jameo" de unos 2 km de longitud. Las lavas son basaltos olivínicos de tipo "pahoehoe" con estructuras muy espectaculares, sobre todo en el eje central de la colada. Todas las muestras obtenidas tanto del centro de emisión como de las coladas son basaltos olivínicos microporfídicos con abundantes microfenocristales de olivino.

El Volcán de Tinguatón o (Nuevo en el Plano) se sitúa a unos 4 km al ENE del anterior, en las proximidades de la carretera Tinajo-Yaiza. Es un edificio de planta irregular, alargado en el sentido de la alineación, en el cual se observa un cráter principal abierto hacia el norte. Además, hay otro cráter anidado (con forma de fisura abierta) que se localiza al este del anterior y parece que sus coladas son anteriores a las del cráter principal. El edificio tiene unas dimensiones en planta máximas de unos 500 m y mínimas de 250 m. La altura desde la base es de 22 m. Dentro del cráter principal se observan varios orificios por los que el volcán emitió chorros de vapor de agua, según narran los cronistas del siglo xix. Mayoritariamente está constituido por escorias de tonos rojizos y negruzcos y en menor medida por lapillis y bombas de composición basáltica. Las coladas que salen de la boca oriental se dirigen hacia el NE y se caracterizan por presentar una ligera colonización por líquenes blanquecinos. De la base del cráter principal han salido dos "brazos lávicos" en dirección N. Todas las coladas de este edificio muestran un escaso recorrido, si bien es algo mayor que en el del volcán de Tao o Clérigo Duarte (véase hoja de Teguise). Composicionalmente son coladas basálticas de color oscuro con algunos fenocristales de olivino.

3. TECTÓNICA

La hoja de Tinajo comprende el sector occidental del Dominio central, que se caracteriza tectónicamente por su fracturación en dirección N60°-85°E, que provocó numerosas fisuras eruptivas por las que se emitió el volcanismo cuaternario. Solamente la esquina NE parece pertenecer al Dominio de Famara, dada la orientación de la grieta de Montaña Bermeja y la alineación entre los edificios Tenézar y Costa de Tinajo.

De todos los elementos estructurales propios que definen la evolución tectónica en terrenos volcánicos, en esta hoja sólo están representadas las fracturas eruptivas de alineaciones volcánicas.

Son varias las fisuras eruptivas que tienen características de longitud, edad, orientación y génesis diferentes. Las hay monofásicas (activas en un solo pulso) o polifásicas; desde 1 km de longitud hasta 10 km, etc.

En la hoja se encuentran abundantes centros de emisión principales y adventicios, cuya distribución geográfica define una serie de alineaciones que los engloba. No todos los centros quedan perfectamente situados según estas alineaciones, sino que hay algunos que se apartan de las fisuras principales y quedan aislados.

Cuantitativamente están representados, total o parcialmente, ocho alineaciones volcánicas principales cuyas características estructurales, descritas de norte a sur, son:

Fisura de Montaña Bermeja. Se localiza en la costa norte, en el ángulo NO de la hoja. Es una pequeña fractura eruptiva de supuesta edad pleistocena superior, sobre la que surgieron dos pequeños centros de emisión. Su longitud es escasamente de 1 km, y su orientación N45°E. Esta orientación NE-SO es característica del Dominio de Famara y de los islotes. Al prolongar las estructuras N-120°E, descritas en la hoja de Teguise, se observa que esta fisura se situaría aún dentro del Dominio de Famara, en el sector limítrofe con la zona de Transición. Igualmente, la proximidad del apilamiento basáltico del Caletón de las Áimas, supuestamente plioceno, que parece actuar de sustrato para todas las erupciones cuaternarias de la zona, hace pensar que este lugar era un territorio volcánico precuaternario, tal vez conectado con el estratovolcán mioplioceno de Famara.

Fisura de Tenézar. Es un conjunto de varios centros de emisión mixtos del Pleistoceno inferior, que se emiten sobre el relieve basáltico precuaternario del Caletón de las Animas. En la propia área del vértice Tenézar se aprecia una pequeña grieta con orientación N85°E, que engloba a varios conos y se prolonga en el edificio Montaña Tilamas. Además hay otra conjugada de dirección N30°-35°E que agrupa a los tres cráteres principales y que, prolongada hacia el NE, pasa por el edificio Costa de Tinajo. Curiosamente, si se continúa su prolongación en el mismo sentido NE, se alcanza la fisura de Montaña Bermeja.

Fisura de Tinajo. En esta hoja aflora sólo la mitad occidental, el resto lo hace en la hoja de Teguise. Se trata de una pequeña fisura del Pleistoceno medio, de 3 km de longitud y una orientación (N-83°-84°E).

Tinaché-Timbaiba. Esta fisura, cuya mitad oriental aflora en la hoja de Teguise, comienza por el oeste en el edificio de Montaña de los Dolores. Pertenece estratigráficamente a un conjunto más amplio del Pleistoceno medio, integrado también por otras dos fisuras subparalelas, las alineaciones de Mazo-Iguadén y Tizalaya-Tamia. Tiene una longitud de unos 5 km, con una orientación N72°E y está formada por conos subredondeados con cráter, en ocasiones abiertos al NE.

Montaña Mazo-Montaña Iguadén. Es una fisura polifásica, pues sobre ella se han desarrollado dos pulsos volcánicos de edades diferentes: la alineación propia de Mazo-Iguadén, de edad pleistocena media y sincrónica con el conjunto de Tinaché, (descrito anteriormente) y la Alineación del Volcán Nuevo del Fuego-Clérigo Duarte, erupción histórica del año 1824. Se trata de una fractura eruptiva de gran longitud, 14 km, orientada N73°E (OSO-ENE). El primer pulso del Pleistoceno medio está integrado por un conjunto de pequeños edificios piroclásticos bastante bien alineados y sin casi bocas adventicias. Por su parte, la erupción histórica de 1824 presenta tres centros de emisión (la del Clérigo Duarte en la hoja de Teguise y los volcanes Nuevo del Fuego y Tinguatón en esta hoja). Se alinean según una directriz, N71°E, prácticamente igual a la de Montaña Mazo-Montaña Iguadén. Los tres centros están elongados según esa orientación, lo que sugiere un régimen tectónico extensional para su origen.

Caldera Blanca. Se trata de un conjunto de cuatro edificios volcánicos redondeados-subredondeados, que, estratigráficamente, se han agrupado en el Pleistoceno inferior con los edificios de Montaña Halcones (esquina SO de la hoja) y Caldera del Cuchillo (esquina SO de la hoja de Soo). Tanto estos dos últimos, como amplias zonas del conjunto de Caldera Blanca tienen en común su origen hidromagmático.

Los cuatro edificios del grupo de Caldera Blanca se alinean según una fisura de 3,5 km de largo y una orientación N85°E. No se aprecian centros de emisión adventicios dispuestos conjuntamente a la directriz principal, con lo que se podía suponer para esta fisura un régimen tectónico de tipo extensional. Su relación estructural con los otros dos edificios supuestamente sincrónicos de Montaña Halcones y Caldera del Cuchillo, es una cuestión difícil de definir. Ahora bien, sin embargo el cráter principal de Montaña Blanca podría relacionarse con la prolongación hacia el SO de la Alineación Tenézar-Costa de Tinajo.

Montaña de Fuego-Chibusque. Esta alineación tiene una orientación N-75°E y una longitud de unos 11 km, la mayoría de los centros se sitúan dentro de esta hoja, salvo la terminación oriental de la fisura, constituida por los edificios El Alto y Chibusque, que corresponden a la hoja de Teguise. Los conos están abiertos preferentemente al NNE y NE, y algunos de ellos compuestos

con conos adventicios. No se puede observar el sentido de propagación de la fisura, debido a que la erupción histórica de Timanfaya ha cubierto todos los campos de lava anteriores y borrado la supuesta estratigrafía relativa. De cualquier manera, el hecho de que ciertos conos parásitos se encuentran, en posibles pequeñas grietas conjugadas, apunta la posibilidad de un régimen tectónico compresivo como causante de la fisura principal.

Erupción histórica de Timanfaya. Esta fisura histórica se extiende desde Montaña Rajada (hoja de Yaiza) hasta Montaña Colorada. Su orientación es N80°E y tiene una longitud de 11 km. Es subparalela a la anterior y parece ser una reactivación de la fractura Caldera Quemada-Montaña Encantada (Pleistoceno Medio), que progresaría en sus emisiones en sentido ENE.

Esta fisura eruptiva tiene frecuentes conos y pequeñas bocas adventicias (algunas son los denominados hornitos) que se disponen según grietas secundarias. Estas grietas aparecen tanto con orientaciones subparalelas como conjugadas, claramente cruzadas respecto a la directriz principal. Por tanto no se puede determinar con exactitud si el régimen tectónico era compresivo o distensivo en el momento de esta erupción, pues hay argumentos en ambos sentidos. Algunas de estas grietas pueden ser: Montaña del Fuego y área norte, zona de Pico Partido, Grieta del Escarpe de Taro, Grieta de los Camelleros, Campo de Hornitos del Manto de la Virgen, etc.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

El relieve de la hoja, constituido en un 70% por materiales de emisiones históricas y el resto por materiales prácticamente en su totalidad del Pleistoceno y Holoceno, está caracterizado por la existencia de numerosos malpaíses que con suaves pendientes (0-5%) van descendiendo hacia la costa, desde cotas base de unos 300 m al sur de la hoja hasta la costa al N, NE y E de la misma.

Sobre estos malpaíses, destacan en el centro, este y norte de la hoja edificios más antiguos, que son los que dan los relieves más notorios de la misma; así están Montaña Blanca con 461 m, Montaña Tinaché con 451 m, Montaña Mazo con 424 m y Montaña Tenézar con 368 m. Estos edificios destacan sobre cotas base de unos 200 m; al SE y S de la hoja existen numerosos edificios que suelen alcanzar altitudes entre 350 y 500 m sobre cotas base de 300 m o incluso 350 m.

Debido a la juventud de los materiales, a la orografía y a la escasez de lluvias, la red hidrográfica en la hoja es inexistente.

El clima en este área al igual que en el resto de la isla, es muy seco y cálido, con temperaturas medias superiores a 20 °C, y una fuerte oscilación diurna, pues la insolación es muy elevada, con una media de 65% de días soleados al año. Las lluvias oscilan entre los 100 y los 150 mm de precipitación media al año, [MARZOL (1988)].

La vegetación es escasa en la parte nororiental de la hoja y prácticamente nula en el resto de la misma.

Adjunto a esta memoria se acompaña un mapa geomorfológico realizado a escala 1:25.000.

4.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural todos los autores, [MARINONI y PASQUARE (1994); ROMERO (1987); CARRACEDO y RODRÍGUEZ BADIOLA (1993)], etc. dividen la isla de Lanzarote en tres dominios: uno al norte, constituido fundamentalmente por el macizo de Famara, otro al sur, formado por el macizo de los Ajaches, y otro central, constituido por las alineaciones volcánicas centrales.

La hoja de Tinajo se encuentra de lleno en el Dominio central con una mínima parte al NE de la misma que participa del Dominio de Famara. El Dominio central comprende las alineaciones pleistocenas que ocupan posiciones más o menos paralelas con respecto a las alineaciones históricas, estando situadas fundamentalmente al N, E y S del dominio y las alineaciones históricas que ocupan la parte central y oeste del dominio.

Dentro de la hoja los malpaíses históricos ocupan una parte muy importante de la misma, quedando "ventanas" o "montes isla" en los que afloran materiales y conos del Pleistoceno inferior. Al sur de la hoja afloran numerosos edificios de alineaciones del Pleistoceno medio. Por último, en el ángulo NE también se encuentran materiales de las emisiones del Pleistoceno inferior.

La morfoestructura de la hoja viene condicionada totalmente por la disposición tanto de los edificios pleistocenos como de los históricos, que siguen fisuras paralelas de dirección NE-SO de manera predominante, aunque existen otras direcciones de fisuras menos significativas, la NO-SE y la N-S.

En el ángulo NE de la hoja existe alguna estructura, como es el lineamiento topográfico que va del Caletón de las Ánimas a La Laja del Sol, que parece representar un antiguo acantilado y la fisura en la que se alinearían Tenézar, La Costa de Tinajo, Montaña Bermeja y dos pequeños centros más al NE, que con una dirección N45°E parecerían entroncar más bien con las líneas estructurales típicas del Dominio de Famara.

Por lo dicho hasta aquí, el relieve de la hoja es de tipo endógeno en su totalidad, que a su vez viene condicionado por la tectónica, pues las fisuras siguen unas direcciones muy determinadas condicionadas por aquél.

4.2.2. Estudio del modelado

4.2.2.1. Formas endógenas

Dada la juventud de las formaciones volcánicas de la hoja, especialmente dada la extensión superficial de las emisiones históricas en la misma, son éstas las que condicionan fundamentalmente el modelado del relieve, siendo insignificante el modelado que los agentes externos imprimen a aquél.

La morfología de cráteres y conservación de los mismos y sus coladas pueden estar directamente relacionados con su edad.

De edad pliocena en el ángulo NE de la hoja, con coladas de tipo "aa" y un mal estado de conservación en superficie, se encuentran dos pequeños afloramientos.

Con una edad del Pleistoceno inferior se han distinguido la alineación Tenézar-Costa de Tinajo, la fisura de Montaña Blanca y el edificio de Montaña Halcones.

En la alineación Tenézar-Costa de Tinajo, con una dirección de N30-35°E, se encuentra el edificio en escudo de Costa de Tinajo, con morfología abombada y unas coladas que caen en dirección norte, de tipo "aa", con una alteración de color marrón-negruzco, bastante degradadas. Asimismo en esta alineación se encuentra el grupo de cráteres de Montaña Tenézar con cinco bocas en dirección aproximada E-O. Este conjunto formaría asimismo una alineación junto con el edificio Montaña Tilama con una dirección de N80°E paralela a la de la fisura de Tinajo. Los cráteres en líneas generales presentan un mal estado de conservación, con una altura de 160 m para el conjunto de Tenézar. Las coladas aparecen bastante degradadas.

La fisura de Montaña Blanca presenta una dirección próxima a E-O y en ella se encuentra una serie de edificios destacados como Montaña Bermeja, Montañeta Uga, Montaña Caldereta, Montaña Blanca, Risco Quebrado y Lomo Alto de Arriba. Todos ellos presentan cráteres circulares, salvo el de Risco Quebrado, que muestra forma de herradura y un estado de conservación relativamente bueno. Sus plantas son asimismo circulares, con dimensiones que van de los 250 m a los 1.100 m de Montaña Blanca y alturas que van de 40 a 200 m. Las coladas que se disponen a modo de islotes, (de color claro) que destacan entre las coladas negruzcas (históricas), afloran en dirección NO hacia la costa, apareciendo bastante degradadas y con tonos de alteración marrón-grisáceo.

En el extremo SO de la hoja se sitúa Montaña Halcones, con forma de luna en cuarto menguante, es un cono muy degradado por la erosión y aunque ha sido dado como Pleistoceno inferior, también podría corresponder al Plioceno.

Durante el Pleistoceno medio surgen una serie de edificios agrupados en alineaciones con direcciones que oscilan entre N72°E y N84°E, que caracterizan fundamentalmente, junto a las alineaciones históricas, las directrices del Dominio central de la isla. Estas alineaciones son: Mazo-Tingafa-Rostros-Coruja-Quemada Fisura Tinajo, etc. Se agrupan fundamentalmente en el sector oriental de la hoja.

Sus cráteres a menudo son circulares, aunque también muestran formas en herradura. Sus alturas en conjunto son inferiores a las de los edificios del Pleistoceno inferior, oscilando entre los 35 y los 160 m. El grado de conservación de los cráteres suele ser bueno y el de sus coladas presenta un grado medio.

Al Pleistoceno superior pertenece la alineación Montaña Bermeja, al NE de la hoja, con un edificio principal de 103 m de altura, con buen estado de conservación y unas coladas que se dirigen hacia el norte de color negruzco, vesiculares y escoriáceas y asimismo en buen grado de conservación.

Ya en tiempos históricos surgen los numerosos edificios con sus coladas que conforman el conjunto de Timanfaya y cubren las tres cuartas partes de la hoja.

Como se describe en el Capítulo 2, estos edificios se han agrupado en tres episodios ordenados por su momento de emisión. Describen una alineación muy definida N75°-80°E, con cráteres a menudo en herradura y con alturas que pueden ir de los 40 a los 120 m.

Todos los edificios y sus coladas, pero especialmente los pertenecientes al segundo episodio, que constituyen el Parque Nacional de Timanfaya, dan lugar a las formas más típicamente vol-

cánicas, ampliamente descritas en la bibliografía, [ROMERO (1987, 1991a, 1991b); CARRACEDO *et al.* (1990); CARRACEDO y RODRÍGUEZ BADIOLA (1991)], ya que caracterizan al paisaje del dominio central y por extensión a toda la isla. Entre estas formas, cabe citar cráteres adosados o superpuestos, lavas cordadas, en tripas, ojivas de presión, canales de lava, tubos de lava, jameos, lagos de lava, hornitos, etc.

Entre estas formas se puede destacar los abundantes canales de lava con ojivas de presión formadas en coladas del segundo episodio, típicos en el Parque Nacional de Timanfaya, así como los numerosos hornitos también pertenecientes a los momentos finales de este segundo episodio, a menudo alineados en fisuras representando pequeñas bocas de salida de lava; en otras ocasiones, también frecuentemente, representan puntos de salida de gases, y por último, menos frecuentemente, pueden representar acumulaciones de la lava con formas cónicas. Son también destacables los lagos de lava formados en los cráteres de Caldera de la Rilla (Santa Catalina), en otro al N de Pico Partido y otro, bastante llamativo, al SO de Montaña de los Miraderos. En las coladas de Montaña Colorada, del tercer episodio, se aprecia un gran canal de lava que atraviesa casi la hoja entera de S a N; comienza a formarse al O de Montaña de los Rostros.

Finalmente, en 1824 surgen tres nuevos edificios situados en una alineación de dirección N71°E que coincide con otra anterior del Pleistoceno medio, de los cuales dos se encuentran en la hoja. Son el edificio Chinero de 40 m de altura y el Volcán de Tinguatón o Nuevo en el Plano de 22 m.

Del edificio Chinero surge un ramal estrecho de coladas muy fluidas, "pahoehoe", que va desde el sur de la hoja hasta el norte en la costa. Se observa un tubo volcánico de unos 2 km de longitud, que comienza en las proximidades del edificio. Del Volcán de Tinguatón (Nuevo en el Plano) surgen lavas de muy escaso recorrido.

4.2.2.2. Formas exógenas

Las formas exógenas, bien sean denudativas o acumulativas, se agrupan según los procesos o sistemas morfogenéticos siguientes:

Laderas

Dada la morfología de la hoja, las únicas laderas existentes son las que constituyen los conos volcánicos, y dada su juventud, casi no desarrollan depósitos. Los únicos destacables son los existentes al S de Montaña Tenézar, al N de la hoja en el paleoacantilado próximo a la Caleta y al SE y O de Montaña Blanca, que tapizan y suavizan la pendiente en las partes bajas de las laderas.

Fluviales

El modelado fluvial en la hoja es inexistente, dada la falta de cursos de agua. Sólo se han señalado tres pequeños conos de deyección, formados al extremo de unos regueros al pie de las laderas de Risco Quebrado y Montaña Tenézar; no modifican sustancialmente el relieve.

Eólicos

Sólo existen dos minúsculos afloramientos de arenas eólicas al E de la hoja, que no pueden ser tenidos en cuenta al tratar el modelado de la misma.

Endorreicos

Se ha distinguido en el mapa alguna pequeña cuenca endorreica, formada por el cierre de coladas, de las que la más destacable es la existente al N de Montaña Tinaché. Se rellenan de depósitos arenos-arcillosos, dando lugar a superficies de fondo plano.

También han sido incluidos en estas formas las que constituyen rellenos de cráteres como el de Montaña Blanca, suavizando la parte baja de sus paredes internas y dando superficies de fondo plano.

Marino

El modelado marino tampoco ha sido importante en la hoja. El mar ha labrado algún pequeño escarpe en coladas histórica y lo que sí es más significativo es la existencia de un paleoacantilado que se habría generado en el Pliopleistoceno y de posible origen tectónico, en el área del Caletón de las Animas-Cueva de Ana Viciosa, que luego habría sido cubierto por las coladas del Pleistoceno inferior y medio. Otras componentes rectilíneas E-O del mismo acantilado también podrían significar una dirección estructural conjugada con la dirección principal N-45°E. El acantilado alcanza alturas de 40-80 m.

Entre la zona del Caletón de las Animas y Piedra del Caballito se ha detectado la existencia de una estrecha superficie de rasa marina al pie de las coladas pleistocenas con una altura de 40-60 cm que presenta depósitos únicamente en la zona correspondiente a las Caletas.

Los pequeños cordones de cantos que representan playas actuales en diferentes puntos de la costa no modifican sustancialmente el modelado de la misma, que corresponde fundamentalmente a los frentes de coladas apenas modificados por la erosión marina.

Antrópicos

Las únicas formas destacables son las explotaciones realizadas en algunos edificios piroclásticos existentes al E de la hoja, fuera del entorno del Parque Nacional de Timanfaya.

4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

4.3.1. Depósitos eólicos

Estos depósitos, que en la hoja vecina de Teguise ocupan amplias extensiones, aquí afloran mínimamente. Como se indica en el Capítulo 2, están constituidos por arenas finas de color blanco-cremoso formadas por caparazones marinos.

Parece que la época en que se formaron con mayor intensidad estos depósitos sería el Pleistoceno medio y superior. Aquí se apoyan sobre coladas del Pleistoceno medio con una potencia de 3-4 m.

4.3.2. Depósitos fluviales

Debido a la extrema juventud de los materiales de la hoja y al clima reinante en la misma, los depósitos de origen fluvial son prácticamente inexistentes. Sólo se señalan tres pequeños conos de deyección, dos al pie de la ladera norte de Risco Quebrado y otro al pie de la ladera O

de Montaña Tenézar. Están constituidos por arenas, cantos y arcillas, éstas en menor proporción.

Estos depósitos pudieron comenzar a formarse durante el Pleistoceno medio y continuar su formación durante el Holoceno.

4.3.3. Depósitos endorreicos

También estos materiales son muy escasos en la hoja. Se han agrupado aquí, como se ha citado previamente, los depósitos formados en las cuencas de carácter endorreico y los que rellenan fondos de cráter, como es el caso de Montaña Blanca, donde el lavado de sus paredes interiores ha dado lugar a la formación de depósitos arenolimo-arcillosos.

Los otros depósitos son los de dos pequeñas cuencas al NE y E de la hoja, formadas por el mismo tipo de depósitos de tonos marrón-rojizo y espesores de 3-4 m.

También comenzaron a formarse durante el Pleistoceno y pueden estar funcionando hasta la actualidad.

4.3.4. Depósitos de ladera

Este tipo de depósitos, desarrollado con muy escasa extensión, lo hace en algunas laderas de edificios pleistocenos, como al S de Montaña Tenézar y al SE y O de Montaña Blanca, en forma de coluviones. Estos coluviones están constituidos por arenas, cantos y bloques, con escasa ordenación interna.

4.3.5. Depósitos litorales

Entre los depósitos marinos presentes en la hoja se encuentran los de las playas tanto antiguas como actuales, que aparecen en algunos puntos a lo largo de la costa.

Los restos de depósitos pertenecientes a la rasa erbanense, de edad holocena, aparecen únicamente en un punto en la hoja, al N de la misma, en Las Caletas, junto al Caletón de las Animas. Están formados por areniscas y conglomerados de cantos basálticos, redondeados, de 40-60 cm de potencia. Como ya se cita en el capítulo 2 no se han desarrollado playas de arena en el litoral de la hoja. Únicamente existen algunos cordones de cantos basálticos que corresponden a episodios de tormentas.

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La evolución del relieve de la hoja comienza a partir de las emisiones lávicas de edad pliocena. Durante el Plioceno ya se habrían constituido los macizos de Ajaches, Famara y Central y posiblemente existía una amplia rasa pliocena y extensas zonas de dunas también pliocenas.

Sobre esta rasa se habrían depositado las coladas pliocenas que presumiblemente tendrían mucha mayor extensión que la actual, pues existen afloramientos periféricos a las coladas cuaternarias fuera de la hoja, y en la misma están los dos pequeños afloramientos al NE de la misma y también podría ser el caso de Montaña Halcones al SO, aunque, ante la duda, ha sido incluido en el Pleistoceno inferior.

Las coladas pliocenas son remodeladas en el borde costero por la erosión marina, dando lugar a acantilados. En el caso concreto del paleoacantilado existente al NE de la hoja, parece que también podría haber jugado un papel la tectónica, pues su trazado rectilíneo paralelo a las directrices principales encontradas en Famara así parece indicarlo.

Durante el Pleistoceno se emiten las coladas correspondientes a los distintos episodios. Al mismo tiempo, en algún punto comienzan a depositarse arenas eólicas, se llenan las pequeñas cuencas endorreicas cuando son cerradas por las coladas y las laderas de algunos edificios comienzan a sufrir los efectos de la erosión.

A comienzos del Holoceno tiene lugar la formación de una superficie de arrasamiento marino de la cual queda en un punto vestigios de sus depósitos a 40-60 cm sobre el nivel del mar actual.

Ya en tiempos históricos, en el siglo XVIII comienzan a emitirse los distintos episodios de coladas que se deslizan sobre el relieve pleistoceno que debía, ocupar casi la misma superficie que las coladas actuales; se van llenando zonas más deprimidas y sólo las partes más altas de las coladas y los edificios pleistocenos no son cubiertos.

Las fisuras que funcionan durante estas emisiones históricas son las mismas o sensiblemente paralelas a las que funcionaron durante el Pleistoceno.

Por último se emiten las coladas de 1824, quedando configurado el relieve actual.

En la costa no se desarrollan playas de arenas, sólo se observan cordones de cantos, posteriores a las emisiones históricas, que corresponden a máximos de tormentas.

4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL

En esta área de la isla es donde con mayor propiedad se puede decir que la dinámica actual viene totalmente condicionada por los procesos internos, especialmente el volcanismo. Lanzarote es una isla volcánicamente activa y cualquier nueva emisión puede cambiar la configuración del relieve de la misma.

Por lo demás, los agentes externos están condicionados por la suave orografía y el clima cálido y seco, y es de prever sigan actuando como hasta ahora, retocando muy suavemente una morfología eminentemente volcánica.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este capítulo se describen las características petrológicas y geoquímicas generales de los distintos episodios volcánicos representados en la hoja.

La caracterización petrológica parte del muestreo sistemático llevado a cabo en los episodios presentes en la hoja, completado con el realizado del mismo episodio en áreas adyacentes. El resultado del estudio petrográfico de cada muestra, así como su localización geográfica, figura en la ficha individual de cada una y en el mapa de muestras de la hoja, que se adjuntan a la información complementaria de la misma.

Tabla 5.1. Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos de las muestras de la hoja.

Época	Plioceno		Pleistoceno Inf.		Pleistoceno medio A. MAZO-IGUADÉN				
	MUESTRA	AG-1130	PNT-35	PNT-1	M-34	M-32	PNT-3	AG-1110	AG-1102
SiO ₂	46.43	44.61	47.16	43.64	44.04	44.42	47.11	47.72	
Al ₂ O ₃	12.83	13.30	10.80	12.50	12.83	12.50	11.95	11.80	
Fe ₂ O ₃	11.97	4.85	4.28	2.70	3.24	3.16	12.08	11.62	
FeO		7.51	5.69	9.03	8.57	7.86			
MgO	11.10	10.10	12.85	12.11	11.26	13.00	11.58	12.62	
CaO	9.70	10.40	10.20	10.82	10.56	10.45	9.71	9.47	
Na ₂ O	3.30	3.05	2.70	3.32	3.24	2.70	3.25	3.33	
K ₂ O	0.86	1.14	1.00	1.05	1.25	1.18	0.83	0.61	
MnO	0.16	0.15	0.16	0.18	0.18	0.17	0.16	0.16	
TiO ₂	2.80	2.90	2.12	2.63	2.97	2.75	2.87	2.18	
P ₂ O ₅	0.58	0.62	0.59	0.77	0.61	0.66	0.46	0.49	
H ₂ O	0.27	1.20	2.37			1.32			
Total	100.00	99.83	99.92	98.85	98.75	100.17	100.00	100.00	
BA				565	557				
CE	27			114	77		25	38	
CO				50	49				
CR	332			633	516		351	394	
CU				67	64				
LA	25			71	48		13	33	
NB	49			60	64		52	43	
NI	239			332	266		253	342	
RB	18			25	29		16	17	
SR	557			794	623		491	553	
TH				9	7				
V	185			315	355		198	167	
Y	9			22	22		18	17	
ZR	163			232	259		165	121	
OR	5.08	6.74	5.91	6.21	7.39	6.97	4.91	3.60	
AB	27.92	17.73	22.85	9.39	11.25	12.77	27.50	28.18	
AN	17.66	19.23	14.40	16.10	16.77	18.50	15.57	15.45	
NE		4.38		10.13	8.76	5.46			
DI	13.67	22.48	25.48	26.10	25.30	23.10	15.75	16.64	
HY	7.87		1.73				10.42	10.07	
OL	9.41	14.10	15.58	20.13	17.54	20.71	7.79	9.56	
HE	11.97						12.08	11.62	
MT		7.03	6.21	3.91	4.70	4.58	7.03		
IL	0.34	5.51	4.03	5.00	5.64	5.22	0.34	0.34	
PF	4.46						4.58	3.40	
AP	1.34	1.44	1.37	1.78	1.41	1.53	1.07	1.14	
ID	33.01	28.84	28.76	25.73	27.39	25.20	32.41	31.78	
FEMG	0.00	0.14	0.08	0.21	0.19	0.15	0.00	0.00	
IP	0.50	0.47	0.51	0.53	0.52	0.46	0.52	0.52	

AG-1130 Basalto. Colada 1.600 m al SO de Montaña Bermeja en Laja del Sol; cota 10 m. MAGNA.

PNT-35 Basalto. Colada de Montaña Halcones. ICONA (1988).

PNT-1 Basalto. Escoria de Caldera Bermeja. ICONA. (1988).

M-34 Basanita. Colada Montaña de Mazo. CARRACEDO *et al.* (1990).

M-32 Basanita. Colada Montaña de Mazo. CARRACEDO *et al.* (1990).

PNT-3 Basalto. Bomba de Caldera Roja. ICONA (1988).

AG-1110 Basalto. Colada a 850 m al NE de Montaña Tenézar; cota 110 m. MAGNA.

AG-1102 Basalto. Colada a 750 m al NO de Montaña de los Rostros; cota 280 m. MAGNA.

Tabla 5.1. (Continuación)

Muestra	Histórico (1730-36) Primer episodio							
	M-19	M-37	E-2	PNT-12	M-20	M-15	PNT-71	M-14
SiO ₂	43.57	44.76	45.66	46.05	47.07	47.23	47.66	47.66
Al ₂ O ₃	12.38	13.06	12.17	12.90	13.34	13.39	13.23	13.05
Fe ₂ O ₃	4.04	3.81	4.60	4.80	4.02	1.92	1.29	2.97
FeO	7.99	8.09	7.62	7.00	8.22	8.91	9.18	8.75
MgO	11.33	10.58	10.95	11.20	7.63	9.96	9.54	9.10
CaO	10.79	10.72	10.04	10.10	10.12	9.75	10.14	9.78
Na ₂ O	3.43	3.24	3.22	2.87	3.61	3.32	3.90	3.26
K ₂ O	1.29	1.04	0.85	1.07	0.80	0.80	0.59	0.69
MnO	0.19	0.19	0.18	0.17	0.18	0.17	0.17	0.15
TiO ₂	3.04	2.69	2.64	2.90	2.63	2.39	2.50	2.60
P ₂ O ₅	0.73	0.63	0.54	0.32	0.47	0.56	0.42	0.31
H ₂ O							1.01	
Total	98.78	98.81	98.45	99.38	98.09	98.40	99.63	98.32
Ba	590	499	422		365	364		422
Ce	98	87	83		58	69		26
Co	54	59	44		60	42		49
Cr	592	529	627		511	534		500
Cu	67	75	75		57	67		74
La	63	48	50		34	43		26
Nb	68	57	53		46	44		38
Ni	302	277	381		303	320		305
Rb	34	23	21		18	14		17
Sr	749	668	670		594	578		306
Th	7	8	4		4	7		4
V	357	320	277		270	279		261
Y	23	23	23		20	19		17
Zr	261	220	237		225	194		197
Zn								
Or	7.62	6.15	5.02	6.32	4.73	4.73	3.49	4.08
Ab	10.14	15.35	21.49	20.54	26.96	24.45	23.51	27.54
An	14.57	18.02	16.24	19.16	17.83	19.27	16.85	18.94
Ne	10.23	6.54	3.12	2.03	1.94	1.98	5.14	0.02
Di	27.21	24.81	23.89	22.82	23.60	20.54	24.87	22.21
Ol	15.68	15.86	15.77	15.31	11.11	18.82	17.17	15.56
Mt	5.86	5.52	6.67	6.96	5.83	2.78	1.87	4.31
Il	5.77	5.11	5.01	5.51	5.00	4.54	4.75	4.94
Ap	1.69	1.46	1.25	0.74	1.09	1.30	0.97	0.72
ID	28.00	28.03	29.63	28.89	33.63	31.15	32.14	31.64
FEMG	0.15	0.18	0.15	0.11	0.24	0.25	0.28	0.24
IP	0.57	0.49	0.51	0.46	0.61	0.47	0.53	0.47

M-19 Basanita. Colada Pico Partido. CARRACEDO *et al.* (1990).

M-37 Basalto. Colada Pico Partido. CARRACEDO *et al.* (1990).

E-2 Basalto. Colada Caldera de Sta. Catalina. CARRACEDO *et al.* (1990).

PNT-12 Basalto. Colada Playa del Paso. ICONA (1988).

M-20 Basalto. Colada Pico Partido. CARRACEDO *et al.* (1990).

M-15 Basalto. Colada Pico Partido. CARRACEDO *et al.* (1990).

PNT-71 Basalto. Colada Punta del Caletón. ICONA. (1988).

M-14 Basalto. Colada Montañas de Fuego, campo de hornitos del NO. CARRACEDO *et al.* (1990).

AG-1105 Basalto. Colada al O de Pico Partido. FUSTER *et al.* (1968).

Tabla 5.1. (Continuación)

	Histórico (1730-1736)								
	Primer episodio				Segundo episodio				
Muestra	AG-1105	13727	13740	13537	PNT-41	M-9	PNT-39	PNT-7	PNT-36
SiO ₂	48.35	44.45	58.50	43.95	46.61	47.38	47.49	47.55	47.58
Al ₂ O ₃	12.82	23.02	1.24	11.63	13.20	13.26	13.50	13.20	13.50
Fe ₂ O ₃	11.79	0.34	1.13	2.08	3.33	0.62	1.61	4.65	2.06
FeO		4.17	6.05	9.02	8.25	9.76	8.63	6.07	9.03
MgO	10.37	13.42	31.19	14.54	10.75	10.95	10.60	9.70	10.20
CaO	9.89	12.62	0.78	10.55	10.00	9.20	10.10	10.00	10.10
Na ₂ O	3.30	1.39	0.36	3.09	2.87	3.50	3.10	2.68	3.05
K ₂ O	0.55		0.10	1.30	0.90	0.90	0.80	0.80	0.85
MnO	0.16	0.07	0.12	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16
TiO ₂	2.35	0.04	0.08	2.28	2.47	2.42	2.05	2.38	2.40
P ₂ O ₅	0.41		0.05	0.86	0.42	0.54	0.42	0.41	0.36
H ₂ O		0.02	0.26	0.18	1.07		1.37	2.04	0.61
Total	100.32	99.72	99.86	99.63	100.02	98.68	99.82	99.63	99.90
Ba						354			
Ce	<10					56			
Co						46			
Cr	275		200			555			
Cu						89			
La	<10					31			
Nb	39					39			
Ni	208					301			
Rb	14					20			
Sr	471					490			
Th						7			
V	177					287			
Y	17					19			
Zr	130					191			
Zn									
Q		3.78							
Or	3.25	1.18	0.59	7.68	5.32	5.32	4.73	4.73	5.02
Ab	27.92	3.65	3.05	6.35	22.34	22.48	22.59	22.68	23.04
An	18.54	59.20	1.47	14.02	20.48	17.81	20.56	21.63	20.64
Ne		7.97		10.73	1.06	3.87	1.97		1.50
Di	15.79	18.78	1.63	26.17	21.13	19.68	21.62	20.00	21.89
Hy	15.83		87.17				11.38		
Ol	1.87	4.73		25.16	18.14	22.78	19.78	4.97	18.83
He	11.79								
Mt		1.58	1.64	3.02	4.83	0.90	2.33	6.74	2.99
Il	0.34	0.30	0.15	4.33	4.69	4.60	3.89	4.52	4.56
Pf	3.69								
Ap	0.95	0.12	0.12	1.99	0.97	1.25	0.97	0.95	0.83
ID	31.18	12.80	7.42	24.76	28.71	31.67	29.29	27.41	29.56
FEMG	0.00	0.09	0.09	0.19	0.20	0.28	0.25	0.10	0.25
IP	0.47	0.15	0.56	0.56	0.43	0.51	0.44	0.40	0.44

AG-1105 Basalto. Colada al E de Montaña Tingafa; cota 305 m. MAGNA.

13727 Gabbro. Enclave de Pico Partido. FUSTER *et al.* (1968).

13740 Anfibolita. Enclave al O de Pico Partido. FUSTER *et al.* (1968).

13537 Basanita. Colada de Montaña Negra. IBARROLA y LOPEZ RUIZ (1967).

PNT-41 Basalto. Colada Punta del Caletón. ICONA (1988).

M-9 Basalto. Colada Montaña de Fuego, campo de hornitos del NO. CARRACEDO *et al.* (1990).

PNT-39 Basalto. Colada cráteres Montaña de La Virgen. ICONA. (1988).

PNT-7 Basalto. Escoria del Pico Partido. ICONA. (1988).

PNT-36 Basalto. Colada Playa del Paso. ICONA. (1988).

Tabla 5.1. (Continuación)

Muestra	Histórico (1730-1736) Segundo episodio					
	M-39	M-10	PNT-24	PNT-13	M-8	13644
SiO ₂	47.79	48.16	48.20	48.85	48.85	49.30
Al ₂ O ₃	12.69	13.46	13.80	13.00	13.35	13.43
Fe ₂ O ₃	2.77	2.47	2.38	1.03	4.09	1.02
FeO	8.27	8.79	8.11	8.70	7.70	9.23
MgO	9.95	9.83	9.90	10.75	7.71	11.39
CaO	9.58	9.64	10.20	10.00	9.87	9.39
Na ₂ O	3.16	2.89	3.00	2.87	3.25	2.48
K ₂ O	0.75	0.62	0.87	0.78	0.70	0.74
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15
TiO ₂	2.63	2.43	2.19	2.12	2.61	2.06
P ₂ O ₅	0.37	0.33	0.44	0.42	0.34	0.36
H ₂ O			0.53	1.16		0.17
Total	98.11	98.77	99.77	99.83	98.63	99.72
Ba	287	293			312	
Ce	47	47			47	
Co	49	46			44	
Cr	498	489			510	
Cu	63	72			70	
La	20	32			30	
Nb	42	39			40	
Ni	303	273			309	
Rb	13	13			16	
Sr	418	436			474	
Th	4	5			5	
V	309	268			266	
Y	19	18			23	
Zr	168	177			191	
Zn						
Or	4.43	3.66	5.14	4.61	4.14	4.37
Ab	26.74	24.46	25.39	24.29	27.50	20.99
An	18.23	21.92	21.62	20.29	19.77	23.33
Di	21.58	19.14	21.00	21.46	21.64	16.89
Hy	1.88	7.65	0.21	3.87	9.63	13.54
Ol	15.38	12.98	17.25	17.67	4.27	14.21
Mt	4.02	3.58	3.45	1.49	5.93	1.48
Il	5.00	4.62	4.16	4.03	4.96	3.91
Ap	0.86	0.76	1.02	0.97	0.79	0.83
ID	31.17	28.12	30.53	28.90	31.64	25.36
FEMG	0.21	0.24	0.23	0.25	0.21	0.26
IP	0.47	0.40	0.43	0.43	0.46	0.36

- M-39 Basalto. Colada Montaña del Señalo. CARRACEDO *et al.* (1990).
 M-10 Basalto. Colada Montaña de Fuego, campo de hornitos del NO. CARRACEDO *et al.* (1990).
 PNT-24 Basalto. Colada cráteres de M de la Virgen. ICONA. (1988).
 PNT-13 Basalto. Colada cráter ladera NE Timanfaya. ICONA. (1988).
 M-8 Basalto. Montaña de Fuego, campo de hornitos del NO. CARRACEDO *et al.* (1990).
 13644 Basalto. Colada al SO de la Fuente de los Miraderos. FUSTER *et al.* (1968).

Tabla 5.1. (Continuación)

Muestra	Histórico (1730-1736) Tercer episodio				
	M-4	13015	AG-1081	M-3	13039
SiO ₂	49.73	49.95	50.52	50.71	44.15
Al ₂ O ₃	13.66	12.84	12.91	12.92	1.07
Fe ₂ O ₃	3.87	3.23	11.31	2.94	0.93
FeO	6.86	7.28		7.73	6.69
MgO	9.17	11.27	9.38	10.07	44.41
CaO	9.31	8.92	9.45	8.90	0.86
Na ₂ O	3.17	2.76	3.40	3.19	0.28
K ₂ O	0.56	0.80	0.40	0.62	0.05
MnO	0.14	0.12	0.14	0.14	0.10
TiO ₂	2.23	1.89	2.22	2.22	0.02
P ₂ O ₅	0.24	0.33	0.28	0.30	0.01
H ₂ O		0.34			0.06
C O ₂		0.05			
Total	98.94	99.78	100.01	99.74	98.63
Ba	229			237	
Ce	28		<10	34	
Co	47			48	
Cr	511		297	534	7700
Cu	73			72	
La	18		<10	22	
Nb	25		26	28	
Ni	258		219	333	3500
Rb	12		13	7	
Sr	343		349	398	
Th	4			4	
V	254		163	247	
Y	18		16	19	
Zr	139		11	162	
Q			1.44		
Or	3.31	4.73	2.36	3.66	0.30
Ab	26.82	23.36	28.77	26.99	2.37
An	21.39	20.28	18.78	19.10	1.52
Di	18.52	17.16	14.86	18.51	2.11
Hy	14.72	17.38	16.47	16.49	17.29
Ol	3.77	7.38		5.81	73.58
He			11.31		
Mt	5.61	4.68		4.26	1.35
Il	4.24	3.59	0.30	4.22	0.04
Tn			5.06		
Ap	0.56	0.76	0.65	0.70	0.02
Cc		0.11			
ID	30.13	28.08	32.58	30.66	2.66
FEMG	0.17	0.17	0.00	0.20	0.07
IP	0.43	0.42	0.47	0.46	0.48

- M-4 Basalto. Montaña de Las Nueces. CARRACEDO *et al.* (1990).
 13015 Basalto. Colada al N de Caldera Colorada. IBARROLA y LÓPEZ RUIZ. (1967).
 AG-1081 Basalto subalcalino. Colada al O de Caldera Quemada; cota 295 m. MAGNA.
 M-3 Basalto. Colada de Montaña Colorada. CARRACEDO *et al.* (1990).
 13039 Peridotita. Enclave en bomba volcánica de Montaña Colorada. SAGREDO (1969).

Tabla 5.1. (Continuación)

Muestra	Histórico (Eruptiones de 1824) Tercer episodio						
	H-12	L-79	L-63	13616	PNT-14	PNT-52	13619
SiO ₂	42.40	43.34	43.46	44.00	44.53	47.75	40.70
Al ₂ O ₃	11.15	12.14	12.23	12.21	12.10	12.63	1.95
Fe ₂ O ₃	4.88	3.02	3.92	2.90	2.06	1.53	1.12
FeO	9.00	8.25	7.53	8.48	8.22	9.60	7.77
MgO	13.10	13.44	12.27	12.62	13.40	10.73	43.92
CaO	11.10	10.27	10.74	10.68	10.25	9.19	0.72
Na ₂ O	3.26	3.25	3.16	3.34	3.05	3.60	0.78
K ₂ O	1.34	1.25	1.28	1.38	1.42	0.61	0.28
MnO		0.16	0.16	0.15	0.17	0.18	0.10
TiO ₂	3.37	2.67	2.71	2.48	2.64	2.56	0.04
P ₂ O ₅	0.35	0.87	0.89	0.92	0.92	0.34	0.04
H ₂ O				0.17	0.64	1.05	
CO ₂				0.05			0.68
Total	99.95	98.66	99.12	99.80	99.40	99.77	98.10
Ba		604	564			506	
Ce		122	125			14	
Co		47	41				
Cr		630	498			410	11000
Cu		61	52				
La		72	62			10	
Nb		75	75			30	
Ni		399	301			300	4200
Rb		31	21			22	
Sr		852	752			260	
Th		11	9				
V		311	260			270	
Y		24	22			23	
Zr						225	
Zn		262	242				
Or	7.92	7.39	7.56	8.16	8.39	3.60	1.65
Ab	2.69	8.78	10.44	8.84	10.70	25.67	2.49
An	11.83	14.85	15.41	14.25	15.13	16.50	0.99
Ne	13.49	10.14	8.83	10.52	8.18	2.60	2.22
Di	32.52	24.25	25.46	25.91	23.72	21.72	1.83
OI	17.21	21.80	17.75	20.38	22.50	20.76	86.44
Mt	7.08	4.38	5.68	4.20	2.99	2.22	1.62
Il	6.40	5.07	5.15	4.71	5.01	4.86	0.08
Ap	0.81	2.02	2.06	2.13	2.13	0.79	0.09
Cc							
ID	24.10	26.31	26.84	27.52	27.28	31.87	6.37
FEMG	0.14	0.16	0.14	0.18	0.18	0.26	0.09
IP	0.61	0.55	0.54	0.57	0.54	0.52	0.81

- H-12 Basanita. Colada del Volcán Nuevo del Fuego. HAUSEN (1959).
 L-79 Basanita. Colada Volcán Nuevo del Fuego. CARRACEDO *et al.* (1990).
 L-63 Basanita. Colada de Tinguatón. CARRACEDO *et al.* (1990).
 13616 Basanita. Colada del Volcán Nuevo del Fuego. IBARRROLA y LÓPEZ RUIZ (1967).
 PNT-14 Basalto. Bomba del Volcán Nuevo del Fuego. ICONA (1988).
 PNT-52 Basalto. Bomba del Volcán Nuevo del Fuego. ICONA (1988).
 13619 Peridotita. Enclave de M^ña Negra. FUSTER *et al.* (1968).

El estudio geoquímico incluye los análisis químicos realizados paralelamente, a los que se han añadido los disponibles en la bibliografía. Se parte de la consideración de dos grandes ciclos volcánicos constructivos dentro del conjunto de la isla: un primer ciclo, representado por los macizos miocenos de Ajaches, Dominio central y Famara (Mioplioceno), y un segundo ciclo, constituido por el resto de emisiones, mayoritariamente cuaternarias, incluidas las de fecha histórica.

Como un estudio de este tipo se sale necesariamente fuera de los límites de una sola hoja, se hace primero un comentario de las características generales de los ciclos aquí representados y a continuación una referencia particular y comparativa de los episodios cartografiados en este área.

En la Tabla 5.1 aparecen listados todos los análisis de elementos mayores, menores y la norma CIPW. La clasificación tipológica de las muestras se ha llevado a cabo mediante el diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas de la IUGS, [LE BAS *et al.* (1986)]. La denominación de las rocas obtenida en dicho diagrama aparece al pie de la tabla, junto con la localización geográfica de las muestras y su procedencia bibliográfica. Algunas diferencias que puedan encontrarse en los contenidos de algunos elementos de rocas similares pueden deberse, en parte, a la diversidad de procedencia de los análisis, principalmente a las técnicas analíticas empleadas.

5.1. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO. PETROLOGÍA

Se puede decir, que todos las emisiones de este período no presentan prácticamente grandes diferencias texturales, tratándose en la mayoría de los casos, de basaltos olivínicos porfídicos.

5.1.1. Período Plioceno. Coladas basálticas indiferenciadas

Las muestras correspondientes a este período son basaltos olivínicos, formados por (aproximadamente) un 10-12% de microfenocristales idiomorfos-subidiomorfos de olivino y escasa augita. Sus tamaños son seriados, desde 1 mm hasta confundirse con la matriz. Tienen golbos de corrosión e iddingsitización parcial. En la muestra AG-1115 se ha observado ortopiroxeno, el cual procede probablemente de la disagregación de nódulos ultramáficos.

La matriz está formada por microlitos de plagioclasa, augita y opacos granulares dispersos. También se observan algunos olivinos y vidrio intersticial. Como minerales secundarios aparecen óxidos de hierro y calcita.

Se observan microacumulados ultramáficos de composición dunítica.

5.1.2. Período Pleistoceno inferior.

Alineación Montaña Tenézar-Costa de Tinajo. Todas las muestras estudiadas, del conjunto volcánico de Montaña Tenézar son basaltos olivínicos con textura porfídica seriada microcristalina. Los fenocristales son exclusivamente de olivino con tamaños seriados, inferiores a 1 mm, que llegan a confundirse con la matriz.

La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa maclada y augita titanada. Los opacos aparecen de modo disperso. Además, en algunas muestras se ha observado olivino en la matriz.

En el edificio Costa de Tinajo son también basaltos olivínicos, pero presentan ligeras diferencias texturales ya que los fenocristales son escasos, siendo su textura intergranular.

Edificio Montaña Halcones. Tanto las coladas que aparecen sobre el edificio como los bloques lávicos, muestrados entre el material piroclástico, son de composición basáltica olivínica. Existe tanto texturas porfídicas como intergranulares de grano fino. Los fenocristales son mayoritariamente de olivino y en menor medida de augita. Presentan tamaños seriados que van desde 1,6 mm hasta confundirse con la matriz.

La matriz está constituida por un entramado de listones de plagioclasa maclada entre cuyos intersticios se disponen pequeños prismas de augita titanada, olivino y opacos. Estos últimos presentan formas aciculares y equidimensionales.

También se han muestrado las tobas palagoníticas que constituyen el edificio y algunos fragmentos de rocas sedimentarias. Las tobas palagoníticas tienen una textura fragmentaria vesicular y están formadas por fragmentos de vidrio que engloba cristales de olivino y también de augita titanada. Los intersticios están llenos por cemento de calcita cristalina.

Los fragmentos de rocas sedimentarias están constituidos por abundantes restos fósiles en una matriz micrítica. En algunos puntos se observa que la matriz comienza a recristalizar a tamaños microscópicos. Los fósiles son variados: moluscos, corales, foraminíferos, etc.

Fisura de Caldera Blanca. Los materiales emitidos por estos volcanes son todos basaltos olivínicos. Presentan una textura porfídica seriada microcristalina con porcentajes de fenocristales que pueden llegar al 15-20% del total de la roca. Son todos ellos de olivino idiomorfo-subidiomorfo, con tamaños seriados, desde 1 mm hasta confundirse con la matriz. También se observan algunos cristales de olivino de mayor tamaño (2 mm) que presentan extinción ondulante y que corresponden a un origen xenolítico. Ocasionalmente en la muestra AG-1121 se han observado cristales aislados de ortopiroxeno (espinela).

La matriz es fina y está constituida por microlitos de augita titanada, plagioclasa y opacos dispersos. En algunas muestras también aparece olivino de forma subordinada.

En algunos de estos edificios han tenido lugar fases hidromagmáticas con desarrollo de tobas palagoníticas y otros depósitos cineríticos. En las tobas palagoníticas muestradas (AG-1119 y AG-1120) se ha observado que están constituidas mayoritariamente por fragmentos de vidrio palagonítico con tamaño máximo de 2-3 mm y cristales de olivino. Entre los fragmentos existen huecos parcialmente llenos por matriz micrítica.

5.1.3. Período Pleistoceno medio

Las emisiones de estos volcanes son todas de basaltos olivínicos porfídicos. En general presentan texturas porfídicas seriadas con pequeños fenocristales de olivino. Los tamaños oscilan entre 0,6-0,7 mm hasta llegar a confundirse con la matriz.

La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, augita y opacos. También aparece olivino, en menor proporción, y en algunas muestras vesículas circulares e irregulares.

Alineación Morros de San Roque. Son basaltos olivínicos con textura porfídica seriada, algo vesicular. Los fenocristales representan entre el 7 y el 9% del total de la roca. Son prácticamente en su totalidad de olivino, excepto alguno de augita titanada zonada. Los tamaños van desde 0,8 mm hasta confundirse con la matriz. Se ha observado algún cristal aislado de olivino con mayor tamaño que presenta maclas mecánicas y extinción ondulante, sugiriendo su origen xenolítico.

La matriz está formada por abundante augita zonada en la muestra AG-1123 y por microlitos de plagioclasa maclada y augita titanada en la muestra AG-1094. En ambos casos aparecen olivino y opacos abundantes.

Alineación Montaña de Fuego-Miraderos-Chibusque. Todas las muestras estudiadas de esta alineación corresponden a basaltos olivínicos con textura porfídica seriada. Los fenocristales de olivino representan entre el 5 y el 25% del total de la roca, según las muestras, y tienen tamaños seriados desde 1,5 mm hasta confundirse con la matriz. Hay también algunos cristales aislados de olivino con extinción ondulante y maclado mecánico, de origen xenolítico.

En la matriz predominan los microlitos prismáticos de augita, también aparecen acículas de plagioclasa maclada, opacos y olivino, en menor proporción.

Se han observado microenclaves de duníta y de piroxenita.

Alineación Montaña Mazo-Tingafa-Rostros-Coruja-Quemada. Todas las muestras estudiadas corresponden a basaltos olivínicos con textura porfídica seriada, microcristalina. Los fenocristales de olivino representan entre un 7 y un 11% del total de la roca y tienen tamaños seriados desde 0,8 mm hasta confundirse con la matriz. En algunas muestras se han observado también algunos cristales mayores de olivino (1,5-2 mm) con extinción ondulante y maclado mecánico. Asimismo existen algunos microagregados policristalinos.

La matriz está formada por microlitos de plagioclasa maclada, augita titanada, opacos, olivino y vidrio en menor proporción. Las muestras AG-1083 y AG-1100 tienen vesículas muy abundantes ya que corresponden a bombas y "spatter" de alguno de estos centros de emisión.

Fisura de Tinajo. Todas las muestras estudiadas de los dos edificios que integran esta fisura (Montaña Tinajo y Montaña Tilamas) son basaltos olivínicos con textura porfídica seriada, microcristalina. Los fenocristales son exclusivamente de olivino y representan entre el 3 y el 10% del total de la roca. Tienen tamaños desde 1 mm hasta confundirse con la matriz (0,1 mm). Ocasionalmente hay algún cristal aislado de olivino con tamaños mayores y extinción ondulante que podrían tener un origen xenolítico.

La matriz es muy fina y está constituida por microlitos de plagioclasa, augita titanada, opacos y olivinos. Como minerales secundarios se han observado óxidos de hierro. Algunas de las muestras presentan un grado de iddingsitización bajo.

Alineación Montaña de los Dolores-Tinaché-Timbaiba. Todas las muestras estudiadas de esta alineación corresponden a basaltos olivínicos con textura porfídica seriada, microcristalina. Los

fenocristales son mayoritariamente de olivino, aunque en algunas muestras, hay escasos cristales de piroxeno. En conjunto representan porcentajes variables, entre el 4 y el 15-20%. Los tamaños son seriados desde 1 mm hasta confundirse con la matriz. Concretamente en la muestra AG-1122 (Montaña Tinaché) hay algún cristal xenolítico de olivino de mayor tamaño y de ortopiroxeno.

La matriz está constituida por plagioclasa, augita, opacos y olivino.

5.1.4. Período Pleistoceno superior

A este período sólo se han asignado las emisiones de la fisura de Montaña Bermeja. Todas las muestras estudiadas muestran una gran homogeneidad composicional (basaltos olivínicos). Texturalmente son rocas porfídicas seriadas, microcristalinas. Los fenocristales suponen entre un 8 y un 12% del total de la roca. Son todos ellos de olivino idiomorfos con tamaños seriados desde 1,2 mm hasta confundirse con la matriz.

La matriz está formada por microlitos de plagioclasa y augita titanada. También aparecen abundantes opacos y pequeños cristales de olivino.

5.1.5. Período Histórico. Erupciones de Timanfaya

Petrográficamente todas las muestras recogidas presentan una gran homogeneidad, son basaltos olivínicos. Sin embargo, geoquímicamente aparecen algunos términos basaníticos.

Los fenocristales representan en general menos del 10% de la roca, con tamaños seriados desde 0,6 mm hasta confundirse con la matriz. Son olivinos subidiomorfos y en ocasiones se observa algún cristal de augita. La textura es porfídica seriada microcristalina.

La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, maclada, augita y opacos granulares dispersos. También se observa ocasionalmente vidrio intersticial rellenando vesículas. En algunas muestras hay microacumulados ultramáficos de composición mayoritariamente dunítica. Están constituidos por olivinos xenomorfos con extinción ondulante y maclado mecánico. También hay algunas acumulaciones piroxénicas.

El grado de alteración es prácticamente nulo y no se observan minerales tardíos.

5.1.6. Período Histórico. Alineación de 1824

De los tres volcanes que constituyen esta alineación, en la hoja están presentes dos: Volcán Nuevo del Fuego (Chinero) y Volcán de Tinguatón. Todas las muestras estudiadas presentan una gran homogeneidad (basaltos olivínicos). También se ha muestreado un enclave de dunita formado casi exclusivamente por olivino con extinción ondulante y maclas de deformación. Se aprecian intercrecimientos simpletectíticos de clinopiroxeno de grano fino.

5.2. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO. GEOQUÍMICA

El segundo ciclo magmático se caracteriza por la presencia de términos de naturaleza básica, con tipos basálticos y basaníticos, estando ausentes rocas con mayor grado de diferenciación. El período de erupciones históricas del siglo xviii (erupciones de Timanfaya) muestra otra vez

más variación, con una evolución desde basanitas en los primeros episodios a basaltos en los finales, y aunque la tendencia general es alcalina, en estos finales se observan afinidades toléticas. En la erupción de 1824, los materiales emitidos son únicamente basanitas.

5.2.1. Período Plioceno

Los materiales muestrados corresponden a coladas de la zona Laja del Sol, y se clasifican en el diagrama TAS, (Fig. 5.1), como basaltos, existiendo pues concordancia composicional con lo observado en el estudio petrográfico. En sus contenidos elementales, tanto de elementos mayores como menores no presenta particularidades dignas de mención.

Con respecto a otras emisiones pliocenas en la isla, como son las de Montaña Roja (localizada al sur de la isla, en la hoja de Femés, y a las cuales corresponde el otro análisis proyectado en el diagrama de la Figura 5.1), se observa también una estrecha coincidencia composicional con ellas. Podría pensarse, por tanto, que estos materiales de la Laja del Sol y Caletón de las Ánimas, cuya edad es incierta, efectivamente corresponden ya al segundo ciclo volcánico y que en principio, al menos desde el punto de vista geoquímico no tienen nada que ver con el edificio Famara, cuya pertenencia a él también se ha planteado.

5.2.2. Período Pleistoceno (inferior y medio)

Las emisiones presentes en la hoja, asignadas a uno y otro tramo del Pleistoceno, siguen un comportamiento geoquímico idéntico, como se ve en los diagramas TAS de clasificación, (Figs. 5.2. y 5.3). Considerando el conjunto de análisis de la isla de este período, se observa

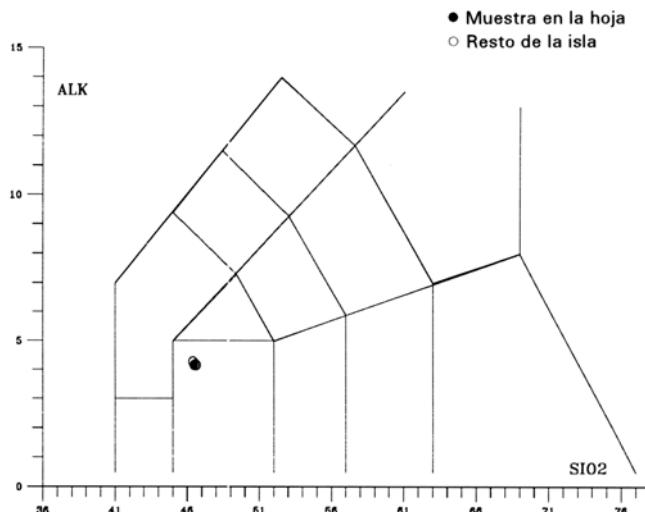


Fig. 5.1. Diagrama TAS del período Plioceno.

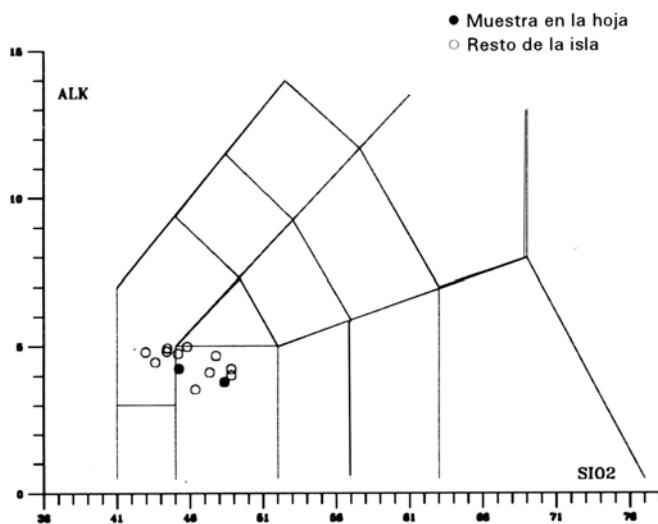


Fig. 5.2. Diagrama TAS del período Pleistoceno inferior.

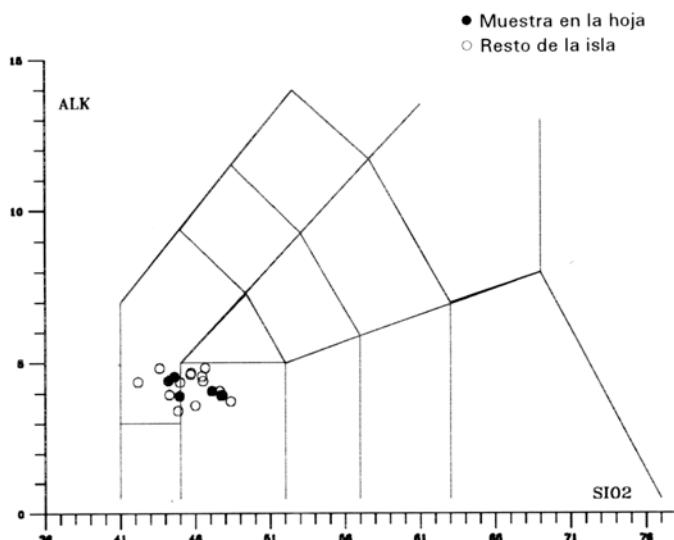


Fig. 5.3. Diagrama TAS del período Pleistoceno medio.

que se trata indistintamente de basaltos y basanitas, con escasa dispersión en el grupo. No muestran diferencias significativas en sus contenidos elementales, destacando únicamente la mayor alcalinidad de algunas muestras.

Un rasgo llamativo en las emisiones pleistocenas es su aproximación al campo de los basaltos toleíticos, anticipando así quizás la presencia más tarde de basaltos toleíticos en las emisiones históricas de Timanfaya.

5.2.3. Período Histórico

Erupciones de Timanfaya. Mayoritariamente corresponden a términos basálticos alcalinos, con la particularidad de que en el segundo episodio, pero fundamentalmente en el tercero, muestran un carácter toleítico, (Fig. 5.4). Las muestras de este episodio, a diferencia de los anteriores, carecen de nefelina y tienen hyperstena normativa, e incluso alguna de ellas contiene también cuarzo en la norma. Se observa así una evolución geoquímica muy peculiar, única en el volcanismo de la isla y del archipiélago.

CARRACEDO *et al.* (1992) y CARRACEDO y RODRÍGUEZ BADIOLA (1993) relacionan estas variaciones composicionales con cambios en el grado de fusión parcial, el cual aumentaría hacia los términos toleíticos, en cierto modo también influidos por variaciones en la profundidad de generación de estos magmas. El estudio de las relaciones isotópicas U/Th y $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, [SIGMARSSON *et al.* (1992)] pone de manifiesto que los aportes magmáticos a dicha erupción proceden de varias fuentes.

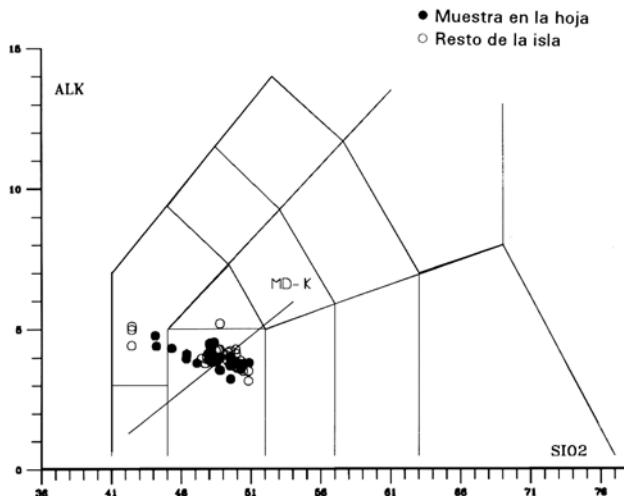


Fig. 5.4. Diagrama TAS de las emisiones históricas de Timanfaya.

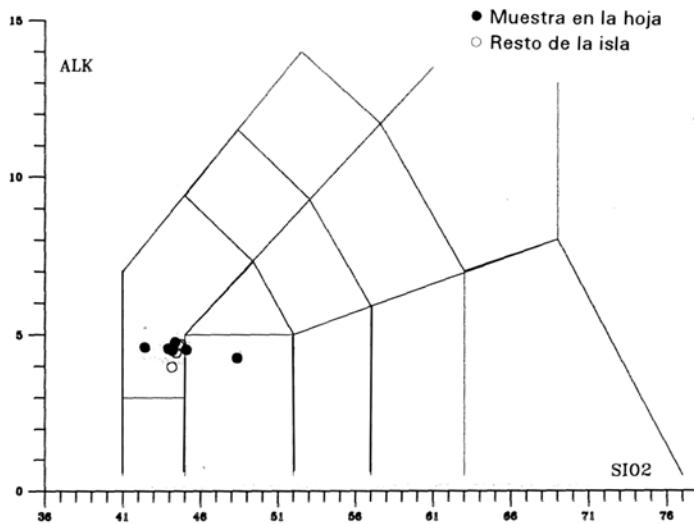


Fig. 5.5. Diagrama TAS de las emisiones históricas de 1824.

Erupciones de 1824. Presentan menor variación composicional que las emisiones históricas anteriores, correspondiendo mayoritariamente a basanitas, (Fig. 5.5). Muestran otra vez un comportamiento más próximo y similar al resto de las erupciones no históricas de la isla.

En el diagrama de variación de elementos mayores, (Fig. 5.6), se aprecia que los materiales de esta prolongada erupción han seguido un proceso de cristalización fraccionada con disminución progresiva de álcalis, CaO, MnO, TiO₂ y P₂O₅, mientras que se mantiene el Fe total y el MgO y aumenta el Al₂O₃.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La isla de Lanzarote constituye junto con la de Fuerteventura un dominio común, alargado según una dirección N35-40°E, y se levantan sobre un fondo marino profundo de unos 300 m de profundidad en la zona occidental y de unos 1.500 m en el borde africano.

En Lanzarote, a diferencia de Fuerteventura, no se ha observado en superficie el Complejo Basal. Por tanto, las rocas más antiguas que afloran son los materiales basálticos del Mioceno. Estas unidades aparecen fundamentalmente en tres macizos que reciben los nombres de: Dominio de Famara (N), Dominio central y Dominio de los Ajaches (S). Dentro de la hoja estudiada no afloran en superficie estos materiales, sin embargo, en los acantilados del sector NO de la hoja se han cartografiado unos pequeños afloramientos lávicos que se han asignado al Plioceno (aunque con ciertas reservas) y que podrían corresponder a las estribaciones meridionales del Dominio de Famara. Este edificio constituye la "fase de escudo", de formación inicial de la isla, y debía de ocupar una extensión bastante mayor a la observada actualmente. Según las

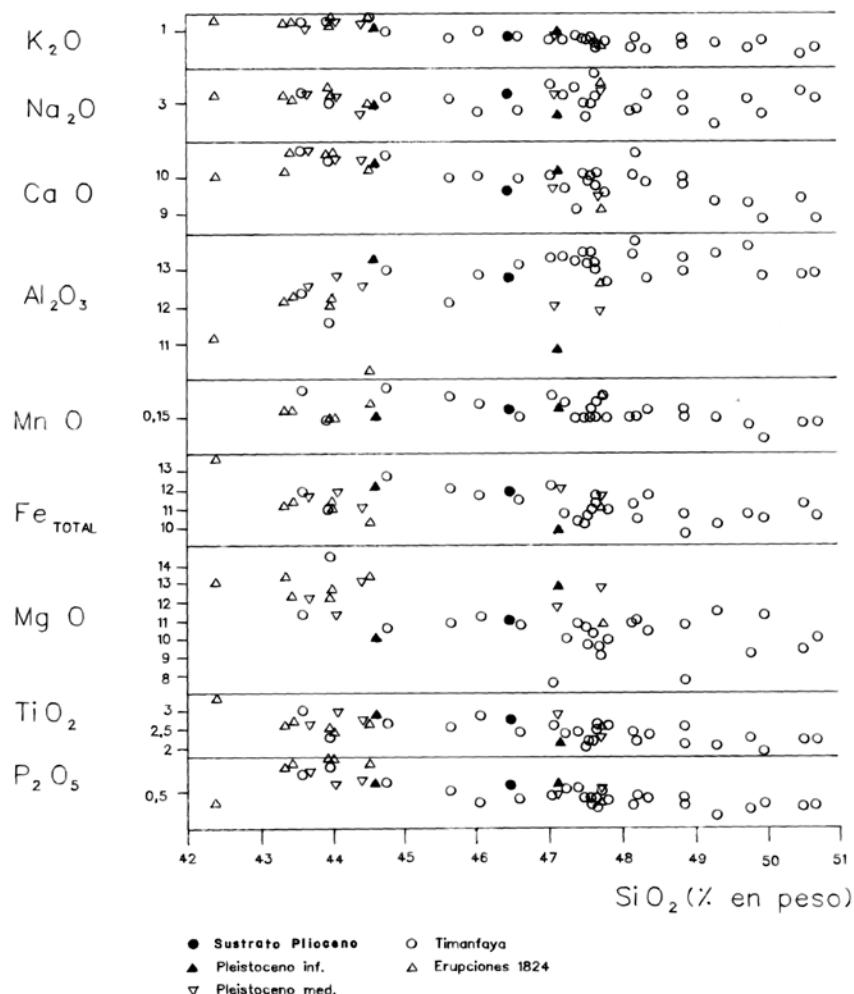


Fig. 5.6. Diagrama de variación de elementos mayores.

dataciones radiométricas de IBARROLA *et. al* (1988), el período de emisión del edificio Famara es muy dilatado desde 10 m.a. hasta 5,3 m.a. Por último existe una actividad de carácter tardío con edades pliocenas (3,9-3,8 M.a.). Después de esta importante fase de construcción se inicia la actividad erosiva, instalándose una superficie de erosión y/o acumulación en el techo del edificio.

Uno de los elementos morfológicos importantes de esta hoja es el acantilado del Caletón de las Ánimas. Esta estructura parece prolongarse hacia el NE, cubierta bajo las coladas del Pleistoceno medio que ganaran terreno al mar.

La actividad volcánica del Pleistoceno inferior está representada en la hoja por emisiones puntuales alguna de las cuales se emplaza en las proximidades de la costa y comienza su actividad con fases hidromagmáticas (edificio Halcones y fisura de Caldera Blanca). Tanto la fisura de Caldera Blanca como la fisura de Montaña Tenézar dan lugar a la construcción de grandes edificios de cínder, los cuales se encuentran hoy bastante desmantelados. Asimismo, en esta épocas pleistocenas, debía de existir un fuerte régimen de vientos, que favorecido por un clima árido y seco, provocó el desarrollo de un extenso campo de dunas que cubren amplias zonas de la isla. Esta unidad se extiende preferentemente por las hojas limítrofes de Soo y Teguise. Posteriormente estas arenas se removilizan hasta épocas actuales, existiendo auténticas dunas vivas.

Desde el Pleistoceno hasta tiempos históricos, la actividad magmática en la isla de Lanzarote es prácticamente continua, con pequeños intervalos erosivos. La actividad volcánica obedece a un régimen fisural que da lugar a la construcción de edificios volcánicos alineados según pautas OSO-ENE. Algunas de estas fisuras se reactivan en tiempos históricos, dando lugar a las alienaciones de Timanfaya y del año 1824. Concretamente los episodios de Timanfaya constituyen la erupción histórica más importante del archipiélago y una de las mayores del mundo, sólo superada en volumen de material emitido por la de Lakagigar en Islandia. No obstante, la erupción de Timanfaya supera a ésta en cuanto a tiempo de duración de la actividad eruptiva (casi seis años en Timanfaya). Estas coladas cubrieron una gran superficie de la isla, lo cual produjo un cambio importante en la fisonomía de la misma.

Durante el Holoceno, la posición más elevada del mar con respecto a la actual ocasiona la deposición de sedimentos marinos a lo largo de la costa, que actualmente quedan ligeramente levantados a alturas del orden de 0,5-1 m (rasa erbanense).

7. HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

Como principales fuentes bibliográficas se han consultado el reciente Plan Hidrológico de Lanzarote, [CABILDO INSULAR DE LANZAROTE y GOBIERNO DE CANARIAS (1992)], el trabajo de síntesis sobre las Aguas Subterráneas de España del ITGE (1989) y el de ITGE (1992). Estudios hidrogeológicos como el SPA/15 (1975) y MAC-21 (1976), aunque antiguos, son todavía de gran interés y sirven aún de base para la mayoría de los trabajos posteriores, ya que sus conclusiones y datos son en algunos casos válidos todavía, e incluso los nuevos estudios no han generado mucha más información de la ya aportada por aquellos. Al no existir abundantes datos concretos sobre la hidrogeología de esta área, parte de los que se citan resultan de considerar el conjunto de la isla.

7.1. HIDROLOGÍA

Climatología

La isla de Lanzarote es una de las más áridas del archipiélago canario, pudiéndose clasificar su clima como desértico, cálido y seco. Se observan fuertes contrastes térmicos a lo largo del día con oscilaciones entre 15 y 17°C en un mismo día, siendo la oscilación media anual de 8 °C, [MARZOL (1988)].

Los vientos son frecuentes y de intensidad moderada, con una componente dominante NNE, modificada en algunos sectores por la presencia de accidentes topográficos.

Pluviometría

El régimen de lluvias en Lanzarote se caracteriza por su escasez anual, máximo inferior a 300 mm/año y una media de apenas 155 mm/año, [ITGE 1990]), baja intensidad e irregularidad en el tiempo y en el espacio. Las máximas precipitaciones corresponden a los meses de invierno (diciembre-enero), frente a unas precipitaciones insignificantes en los meses de verano (junio, julio y en parte agosto).

La escasa pluviosidad de la isla se debe en gran parte a la baja altitud de sus relieves (el punto culminante, Las Peñas del Chache, situado en la hoja de Soo, apenas llega a los 670 m sobre el nivel del mar), que no alcanzan la cota de inversión del alisio (alrededor de 700 m), principal portador de lluvia a las islas.

Esta área, en concreto, es uno de los sectores más áridos de la isla, con precipitaciones inferiores a 100 mm/año, tal como se observa en el mapa de isoyetas de la Figura 7.1.

En la Tabla 7.1 se indican las precipitaciones medias mensuales según el SPA/15 (1975), las cuales dan un valor medio anual de 142,2 mm/año.

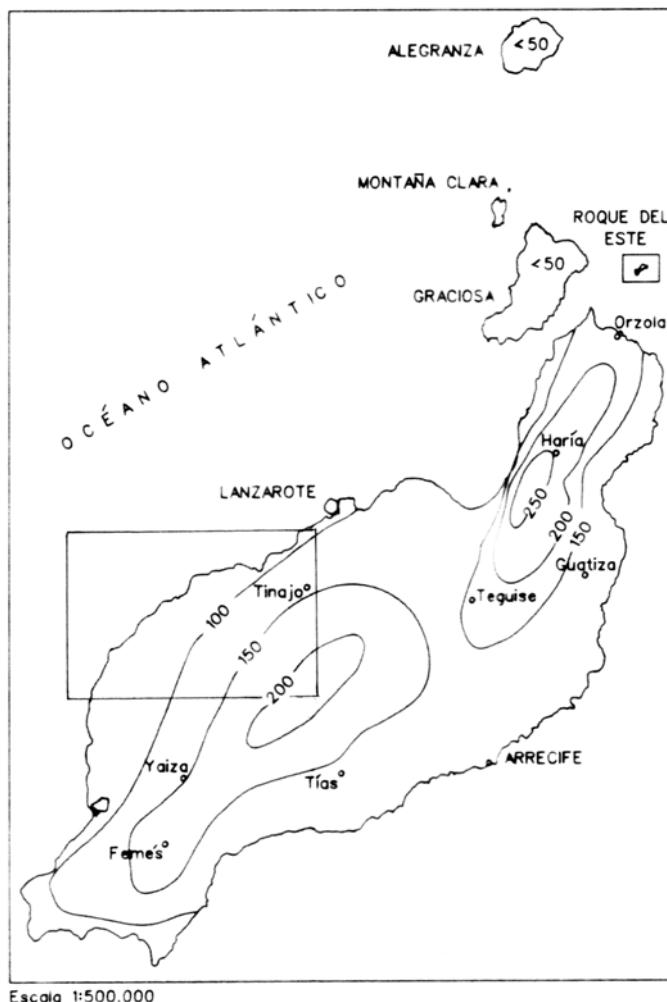
Tabla 7.1. Precipitaciones medias mensuales (mm) en la hoja de Arrecife. SPA/15 (1975).

Estación	O	N	D	E	F	M	A	My	J	Jl	A	S	Total
TINAJO	15,1	25,6	31,3	30,8	17,0	11,0	8,0	1,2	0,1	0,0	0,1	2,0	142,2

El Plan Hidrológico de Lanzarote (op. cit.), al efectuar el balance hidrológico de la isla, estableció una evapotranspiración del 89% y una escorrentía superficial de 1,6 mm/año, corregidos a 2 hm³/año en ITGE (1990).

La infiltración aproximada del agua en terreno, para el conjunto de la isla, se calculó en 4,1 mm/año, si bien la infiltración en el área de Tinajo es mayor, debido a la menor fisuración de los materiales que conforman los malpaíses basálticos más recientes de Timanfaya, que abarcan gran parte de la isla.

En la Tabla 7.2 se resumen las principales características hidrológicas de la isla de Lanzarote.



Escala 1:500.000

Fig. 7.1. Esquema de isoyetas de la isla de Lanzarote. Modificado de MARZOL (1988).

**Tabla 7.2. Resumen de las características hidrológicas.
(Plan Hidrológico de Lanzarote 1992).**

Precipitación	155,7 mm/año
Escorrentía superficial	1,6-2 mm/año
Infiltración	4,1 mm/año
EVT	150 mm/año

Cuencas y cauces principales

En toda la superficie de la hoja, dada la juventud de los materiales que existen en ella, no existe ningún barranco o valle digno de mención, quedando reducida la canalización del agua a pequeñas endiduras en el terreno sin ninguna relevancia cartográfica.

Aprovechamiento de los recursos superficiales e infraestructuras hidráulicas básicas

La infraestructura de aprovechamiento de las aguas superficiales es escasa, dada la ausencia de escorrentías de cierta entidad. El único embalse de cierta importancia de la isla de Lanzarote es la presa de Mala, situada a cota 135 m en el barranco del Palomo, cerca del pueblo de Mala, dentro de la hoja de Haría.

Elementos de aprovechamiento de la lluvia y la ocasional escorrentía superficial lo constituyen obras de menor envergadura, como son los aljibes, estanques y represamientos tradicionales sobre los cauces de los barrancos, como nateros, gavías y maretas. Es frecuente en la isla la impermeabilización con cemento de pequeñas parcelas de terreno adyacentes a las viviendas, las cuales, dotadas de cierta inclinación, canalizan el agua de lluvia recogida hacia aljibes.

No existe un inventario actualizado del número de estos depósitos ni de su capacidad real de almacenamiento. El Plan Hidrológico vuelve a citar datos del SPA/15 (1975), en el que se estimó una capacidad de almacenamiento conjunta de 18.000 m³, utilizándose el 20% de ella a lo largo de un año normal.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

Los recursos hidráulicos subterráneos de la isla de Lanzarote son muy escasos, lo que hace que actualmente la extracción de estas aguas sea cada vez más reducida y que la producción de agua desalada sea una práctica cada vez más común.

Características hidrogeológicas generales de los materiales volcánicos

En general, la sucesión e imbricación de coladas, depósitos piroclásticos, sedimentos, almagres e intrusivos hacen de las formaciones volcánicas un medio heterogéneo, que condiciona enormemente el flujo y almacenamiento del agua subterránea. Asimismo, los procesos posteriores al emplazamiento y consolidación de los materiales modifican también su comportamiento primario.

La permeabilidad por fracturación y la porosidad de los materiales volcánicos va asociada, en las coladas de lava, a la zona afectada por disyunción columnar y a los tramos escoriáceos de

sus bases y techos. Los tramos impermeables o poco permeables se deben mayormente a la presencia de rocas compactas sin fisurar y sin conexión de vesículas, presencia de almagres y depósitos piroclásticos alterados; en general, estos hechos condicionan y afectan al movimiento del agua en sentido vertical. Por otro lado, los diques y cuerpos intrusivos que cortan las lavas y piroclastos representan barreras a la circulación horizontal, si bien en casos en que están fisurados pueden constituir zonas de permeabilidad preferente.

La elevada permeabilidad primaria de los materiales más modernos (malpaíses cuaternarios) contrasta con la de los más antiguos, como los basaltos miocenos y pliocenos de Ajaches y Famara, en los que los procesos de alteración, rellenos de fisuras y huecos y la compactación en profundidad los hacen más impermeables.

En la Figura 7.2. se presenta un esquema hidrogeológico simplificado de la isla de Lanzarote.

Formaciones acuíferas

Desde el punto de vista hidrogeológico, en la isla de Lanzarote, la principal formación acuífera la constituyen los materiales basálticos de edad miocena y miopliocena, que conforman los macizos de Ajaches y Famara, respectivamente, ausentes en el ámbito de esta hoja. En el resto de formaciones, por sus características hidrogeológicas, potencia, posición topográfica, etc., no existen niveles saturados de importancia, salvo en determinadas zonas.

Dado el casi nulo interés desde el punto de vista hidrogeológico que presentan los materiales de esta hoja, apenas existen estudios y datos referentes a las propiedades de los mismos.

En los malpaíses cuaternarios próximos a las Montañas del Fuego se han medido permeabilidades del orden de 1 m/día. Las medidas de porosidad total son aún más escasas, teniéndose datos medidos en coladas basálticas cuaternarias próximas a Arrecife, donde se dieron valores de 0,01 y 0,02 m/día para roca masiva y de 0,40 para rocas escoriáceas.

Aprovechamiento de los recursos subterráneos

El aprovechamiento de las aguas subterráneas en la isla se realiza a través de pozos, galerías y nacientes.

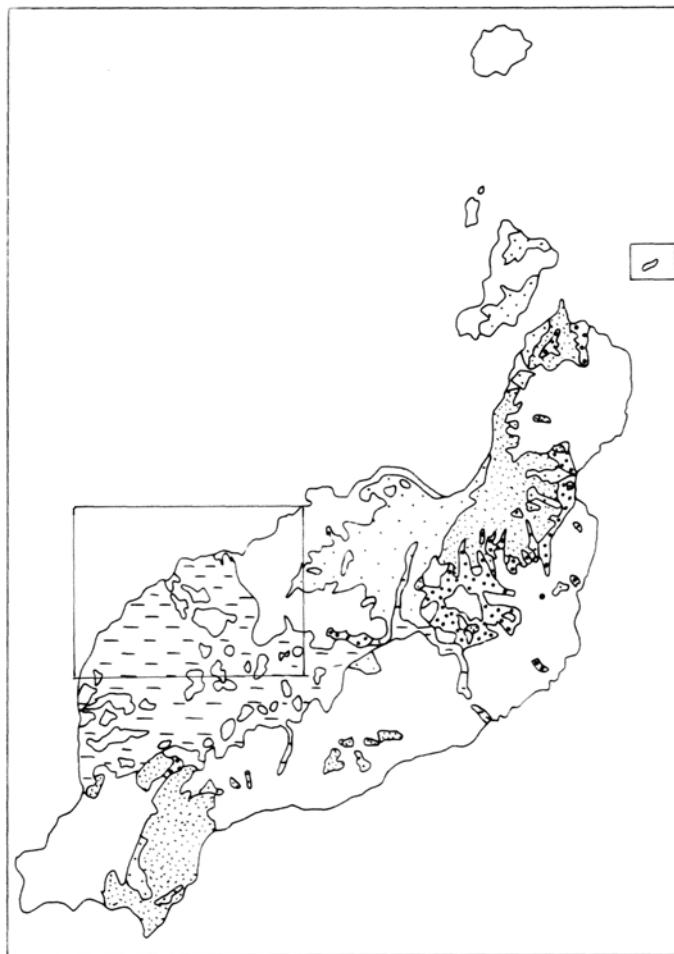
En esta área el número de pozos es escaso, encontrándose algunos cerca de la población de Tinajo.

Los nacientes son igualmente escasos, siendo la fuente más importante de los Miraderos, cerca de las Montañas del Fuego.

Actualmente la explotación de aguas subterráneas a partir de pozos y galerías en Lanzarote es muy reducida, encontrándose alrededor de 200.000 m³/año, según el Plan Hidrológico, frente a los 364.000 m³/año del año 1972 citados en el SPA/15.

7.3. PIEZOMETRÍA

En la Figura 7.3 se presenta el mapa piezométrico de la isla tomado del Plan Hidrológico, encuadrando el área de la hoja de Tinajo. Este mapa es prácticamente igual al que ya fue elaborado en el SPA/15 (1975) y tal cual es incorporado también a los trabajos de ITGE (1989) e ITGE (1992). Al no existir datos más recientes, no es posible realizar un seguimiento de la evolución



- [Dotted pattern] Depósitos detriticos cuaternarios indiferenciados (arenas eólicas, aluviales, coluviales.) PERMEABLE
- [Dotted pattern with dots] Depósitos aren-arcillosos cuaternarios IMPERMEABLE A PERMEABILIDAD BAJA
- [Dashed pattern] Coladas y piroclastos basálticos cuaternarios (históricos) ELEVADA PERMEABILIDAD POR FISURACION
- [White box] Coladas y piroclastos basálticos pliocenos y cuaternarios PERMEABILIDAD MEDIA-ALTA POR FISURACION
- [Solid black box] Coladas intrusivas y piroclastos Mio-pliocenos PERMEABILIDAD BAJA A IMPERMEABLE

Fig. 7.2. Esquema hidrogeológico de la isla de Lanzarote.

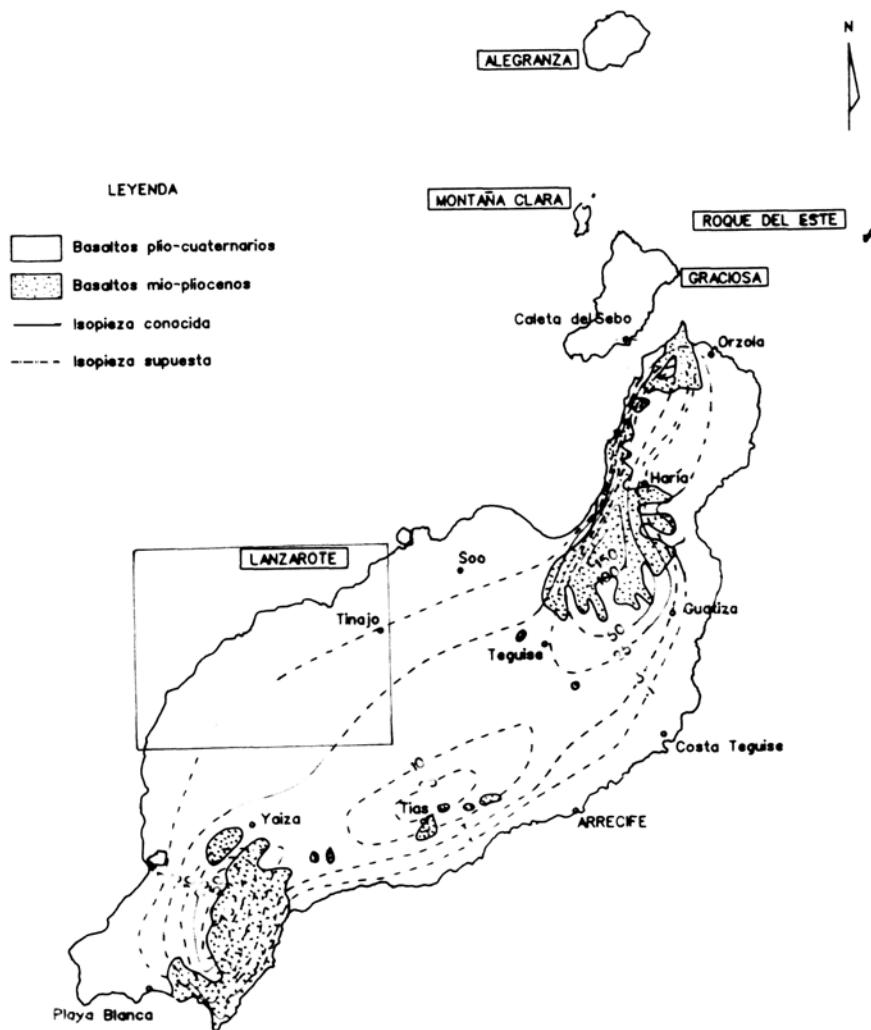


Fig. 7.3. Esquema piezométrico de la isla de Lanzarote.
(Plan Hidrológico de Lanzarote, 1992).

de los niveles piezométricos. Se observa que gran parte de las líneas isopiezas son supuestas, al carecer de suficientes puntos de control de agua a lo largo de su superficie, y en especial, en esta área, donde no existe ninguno en concreto.

En los apilamientos lávicos de Famara, el mayor número de medidas en los pozos permite un mejor conocimiento de la superficie piezométrica. El gradiente en estos materiales más impermeables es elevado, principalmente hacia el oeste, aun cuando la recarga es baja. En este macizo, el nivel de saturación puede aparecer a mayor cota sobre el nivel del mar. Las posibilidades de explotación son algo mejores, si bien la mayoría de las posibles explotaciones están hoy en día paralizadas por improductivas.

En esta hoja se observa un escaso gradiente piezométrico y el agua se encuentra en cotas próximas al nivel del mar, desaconsejándose la explotación para evitar posibles intrusiones marinas.

7.4. CALIDAD DEL AGUA

Los datos analíticos sobre la calidad química del agua subterránea de la isla proceden también del Proyecto SPA/15 (1975) y así son recogidos en el Plan Hidrológico.

En general, en las aguas de Lanzarote existe una elevada cantidad de sales minerales, consecuencia principalmente de la aridez del clima y los aportes de sales solubles de las rocas por las que circulan. Según el SPA/15 (*op. cit.*), son aguas dominanteamente de tipo clorurado-sódicas, más o menos bicarbonatadas y generalmente poco duras, pero con residuo seco elevado (entre 5.000 y 1.000 mg/l). Los elementos que contienen no son tóxicos, pero su concentración supera los límites tolerables para agua potable. Desde el punto de vista para su utilización en agricultura, la calidad es también baja.

Existen también en la isla problemas de salinización por intrusión de agua marina, principalmente a lo largo de la costa. Las causas son, entre otras, la elevada permeabilidad de los materiales basálticos cuaternarios y la fisuración generalizada en los de edad miocena y pliocena de Ajaches y Famara.

No sólo cerca del litoral, sino incluso a distancias considerables hacia el interior, la salinidad aumenta notablemente en algunos pozos, pues a 1 km, según señala CUSTODIO (1988), el acuífero está ocupado por agua marina, en zonas de escasa recarga. Según se expone en el Plan Hidrológico, la heterogeneidad de los materiales y el efecto de la marea podrían influir también en ello. El bombeo de agua subterránea a partir de pozos situados cerca del mar es, por tanto, una práctica desaconsejable, ya que favorece la penetración de masas de agua salada.

7.5. RECURSOS HIDRAULICOS NO CONVENCIONALES

La disminución paulatina de los recursos hidráulicos del subsuelo insular y la creciente demanda de agua para diversas actividades ha hecho necesario el empleo de técnicas de desalación de agua marina y de tratamiento de las aguas residuales. Sin embargo, aunque en el primer caso esta práctica está extendida desde hace años, la reutilización de aguas residuales aún no está completamente desarrollada, si bien se avanza cada día más en ese sentido.

Actualmente, el agua obtenida a partir de plantas desalinizadoras representa la principal fuente de abastecimiento de agua potable en la isla. Existen varias plantas potabilizadoras de propiedad pública y algunas más están en proyecto. Asimismo, algunas de ellas son privadas y abastecen a algunos complejos turísticos. Los sistemas que emplean varían de unos a otros, siendo uno de los más comunes el de ósmosis inversa.

En 1966 la producción de agua desalinizada fue de 222.000 m³/año, pasando a 900.000 en 1972, según datos del SPA/15 (1975). Según datos del Plan Hidrológico del archipiélago canario (1986-1988) recogidas en ITGE (1992), esta producción fue de 4.400.000 m³/año. El ritmo ha seguido en aumento, llegando a 6.000.000 m³/año en 1989, [CUSTODIO *et al.* (1991)].

En cuanto al tratamiento de aguas residuales, CUSTODIO *et al.* (*op. cit.*), basándose en otros autores, aportan datos de 1.000.000 m³/año de aguas residuales reutilizadas.

Como resumen, en la Tabla 7.3, se indican, a modo comparativo, las producciones totales de los diversos recursos hidráulicos de la isla, según el SPA/15 (1975), MOPU (1985), ITGE (1992) y CUSTODIO *et al.* (1991) (estos últimos referidos a datos de 1989).

De los datos contenidos en la citada tabla, se desprende el enorme incremento que tiene, con los años la producción de agua desalinizada, como consecuencia de la creciente demanda para usos diversos. A la vista de los escasos recursos que aportan las aguas subterráneas y superficiales en el futuro, la demanda de agua en la isla parece satisfacerse con plantas desalinizadoras del agua marina.

Tabla 7.3. Producción total de recursos hidráulicos en Lanzarote. (hm³/año)

	SPA/15 (1975)	MOPU (1985)	ITGE (1992)	CUSTODIO <i>et al.</i> (1991)
Recursos superficiales	2,0	0,2		0,1
Recursos subterráneos	1,4	0,3		0,3
Aguas desalinizadas	0,9			6
Aguas reutilizadas		1,8		1
Total	4,3	2,3	4,4	7,4

8. GEOTECNIA

En este capítulo se consideran los diferentes materiales representados en la hoja según su comportamiento mecánico, con el objeto de realizar una aproximación a posibles problemas geotécnicos que puedan presentarse ante acciones constructivas o causas naturales. Con respecto a esto último, se hace también una breve descripción de los riesgos geológicos que puedan tener cierta incidencia en esta área.

No se han realizado ensayos ni otro tipo de pruebas geotécnicas que proporcionen datos cuantitativos de las propiedades resistentes de los terrenos, por lo que su estimación es sólo cualitativa. Se trata, por tanto, de un estudio orientativo, siendo necesario realizar estudios más de-

tallados cuando haya que proyectar obras de cierta importancia. De manera orientativa ha servido para la redacción del capítulo el mapa geotécnico general de la isla, IGME (1976a).

8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN

Atendiendo a criterios de tipo geológico, en los que se recogen aspectos, principalmente litológicos y de edades de los materiales, criterios hidrogeológicos y geomorfológicos, se ha dividido la superficie cartografiada en áreas de comportamiento geotécnico diferente. A su vez estas áreas se han subdividido en zonas que representan recintos relativamente homogéneos frente a características geotécnicas determinadas.

En la hoja se han distinguido dos áreas y cinco zonas.

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOTÉCNICAS DE LOS MATERIALES.

Área I

Comprende los materiales de las coladas basálticas de edad pliocena.

Zona I₁. Coladas basálticas de edad pliocena.

Características litológicas y estructurales. Estas coladas se encuentran situadas en los acantilados del Caletón de las Ánimas y Laja del Sol. Aparece como un zócalo de coladas basálticas con bases escoriáceas y espesores individuales de 1 a 2,5 m. Son coladas subhorizontales con suaves buzamientos hacia el norte y algunas intercalaciones de piroclastos rojizos. Composicionalmente son basaltos olivínicos con gran cantidad de nódulos duníticos.

Características geomorfológicas. El apilamiento de estas coladas da un relieve de acantilados de unos 60 m, lo cual, dan una morfología abrupta aunque de pequeña extensión.

Características hidrogeológicas. A grandes rasgos, estos materiales presentan un carácter semipermeable haciéndose más impermeable en los tramos inferiores, donde están más compactos. Pueden apreciarse filtraciones por fisuración.

Capacidad portante. Presentan en general una elevada capacidad de carga, siendo los asientos previsibles bajos o despreciables. En las zonas alteradas, estos valores pueden verse reducidos.

Facilidad de excavación. No son ripables, la excavación requiere emplear máquinas y métodos de gran potencia (martillo hidráulico o explosivos).

Estabilidad de taludes. Generalmente presentan taludes elevados, próximos a la vertical y altamente estables. Forman acantilados de 60 m de altura. Por la acción del mar puede haber socavación y desprendimientos de bloques. Las intercalaciones de piroclastos pueden también favorecer los desplomes.

Área II.

Comprende el resto de materiales aflorantes en la hoja, ya sean volcánicos o sedimentarios, pudiéndose diferenciarse cuatro zonas diferentes.

Zona II₁. Coladas basálticas cuaternarias.

Características litológicas y estructurales. Son coladas basálticas que originan malpaíses o campos de lavas extensos. Tienen un carácter escoriáceo y caótico superficialmente, altamente vesicular y masivo, coherente y poco vesicular en el interior, donde desarrollan un diaclasado columnar vertical y espaciado. Se disponen de manera subhorizontal, salvo cuando caen por los relieves miocenos en que alcanzan inclinaciones mayores.

Características geomorfológicas. Los malpaíses que forman estas lavas dan lugar a superficies subhorizontales, abruptas e irregulares.

Características hidrogeológicas. Generalmente son materiales bastante permeables por fisuración, mostrando un drenaje superficial moderado-bajo.

Capacidad portante. Tienen una capacidad de carga media-alta, como consecuencia de su naturaleza escoriácea superficial, pero pueden alcanzar también valores altos. Es necesario considerar la posibilidad de la existencia de cavidades subterráneas o tubos volcánicos en alguna zona, que pueden favorecer hundimientos importantes.

Facilidad de excavación. Su excavabilidad es muy baja, requiriéndose medios mecánicos de gran potencia, tales como martillo hidráulico o explosivos.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales observados, aunque son de poca entidad, pueden presentarse en paramentos verticales, siendo generalmente estables. No obstante, pueden producirse desprendimientos ocasionales de bloques, al quedar individualizados por el diaclasado. En la costa se pueden producir desprendimientos por socavación basal.

Zona II₂. Depósitos piroclásticos pliocenos y cuaternarios.

Características litológicas y estructurales. Los depósitos piroclásticos son de composición basáltica, estando constituidos por materiales granulares, cuyos tamaños varían entre 2 y 64 mm cuando son lapilli y superiores cuando son bloques, escorias y bombas, con granulometría media entre 8 y 70 cm. Forman depósitos relativamente sueltos, poco consolidados cuando son recientes. En los más antiguos pueden estar muy compactados y oxidados.

Características geomorfológicas. Las acumulaciones piroclásticas más características presentan formas cónicas o tronco-cónicas, a veces de gran altura y pendientes del orden de 20 a 35°.

Características hidrogeológicas. Estos depósitos suelen tener una elevada porosidad y un grado de permeabilidad importante, si bien cuando están muy alterados este parámetro se ve considerablemente reducido.

Capacidad portante. Su capacidad portante puede variar entre media y baja, estando determinada por su heterogeneidad granulométrica, grado de consolidación, etc.

Facilidad de excavación. Constituyen habitualmente depósitos poco consolidados o sueltos, por lo que son ripables con facilidad. En algunos casos están más endurecidos y deben ser excavados con retroexcavadora y martillo.

Estabilidad de taludes. Los ángulos de reposo de las acumulaciones que forman edificios volcánicos varían entre 20 y 35°, mostrando generalmente una buena estabilidad. Cortes próxi-

mos a la vertical, cuando el material está consolidado, se mantienen en condiciones estables pero siempre próximas al límite.

Zona II₃. Depósitos de arenas eólicas cuaternarios.

Características litológicas y estructurales. Son arenas eólicas de color claro, constituidas por fragmentos calcáreos de caparazones marinos. El grado de consolidación varía según su edad, siendo mayor en los depósitos más antiguos. Las potencias observadas no suelen sobrepasar los 2 -3 m. La removilización de la arena por el viento origina depósitos sueltos, que constituyen recubrimientos delgados sobre las lavas.

Características geomorfológicas. Originan formas bastante aplanadas en los casos de depósitos más antiguos, encontrándose a veces fosilizadas por lavas y piroclastos.

Características hidrogeológicas. Son materiales muy permeables.

Capacidad portante. Presentan una baja capacidad de carga, con asientos importantes.

Facilidad de excavación. Son fácilmente extraíbles mediante pala excavadora.

Estabilidad de taludes. Los taludes estables que admiten pueden alcanzar alturas de varios metros, incluso cuando están próximos a la vertical, si bien la estabilidad es siempre precaria y el equilibrio se rompe fácilmente, originándose frecuentes desmoronamientos y caídas.

Zona II₄. Estos materiales están compuestos por depósitos cuaternarios de ladera.

Características litológicas y estructurales. Estos depósitos alcanzan algún desarrollo en los escarpes de la Montaña de Tenézar y Montaña Blanca-Risco. Están formados por material detritico constituido por arenas y cantes o bloques de litología basáltica, que se distribuyen sin ordenación alguna, formando depósitos bastante caóticos. Los bloques pueden alcanzar a veces tamaños métricos. Todos se encuentran englobados en una matriz arenosa.

Características geomorfológicas. Al encontrarse adosados a relieves pronunciados, sus inclinaciones son también altas tendiendo a horizontalizarse en sus tramos distales.

Características hidrogeológicas. Se trata de materiales muy permeables, al encontrarse generalmente muy sueltos.

Capacidad portante. La capacidad de carga es muy baja, con asientos inadmisibles.

Facilidad de excavación. Al no estar consolidados, su comportamiento es el de materiales sueltos, con lo cual son fácilmente excavables.

Estabilidad de taludes. Su comportamiento es el de los materiales sueltos, con lo cual se encuentran siempre en el talud de equilibrio, que suele ser muy bajo.

8.3. RIESGOS GEOLÓGICOS

En el área cartografiada no se detectan, *a priori*, riesgos geológicos que puedan suponer una amenaza inminente a las poblaciones asentadas en ella. Desde el punto de vista de utilidad en cuanto a ordenación del territorio, se consideran los siguientes tipos de riesgos geológicos: riesgo volcánico, subsidencia del terreno e inestabilidad de laderas.

Riesgo volcánico. Esta zona está ampliamente ocupada por una pequeña parte de las emisiones lávicas históricas del siglo XVIII, procedentes del área de Timanfaya. De repetirse una erupción de similares características en cuanto al tipo de lavas, composición, fluidez, etc, y en el mismo lugar, las lavas ocuparían una zona parecida a la del siglo XVIII. El efecto barrera ejercido por las alineaciones de edificios anteriores volvería a ser importante, limitando la caída masiva de las lavas hacia las zonas meridionales, que están densamente pobladas (Arrecife, Puerto del Carmen, etc.). La lluvia piroclástica de dispersión sí que puede alcanzar una amplia extensión, afectando a las zonas indicadas y a otras más. CARRACEDO *et al.* (1990) realizan una evaluación más extensa del riesgo volcánico en este sector considerando varios escenarios posibles de erupciones similares a la de Timanfaya.

Riesgo de subsidencia del terreno. Es frecuente la presencia de túneles volcánicos y cavidades subterráneas bajo estos malpaíses recientes (son numerosos, por ejemplo, en la zona del Parque Nacional de Timanfaya). Aunque no es un hecho habitual, hay que considerar la posibilidad de hundimientos a la hora de programar determinado tipo de cimentaciones.

Riesgo de inestabilidad de laderas. Se puede considerar un riesgo de baja incidencia, dado que las laderas se encuentran adoptando el talud de equilibrio.

8.4. VALORACIÓN GEOTÉCNICA.

Las características expuestas anteriormente permiten realizar una valoración geotécnica provisional de los materiales representados en la hoja, en cuanto a su idoneidad constructiva. En consecuencia, se han dividido todos los terrenos en tres grupos, designados con el calificativo más apropiado por sus condiciones constructivas desfavorables o muy desfavorables, aceptables y favorables.

8.4.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables

Se agrupan bajo este calificativo los depósitos cuaternarios de ladera y arenas eólicas cuaternarias (II₃ y II₄).

Los problemas que se presentan en ellos son de tipo geotécnico, debido a la limitación en las cargas de trabajo, ya que los asientos previsibles serán importantes. Dada la naturaleza permeable de los depósitos eólicos, es posible que puedan presentar problemas.

8.4.2. Terrenos con características constructivas aceptables

Se pueden considerar como aceptables en cuanto a características constructivas los terrenos formados por las coladas basálticas y los depósitos piroclásticos pliocenos y cuaternarios (II₁ y II₂).

La capacidad portante de estos materiales varía entre media a media-baja, adaptándose relativamente bien a los condicionantes constructivos. La estabilidad de posibles taludes elevados y pronunciados es suficiente, aunque algo inferior en los depósitos (II₂). El drenaje y la escorrentía será generalmente alto.

8.4.3. Terrenos con características constructivas favorables

Se incluyen aquí los materiales que conforman las coladas basálticas pliocenas (I₁).

Tabla 8.1. Resumen de las características geotécnicas y riesgos geológicos en la zona.

Área	Zona	Unidad cartográfica	Litología Estructura	Hidrogeología	Características geotécnicas	Características constructivas	Riesgos geológicos
I	1	Coladas basálticas pliocenas	Apilamiento de coladas subhorizontales o suavemente inclinadas. Morfología abrupta	Permeabilidad por fisuración media-baja. Disminuye en profundidad	CP = Alta FE = Muy baja ET = Alta	Favorables	V = Bajo-medio IL = Alto EM= Alto
II	1	Coladas basálticas pliocenas y cuaternarias	Campos de lava subhorizontales (malpaís) de morfología suave pero abrupta	Permeabilidad alta por fisuración	CP = Media FE = Media-alta ET = Alta	Favorables	EO, IL, ST, EM
	2	Coladas piroclásticas pliocenas y cuaternarias	Depósitos granulares relativamente sueltos y conos con fuerte buzamiento	Permeabilidad alta por porosidad	CP = Media FE = Media-alta ET = Alta-precaria (según consolidación)	Aceptables a favorables	
	3	Depósitos de arenas eólicas cuaternarias	Depósitos biotítricos poco consolidados de grano fino	Permeabilidad alta por porosidad intergranular	CP = Baja FE = Alta ET = baja	Desfavorables	ER, IL, ER
	4	Depósitos cuaternarios de ladera	Depósitos granulares heterométricos con matriz arenosa poco consolidados	Permeabilidad alta	CP = Baja FE = Alta ET = Baja	Desfavorables	

CP = Capacidad portante; FE = Facilidad de excavación; ET = Estabilidad de taludes; EM = Erosión marina; IL = Inestabilidad de laderas; V = Riesgo volcánicos; EO = Riesgo eólico; ST = Subsistencia del terreno; ER = Erosión.

Las condiciones constructivas están favorecidas por la alta capacidad de carga y estabilidad. Los asientos son despreciables. El drenaje superficial es aceptable. Ante obras subterráneas puede haber problemas de infiltración e intersección de niveles saturados colgados.

En la Tabla 8.1 se incluye un resumen de las características geotécnicas de los materiales representados en la hoja, así como de los riesgos geológicos considerados.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

Dentro de esta hoja no existen yacimientos minerales explotables. Sí se han explotado, determinados tipos de materiales como rocas industriales. No obstante, las explotaciones son escasas y se encuentran abandonadas o registran actividad intermitente. La actividad extractiva se concentra en el tercio oriental de la hoja, debido a que es la zona poblada y además a que prácticamente el resto queda bajo la jurisdicción del PN. de Timanfaya y su perímetro de protección ("preparque").

Dentro de la clasificación realizada para el conjunto de la isla, los materiales explotables se pueden clasificar desde un punto de vista estructural y genético, en rocas sedimentarias, rocas volcánicas masivas y rocas volcánicas fragmentarias.

Las *rocas sedimentarias* son escasas en esta hoja y no se han explotado; sin embargo, formaciones semejantes se han explotado en la vecina hoja de Teguise. Por ello pueden considerarse como yacimientos potenciales los depósitos arenoso-arcillosos de tipo aluvial-coluvial que afloran entre la Montaña de Tinajo y Montaña Tinaché.

En las *rocas volcánicas masivas* tampoco existen explotaciones. No obstante, pueden considerarse como yacimientos las coladas basálticas del sector oriental de la hoja; siempre y cuando permitan su explotación las leyes medioambientales y de espacios naturales de la Comunidad Autónoma de Canarias.

Las *rocas volcánicas fragmentarias* sí han sido explotadas en todo el tercio oriental de la hoja. Concretamente se han utilizado los depósitos piroclásticos de los siguientes edificios: Montaña Tenézar, Montaña Bermeja, Montaña Tinajo, Montaña Dolores, Montaña Colorada, Montaña Ortiz, Montaña Peña de Santa Catalina, Montaña Tingafá y Volcán Nuevo del Fuego. Estos materiales son lapillis de diversa granulometría que mediante un simple cribado se selecciona la granulometría adecuada, utilizándose como árido natural para la fabricación de bloques de hormigón. Antiguamente también se empleaban para obras de mampostería y sillería, con carácter local, los bloques extraídos de estas rocas piroclásticas. Asimismo, se han empleado estos materiales para labores agrícolas "enarenados de picón", que mantienen la humedad natural del suelo.

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

El patrimonio geológico de un país es un recurso natural, igual o tan importante como cualquier otro elemento cultural, ya que proporciona una información básica de la historia de la Tierra y de la vida que en ella se ha desarrollado. Además, es el medio natural donde el hombre realiza su actividad y por ello debe cuidarlo. En este sentido, un punto de interés geológico (PIG) se puede definir como un recurso no renovable, en donde se reconocen características de gran interés para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en una zona desde épocas lejanas. Su destino o desaparición supone un daño irreparable al patrimonio de la humanidad, por lo que es necesario preservarlo para las generaciones venideras.

Desde 1978, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) viene realizando, de manera sistemática, un inventario nacional de PIG que por sus especiales valores intrínsecos sean dignos de medidas de protección y aprovechamiento, con fines divulgativos, científicos, educativos, turísticos, etc. Los PIG quedan pues definidos por su contenido, posible utilización y su influencia.

Como se ha comentado anteriormente, una gran parte de la hoja de Tinajo está ocupada por el PN. de Timanfaya. Este parque merece un especial interés desde el punto de vista geológico ya que constituye uno de los mejores ejemplos (si no el mejor) en España de volcanismo histórico.

Además, merece seleccionarse también el conjunto volcánico de la fisura de Caldera Blanca, ya que es un buen ejemplo de actividad volcánica hidromagnética. Los criterios empleados para su selección son los establecidos por el IGME y por los propios autores que realizaron esta cartografía.

10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS PIG

El conjunto volcánico de Caldera Blanca constituye un buen ejemplo de erupciones hidromagmáticas que alternan y evolucionan a mecanismos estrombolianos. Se encuentran alineados según una directriz aproximada (E-O). Los edificios principales de la alineación son los de Caldera Blanca y Risco Quebrado, que ocupan una posición central en la fisura. En ambos casos se reconoce una secuencia de depósitos hidromagmáticos en la cual alternan fases más explosivas caracterizadas por depósitos grisáceos con laminación paralela ("dry surge") y fases de tipo "wet surge" en la cual hay depósitos piroclásticos de tobas y brechas palagoníticas de color amarillo-marrón con abundantes enclaves duníticos. Además, intercalados entre estos depósitos hay niveles de tipo estromboliano.

Por su contenido, puede considerarse este edificio de gran interés volcanológico, científico y didáctico, pues estas estructuras y tipo de depósitos son muy ilustrativas y se accede caminando a través de una senda que tiene también interés turístico. En cuanto a su influencia es de carácter local, regional e incluso nacional.

Erupciones históricas de Timanfaya (1730-1736). Estas erupciones han sido consideradas como PIG, ya que constituyen el mejor ejemplo de volcanismo histórico de las islas Canarias. Por este motivo, una gran parte del territorio ocupado por esta erupción fue declarado Parque Nacional.

Como se ha comentado anteriormente, esta erupción se desarrolló, de forma casi ininterrumpida, a lo largo de seis años. Se trata de una erupción fisural cuya directriz estructural es OSO-ENE y comprende varios kilómetros de longitud. Además de los centros de emisión principal que constituyen los clásicos edificios de cínder de morfología cónica o troncocónica, hay numerosos hornitos, algunos de ellos alineados, que definen grietas eruptivas adventicias a la fisura principal. Las coladas existentes son tanto de tipo "aa" como "pahoehoe" y presentan estructuras muy llamativas en ambos casos. Las primeras dan lugar a malpaíses de bloques y cascotes con morrenas muy potentes, mientras que las coladas "pahoehoe", (muy fluidas), presentan canales de lava, tubos volcánicos, jameos, lavas cordadas y en tripas, etc. Por estos motivos, se considera que este punto presenta un interés geológico múltiple. Así desde un punto de vista científico esta zona es utilizada como un laboratorio vivo de volcanología por distintos organismos de investigación nacional y extranjeros. Además, la naturaleza de los magmas en esta erupción presenta una anomalía única en todo el archipiélago, puesto que existen coladas de tendencia tóleítica, en un ámbito de carácter alcalino. Otro aspecto importante es la existencia de una anomalía térmica en profundidad en la zona de Montañas del Fuego. En esta zona se realizó un sondeo profundo de más de 2.000 m de profundidad [SÁNCHEZ GUZMÁN y ABAD, (1986)].

Desde un punto de vista turístico y/o económico, constituye el principal foco de atracción de la isla y muchos turistas nacionales y extranjeros se desplazan desde Gran Canaria y Tenerife atraídos por la belleza y originalidad paisajística de este Parque Nacional.

Por su influencia, se puede calificar a esta formación geológica como relevante a todos los niveles: local, regional, nacional e internacional.

11. BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N. D. y GAST, P. W. (1971): "Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera". *Am. Jour. Sc.*, 271, pp. 490-521.
- CABILDO INSULAR DE LANZAROTE Y GOBIERNO DE CANARIAS (1992): Plan hidrológico insular de Lanzarote. Cabildo Insular de Lanzarote Consejería de Obras Publicas, Vivienda y Aguas del Gobierno de Canarias.
- CARRACEDO, J. C.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E. y SOLER, V. (1989): "La erupción de Lanzarote de 1730-36. Aspectos volcanológicos, estructurales y petrológicos e implicaciones en riesgo volcánico". (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote Nov.-Dic. 1989, pp. 230-233.
- CARRACEDO, J. C.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E. y SOLER, V. (1990): "Aspectos volcanológicos y estructurales, evolución petrológica e implicaciones en el riesgo volcánico de la erupción de 1730 en Lanzarote, Islas Canarias". *Est. Geol.*, 46, pp. 25-55.
- CARRACEDO, J. C. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1991): *Lanzarote. La erupción volcánica de 1730*. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote, 183 p. Incluye mapa geológico a E. 1:25.000 de la erupción y mapa de itinerarios.
- CARRACEDO, J. C. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1993): "Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Islas Canarias)". *Rev. Acad. Canar. Ciencias*, 5, (4), pp. 25-58.
- COELLO, J.; CANTAGREL, J. M.; IBARROLA, E.; JAMOND, C.; HERNÁN, F.; FUSTER, J. M.^a; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; DÍAZ DE TERÁN, J. R. y CENDRERO, A. (1992): "Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands, based on new K-Ar data". *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53, pp. 251-274.
- CUSTODIO, E. (1988): "Nota sobre la intrusión marina en las Islas Canarias". *Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros, TIAC-88, Almuñécar, ETSIM-IGME*, Madrid, Tomo III, pp. 593-603.
- CUSTODIO, E.; JIMENA, J.; NUÑEZ, J. A.; PUGA, L. y BRAOJOS, J. (1991): "Canary Islands". En: *Hidrology and Water Resources of Small Islands: a Practical Guide*. Ed. A. Falkland. UNESCO, pp. 339-355.
- DRISCOLL, E. M.; HENDRY, G. I. y TINKLER, K. J. (1965): "The geology and geomorphology of Los Ajaches, Lanzarote". *Geol. Jour.* (Liverpool), 4, pp. 321-334.
- FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1969): "Pegmatitoides in the horizontal basalt (Series I) of Lanzarote & Fuerteventura Islands". *Bull. Volcanol.*, 33 (3), pp. 989-1007.
- FUSTER, J. M.^a; FERNÁNDEZ, S. y SAGREDO, J. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Lanzarote*. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 177 pp. (Incluye mapa geológico a escala 1:100.000 publicado por IGME (1968).

HARTUNG, G. (1857): "Die Geologischen Verhältnisse der Insel Lanzarote und Fuerteventura". *Neue Denkschr. Allgem. Schw. Gesell. f.d. Gesam. Naturwiss.*, 15/4. pp. 1-168. (incluye mapa geológico en colores).

HAUSEN, H. (1958): "On the geology of Lanzarote, Graciosa and the Isletas (Canarian Archipiélago)". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math.*, 23 (4), 117 p. (Incluye mapa geológico a escala 1: 200.000).

HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1909): "Estudio geológico de Lanzarote y de las isletas canarias". *Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, Tomo VI, pp. 107-331 (Incluye mapa geológico a escala 1:50.000).

IBARROLA, E. Y LÓPEZ RUIZ, J. (1967): "Estudio petrográfico y químico de las erupciones recientes (serie IV) de Lanzarote". *Est. Geol.*, 23 (3-4), pp. 203-214.

IBARROLA, E.; CANTAGREL, J. M.; FUSTER, J. M.^a, COELLO, J. y JAMOND, E. (1988): "Geocronología de las series volcánicas neógenas de Lanzarote, Islas Canarias". *II Congreso Geológico de España*, Granada, Tomo Simp. de volcanismo, pp. 345-348.

ICONA (1988): *Cartografía geológica y memoria explicativa del Parque Nacional de Timanfaya*, E. 1:10.000. Edición limitada en maqueta de plástico en relieve. ICONA, memoria inédita, 66 p. y anexo.

IGME (1976a): Mapa Geotécnico General, escala 1:200.000. Hoja y Memoria n.º 88-92. *Arrecife-Puerto del Rosario*.

IGME (1976b): Mapa de Rocas Industriales, escala 1:200.000. Hoja y Memoria N° 88-92. *Arrecife-Puerto del Rosario*.

IGME (1986): *Bases para la ordenación minera y ambiental de la extracción de picón en las islas Canarias, (Tenerife, Lanzarote y Gran Canaria)*, 51 pp. (Incluye tres planos de situación).

IGME-CSIC (1967a): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1.^a edición. Hoja y Memoria N.º 1.079-1.080. *Alegranza*. Lanzarote.

IGME-CSIC (1967b): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1.^a edición. Hoja y Memoria N.º 1.081. *Montaña Clara*. Lanzarote.

IGME-CSIC (1967c): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1.^a edición. Hoja y Memoria N.º 1.082. *Graciosa*. Lanzarote.

IGME-CSIC (1967d): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1.^a edición. Hoja y Memoria N.º 1.083. *Teguise*. Lanzarote.

IGME-CSIC (1967e): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1.^a edición. Hoja y Memoria N.º 1.084. *Haría*. Lanzarote.

IGME-CSIC (1967f): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1.^a edición. Hoja y Memoria N.º 1.087. *Punta Pechiguera*. Lanzarote.

IGME-CSIC (1967g): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1.^a edición. Hoja y Memoria N.º 1.088. *Arrecife*. Lanzarote.

IGME-CSIC (1967h): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1.^a Edición. Hoja y Memoria N.^o 1.089. *El Charco*. Lanzarote.

ITGE (1989): *Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis*. 603 págs. Islas Canarias, cap. XVII, pp. 503-528.

ITGE (1990): *Bases de datos de puntos de aguas de Canarias y análisis de las redes de control de acuíferos*. Documento N^o 36532. ITGE, Servicio Documentación.

ITGE (1992): "Definición de unidades hidrogeológicas en los sistemas acuíferos 82, 83, 84 y 87 de las Islas Canarias". Documento N^o 36534. ITGE, Servicio Documentación. 41-50.

LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN A. y ZANETTIN, B. (1986): "A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram". *Jour. Petrol*, 27, Part 3, pp. 745-750.

LECOINTRE, G.; TINKLER, K. J. y RICHARDS, H. G. (1967): "The marine quaternary of the Canary Islands". *Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia*, 119, 8, pp. 325-344.

MAC-21 (1976). *Proyecto de planificación de la explotación y uso racional de los recursos de agua en las Islas Canarias*. Com. Interministerial de las actuaciones del Estado en materia de aguas de las Islas Canarias.

MARINONI, L. B. y PASQUARÉ, G. (1994). "Tectonic evolution of the emergent parte of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Islands. *Tectonophysics*, 239, pp. 111-135.

MARZOL, M.^a V. (1988): *La lluvia, un recurso natural para Canarias*. Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias, n^o 130, (S. investigación, 32), 220 p.

MECO, J. (1977): "Paleocostas de Canarias". *El Museo Canario, Las Palmas*, 26 p.

MECO, J. (1981): "Neogasterópodos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos*, 27, pp. 601-615.

MECO, J. (1981): "Los Arqueogastrópodos de Las Canarias Orientales". *An. Centro UNED, Las Palmas*.

MECO, J. (1982): "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos*, 28, pp. 65-125.

MECO, J. (1983): "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales (Suplemento)". *An. Est. Atlánticos*, 29, pp. 579-595.

MECO, J. (1988): "The emergent littoral deposits in Fuerteventura and the evolution of the canarian marine faunas during the Quaternary". En N. Petit-Maire (ed). Deserts, Past Presents and Future Evolution, Fuerteventura, Workshop 1988, PICG 252, pp. 166-178.

MECO, J. (1991): "El Erbanense y su fauna". (Póster). *Casa Museo de Betancuria, Cabildo Insular de Fuerteventura*.

MECO, J.; POMEL, R. S.; AGUIRRE, E. y STEARNS, CH. E. (1987): "The recent marine quaternary of the Canary Islands". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario (CSIC)*, 10, pp. 283-305.

MOPU (1985). "El agua en Canarias". SGOP, *Bol. Inform. y Estudios*, 44, 45 p.

- ROMERO, C. (1987): "Comentario al mapa geomorfológico de la isla de Lanzarote". *Rev. Geogr. Canaria*, 2, pp. 151-172.
- ROMERO, C. (1991): "La erupción de Timanfaya (Lanzarote, 1730-1736). Análisis documental y estudio geomorfológico". *Univ. La Laguna, Secret. Publicaciones*, Serie Informes, 30, 136 p.
- ROMERO, C. (1991): "Las manifestaciones volcánicas históricas del archipiélago canario". *Consejería de Política Territorial, Gobierno de Canarias*, Tomo I, 695 p. y Tomo II, 768 p.
- SAGREDO, J. (1969): "Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramáficas en las rocas volcánicas de Lanzarote y Fuerteventura". *Est. Geol*, 25, pp. 189-233.
- SÁNCHEZ GUZMÁN, J. y ABAD, J. (1986): "Sondeo geotérmico Lanzarote-1. Significado geológico y geotérmico". *Análes de Física*, Serie B, 82, pp. 102-109.
- SIGMARSSON, O.; CONDOMINES, M. E e IBARROLA, E. (1992): " ^{238}U ^{230}Th radioactive disequilibria in historic lavas from the Canary Islands and genetic implications". *Jour. Volcanol. Geotherm. Res*, 54, 1-2, pp. 145-156.
- SPA/69/515. (1975): "Estudio científico de los Recursos de Agua en las Islas Canarias". *Ministerio de Obras Públicas-UNESCO, Madrid*, Tomo I: generalidades, resumen y conclusiones; Tomo II: Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote; Tomo III: Tenerife, La Gomera, La Palma y El Hierro; + 2 vols. de figuras.
- ZAZO, C.; HILLAIRE-MARCEL, C.; HOYOS, M.; GHALEB, B.; GOY, J. L. y DABRIO, C. (1993): "The Canary Islands, a stop in the migratory way of *Strombus bubonius* towards the mediterranean around 200 KA". *Mediterranean and Black Sea Shorelines Newsletter*, 15, pp. 7-11.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-524-0

9 788478 405244