



Instituto Geológico y
Minero de España

1092 I-IV

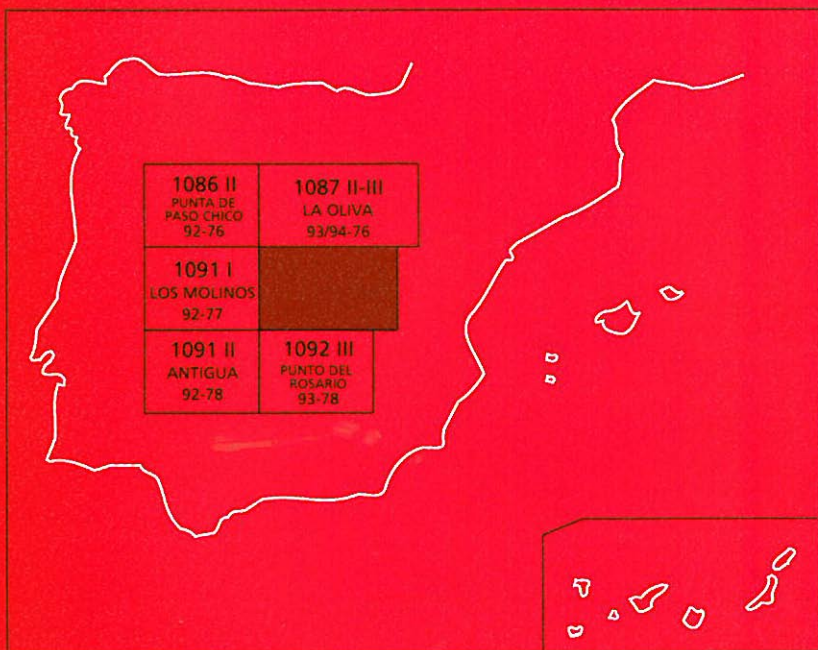
1082 I-IV

93-77/94-77

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

TETIR

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

TETIR

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: 40504-012-8
ISBN: 84-7840-505-4
Depósito legal:

La presente hoja y memoria a escala 1:25.000, *Tetir*, 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

— Cueto Pascual, L. A. Ing. Téc. de Minas. (IGME)

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

Colaboradores:

— Ancochea, E. (Dpto. Petrología y Geoquímica UCM). Dr. C. Geológicas.

— Vidal, J. R. (U. de La Coruña). Dr. C. Geológicas. Cartografía geomorfológica.

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.

— Meco, J. (U. Las Palmas). Dr. C. Geológicas. Bioestratigrafía y Paleontología.

— Vidal, J. R. (U. La Coruña). Dr. C. Geológicas. Geomorfología.

— Rolandi Sánchez-Solis, M. Lic. C. Geológicas. Hidrogeología.

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.
- Fotografías de campo de las unidades ígneas y sedimentarias cartografiadas.
- Mapa geomorfológico a escala 1:25.000.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	9
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. FORMACIONES VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS POSTCOMPLEJO BASAL ..	12
2.1.1. Fase miocena	12
2.1.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta	12
2.1.1.1.1. Coladas basálticas (2)	12
2.1.1.1.2. Brechas líticas Ampuyenta (3)	13
2.1.1.1.3. Diques y "sills" básicos	13
2.1.1.1.4. Rocas plutónicas. Gabros y pegmatitoides (4) ..	14
2.1.1.1.5. Intrusión básica (5)	15
2.1.1.1.6. Depósitos sedimentarios. Arenas y conglomerados (6)	15
2.1.1.2. Tramo medio-superior	16
2.1.1.2.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas, plagioclásicas y traquibasálticas subordinadas. (7)	17
2.1.1.2.2. Conos de tefra (8), niveles de lapilli (11) y niveles edáficos rubefactados y "almagres" (10) ..	18
2.1.1.2.3. Coladas basálticas plagioclásicas (9)	20
2.1.1.2.4. Coladas basálticas (techo del apilamiento) (12) ..	20
2.1.2. Fase pliocena superior	22
2.1.2.1. Arenas eólicas compactadas (13)	22
2.1.2.2. Coladas basálticas y conos de tefra (14 y 15)	23
2.1.3. Fase pleistocena inferior	24
2.1.3.1. Depósitos de caliche (17)	24
2.1.3.2. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión. (18,19 y 16)	25
2.1.3.3. Arcillas (20)	30
2.1.4. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes	31
2.1.4.1. Coladas basaníticas, cono de tefra y piroclastos de dispersión de Montaña Quemada (21, 22 y 23)	31

2.2.	FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	32
2.2.1.	Depósitos de arenas encalichados (24)	32
2.2.2.	Depósitos de terraza (25)	32
2.2.3.	Arenas y conglomerados. Rasas marinas jandiense y erbanense (26)	32
2.2.4.	Coluviones y derrubios de ladera (27)	34
2.2.5.	Suelos (28)	35
2.2.6.	Depósitos de rambla y fondos de barranco indiferenciados (29)	35
2.2.7.	Conos de deyección con depósitos de rambla indiferenciados (30)	36
2.2.8.	Playas de arenas y cantos (31)	36
3.	TECTÓNICA.	36
4.	GEOMORFOLOGÍA	41
4.1.	LOS MATERIALES	41
4.2.	FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	41
4.3.	PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES	43
4.3.1.	Formas volcánicas	43
4.3.1.1.	Conos volcánicos (tefra)	43
4.3.1.2.	Superficies de colada (tipo "pahoehoe")	43
4.3.1.3.	Superficies de colada (tipo "aa")	43
4.3.2.	Formas continentales	44
4.3.3.	Formas marinas	46
4.3.4.	Formas agradativas	46
4.4.	TOPÓNIMOS DE SIGNIFICADO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO	47
4.5.	SECUENCIA DE LOS PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS GEOMORFOLÓGICOS	48
5.	PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.	48
5.1.	FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	49
5.1.1.	Fase miocena. Petrología.	49
5.1.1.1.	Tramo inferior. Grupo Ampuyenta	49
5.1.1.1.1.	Coladas basálticas indiferenciadas (2)	49
5.1.1.1.2.	Brechas líticas Ampuyenta (3)	51
5.1.1.1.3.	Rocas plutónicas. Gabros y pegmatitoides (4)	52
5.1.1.1.4.	Intrusión básica (5)	53
5.1.1.1.5.	Diques y "sills" básicos (1)	53
5.1.1.2.	Tramo medio-superior	54
5.1.1.1.1.	Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas y plagioclásicas indiferenciadas (7)	54
5.1.1.2.2.	Coladas basálticas plagioclásicas(9)	56
5.1.1.2.3.	Coladas basálticas (12)	56
5.1.2.	Fase miocena. Geoquímica	57
5.1.3.	Fase pliocena superior. Petrología	59
5.1.3.1.	Arenas eólicas (13)	59
5.1.3.2.	Coladas basálticas y conos de tefra (14 y 15)	60

5.1.4.	Fase Pleistocena inferior. Petrología	60
5.1.4.1.	Coladas basálticas y conos de trefra (18 y 19)	60
5.1.4.2.	Depósitos de caliche (17)	62
5.1.5.	Fase pleistocena inferior. Geoquímica	62
5.1.6.	Fase pleistoceno media-holocena. Episodios recientes. Petrología	65
5.1.6.1.	Coladas basaníticas y cono de tefra de Montaña Quemada (21, 22)	65
5.1.7.	Fase pleistocena media-holocena. Episodios Recientes. Geoquímica.	67
5.2.	FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	68
5.2.1.	Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense. Petrología (26)	68
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	68
7.	HIDROGEOLOGÍA	70
7.1.	HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	70
7.2.	UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS. NIVELES ACUÍFEROS	71
7.2.1.	Nivel acuífero inferior	73
7.2.2.	Nivel acuífero superficial	75
7.3.	PIEZOMETRÍA	75
8.	GEOTECNIA	77
8.1.	ZONACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN	77
8.2.	CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS	77
8.3.	CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	81
8.4.	RIESGOS GEOLÓGICOS	83
8.5.	VALORACION GEOTÉCNICA	84
8.5.1.	Terrenos con características constructivas desfavorables	84
8.5.2.	Terrenos con características constructivas aceptables	85
8.5.3.	Terrenos con características constructivas favorables	85
9.	GEOLOGIA ECONOMICA. MINERIA Y CANTERAS	85
10.	PUNTOS DE INTERES GEOLÓGICO	87
10.1.	DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG	88
11.	BIBLIOGRAFÍA	89

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La Hoja de Tetir corresponde al número 93-97; 94-77 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000, editada por el Servicio Geográfico del Ejército. Se encuentra situada en el sector centro-norte de la isla de Fuerteventura, limitando al este con el océano Atlántico y al norte, sur y oeste con las hojas de La Oliva, Puerto del Rosario y Los Molinos, respectivamente.

Los relieves más importantes se sitúan en el área occidental, más o menos alineados según la dirección N10°E, formando el límite oriental del Valle Central que recorre la isla en el referido sentido norteado. El origen de este valle plantea ciertos problemas y ha sido motivo de discusión por parte de muchos de los autores que han trabajado en la isla. A lo largo de la presente Memoria se volverá a hacer mención de este tema, fundamentalmente en los capítulos de Tectónica, Geomorfología y Estratigrafía. Casi perpendiculares al referido Valle Central se han desarrollado otros valles abiertos hacia el oriente que recorren la hoja de oeste a este. Los más importantes son los de Vallebrón, Valhondo-Guisquey y La Herradura-La Monja. Dada la extrema aridez de la isla, todos los valles y barrancos se encuentran secos y no transportan agua; solamente durante algún momento muy aislado de precipitaciones más o menos intensas pueden funcionar. Los valles citados dejan aislados relieves alargados según la dirección E-O, que reciben el nombre local de "cuchillos".

En la zona central y noroccidental, la actividad volcánica posterior al Mioceno ha creado varios edificios de cinder y escorias, cuya altitud supera en casi todos los casos los 400 m (Montañas de Piedra de Sal, San Andrés, Temejereque, La Caldera y La Caldereta).

A pesar de que en muchos puntos de la hoja se superan los 500 y 600 m de altitud, el relieve ha sido bastante suavizado debido al gran desarrollo que alcanzan en esta isla las formaciones superficiales (coluviones, conos de deyección y caliches), que contribuyen a remodelar el paisaje primitivo.

1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Para la realización de esta hoja se han consultado los anteriores trabajos de cartografía, principalmente el mapa geológico de la isla de Fuerteventura [AGOSTINI *et al.* (1968)] y la Hoja Geológica 1:50.000 de La Oliva [IGME-CSIC (1967)]. Asimismo, han sido utilizadas las tesis doctorales de GASTESI (1969), MUÑOZ (1969), SAGREDO (1969) y FERNÁNDEZ SANTIN (1969)

y los artículos de CROFTS (1967), BLUMENTAL (1961), BOURCART et JEREMINE (1938), HAUSEN (1958), LÓPEZ RUIZ (1970). En cuanto a datos geocronológicos, se han consultado los trabajos de RONA y NALWALK (1970), ABDEL MONEM *et al.* (1971), GRUNAU *et al.* (1975), FE-RAUD *et al.* (1985), y más recientemente, CASQUET *et al.* (1989), IBARROLA *et al.* (1989), LE BAS *et al.* (1986b) y COELLO *et al.* (1992), así como las determinaciones paleontológicas de MECO y PETIT-MAIRE (1989). Con todos ellos se puede establecer, con cierta precisión, los criterios cronoestratigráficos de las diferentes unidades volcánicas de la isla. Para este proyecto se han realizado nuevas dataciones K/Ar que completan las zonas sin este tipo de información. No obstante, estos datos absolutos deben ser cotejados con las observaciones de campo para una mejor optimización de dicha información.

2. ESTRATIGRAFÍA

La historia geológica de Fuerteventura se remonta desde tiempos mesozoicos (sedimentos de fondo oceánico) hasta las últimas emisiones volcánicas cuaternarias. La isla presenta dos dominios geológicos claramente individualizados, el Complejo Basal y el volcanismo subaéreo postComplejo Basal (Dominio subaéreo), con evoluciones distintas y, en cierta medida, con transiciones graduales entre ambos. El primero constituye la parte oeste de la isla y está compuesto por una secuencia de sedimentos cretácicos, rocas volcánicas submarinas (en facies de esquistos verdes), rocas plutónicas y una intensa inyección filoniana.

Desde los 80 m.a. (Cretácico superior) hasta los 20 m.a. (Mioceno inferior) se van sucediendo estos eventos. El Dominio subaéreo se extiende por la parte norte, este y sur de la isla (Jandía), siendo su período de emisión desde los 23 m.a. (Mioceno inferior) hasta el Holoceno. Estos eventos han ido ganando terreno al mar, agrandando el perímetro costero hasta los límites actuales.

El primer autor que definió una seriación temporal en las unidades geológicas de Fuerteventura fue HARTUNG (1857). Los autores posteriores, como FINCK (1908), FERNÁNDEZ NAVARRO (1926), BOURCART y JEREMINE (1938), HAUSEN (1958), BLUMENTHAL (1961) y ROTHE (1966), se han ido basando en él para ir actualizando y precisando la estratigrafía general de la isla. Más recientemente, FUSTER *et al.* (1968) culminan un estudio cartográfico y petrológico de Fuerteventura, en el que establecen una nueva estratigrafía general que ha permanecido válida hasta épocas próximas.

Para establecer la estratigrafía general de la isla en este proyecto se han utilizado diversos criterios, tales como criterios de campo (estratigrafías relativas, discordancias, grado de conservación de los edificios, etc., criterios geocronológicos y criterios petrológico-geo químicos. De todos ellos, los datos geocronológicos son los que han servido para marcar la pauta general de las principales fases y episodios, debido a la abundante y reciente información disponible. Del análisis de todas las dataciones publicadas hasta el momento, que son RONA y NALWALK (1970), ABDEL-MONEM *et al.* (1971), GRUNAU *et al.* (1975), MECO y STEARNS (1981), FE-RAUD *et al.* (1985), LE BAS *et al.* (1986b) y COELLO *et al.* (1992), además de las propias edades hechas para este proyecto, se han definido cinco fases en el Dominio subaéreo y seis en el Complejo Basal. En la Tabla 2.1 está representada la cronoestratigrafía resultante.

La estratigrafía de la hoja de Tetir sólo comprende fases volcánicas del Dominio subaéreo. En la Tabla II 2.2 se relacionan las fases presentes en la hoja, así como su correlación con las anteriores cronoestratigrafías más recientes de FUSTER *et al.* (1968) e IGME (1984a-d).

Tabla 2.1. Cronoestratigrafía volcano-plutónica de Fuerteventura

	Edad (m.a.)	Fase/Serie
CICLO CUATERNARIO	0-0,8 1,7-1,8	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Fase pleistocena inferior.
CICLO PLIOCENO	2,4-2,9 5,5	Fase pliocena superior. Fase pliocena inferior.
CICLO MIOCENO	12-22,5	Estratovolcanes de Tetir, Gran Tarajal y Jandía.
COMPLEJO BASAL	20-80	Serie plutónica tardía: Edificio Betancuria, Complejo Circular Vega Río Palmas. Serie plutónica de Mézquez. Serie plutónica indiferenciada Serie plutónica ultralcalina. Volcanismo indiferenciado, en parte submarino. Sedimentos de fondo oceánico.

Tabla 2.2. Correlación estratigráfica

FUSTER <i>et al.</i> (1968)	PLAN MAGNA, IGME (1984a-d)	PLAN MAGNA (1989-1992)
SERIE BASÁLTICA IV Basaltos fisurales	SERIE VOLCÁNICA IV	FASE PLEISTOCENA MED.-HOLOCENA. Episodios recientes
SERIE BASÁLTICA III. Volcanes con conos de cinder	SERIE VOLCÁNICA III	FASE PLEISTOCENA INFERIOR
SERIE BASÁLTICA II Volcanes con conos de cinder. Volcanes en escudo	SERIE VOLCÁNICA II	FASE PLIOCENA SUPERIOR
SERIE BASÁLTICA I	SERIE VOLCÁNICA I	FASE MIOCENA (Estratovolcán de Tetir)

El Dominio subaéreo no está totalmente completo, pues le falta la Fase pliocena inferior. Comienza con la Fase miocena representada por grandes superficies del estratovolcán de Tetir. Sus materiales son equivalentes a la Serie Basáltica I de FUSTER *et al.* (1968) y a la Serie Volcánica I del IGME (1984a-d). A continuación, y después de un lapso de tiempo sin erupciones, se produce una nueva fase en el Plioceno superior. Estas erupciones corresponden a parte de la Serie Basáltica II del IGME (*op. cit.*). Durante el Cuaternario se han producido dos nuevas fases, la Fase pleistocena inferior y la Fase pleistocena media-holocena. La primera comprende erupciones de las Series Basálticas II y III de FUSTER *et al.* (*op. cit.*) y, de igual manera, de las Series Volcánicas II y III del Plan Magna del IGME (*op. cit.*). Por su parte, la última fase engloba los

episodios que se consideran más recientes acaecidos en la isla. Por ser una fase prácticamente continua en el tiempo, no se han distinguido subfases dentro de ella, aunque se observan sucesiones relativas entre algunos de los edificios que la componen. Comprende varias (no todas) de las erupciones asignadas a la Serie Basáltica III y todas las de la Serie Basáltica IV de FUSTER *et al.* (*op. cit.*), así como idéntica correlación con las Series Volcánicas III y IV del IGME (*op. cit.*).

2.1. FORMACIONES VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS POSTCOMPLEJO BASAL

2.1.1. Fase miocena

Se trata de la primera fase de actividad subaérea en la isla durante la cual se configura la isla como tal y se desarrollan tres edificios estratovolcánicos principales. La hoja estudiada se sitúa dentro del denominado edificio Tetir, edificio Norte [ANCOCHEA *et al.* (1991)], ya que es en esta zona donde mejor puede estudiarse.

2.1.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta

2.1.1.1.1. Coladas basálticas (2)

Estos materiales afloran principalmente en la zona occidental de la hoja, esto es, en el denominado Valle Central de la isla, y en una pequeña franja en la ladera N del barranco de Vallebrón, justo en el límite con la hoja de La Oliva. Esta unidad, junto con las brechas líticas Ampuyenta, con las cuales ocasionalmente se indenta, constituyen la parte más baja de este edificio mioceno (Tetir). En ningún punto del área estudiada se ha observado el muro de esta unidad. Ahora bien, al realizar la cartografía de esta hoja se ha seguido una serie de fracturas de componente NNE que afectan tanto a las brechas como a estas coladas y que podrían coincidir con la orientación del Valle Central. Esto provoca que toda la zona del Lomo del Cordobés y Cañada de Martínez esté constituida supuestamente por materiales de esta unidad afectados por una intensa actividad tectónica que, unido al gran desarrollo de formaciones superficiales, dificultan su cartografía y el estudio detallado del tipo de material que se trata. Por este motivo, en el mapa se han señalado estas zonas como facies cataclásticas de coladas, ya que se observan trozos de coladas junto con fragmentos que parecen diques, pero en general su aspecto es diferente al de las brechas Ampuyenta propiamente dichas.

En la zona de Vallebrón y en la falda NO del Aceitunal es donde se han medido los mayores espesores de esta unidad (80 m aproximadamente). En conjunto, se observa un apilamiento de coladas de tipo pahoehoe, algo alteradas y ceolitizadas de composición basáltica con variaciones en el grado de cristalinidad y ligera variación composicional. Así, alternan coladas más ankaramíticas (s.s.) con otras de composición similar pero con menos abundancia de fenocristales de olivino y piroxeno. El espesor individual de cada unidad lávica varía entre 2 y 3 m.

Como se ha comentado anteriormente, en algunos puntos se observa que el contacto entre estos materiales y las brechas Ampuyenta es tectónico, según una dirección N10-20°E. Donde mejor se visualiza es en la falda occidental del Aceitunal.

Sin embargo, en la ladera SO del Pico de la Fortaleza se han individualizado paquetes de estas coladas de composición basáltica (ankaramitas) intercalados entre los mantos de brecha Ampuyenta. Tienen una potencia de 25 m y presentan un gran contraste morfológico y de coloración, pues mientras las brechas tienen colores rojizos de alteración, estas coladas se caracterizan por su coloración grisácea o parduzca. En general, estas coladas exhiben muchos minerales y rellenos secundarios del tipo de las ceolitas.

2.1.1.1.2. Brechas líticas Ampuyenta (3)

Esta unidad aflora fundamentalmente en el sector occidental de la hoja, en las laderas del Valle Central y en algunos afloramientos aislados del Barranco de Vallebrón.

Se trata de una de las unidades más características de la isla de Fuerteventura y ya fue descrita por ROTHE (1966) y FUSTER *et al.* (1968) como "Aglomerados de Casillas del Angel" y "Aglomerado Ampuyenta", respectivamente. En este trabajo se ha preferido la denominación de "Brecha Ampuyenta", ya que el término aglomerado alude más bien a un origen puramente volcánico y en el caso de la brecha Ampuyenta no se ha encontrado fragmentos juveniles, sino que más bien parece tratarse de un "debris-avalanche", en el cual no existe componente magmático. Estratigráficamente se sitúa dentro del tramo inferior de la formación basáltica miocena en su parte alta. Los contactos con las coladas basálticas (de la unidad) no son claros y, aunque parece que la brecha se sitúa al techo, ocasionalmente se han encontrado coladas basálticas entre las capas de brechas. No obstante, según lo observado en el Edificio Gran Tarajal, al sur de la isla, lo que sí parece claro es que la base de la formación basáltica está constituida por coladas basálticas olivínico-piroxénicas, atravesadas por abundantes diques. Las brechas se sitúan en la parte alta del tramo inferior, lo cual significaría que son producto de la destrucción de los primeros edificios volcánicos subaéreos de la isla, bien debido a causas tectónicas, bien a un terremoto o a la propia actividad volcánica que inestabiliza las laderas del estratovolcán.

En general, este depósito está constituido por una acumulación de cantos subangulosos subredondeados con tamaños muy variables desde unos centímetros hasta bloques de 40-60 cm, si bien los tamaños más abundantes se sitúan entre 3-12 cm. No presenta ninguna estratificación ni ordenación interna, aunque hacia el techo se han observado algunas intercalaciones finas de conglomerados aluviales, con potencias de 1 a 5 metros. Estas intercalaciones sí tienen características sedimentarias, con bases erosivas y orientación e imbricación de cantos. La matriz es de tipo arenoso con colores rojizos y pardos, y en ningún momento se han observado cineritas ni estructuras que indiquen que se trate de una brecha volcánica en "s.s.", sino que parece una "brecha lítica caótica". Además, en muchos de los afloramientos visitados aparecen indicios de actividad tectónica, tales como cerros faceteados ordenados linealmente, y paralelamente al Valle Central; asimismo se observan trozos de diques rotos, etc. Los componentes son mayoritariamente basálticos, apreciándose tipos olivínicos, olivíni-

co-piroxénicos, plagioclásicos y afaníticos; estos últimos parecen ser trozos de diques. También se han encontrado algunos fragmentos de gabros y escasas sienitas.

2.1.1.1.3. Diques y "sills" básicos

Atravesando las coladas y brechas de la Fase miocena, aparece un conjunto de diques de composición básica, localizados preferentemente en el sector occidental de la hoja. La mayoría de ellos presentan direcciones entre N60 y N120°E y se visualizan en las laderas del Valle Central. Además, hay algunos diques de dirección norteadas más acorde con las directrices del Complejo Basal; curiosamente, estos diques aparecen solamente en la parte baja del escarpe antes mencionado y en Montaña de Tefía, relacionándose, por tanto, con los materiales más bajos de la serie miocena, para esta hoja. Estos diques norteados, observados al este de Las Casas de Tefía de Abajo, presentan direcciones N20°E, con potencias comprendidas entre 30 y 70 cm y son subverticales al O.

En general, la densidad de diques observada en este edificio mioceno es baja y no se ha podido establecer del todo una pauta radial propia, como en los casos de los edificios miocenos de Jandía y Gran Tarajal. Ello puede deberse, en parte, al gran desarrollo que alcanzan las emisiones pliocenas y cuaternarias en este sector norte y además al mayor grado de arrasamiento. Con todo, lo que sí parece claro es que la mayor densidad de diques se sitúa en la parte baja de la serie, relacionándose con las coladas y brechas del Grupo Ampuyenta. Además, en muchas ocasiones se han observado diques truncados en el contacto con las coladas del tramo medio-superior, lo cual confirma lo anteriormente expuesto y sirve como un buen criterio de campo para separar estos tramos medio y superior del denominado Grupo Ampuyenta.

La composición de estos diques es fundamentalmente basáltica, predominando los tipos porfídicos con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa. Además, se han observado algunos tipos afaníticos de color gris con tendencia traquibasáltica. Los espesores más frecuentes se sitúan entre 0,8-1 m, con orientaciones predominantes entre N75° y N95°E. Muchos de estos diques parece que son salideros de las coladas suprayacentes, y presentan una composición casi idéntica a algunas de las coladas "pahoe" muestreadas, con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa. En otros puntos, como por ejemplo en las proximidades del depósito de aguas de La Asomada, aparecen pequeños diques divagantes con terminaciones digitadas tipo "finger" que encajan también en coladas "pahoe" de composición basalto olivínico-piroxénico-plagioclásico. Estos pequeños diques, dado su reducido tamaño, no han sido representados en cartografía.

Se han señalado, además, algunos "sills" con potencias reducidas, entre 40 cm y 1 m, con composiciones basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas-plagioclásicas. Además, se ha cartografiado otro "sill" afanítico de color gris-verdoso al SO del vértice Muda encajando en las coladas del Grupo Ampuyenta.

2.1.1.1.4. Rocas plutónicas. Gabros y pegmatitoides (4)

Se han agrupado bajo un único epígrafe estos materiales intrusivos y/o subvolcánicos, de aspecto y composición muy parecida. En todos los casos cartografiados están relacionados con las unidades miocenas en las cuales intruyen. Al primer tipo de materiales (gabros) se pueden asignar dos afloramientos, situados respectivamente en los extremos SO y NE de la hoja. El afloramiento del SO. se encuentra al sur del Pico de La Fortaleza y es el más importante de todos los señalados. Ocupa una extensión superficial aproximada de unas 7 ha y se caracteriza en campo por presentar una morfología alomada, clásica en las rocas granudas. Además, superficialmente, hay abundantes bolos en los que se observa que es un gabro de grano fino, si bien localmente hay facies de borde (enfriadas) de tipo microporfídicas con fenocristales. En donde mejor se observa el carácter granudo de estas rocas es en las pequeñas vaguadas que cortan el afloramiento, y ponen en contacto estos materiales con unas coladas ankaramíticas típicas de los tramos inferiores de la formación basáltica miocena.

El resto de los afloramientos pertenecientes a esta unidad tienen un carácter puramente testimonial y se localizan todos ellos en el cuadrante NE de la hoja. Así, en la cabecera del Valle Corto, en una senda que se dirige hacia la Mesa de la Candelaria, hay unos pegmatitoides relacionados con las coladas basálticas miocenas.

A aproximadamente 2 km al oeste de este afloramiento, en la falda sur del Morro de la Pila, se han observado venas pegmatitoides de tamaños centimétricos en la zona de contacto del Edificio Majada del Chupadero con unas rocas masivas (intrusivos básicos). Estas venas se caracterizan por los grandes fenocristales de piroxeno, y aparecen con un espaciado de un metro durante un recorrido de unos 70-80 m por esta ladera.

Por último, cabe reseñar un diminuto asomo de rocas granudas que aparece relacionado con un pequeño centro de emisión mioceno en la zona de Las Montañetas al norte del Valle de Guisgüey. Es un gabro olivínico de grano fino-medio que presenta la clásica alteración en bloques y bolos y que en la zona próxima al contacto exhibe facies pegmatitoides.

2.1.1.1.5. Intrusión básica (5)

En todo el ámbito de la hoja sólo se ha señalado un pequeño cuerpo intrusivo localizado en la carretera de La Matilla a Tindaya, en las proximidades del km 14. Se trata de una roca básica, de composición basáltica-traquibasáltica con disyunción esferoidal muy marcada que ha quedado al descubierto al haberse realizado antiguos labores de cantería. En muestra de mano aparece como una roca oscura, densa y afanítica, con algunos fenocristales aislados y pequeñas placas de plagioclasa; está intruyendo en las brechas líticas de tipo Ampuyenta y ocupa muy poca extensión superficial, con contactos muy rectilíneos, que recuerdan a las paredes de un dique. La altura visible es de más de 45-50 m. No se descarta la existencia de algunos otros cuerpos intrusivos que pueden pasar desapercibidos inadvertidos al no haber sido puestos de manifiesto por el nivel actual de erosión o que se encuentren recubiertos por las formaciones superficiales tan ampliamente desarrolladas a lo largo de la hoja.

2.1.1.1.6. Depósitos sedimentarios. Arenas y conglomerados (6)

Estos depósitos aparecen, hacia la parte alta del tramo, como delgadas intercalaciones, a modo de lentejones de apenas unos metros de potencia, entre las coladas y brechas del Grupo Ampuyenta, marcando en muchos casos el límite con el tramo medio. Se localizan preferentemente en el tercio occidental de la hoja, en las laderas de los relieves del Morro de Don Diego, La Muda y La Montaña de Enmedio. Suelen estar constituidos por arenas y conglomerados. La naturaleza de los cantos es eminentemente básica, con tamaños comprendidos entre 2-12 cm, si bien en ocasiones se observan algunos cantos de mayor tamaño. La mayoría suelen estar subredondeados y empastados en una matriz de color rojizo-marrón de tipo arenoso. Normalmente suelen presentar cierta ordenación de cantos que evidencia su origen fluvial. A veces en las arenas hay estratificaciones bien desarrolladas. Hacia el techo pueden aparecer coladas afáníticas y/o brechas.

Uno de los mejores afloramientos donde pueden observarse estos materiales es en la trinchera de la carretera de Tindaya a Vallebrón. Son sedimentos con cantos algo redondeados y ordenación interna, en la cual aparecen alternancias secuenciales de finos y gruesos. Además hay rellenos de gruesos, propios de las facies de fondo de canal tipo "lag", con bases erosivas. En conjunto, la potencia observada es de unos 7-8 m. Continuando el corte por la ladera de la Montaña de Enmedio se pueden señalar, al menos, dos pequeñas intercalaciones sedimentarias de conglomerados con matriz arenosa. Tienen potencias de unos 2 m y se intercalan entre las coladas basálticas del tramo medio-superior.

Por otra parte, en el cuadrante NO de la hoja, en el fondo del barranco de Valle Corto, hay un pequeño lentejón de sedimentos (casi incartografiable) que queda prácticamente cubierto por los depósitos de terrazas del barranco. Son sedimentos aluviales, con cantos subredondeados de naturaleza basáltica y con tamaños comprendidos entre 3 y 10 cm. Además hay depósitos epiclásticos de color rojizo.

2.1.1.2. Tramo medio-superior

Este tramo está constituido por una monótona sucesión de coladas subhorizontales, con suave buzamiento hacia el E que ocupan una gran parte del área estudiada. La base de este tramo es muy nítida y ha sido observada fundamentalmente en el sector occidental (en las laderas del Valle Central), donde es claramente discordante sobre las coladas y brechas del Grupo Ampuyenta. Sin embargo, la distinción entre los tramos medio y superior no está nada clara, y por tanto, se ha optado por incluir ambos en un solo apartado. No obstante, al realizar la cartografía de la hoja se han intentado seguir niveles de almagre y/o paleosuelos que indicarían ciertas discordancias y en algunos casos se han señalado en el mapa como niveles guía. Estos niveles pueden representar pequeñas discordancias, más o menos locales, pero no marcan una interrupción tan generalizada como la existente en la base del tramo.

En conjunto, se puede estimar que la potencia de este tramo supera los 330 m, medidos en las laderas occidentales de La Muda y el Aceitunal.

2.1.1.2.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas, plagioclásicas y traquibasálticas subordinadas (7)

Constituyen los materiales más representativos del tramo medio-superior, siendo a su vez los de mayor importancia cuantitativa.

En general, los afloramientos están asociados con los relieves más importantes, de edad miocena, en los que la erosión posterior ha dado lugar a escarpes que se conocen con el nombre local de "Cuchillos". En esta hoja, estos "cuchillos" están orientados en sentido E-O, salvo en la zona occidental, en la cual la génesis del Valle Central da lugar a un escarpe alargado en sentido N-S. Ejemplos de ellos son los relieves de Montaña de Enmedio, Muda, Cuchillo de Vallebrón, Aceitunal-Morro Bermejo, Morro de la Caldera-Morro de las Piteras, Morro del Time y Montaña de Gamón. El espacio que queda entre estas zonas elevadas ha sido cubierto por las emisiones pliocenas y cuaternarias, las cuales se han canalizado por los valles abiertos con anterioridad.

Se trata de un apilamiento de coladas basálticas de tonos grises y negruzcos, con potencias individuales variables de 0,5-2 m, en las cuales existe una gran variedad de tipos litológicos, si bien predominan las coladas de basaltos olivínico-piroxénicos. El muro de esta unidad está constituido por las brechas y/o coladas del grupo Ampuyenta. Este muro sólo ha sido visible en la zona del Valle Central (al oeste de la hoja), en la ladera sur del vértice Cuchillos (entre los dos depósitos de aguas de Casillas del Ángel), y en la falda suroccidental de La Muda (en las proximidades de La Matilla).

En cuanto al techo de esta unidad, no está del todo clara su delimitación cartográfica, pues no existe una verdadera discordancia que separe estos materiales de los de la unidad suprayacente (n.º 12 de leyenda). Esta unidad sólo ha sido cartografiada en las zonas topográficamente más elevadas que se corresponden con los relieves del Aceitunal, La Muda, etc.

A continuación se realiza una sucinta descripción de las características de estos materiales, según lo observado en algunas de las distintas secciones llevadas a cabo durante la ejecución de la cartografía geológica.

En la ladera norte del Morro de la Pila se ha levantado una serie de unos 250 m de potencia, en la cual se observa que las primeras coladas aflorantes son de tipo "pahoehoe", vacuolares, con aspecto escalonado y de composición basalto olivínico-plagioclásico. Estas coladas, hacia arriba, van siendo menos vacuolares y algo más potentes, pero con igual composición. La potencia visible es de unos 30 m si bien en este punto, no se observa el muro de la unidad. En la parte superior de este tramo "pahoehoe" hay otros 30 m de coladas de similar composición, pero ya con fenocristales más grandes de plagioclasa y con formas pseudoalmohadilladas muy características. Intercalado entre este tramo se ha observado una colada gris afanítica de unos 4-5 m de espesor. A techo de este tramo "pahoehoe" aparece una sucesión de coladas más masivas y potentes con el cascajo bien desarrollado (tipo "aa") de composición basáltica, con matriz afanítica y fenocristales más escasos y pequeños de olivino y piroxeno. Hay otras coladas claramente afaníticas y, localmente, una intercalación de unos 15-20 m de basaltos olivínico-piroxénicos-plagioclásicos. En conjunto, este tramo tiene un espesor de unos 100 m. Después se sigue otro pequeño nivel, algo cubierto, de unos 25-30 m de basaltos plagioclásicos masi-

vos, con grandes fenocristales de este mineral, situándose a su techo una delgada intercalación de lapilli de unos 2-3 m de espesor. Por último, se observa una sucesión de coladas "aa" de unos 65-70 m de potencia. Son basaltos afaníticos negros con pequeños cristales de olivino y piroxeno, en ocasiones no visibles de "visu", y de manera subordinada, puede aparecer alguna colada de tendencia traquibasáltica.

En la ladera suroccidental de La Muda sí se ha observado el muro de esta unidad, y permite comprobar que las primeras coladas están bastante alteradas y tienen composición basáltica olivínico-piroxénica y algunas con tendencia ankaramítica. En conjunto, este tramo tiene una potencia de unos 65 m. A techo, aparecen unas coladas "pahoehoe" de basaltos olivínico-plagioclásticos con unos 45 m de espesor. La sucesión continúa con un tramo de coladas más masivas y potentes de tipo "aa" con bases escoriáceas y colores oscuros, de unos 45-50 m de potencia. La composición es fundamentalmente de basaltos olivínico piroxénico-plagioclásticos y piroxénicos (s.s.), si bien hay una intercalación afanítica. El techo está constituido por unas coladas más potentes que provocan resaltes más marcados y tienen formas de alteración en bolos que recuerdan a rocas granudas; su composición es un basalto olivínico-piroxénico con fenocristales pequeños. La potencia visible es de unos 60-65 m.

Como puede observarse, los tipos litológicos se repiten en las diferentes secciones realizadas, sólo merece la pena resaltar la existencia de una colada de composición traquibasáltica (benmoreita) en la zona del Morro de la Higuera. Dada su escasa representación areal no ha sido individualizada en cartografía, pero constituye un tipo litológico muy característico por la gran abundancia de fenocristales de anfíbol y por sus colores de alteración marronáceos y gris-claro. Coladas de similares características se han encontrado en la hoja de Punta del Muellito, en la ladera sur de la Montaña del Divisito.

2.1.1.2.2. Conos de tefra (8), niveles de lapilli (11) y niveles edáficos rubefactados y "almagres" (10)

Los materiales descritos en este epígrafe se localizan en el sector nororiental de la hoja y ocupan muy poca extensión areal.

Conos de tefra

Se han cartografiado cuatro conos piroclásticos, todos ellos constituidos por material piroclástico de caída "fall": lapillis, escorias y bombas de naturaleza basáltica.

Edificio Majada del Chupadero. Se trata de un antiguo cono enterrado entre las coladas basálticas de la unidad 7, que ha quedado al descubierto al ser seccionado por los barrancos, en la ladera sur del Morro de la Pila; por tanto, no se pueden precisar bien sus dimensiones exactas. En el corte natural de esta ladera se superan los 180 m de espesor y se observan capas de piroclastos rojizos y negruzcos buzando unos 30° al SE. Asimismo, en el contacto occidental del cono se aprecian venas de pegmatitoides microgranudos.

Unos 4 km al este del anterior edificio se concentran tres conos piroclásticos en la zona comprendida entre los barrancos de Tinojay y Barlondo; de ellos, el más importante es el del *Es-pigón de los Rincones*, un cono parcialmente enterrado, que presenta una forma en planta

algo irregular con una dimensión mayor de unos 700 m, en sentido N-S, y otra menor, en sentido E-O, de unos 600 m. Está constituido por lapillis rojizos, escorias alteradas, bombas y bloques lávicos. Aproximadamente 1 km al este de este edificio, en la zona de *Las Montañas*, hay un pequeño cono de unos 300 m de diámetro bastante arrasado superficialmente. Sólo se observan escorias basálticas y piroclastos rojizos alterados, atravesados por varios diques de componente NE (N50°E) y composición basáltica. Asimismo, se ha cartografiado una pequeña masa de gabros que está intruyendo a los piroclastos en la zona sur del cono.

Unos 500 m al SO del cono anterior, en el extremo oriental de Majada de Candelaria, hay otro cono enterrado constituido por lapillis gruesos y escorias de color marrón-rojizo, entre los que se intercalan algunos emplastes lávicos con una inclinación característica de los centros de emisión (200-300). Asimismo, bordeando estas coladas basálticas miocenas de la zona de Las Montañas-Majada de La Candelaria, hay una banda muy continua de piroclastos rojizos que quedan en parte recubiertos por las coladas y pueden representar antiguos centros de emisión, hoy parcialmente desmantelados.

Niveles de lapilli

En la ladera sur de la Mesa de la Candelaria, justo debajo de unos depósitos de caliche, hay unas capas de escorias de tonos grises y rojizos con tamaños comprendidos entre 3 cm y 20 cm. Además, hay emplastes lávicos de basaltos olivínicos de matriz negra y afanítica que se intercalan con los depósitos piroclásticos. Aunque la potencia visible en ningún caso supera los 10 m, constituyen una estrecha banda de algo más de un kilómetro de longitud.

En la ladera norte del Morro de la Pila aflora una delgada capa de lapilli de color negro de apenas 2 m de potencia que marca el inicio del tramo de coladas superiores (12).

Niveles edáficos rubefactados y "almagres"

En todas las formaciones basálticas miocenas del archipiélago es bastante frecuente la existencia de niveles de "almagre" o suelos rubefactados intercalados entre las coladas basálticas que pueden representar pequeños períodos de calma eruptiva, dentro de una misma formación o ciclo volcánico.

En la hoja aquí estudiada se ha cartografiado un nivel bastante continuo y potente (en ocasiones supera los 30 m), localizado en las laderas de la Mesa de la Candelaria y del Morro del Paso. Se caracteriza por su clásico color rojizo, y está constituido por material arcilloso vitrificado; ocasionalmente, presenta formas poligonales y/o pentagonales. En sus terminaciones laterales la potencia se reduce considerablemente hasta quedar reducida a apenas 1 o 2 m.

Además de este afloramiento señalado, existen otros de menor potencia, a veces no cartografiados, que se han indicado en el mapa como niveles guía con una única línea de puntos, ya que la reducida potencia impide señalarlos como un recinto. Entre éstos, cabe mencionar los localizados en la ladera sur del "cuchillo" del Morro Bermejo-Morro de las Piteras. Es un nivel muy continuo que se extiende por la ladera que da vista a Casillas del Angel. Presenta un suave buzamiento hacia el este, concordante con todo el apilamiento, y podría servir para separar dos tramos de coladas "pahoehoe" abajo y masivas y escalonadas en la parte superior. Algo parecido sucede en las laderas suroccidentales de La Muda, donde también se ha señalado un

nivel de almagre, bastante continuo, entre la sucesión de coladas del tramo medio-superior, que podría servir para individualizar un paquete de coladas "pahoehoe" en la parte baja y otro de coladas más potentes, de tipo "aa", hacia el techo.

2.1.1.2.3. Coladas basálticas plagioclásicas (9)

En este apartado se describen dos afloramientos de coladas basálticas plagioclásicas que se han distinguido en cartografía, localizadas en el Aceitunal y la Montañeta de la Herradura. Conviene indicar que a lo largo de la hoja, intercalados entre las coladas basálticas, pueden existir también algunas coladas de basaltos plagioclásicos que no se han podido distinguir ya que además en este epígrafe sólo se señalan las coladas que presentan grandes fenocristales de plagioclasa, mientras que las coladas que exhiben fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa se describen en el apartado 2.1.1.2.1.

El afloramiento de la Montañeta de la Herradura es un cerro aislado de coladas basálticas miocenas rodeado por las emisiones pliocenas, no siendo, por tanto, observable en este punto el muro de estas coladas. Al techo, aparecen coladas basálticas olivínicas de matriz afanítica. En muestra de mano se observan grandes fenocristales de plagioclasa, visualizándose mejor cuando la roca está algo alterada.

En la zona del Aceitunal se ha cartografiado una colada masiva de basaltos plagioclásicos que destaca por presentar cierta disyunción columnar y por su color de alteración más claro. Asimismo, en la ladera sur de la Montaña de Gamón se han muestreado coladas de basaltos plagioclásicos de este tipo, aunque no ha sido reseñado en la cartografía a escala 1:25.000.

Por otra parte, distribuidas por la superficie de la hoja, aparecen coladas de basaltos olivínico-piroxénico-plagioclásicos de tipo "pahoehoe" intercaladas en el apilamiento, no siendo posible distinguirlas cartográficamente.

Aunque históricamente siempre se habían intentado individualizar estas coladas, parece que no tiene demasiado sentido mantener estos criterios y sería más lógico dividir la formación basáltica miocena en Edificios, y dentro de ellos, en tramos separados por discordancias erosivas o "almagres". En este trabajo se ha pensado mantener este último criterio, con la única excepción de estas coladas basálticas plagioclásicas aquí descritas.

2.1.1.2.4. Coladas basálticas (techo del apilamiento) (12)

En este epígrafe se estudian, una serie de afloramientos de coladas basálticas que constituyen el techo de los apilamientos en esta zona norte de la isla, coinciden por tanto con las zonas más altas o de mayor relieves tales como la Muda y el Aceitunal. Aunque se ha distinguido en cartografía, el contacto ha sido señalado como supuesto, ya que realmente no existe una discordancia nítida como la observada entre el Grupo Ampuyenta y lo que genéricamente se ha llamado tramo medio-superior. Este hecho es bastante común en los tres edificios miocenos de Fuerteventura (norte o Tetir, Gran Tarajal y Jandía). En los tres casos, el contacto entre el tramo inferior y el medio es una discordancia erosiva muy nítida; sin embargo, el contacto entre

el tramo medio y el superior es bastante complicado cartografiarlo, y en muchos casos no se ha podido establecer.

Los afloramientos cartografiados aparecen fundamentalmente distribuidos por toda la mitad norte de la hoja, y entre ellos cabe destacar los ya citados de la Muda, Aceitunal, Morros Altos-Cuchillo de Vallebrón y Morro de la Pila. Además, en la zona sur se ha señalado un pequeño afloramiento en las proximidades del depósito de aguas de la Asomada de Tetir.

De todos los afloramientos cartografiados, donde se ha podido realizar mejor un corte detallado es en el de la Muda. A muro de esta unidad aparece una colada de basaltos plagioclásicos con olivino y piroxeno muy semejante a la observada en el corte del Aceitunal, en idéntica posición. La sucesión comienza con coladas afaníticas de tipo "aa" con fractura limpia y concoide y algunas vacuolas rellenas de ceolitas. Alternan coladas masivas con bases escoriáceas características que provocan una morfología escalonada o en graderío, ya que sólo buzan unos 5° al este. Después de estos 60-70 m de coladas masivas aparece una colada afieltrada y potente de basaltos afaníticos, con base escoriácea muy desarrollada que provoca formas arqueadas. A techo se siguen otras coladas "aa" de matriz negruzca pero con pequeños fenocristales de olivino y piroxeno. En conjunto, estas últimas coladas representan unos 25-30 m. Por encima aparece una delgada intercalación de coladas "pahoehoe" de apenas 5 m, seguida de otra colada potente afanítica de tipo "aa". Por último, la colada que culmina el apilamiento es algo vacuolar y porfídica, presentando fenocristales de olivino y piroxeno y, en menor medida, de plagioclasa. En conjunto, en este corte, esta unidad alcanza unos 115-120 m de potencia.

Las características que presenta el afloramiento del Aceitunal son prácticamente idénticas a las del de la Muda. En general son coladas "aa" masivas con bases escoriáceas, que provocan un relieve escalonado con un suave buzamiento al este, también de unos 5°.

En la zona de Morros Altos-Cuchillo de Vallebrón, estos materiales están constituidos por coladas prácticamente subhorizontales de tipo "aa", mientras que las coladas subyacentes presentan un buzamiento de unos 8° E. La potencia es variable, pero en general siempre supera los 100 m.

El afloramiento del Morro de la Pila está constituido por coladas "aa" de matriz negra y en ocasiones, con pequeños cristales de piroxeno y olivino. La mayoría son afaníticas y, en conjunto, presentan una potencia máxima de unos 65 m. En la base de este apilamiento se han observado unas capas de piroclastos (lapillis y escorias) que marcan una cierta discordancia puntual entre estas dos unidades lávicas (números. 7 y 12 de leyenda, respectivamente).

Al E del Morro de las Piteras, en las proximidades del depósito de aguas de La Asomada de Tetir, hay un potente planchón de coladas masivas y negruzcas que provoca un fuerte resalte de más de 20 m. En muestra de mano se observa que se trata de una roca gris-afanítica de tendencia traquibasáltica. Hacia el oeste de este afloramiento, en la zona del Morro de la Atalaya y Morro Bermejo, aflora un paquete de coladas masivas y escalonadas que podrían corresponder también a este tramo, pero que no se ha incluido en cartografía, ya que no existe una discordancia clara con el tramo subyacente.

2.1.2. Fase pliocena superior

Se han agrupado dentro de esta fase a aquellas erupciones volcánicas que son posteriores a la rasa pliocena y que, por su grado de encalichamiento y aspecto de campo, no pueden atribuirse a las fases posteriores. Según las dataciones de COELLO *et al.* (1992), esta fase se sitúa aproximadamente entre 2,9 y 2,4 m.a, y concretamente para esta hoja sólo se tienen datos del edificio La Ventosilla, datado en 2,4 m.a, en los afloramientos costeros (hoja de Punta del Paso Chico). Se corresponden parcialmente con la Serie II de FUSTER *et al.* (1968), si bien resulta más complicado intentar establecer una cronología relativa, dentro de esta fase, para discriminar qué edificios son más antiguos y cuáles más modernos, ya que no hay suficientes dataciones y además muchos de ellos debieron ser sucesivos y/o coetáneos. Asimismo, existen alineaciones de edificios de componente NNO y NNE que parecen haberse reactivado en épocas posteriores.

Los autores anteriormente citados, FUSTER *et al.* (*op. cit.*), separaron este volcanismo plioceno en dos subseries, según el tipo de edificios existentes (conos de cinder o volcanes en escudo). En este trabajo se ha optado por no realizar esa separación, sino en cada caso señalar y describir si se trata de un edificio de cinder o es un volcán en escudo; además, se ha procurado realizar una cartografía por edificios y/o grupos de ellos.

Los materiales que constituyen esta fase son composicionalmente muy semejantes, y en lo que se refiere a esta hoja, son exclusivamente basaltos olivínicos. En su mayor parte corresponden a productos resultantes de una actividad de tipo estromboliana. Comprenden depósitos de tefra que conforman los edificios típicamente cónicos o troncocónicos y sus áreas de dispersión, así como coladas lávicas emitidas a partir de estos centros de emisión. Mención especial merece el Edificio de La Ventosilla, ya que presenta características algo diferentes, y aunque hay una pequeña zona en que tiene piroclastos fall, en general su morfología es más propia de un volcán en escudo. La mayor parte de los materiales existentes en el punto de emisión son coladas "pahoehoe".

Además de los materiales volcánicos citados, han sido asignados a esta fase los depósitos de arenas eólicas encalichados que aparecen en las proximidades de la costa oriental y que en muchas ocasiones están íntimamente relacionados con la rasa pliocena.

2.1.2.1. Arenas eólicas compactadas (13)

Esta unidad tiene una representación areal muy reducida y se limita a unos pequeños afloramientos existentes en las proximidades de la costa oriental en la zona de la Caleta de la Tabai-ba, desembocadura del barranco de la Monja, y en algunos pequeños desmontes realizados con el fin de cimentar los edificios, en las afueras de Puerto del Rosario.

En ninguno de los puntos señalados se ha observado el muro de esta unidad, pero por comparación con lo visto en otras hojas, fundamentalmente en la costa occidental, se puede inferir que estos materiales se situarían a techo de la rasa pliocena. En el barranco de la Monja es donde se ha observado más claramente el techo de esta unidad, constituido por las coladas basálticas.

El depósito está constituido por unas arenas eólicas finas, biodetríticas, de color blanco-crema, afectadas por un encostramiento superficial (caliche) que puede llegar a tener 20 cm de espesor. La potencia observada de esta unidad es bastante reducida, apenas unos 3 m, lo cual no impide que haya sido explotada para áridos en la zona de la Caleta de la Tabaiba.

2.1.2.2. *Coladas basálticas y conos de tefra* (14 y 15)

El muro de esta unidad suele ser las coladas basálticas miocenas (7), si bien localmente se han observado niveles delgados de arenas eólicas. Debido al enorme lapso de tiempo existente entre estas dos emisiones basálticas mencionadas, tuvo lugar una erosión muy intensa de los materiales miocenos. Este hecho provoca la aparición de relieves muy acusados ("cuchillos") separados por amplios valles, siendo en estas últimas áreas donde se concentra principalmente la actividad volcánica durante el Plioceno superior.

Esta unidad aflora fundamentalmente en el cuadrante NO de la hoja. Está constituida por una serie de edificios de tefra y sus coladas asociadas.

Aunque estos dos edificios parece que corresponden a épocas pliocenas, puede que formen parte de erupciones simultáneas (o al menos muy próximas entre sí en el tiempo). La descripción se efectuará individualmente por edificios:

- Edificio La Ventosilla.
- Edificio Majada de Higueras.

Edificio La Ventosilla. Está localizado en el ángulo NO de la hoja, aproximadamente 1 km al sur de la localidad de Tindaya y junto al km 17 de la carretera Puerto del Rosario-La Oliva. Este edificio presenta características algo diferentes respecto al resto de los edificios pliocenos existentes en la hoja, ya que la proporción de material piroclástico existente en el cono es muy escasa y la morfología alomada que exhibe parece recordar más a un volcán en escudo que a un cono de tefra. Tiene una planta pseudocircular, con dimensiones del orden de 1.000 m de diámetro y una altura aproximada desde su base de unos 65 m. No presenta cráter y sólo se han observado piroclastos en la ladera sur del edificio, en unas barranqueras subsidiarias del barranco de las Pilas. Las capas de lapilli, con tamaños comprendidos entre 1,5 y 3-4 cm, buzan unos 50° al O-SO. Las bombas son escasas y tienen composición de basalto olivínico. En general, tanto el edificio como la superficie de coladas están cubiertas por una costra de caliche bastante continua que dificulta la observación. En las laderas E y O del edificio afloran lavas "pahoe-hoe" algo vesiculares y escoriáceas, a modo de emplastes.

Las coladas de este edificio son de basalto olivínico y se han dirigido preferentemente hacia el NE. Ocupan una extensión aproximada de 28 km², distribuidos en las hojas de Paso Chico, La Oliva, Los Molinos y Tetir. En esta última hoja (objeto de estudio) apenas si cubren 1-2 km²; por tanto, para una mejor descripción de estos materiales, se remite al lector a la consulta de aquellas memorias citadas.

En general son coladas basálticas olivínicas con espesores individuales de 1,5-3,5 m, que pueden llegar a constituir apilamientos de hasta 20 m, sólo visibles en la zona costera de Punta de Paso Chico. Aunque superficialmente las coladas están cubiertas por caliche, en muestra de

mano se observan fenocristales de olivino relativamente frescos en una matriz afanítica de color negro. De "visu" no se observa variación composicional de muro a techo, siendo todas las coladas de basaltos olivínicos bastante vesiculares. Es frecuente que aparezcan rellenos secundarios de ceolitas y carbonatos. En la zona costera se aprecia que estas coladas forman una superficie ligeramente avanzada sobre la costa, apoyándose sobre los materiales de la rasa pliocena. Estas coladas han sido datadas por COELLO *et al.* (1992) en 2,4 m.a.

Edificio Majada de Higueras. Se encuentra situado a unos 3 km al SSE de Tetir, junto a la carretera que une esta localidad con Casillas del Angel. Aparece sobre una ladera de coladas miocenas, concretamente en la falda SE del Morro de Las Piteras.

Es un cono bastante degradado y encalichado, que presenta una morfología alomada y recuerda a los volcanes en escudo. No conserva cráter y tiene una forma en planta ligeramente elipsoidal, con un eje mayor orientado NO-SE de unos 600 m y otro perpendicular de 400 m. De lo dicho anteriormente, puede deducirse que la altura no es fácil de evaluar; con todo, se ha estimado en unos 45 m. Está constituido por escorias negras vacuolares y ligeras, emplastes lávicos y escasas bombas de composición basáltica olivínica. Las coladas se extienden hacia el SE; interstratificándose, en la hoja de Puerto del Rosario, con las del Edificio La Caldereta. Su composición es también de basaltos olivínicos.

2.1.3. Fase pleistocena inferior

2.1.3.1. Depósitos de caliche (17)

La fase de encalichamiento principal tiene lugar con posterioridad a la emisión del vulcanismo plioceno y se manifiesta por un delgado depósito, en ocasiones inferior a 1 m, de carbonato cálcico que recubre grandes extensiones, sobre todo en las zonas de superficies de coladas que tienden a la horizontalidad o en pequeñas vaguadas suavemente inclinadas.

Estas formaciones edáficas (suelos duros, de tipo costra) son características de climas subdesérticos o desérticos, en los cuales la escasez de lluvia implica un lavado muy escaso, lo que unido a la falta de materia orgánica hace que el horizonte A prácticamente desaparezca y en el B sólo se deposite calcio, adquiriendo entonces una potencia excepcional. En cuanto al origen de estos suelos, ha sido muy discutido, pues mientras unos autores se inclinan por la infiltración, otros defienden la percolación o infiltración del carbonato cálcico.

El aspecto de campo de muchas de estas zonas recuerda a las "parameras castellanas", dado el color blanco característico de ambas formaciones calcáreas. Tradicionalmente, en la isla se han utilizado estos materiales tanto en bloques, para la construcción de casas y alpendes, como para la producción de cal. Ejemplos de estos antiguos hornos de cal aparecen diseminados por la superficie de la isla. Tal es el caso del existente, junto al antiguo aeropuerto, en Los Llanos del Viso. A continuación se describen de manera sucinta los principales afloramientos de la hoja.

Sobre las superficies de coladas basálticas pliocenas se localizan los mejores afloramientos. Tal es el caso de los existentes en la zona de Costa de Tinojay, Time, La Ventosilla y Llanos del Viso. Como puede observarse en el Mapa Geológico, la mayoría de estas superficies cartografiadas

han sido señaladas con contactos supuestos. Esto es debido a la dificultad que entraña, en muchos casos, separar la zona recubierta por caliche de la zona de roca fresca, ya que la alteración de las coladas es bastante rápida y además en muchas áreas hay recubrimientos importantes. Así, la cartografía de estos materiales es bastante subjetiva, según se quiera resaltar la importancia del sustrato o del recubrimiento.

En el borde O y SO de la hoja (Zona de Tablero Blanco y Tefía), estos materiales recubren la superficie de erosión que se desarrolló con posterioridad a la emisión del vulcanismo mioceno. Al ser posteriormente cortados por la red de drenaje, ofrecen formas de abanico adosado a las laderas del valle central.

Dispersos por la hoja hay una gran cantidad de pequeños afloramientos que se adosan a las laderas de los "cuchillos" de la unidad de "basaltos miocenos". Son depósitos poco potentes y en ocasiones tienen escasa continuidad, ya que están interrumpidos por los coluviones y conos coalescentes que se desarrollaron posteriormente sobre el caliche propiamente dicho.

2.1.3.2. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (18,19 y 16)

Esta unidad es una de las que ocupa una mayor extensión superficial en la hoja. Se trata de emisiones típicamente estrombolianas con conos de cinder y sus coladas asociadas. Se han cartografiado edificios y/o grupos de ellos, habiéndose distinguido los siguientes:

- Edificio La Calderetilla.
- Conjunto volcánico Tetir-La Matilla.
- Edificio Montaña de La Caldera.

En la Tabla 2.3 se presenta un resumen de las características morfológicas de todos los edificios volcánicos de la hoja, y en la Figura 2.1. se representa de forma esquemática su situación.

Edificio La Calderetilla. Se encuentra situado en la zona NE de la hoja, inmediatamente al sur de la localidad de Calderetas. Es un cono de forma suavemente alomada con planta ligeramente elipsoidal. Su eje mayor tiene unos 1.150 m de longitud y está orientado en sentido NO-SE, presentando el eje menor unos 800 m de longitud. La altura desde la base hasta el borde del cráter es de unos 80 m. Éste tiene una forma en planta casi circular, con un diámetro de unos 350-400 m. El edificio presenta un encalichamiento bastante generalizado que dificulta la observación de las capas de piroclastos que lo integran. Éstas están constituidas mayoritariamente por lapillis y escorias con tamaños variables de 1,5-4 cm y escasas bombas de composición basáltica-olivínica.

Resulta complicado delimitar las coladas de este edificio, ya que han sido recubiertas mayoritariamente por las del volcán de los Llanos del Palo, situado aguas arriba del barranco. Además, parece que la emisión lávica fue previa al desarrollo del cono piroclástico, pues éste se asienta sobre aquellas. Puede que este cono cerrara el Valle de Vallebrón y provocara la formación de una pequeña cuenca endorreica, con depósitos de limos y arcillas. En el cono se observan solamente lapillis marrones, escorias y escasas bombas de basaltos olivínico-frescos. No está muy claro que haya emitido coladas, o si lo ha hecho, no parece que hayan sido muy voluminosas.

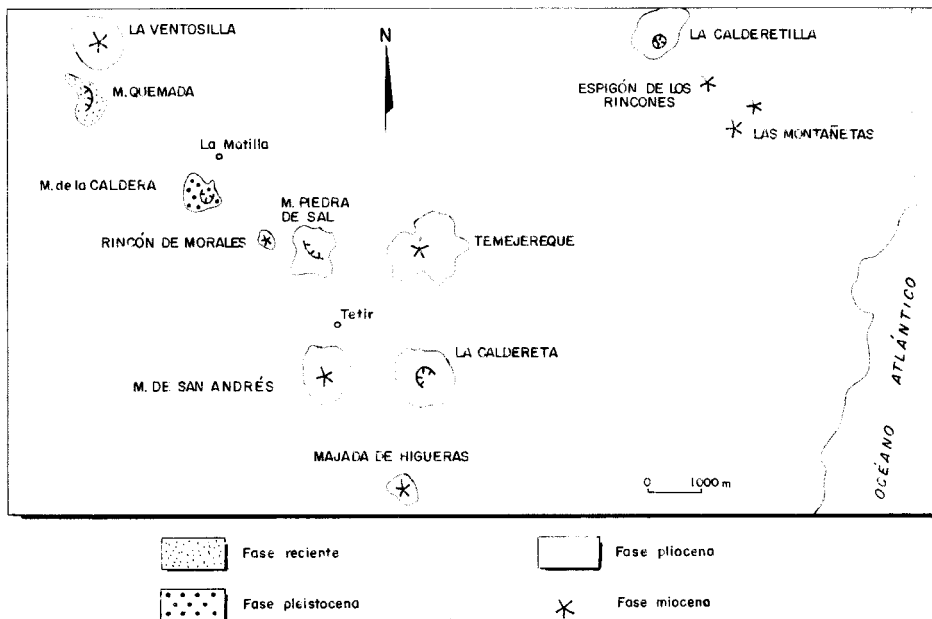


Fig. 2.1. Distribución de los centros de emisión de la Fase miocena y reciente

En el corte del barranco de Caldereta, al norte del edificio, se observa un apilamiento de varias coladas delgadas de tipo "pahohoe" muy vesiculares y delgadas. En muestra de mano se aprecia que es un basalto olivínico algo alterado, con abundantes fenocristales de olivino de pequeño tamaño. Presentan rellenos secundarios de carbonatos y ceolitas. Estas coladas forman la base del cono, y como se ha comentado anteriormente, no está muy claro que hayan salido de este centro de emisión.

Conjunto volcánico Tetir-La Matilla. Está constituido por cuatro edificios principales (Montaña Piedra de Sal, San Andrés, Temejereque y La Caldereta) y un pequeño cono parásito al O de Montaña Piedra de Sal, denominado Rincón de Morales.

Edificio Temejereque. Es el de mayores dimensiones del conjunto y también el más desmantelado y encalichado. Tiene una forma en planta algo irregular, con unas dimensiones máximas y mínimas de 1600 por 800 m y una altura desde su base del orden de 110 m. El cono se encuentra situado sobre un paleorrelieve de basaltos miocenos, en la zona de Tamariche-Las Majadas, y está constituido fundamentalmente por lapillis, escorias, y más escasamente por bombas y bloques de lava ("spatter"). Se observa una mayor acumulación del piroclasto fino (lapilli) hacia la parte basal. En la parte alta el lapilli es más grueso y abundan más las escorias y bombas, con tamaños medios de 8-40 cm. Estas últimas tienen formas alargadas (fusiformes) y esféricas, con diferente grado de vesicularidad.

Tabla 2.3. Resumen de las características morfológicas y petrológicas de los principales centros de emisión

EDIFICIO	DIMENSIONES				ESTADO DE CONSERVACIOÓN	MATERIALES EMITIDOS
	Cota	Altura	Anchura			
	(*)	(**)	máx.	min.		
La Ventosilla	230	65	1.020	900	Mal conservado, con cráter	Coladas y piroclastos basálticos
Majada de Higueras	240	45	600	400	Mal conservado, sin cráter encalichado	Coladas y piroclastos basálticos
La Calderetilla	160	68	1200	800	Relativamente mal conservado, con cráte	Coladas y piroclastos basálticos
Piedra de Sal	380	87	1030	800	Relativamente mal conservado, con cráter	Coladas y piroclastos basálticos
Temejereque	400	111	1650	800	Mal conservado, sin cráter	Coladas y piroclastos basálticos
Rincón de Morales	450	10	350	140	Mal conservado, sin cráter	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña de S. Andrés	300	154	1100	900	Mal conservado, sin cráter	Coladas y piroclastos basálticos
La Caldereta	295	103	1100	1040	Relativamente conservado, con cráter	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña de la Caldera	410	150	720	400	Relativamnete bien conservado, con cráter escasa vegetación	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Quemada	210	163	1100	480	Bien conservado, con cráter escasa vegetación	Coladas y piroclastos basálticos

(*) De la base sobre el nivel del mar.

(**) Sobre su base.

El edificio se asienta sobre una antigua meseta de coladas miocenas a las que cubre parcialmente. Sus coladas se han desbordado hacia el norte, alcanzando el valle de Valhondo, y hacia el este y sur, alcanzando el valle de Guisgüey y de la Herradura, respectivamente. La falda sur del cono parece que llegó a cubrir casi totalmente la ladera del barranco de la Herradura, sólo que la erosión posterior del material piroclástico deja al descubierto el sustrato de coladas miocenas y quedan retazos aislados de lapilli adosados a la ladera.

La Caldereta. Es un edificio de planta subredondeada, con un diámetro del orden de 1.100 m y una altura aproximada, desde su base, de unos 100 m. El cráter está relativamente bien conservado y presenta forma de herradura abierta al SE, pudiendo pensarse que se trata del cono más joven del conjunto volcánico Tetir-La Matilla. Está constituido por capas de lapilli negro con tamaños de 0,5-2 cm, escorias de 3-6 cm y algunas bombas con núcleo de lapilli y forma de huso. Aunque el lapilli está poco alterado y es relativamente fresco, superficialmente el cono está algo encalichado.

Según la forma del cráter (abierto al SE) y los datos de campo, parece que las coladas de este edificio se han canalizado hacia el E y SE alcanzando la costa oriental en la zona del Puerto del Rosario. En este recorrido rodean, y en parte recubren, el relieve mioceno del Morro de la Higuera-Punta de la Atalaya, el cual queda hoy en día como un "islot" o "monte isla" dentro de la superficie lávica pleistocena.

Montaña de San Andrés. Este edificio se encuentra situado inmediatamente al sur de la localidad de Tetir. Tiene una forma en planta algo redondeada, con una dimensión mayor en sentido N-S, de unos 1.100 m, por 900 m en sentido E-O. Aunque se ha estimado una altura de unos 154 m, esto es algo dudoso, ya que el cono se localiza en el extremo oriental del relieve mioceno de Montaña de Martínez-Montaña de Tamateje. Asimismo se observa que en la ladera norte de esta última montaña (Tamateje) hay una acumulación de piroclastos que están relacionados con este edificio volcánico aquí descrito. El aspecto que presenta el cono sugiere una ligera antigüedad relativa respecto al edificio anterior (La Caldereta). Así, por ejemplo, se observa un mayor grado de encalichamiento junto con colores de alteración marronáceos (para los lapillis) y falta de cráter. El edificio está constituido por capas de escorias con tamaños individuales de 3-7 cm y algunas bombas (20-60 cm). El lapilli es relativamente poco importante y aparece de manera superficial los dos primeros metros. Parece lógico que el edificio haya emitido coladas, pero no hay pruebas evidentes de ello, ya que está totalmente rodeado por materiales areno-arcillosos de color anaranjado-rojizo, que cubren tanto la vega de Tetir como la de La Matilla.

Montaña Piedra de Sal. Se encuentra situado aproximadamente a 1 km al NO de Tetir y a 1,8 km al SE de La Matilla. Tiene una forma en planta algo irregular, con unas dimensiones de 1.050 m por 1.000 m, medidas en sentido NO-SE y NE-SO, respectivamente. El cráter presenta una forma abierta hacia el NE y la altura desde la base es de unos 87 m. En general, el edificio se encuentra también bastante encalichado, observándose sólo la estructura interna del mismo en algunas pequeñas canteras y cortes de vaguadas y carreteras. En estos puntos se comprueba que se trata de un cono piroclástico, constituido fundamentalmente por escorias y bloques. Los lapillis son menos abundantes en las faldas norte y presentan colores de alteración ocres. También se han muestreado algunas bombas con composición basáltica olivínica. Las coladas de este edificio se han dirigido mayoritariamente hacia la vertiente norte, ocupando la Vega de la Matilla y, uniéndose probablemente con las procedentes del Edificio Temejereque, se han canalizado por el valle de Valhondo. Algo parecido sucede con las coladas sobre la que se asienta la localidad de La Matilla y que se prolongan hacia el E en Tablero Blanco. Llegan a aflorar en retazos aislados dentro de la hoja de Los Molinos, y no se puede discriminar si proceden del Edificio Temejereque o de éste aquí descrito. Parece más probable que procedan de este último. Además existe un pequeño brazo lávico, en la ladera sur del edificio, que rellena una pequeña barranquera en las proximidades de Tetir, que después se extiende hacia la zona de Casas de Las Majadas y barranco de la Herradura.

Además de los cuatro edificios mencionados, se ha añadido a este conjunto volcánico otro que tiene menor entidad y aparece de manera marginal, el Rincón de Morales.

Edificio Rincón de Morales. Se trata de un pequeño edificio que puede considerarse parásito o adventicio al de Piedra de Sal, pues está localizado a unos 450 m al oeste del mismo, en la falda del Aceitunal. Las dimensiones han de considerarse, por tanto, de manera aproximada, pues

el cono se adapta a una ladera de coladas miocenas. Tiene una forma en planta algo alargada en sentido NNO-SSE con unos 350 m por 140 m en el sentido opuesto. Está constituido casi exclusivamente por escorias y "sppater" de composición basáltica olivínica. No hay evidencia de que haya emitido coladas, pero si lo ha hecho se han dirigido hacia la Vega de Tetir, situada al sur del edificio.

La superficie lávica que cubren las coladas emitidas por este conjunto de edificios es difícil de precisar, pues en muchos casos está enmascarada por materiales sedimentarios de formaciones superficiales y además se extiende fuera de los límites de la hoja aquí estudiada. En conjunto puede estimarse que es superior a 40 km². A muro de estas coladas, en la mayor parte de las ocasiones, se encuentran los materiales de la Fase miocena, pero lo que parece ser más propiamente su muro (según la edad estimada) son las arenas eólicas pliocenas, sólo observadas en algunos solares en construcción y en el muelle de Puerto del Rosario. A techo se han encontrado, indistintamente, dos unidades: depósitos de caliche (17) y las arcillas que cubren las depresiones de Tetir-La Matilla (20).

Donde mejor pueden estudiarse la estructura, disposición y litología de estos materiales es en las paredes de los barrancos de la Herradura, la Monja, Valhondo, del Time y de Lucas.

En el barranco de la Herradura, al norte de la Montañeta, se observa un apilamiento de coladas basálticas olivínicas con matriz afanítica, en el cual alternan tipos "pahoehoe", con potencias individuales de 20-30 cm, con otras "aa" algo más potentes, pero con espesores inferiores a 1 m. En conjunto, hay unas 10 unidades lávicas apiladas concordantemente, salvo la que corona la serie, que se adapta a un pequeño paleorrelieve y que además presenta los fenocristales de olivino mucho más frescos que las inferiores.

En la sección efectuada en el barranco de la Monja, al sur del vértice Gamón, se observa que las coladas se acuñan lateralmente y se suceden unas a otras, provocando pequeños paleorreliieves y encauzamientos locales. En conjunto el espesor puede llegar a ser de unos 40-50 m.

En la zona de Valhondo, El Time y Los Espigones estas coladas se descuelgan por las laderas, fosilizando el relieve mioceno y llegando a ocupar el valle. Posteriormente el barranco se ha vuelto a encajar, provocando meandros muy acusados que cortan a estas coladas pleistocenas. En general estas coladas se caracterizan por ser más masivas y potentes que las miocenas, con matriz más afanítica y fenocristales de olivino más frescos; además suelen estar más afectadas por el encalichamiento superficial.

En el sector de La Asomada (barrancos de Las Gaviás y de Lucas) se observa que en la base de estas coladas hay una capita de lapilli con espesores variables desde 0,3-1,5 m que indicaría que estas emisiones, al menos en esta área, fueron precedidas por una gran lluvia de piroclastos de caída "fall", hecho también observado en la ladera sur del Edificio Temejereque. La potencia de las coladas, por otra parte, es relativamente baja, del orden de 5-10 m (en este sector).

Edificio Montaña de la Caldera. Este edificio se encuentra situado en el cuadrante noroccidental de la hoja, inmediatamente al sur de la localidad de La Matilla y adosado a la falda norte del Aceitunal. Aunque geográficamente podría asignarse al conjunto volcánico Tetir-La Matilla, se ha optado por tratarlo individualmente, ya que presenta algunas características distintivas,

tales como mejor estado de conservación, y ausencia casi total de encalichamiento. Puede que se trate de la emisión más reciente de toda esta fase. Tiene una forma en planta algo irregular, con una dimensión máxima de unos 720 m en sentido NNO. Presenta un cráter relativamente bien conservado con forma de herradura abierta hacia el norte. En la parte culminante del cráter se alcanzan los 514 m de altura, mientras que su base se sitúa entre 100 y 150 m más abajo. Es un cono piroclástico, constituido por capas de lapilli de color negro alternantes con otras de mayor granulometría hacia el techo. Así, en la base aparecen lapillis de 0,5-1 cm, por encima hay otras capas con tamaños de 2-3, y hacia el techo se observan escorias gruesas, "spatter" y bloques, con pequeños niveles de lapilli subordinados. La proporción de bombas no es muy abundante, oscilando sus tamaños entre 10 y 30 cm. En general son poco vesiculares y tienen un núcleo más masivo. Además, se han observado algunos planchones lávicos subordinados entre las capas piroclásticas. La parte alta del cono presenta colores de alteración rojizos y oxidados.

Las coladas parten del cono en dirección norte y recorren apenas unos 500 m, girando después bruscamente hacia el oeste. En este sentido E-O descienden, adaptándose a la topografía preexistente y cubriendo unos 3,5 km hasta llegar a la zona de La Rosa de Ocalia. Estos materiales se caracterizan por la ausencia generalizada de encalichamiento superficial; sin embargo, las coladas del conjunto volcánico Tetir-La Matilla que constituyen el muro de aquéllas están afectadas por una costra de caliche bastante continua. Son coladas de basaltos olivínicos con matriz afanítica que constituyen una superficie de bloques de lava, a modo de malpaís degradado y parcialmente arrasado. Además están parcialmente recubiertas por depósitos aluviales de 1,5-2 m de espesor que favorecen la individualización de los brazos lávicos en la parte más occidental (Rosa de Ocalia-Llano del Cordobés). Aunque estos materiales no llegan a entrar en contacto directo con las coladas basaníticas de Montaña Quemada, se observa que estas últimas son claramente posteriores y conservan aún el malpaís sin vegetar.

Estratigráficamente, se han asignado estas coladas a la Fase pleistocena inferior, en parte equivalente a la antigua Serie III de FUSTER *et al.* (1968).

2.1.3.3. Arcillas (20)

Estos materiales alcanzan un gran desarrollo areal en la hoja estudiada, localizándose principalmente en el sector central de la misma. Ocupan zonas de vaguada que pudieran tener cierto carácter endorreico, ya que el surgimiento del grupo de volcanes de Tetir-La Matilla pudo condicionar este hecho en épocas pleistocenas. Estratigráficamente se sitúan al techo de las coladas y piroclastos basálticos de la Fase pleistocena inferior y parece que son anteriores en edad a las dunas del Pleistoceno superior. Se estima por tanto una edad pleistocena media, quizás simultánea con los depósitos jandienses.

El depósito está constituido por arenas arcillosas con un fuerte color de alteración rojizo, caracterizado por el gran desarrollo de erosiones superficiales de tipo cárcavas que configuran un paisaje característico de "bad-lands". En general corresponden a varios tipos de mecanismos de deposición: abanicos aluviales, aluviones, arenas dunares y paleosuelos volcánicos con

alteración rojiza en clima húmedo. En la mayoría de las ocasiones constituyen un recubrimiento pelicular poco potente, si bien en casos aislados se han observado potencias de varios metros.

Los tres afloramientos cartografiados se localizan en la Vega de La Matilla o Vega Nueva, en La Herradura del Time y en las proximidades de Tetir.

2.1.4. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes

2.1.4.1. Coladas basáníticas, cono de tefra y piroclastos de dispersión de Montaña Quemada (21, 22 y 23)

Es un cono piroclástico muy bien conservado, de planta arriñonada con unas dimensiones superficiales máximas y mínimas de 1.100 y 480 m respectivamente, y una altura desde su base de unos 165 m. El cráter está abierto hacia el O, habiendo emitido coladas en esa dirección, si bien se observa también que las primeras coladas emitidas salieron de la base del edificio en dirección SSO.

El cono está constituido por lapillis gruesos, bloques y escasas bombas y escorias. Los bloques son la fracción más abundante, aunque algo vesiculares, tienen zonas masivas y porfídicas con fenocristales de olivino muy frescos. Parece que la dirección del viento en el momento de la emisión fue oeste-este, ya que en la falda E y SE del edificio se observa una zona con lapillis de dispersión que recubren a la brecha Ampuyenta. La potencia de este recubrimiento varía entre 1 y 3 m, habiendo sido explotados anteriormente. También en esta zona son algo más abundantes las bombas, tanto esféricas como alargadas, con tamaños variables entre 30 y 80 cm. Además, hay "bolas" masivas, que o bien son bolas de acreción o bombas de hasta 1 m de diámetro.

Las coladas son de aspecto oscuro con pequeños fenocristales de olivino. Han recorrido aproximadamente unos 6 km, extendiéndose hacia el oeste, dentro de la hoja de Los Molinos, y llegando casi a alcanzar la costa en las proximidades de la Playa del Jarubio. En la cartografía de la hoja se han intentado separar las coladas de esta emisión, estableciéndose un primer evento que correspondería a las coladas que salieron de la base del cono y se sitúa al SO del mismo. Se caracterizan por el grado de arrasamiento que presenta superficialmente el malpaís. A continuación se emitieron todas las coladas que constituyen el "malpaís del Jarubio" y, por último, tiene lugar la emisión de otras muy potentes, de poco recorrido que se hallan en las cercanías del cono y se caracterizan por presentar un malpaís muy bien conservado, de grandes bloques lávicos.

Se observa que las coladas "corrieron" sobre una antigua superficie de coladas pliocenas y pleistocenas (inferior) constituidas tanto por los edificios del conjunto volcánico de Tetir como del escudo de La Ventosilla. Además, localmente, en el borde sur se apoyan también discordantemente sobre las coladas de Montaña de la Caldera, pertenecientes a los últimos eventos de la Fase pleistocena inferior. Recientemente, COELLO *et al.* (1992) han realizado una datación absoluta que viene a confirmar lo observado en campo, pues se trata de la colada más antigua de todas las de esta fase (0.83 m.a.).

2.2. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

2.2.1. Depósitos de arenas encalichados (24)

Estos materiales tienen muy poca representación areal, únicamente se han cartografiado unos afloramientos localizados entre los barrancos de Guisgüey y de la Herradura, al norte del vértice Gamón. Se trata de un depósito de arenas de color marrón-claro, que en ocasiones está encostrado por el desarrollo de caliche. En general, los espesores son muy reducidos, apenas 1,5-2,5 m, y representan una delgada cobertera superficial, desarrollada sobre las coladas pliocenas.

El origen de estos materiales parece relacionarse con los depósitos detríticos que ocupan La Vega de La Matilla y el Time, sólo que en el caso aquí descrito se ha individualizado cartográficamente, por la particularidad del encostramiento de caliche, ya descrito.

2.2.2. Depósitos de terraza (25)

Esta unidad está representada de forma puramente testimonial por unos pequeños afloramientos localizados en el barranco de Valle Corto, al SO del edificio La Calderetilla.

Están constituidos por materiales detríticos gruesos, arenas y gravas, de composición basáltica, con tamaños comprendidos entre 1,5 y 10-15 cm, si bien ocasionalmente hay alguno que puede llegar a medir 30-40 cm. En conjunto, el espesor apenas supera los 2 m de potencia, quedando al descubierto al haberse vuelto a encajar el barranco.

En otros barrancos no se descarta la posible existencia de depósitos de terraza, pero no se han podido cartografiar por el enorme desarrollo de los coluviones y depósitos de vertiente que tapan toda la ladera y provocan valles con morfología en "U".

2.2.3. Arenas y conglomerados. Rasas marinas jandiense y erbanense (26)

En este apartado se va a tratar de los depósitos marinos que aparecen a lo largo de todo el litoral oriental de la hoja. Se trata de pequeños depósitos biodetríticos de arenas y conglomerados con fauna jandiense y erbanense [MECO (1975, 1977, 1987 y 1988)], que debido al grado de erosión que presentan y a su poco espesor, se han agrupado cartográficamente en un solo epígrafe. Además la rasa erbanense en muchos casos se desarrolla a favor de la erosión de la rasa jandiense, existiendo por tanto caracteres comunes en ambas que dificultan enormemente su individualización cartográfica. No obstante, a continuación se exponen las características de campo y faunísticas de ambos depósitos.

Rasa jandiense

Está constituida por areniscas y conglomerados. Las areniscas son biodetríticas, calcáreas de color claro y con aportes basálticos oscuros. Los conglomerados están formados por grandes

clastos basálticos con matriz arenosa, de las mismas características que las areniscas, y se encuentran cementados.

Los afloramientos aparecen de manera discontinua sobre las coladas pleistocenas, en la zona intertidal, aproximadamente a unos 2 m por encima del cordón litoral actual y hasta un máximo de unos 5 m. La fauna, preferentemente acumulada en el antiguo cordón litoral, se caracteriza por la presencia de un grupo de origen ecuatorial africano, no viviente en la actualidad en Canarias. Se trata de los *Strombus bubonius* Lamarck, *Conus testudinarius* Bruguiere, *Harpa rosea* Lamarck, *Murex saxatilis* Linné y el coral *Siderastrea radians* (Pallas). Esta arribada de fauna ecuatorial viene acompañada de una extraordinaria proliferación de lapas del grupo *Patella ferruginea* Gmelin, de gran tamaño y morfología muy variada, y también una mayor abundancia de *Thais haemastoma* (Linné). El restante y escaso 2% de la población está constituido por una quincena de especies, entre las que figuran *Cymatium parthenopaeum* (von Salis), *Charonia nodifera* (Lamarck), *Cantharus viverratus* (Kiener), *Conus papilionaceus* (Bruguiere) y *Spondylus gaederopus* (Linné).

El contenido faunístico y su posición estratigráfica permiten relacionar estos depósitos marinos con el último y más cálido episodio del Cuaternario superior, conocido en Europa como último interglacial y en probable relación con el Tirreniense mediterráneo, el Ouljiense marroquí y el Inchiriense superior mauritano.

Las localidades tipo elegidas por MECO (1986a, 1986b, 1988, 1991) para definir este nivel son Matas Blancas (hoja del Istmo de la Pared), Pozo Negro y Las Playitas.

Rasa erbanense

Se encuentra a lo largo de todo el litoral oriental de la hoja, rellenando frecuentemente cubetas labradas en los depósitos jandienses, en forma de "beach-rock" en la zona intertidal, ante desembocaduras de barrancos y en cordones antiguos hasta 2 m más alto que el cordón actual; siempre por debajo del cordón jandiense (aproximadamente 1 m por debajo). La localidad tipo es La Jaqueta, en la costa sur de la isla (hoja del Istmo de la Pared), en la cual pueden observarse dos pulsaciones, la última ha sido datada en 1.400 B.P. y está cortada por un socave que podría corresponder con la pequeña edad glacial de la Edad Media, algo anterior al año mil.

Su fauna es semejante a la actual para estas regiones canarias y se caracteriza por la extraordinaria abundancia de *Theridium vulgatum* (Bruguiere), que, junto con patelas semejantes a las jandienses, constituyen más de las tres cuartas partes de la población muestreada. La menguada cuarta parte restante se la reparte una veintena de especies, entre las que figuran *Columbella rustica* (Linné), *Linga colmbella* Lamarck, *Conus mediterraneus* Bruguiere, *Erosaria spurca* (Linné), *Thais haemastoma* (Linné), *Luria lurida* (Linné), *Polinices lacteus* (Guildin), *Cantharus viverratus* Kiener, *Cerastoderma edule* (Linné), *Chlamys corallinoides* (d'Orbigny), etc., por orden de abundancia, y además verméticos y algas calcáreas.

Como se ha comentado anteriormente, resulta complicado distinguir entre estos dos tipos de depósitos. Uno de los mejores criterios sería la existencia de coladas recientes o subrecientes que quedarían intercalados entre ambos, pero dado que estas emisiones están ausentes en el sector oriental de la hoja, hay que recurrir a otros criterios de tipo paleontológico y de aspecto de campo.

La fauna jandiense contiene elementos ecuatoriales, fundamentalmente *Strombus bubonius*, mientras que la fauna erbanense se caracteriza por la abundancia de *Theridium vulgatum*.

El conglomerado y el cordón litoral erbanenses contienen clastos de la arenisca jandiense, mientras que el conglomerado y el cordón litoral jandiense sólo contiene clastos basálticos. Asimismo, el conglomerado jandiense tiene un color claro-rosado (un poco asalmonado) en su matriz; sin embargo, el de edad erbanense o contiene arenas volcánicas muy negras o arenas extremadamente blancas (tipo jable) bioclásticas muy recientes.

Según lo expuesto, podría sugerirse que la mayoría de los afloramientos pertenecen al erbanense. Así, en la Playa de los Valdivias se observan tanto areniscas como conglomerados con cantos de basaltos, de caliches y de las propias areniscas. Esto indicaría que el depósito está retrabajado en épocas erbanenses. En conjunto, se presentan formando una alternancia de areniscas-conglomerados-areniscas, en capas de unos 3-4 cm de espesor, buzando unos 7° hacia el E (costa).

Siguiendo el itinerario por la costa, unos metros al sur, en la zona del Bajo de Tío Viña aparecen unas areniscas lumaquéllicas y encima un conglomerado de unos 20-30 cm de espesor. La arenisca presenta abundantes restos fósiles, pero todos rotos (lo cual indicaría un retrabajamiento en épocas erbanenses) y además no se observan 'strombus' sino sólo alguna "patella".

Sin embargo, en la Caleta del Buen Pobre hay un retazo de rasa con "strombus" que sí podrían ser de edad jandiense.

2.2.4. Coluviones y derrubios de ladera (27)

Estos materiales aparecen ampliamente representados por toda la superficie de la hoja, localizándose preferentemente adosados a los relieves basálticos miocenos. En la toponimia local se designa a estos relieves como "cuchillos". Entre estos "cuchillos" se han excavado barrancos durante los últimos 12 m.a. pero a diferencia de otras islas, éstos son amplios y con formas en "U" abiertas. Esto es debido a que los depósitos de ladera están muy desarrrollados y se extienden hasta alcanzar el cauce del barranco, y éste, dada la extrema aridez de la isla, casi no erosiona frente a la acumulación de derrubios de ladera. Éstos suelen presentar formas en planta de tipo triangular, con el ángulo más agudo orientado hacia la zona de cabecera. El componente principal es casi exclusivamente basáltico, dada la homogeneidad de los tipos petrológicos existentes en la hoja. Los cantos son subangulosos con tamaños muy variables, desde 1-2 cm hasta bloques de más de 30 cm, si bien la mayoría se sitúa entre 2 y 10 cm.

La edad de estos depósitos es difícil de precisar, ya que en muchos casos puede que estén funcionando desde tiempos anteriores al Holoceno hasta casi la actualidad. Así, se observa que normalmente estos materiales fosilizan al caliche, quedando este último como pequeñas ventanas entre los depósitos de ladera. Por otra parte, muchos de estos abanicos de ladera están seccionados por la red de drenaje actual, indicando, por tanto, que el margen de edad puede ser amplio.

2.2.5. Suelos (28)

Esta unidad aparece muy escasamente representada en la hoja estudiada, habiéndose cartografiado solamente tres pequeños afloramientos, localizados en las proximidades de Montaña Quemada, La Asomada de Tetir y en la Rosa de Juana Sánchez. En estos dos últimos casos se trata de un pequeño recubrimiento superficial, desarrollado sobre las coladas basálticas pleistocenas, y constituido por material detrítico, arenas marrones con cantos basálticos. Asimismo, es frecuente que estos materiales se localicen en zonas de tipo endorreico o deprimidas, donde tienden a acumularse. Muchos de ellos se forman por la propia alteración *in situ*. Tal es el caso del primer afloramiento mencionado, situado en una pequeña depresión, entre el cono de Montaña Quemada y los recubrimientos de ladera de La Muda.

2.2.6. Depósitos de rambla y fondos de barranco indiferenciados (29)

Estos depósitos se localizan mayoritariamente en el fondo de los barrancos principales (la Montaña, Guisgüey, Valle Corto, Barlondo, Machete, Tinojay y Vallebrón). Además, se ha cartografiado algún otro afloramiento aislado y de menor extensión, en las proximidades de la playa de Lajas, en el Lomo del Cordobés y al sur del cono de Montaña Quemada.

En general, esta unidad está constituida por material detrítico, arenas y gravas heterométricas, que en muchos casos se indentan con los depósitos de vertiente. El depósito presenta una gran heterometría y falta de ordenación, observándose cantos desde 2 cm hasta 30 cm, si bien ocasionalmente puede existir alguno de mayor tamaño. La potencia de estos depósitos suele ser bastante reducida, del orden de 1,5-2,5 m visibles, salvo en la zona de desembocadura del barranco de Barlondo-Guisgüey, en la cual se observan cortes algo más potentes. En estas zonas de desembocadura, próximas a la costa oriental, estos afloramientos alcanzan una gran extensión superficial, ya que los barrancos se abren en forma de abanico e incluso parece que hayan ganado terreno al mar, presentando una anchura del orden de 1,3 km.

En la mayoría de las ocasiones estos barrancos suelen ser bastante estrechos y apenas tienen unos 150-200 m de anchura. Otra excepción a esta regla es el afloramiento existente en la zona de Tinojay-Playa de los Valdivias, el cual ocupa una extensión de unas 60 hectáreas con una anchura media de unos 500-600 m y está constituido por depósitos detríticos poco seleccionados, arenas y gravas heterométricas con características de depósitos de rambla.

En el sector occidental de la hoja hay muy pocos afloramientos de esta unidad. Este hecho está condicionado por la propia topografía, ya que estos relieves fomentan el desarrollo de una red de barrancos con dirección oeste-este. Sin embargo, en el extremo occidental, debido a la proximidad de los relieves que configuran la ladera este del Valle Central de la isla, se han desarrollado innumerables tipos de depósitos de vertiente. (coluviones conos de deyección, etc.) que se describen, respectivamente, en los apartados 2.2.4 y 2.2.7.

Únicamente se han cartografiado dos pequeños afloramientos en este sector, localizados en las proximidades del cono piroclástico de Montaña. Quemada y en la Casa del Cordobés. En ambos casos se trata de pequeñas zonas correspondientes a depósitos de fondo de valle, algo antiguos, que quedan confinadas por la existencia de coladas de los episodios recientes.

2.2.7. Conos de deyección con depósitos de rambla indiferenciados (30)

Los materiales pertenecientes a esta unidad afloran en el sector occidental de la hoja y aparecen relacionados con los relieves del Aceitunal y Cuchillos. Han sido distinguidos de los otros coluviones (27) debido a un mejor grado de conservación y a que normalmente fosilizan a los depósitos de ladera citados. Además, el grado de vegetación es menor y se ha comprobado que al disminuir la pendiente pasan gradualmente a ser depósitos de tipo rambla sin que pueda señalarse un contacto nítido entre ambos. Por este motivo se han individualizado cartográficamente.

Están constituidos por una acumulación caótica de arenas, cantos y bloques de naturaleza basáltica y granulometría diversa. Debido al mínimo transporte sufrido por estos materiales, la mayoría de los cantos son angulosos o subangulosos, con bajo índice de redondez.

2.2.8. Playas de arenas y cantos (31)

Dentro del área estudiada sólo se han cartografiado tres playas: playa de Lajas, de los Valdivias y de la Punta de la Pared.

La playa de Lajas es la más importante de las tres y está situada entre Punta del Roque y Puerto Lajas. Presenta una longitud de unos 650 m y está constituida por arenas y cantos rodados. Estos últimos forman un pequeño cordón en la zona de pleamar.

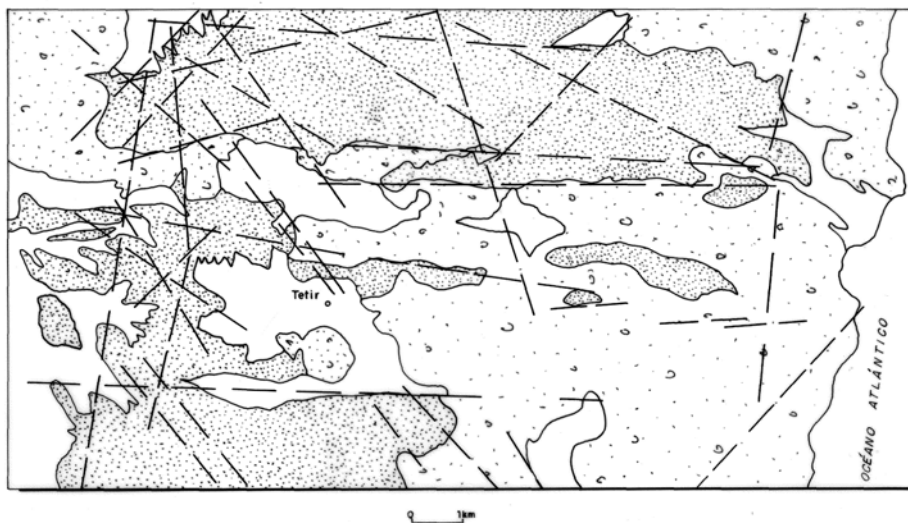
La playa de los Valdivias está situada en la desembocadura del barranco de Tinojay y tiene una longitud de apenas 150 m. Sólo se ha individualizado esta zona, ya que hacia el sur no existen prácticamente depósitos de este tipo, sino sólo los conglomerados y areniscas de las "rasas" jandiense y erbanense que aparecen en las proximidades de la costa.

Unos 200 m al norte de la anterior aparece la playa de la Punta de la Pared, con una longitud aproximada de unos 200 m. Está constituida por arenas y cantos basálticos de color oscuro que forman un estrecho cordón playero, con tamaños de cantos del orden de 6-15 cm.

En las proximidades de la Caleta de la Tabaiba hay un pequeño depósito, incartografiable, de cantos y bloques re trabajados por la acción del oleaje; se observa que mientras los cantos de basaltos presentan formas subredondeadas, elipsoidales o achatadas, etc., los que proceden de las areniscas de la rasa son todos ellos esféricos, con tamaños comprendidos entre 6 y 38 cm.

3. TECTÓNICA

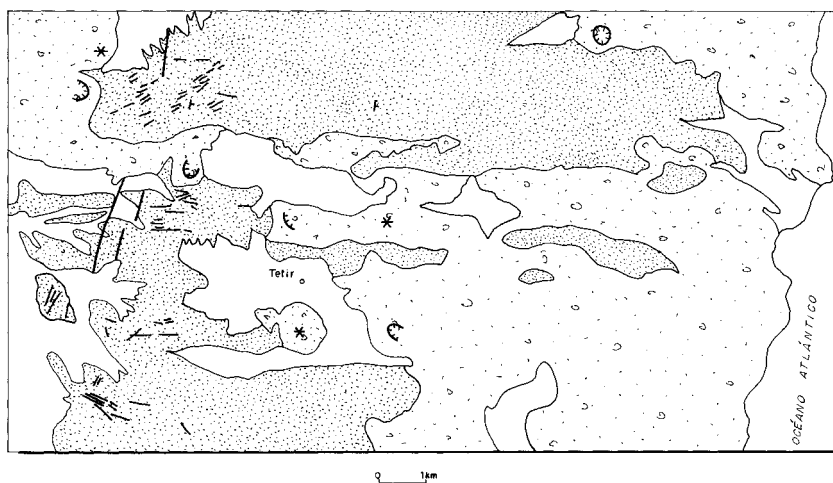
Del análisis estructural de los elementos volcano-tectónicos del archipiélago canario, se deduce que la formación y distribución de sus siete islas estuvo controlada por un campo de esfuerzos cortical, aunque la generación del magma haya sido mantélico. En la isla de Fuerteventura esta deducción resulta aún más evidente, pues tanto su forma alargada y alineada con Lanzarote como la estructura del Complejo Basal definen con claridad este campo de esfuerzos.



LEYENDA

- | | | |
|---|---|--|
|  Recubrimientos sedimentarios |  Volcanismo plio-cuaternario |  Volcanismo mioceno |
|---|---|--|

Fig. 3.1. Esquema de lineamientos



SIMBOLOGÍA

- | | | |
|--|--|--|
|  Centro de emisión con crater |  Diques básicos |  Dirección y buzamiento |
|  Centro de emisión sin crater |  Fractura | |

Fig. 3.2. Esquema volcano-estructural.

Tanto desde el punto de vista estratigráfico como volcano-tectónico, la isla de Fuerteventura se puede dividir en dos grandes dominios: el Complejo Basal y los episodios volcánicos subaéreos (dominio subaéreo). En el primero, debido a su edad más antigua, es donde mejor están representados los elementos volcano-tectónicos del campo de esfuerzos regional. Por el contrario, en el dominio subaéreo, aparecen propiamente aquellos elementos provocados por los esfuerzos compresivos locales o por una nueva dilatación lineal.

El análisis de los elementos volcano-tectónicos en Fuerteventura ha puesto de manifiesto la existencia de dos campos de esfuerzos, que en parte se superponen en el tiempo y en el espacio pero que son de escala distinta. Hay un campo regional que es el que primero comienza a actuar, el cual desde el Paleoceno superior controla el nacimiento submarino de la isla y la evolución posterior de todo el Complejo Basal. Este campo es de naturaleza extensional y actúa con dirección ONO-ESE, generando una banda de dilatación lineal NNE-SSO dentro de una corteza extensional. El eje principal de esta banda es ocupado por un intenso sistema fisural de diques que se dibuja como un "rift" paralelo al que ocasionó la apertura del océano Atlántico, 140 m.a. antes.

Posterior a esta fisuración de dilatación inicial (aproximadamente hacia los 20 m.a.), el campo de esfuerzos sigue unas tendencias más variables, que ocasionan cambios en las direcciones, dentro y fuera de la zona de máxima dilatación. Se manifiestan esfuerzos compresivos que afectan a las paredes rocosas de las cámaras magmáticas ascendentes, provocando la aparición de sistemas de diques radiales. Esta orientación de diques parece evidente que está controlada por modelos de esfuerzos locales y corresponden con la geometría de la superestructura de los estratovolcanes que se forman durante los primeros episodios subaéreos de la isla. En Fuerteventura, los casos más patentes de este fenómeno son los complejos de diques radiales de los edificios miocenos de Gran Tarajal y Jandía. Tales controles estructurales locales pueden enmascarar la fisuración temprana abierta en el fondo oceánico durante la inyección del magmatismo de la isla, y son por tanto de poca ayuda para estimar los paleoesfuerzos regionales del comienzo de su formación en profundidad.

También, otro ejemplo de la variabilidad del campo de esfuerzos está en la intrusión de estructuras "ring complex" como el de Vega de Río Palmas, en pleno Complejo Basal. Esta estructura no lleva asociada un enjambre de diques propios y se encuentra justamente perforando la banda axial de dilatación lineal NNE-SSO. Probablemente su emplazamiento marca la relajación del régimen de esfuerzos extensional inicial.

Durante los episodios subaéreos pliocuaternarios de Fuerteventura se generan nuevas direcciones de dilatación lineal, aunque en muchísima menor intensidad que las iniciales. Algunas de ellas siguen pautas similares a dichas iniciales, aunque otras presentan direcciones más irregulares y cambiantes. Se podría pensar, tal vez, que parte de los esfuerzos extensionales regionales continúan actuando hasta el presente, pero con una intensidad mucho menor.

Para una mejor comprensión de la tectónica de la hoja se han elaborado dos esquemas diferentes: uno de lineamientos morfológicos y otro con los elementos volcano-tectónicos. El análisis de las estructuras volcánicas y tectónicas está basado tanto en los elementos estructurales regionales (bandas filonianas extensionales; alargamientos de plutones; fracturas, etc.) como en las estructuras locales (complejos de diques radiales; alineaciones de conos; fracturas, etc.).

También la presencia de diversos niveles de rasas marinas indica movimientos en la vertical, que, igualmente serán considerados dentro de dicho análisis.

En la hoja de Tetir están representados exclusivamente materiales del dominio subaéreo. Por un lado, aflora una parte del estratovolcán mioceno de Tetir, y por otro, lavas y conos piroclásticos del volcanismo pliocuaternario. En el primer caso, la disposición de las lavas es la de un apilamiento de coladas delgadas, suavemente inclinadas al mar, de forma periclinal, con un tramo inferior (grupo Ampuyenta) aflorante en el área del valle central. De esta manera se configura una ladera del estratovolcán, que posteriormente fue inclinada por la red de barrancos, dejando una morfología de grandes cerros alargados subparalelos ("cuchillos") separados por amplios valles.

En el esquema de lineamientos (Fig. 3.1), se pueden apreciar varias direcciones de los mismos, siendo la zona de concentración preferente los frentes de los "cuchillos" de los materiales miocenos. Estos frentes forman la pared oriental del valle central y definen unos lineamientos norteados bastante marcados en la morfología de la zona. En la parte costera hay también algún otro lineamiento norteadado, que parece representar el paleoacantilado mioceno que quedó oculto por las emisiones pliocuaternarias posteriores. Esta directriz parece estar ligada con la posible fracturación provocada durante el asentamiento de los materiales del edificio estratovolcánico. Algunas de estas fracturas llevaron asociados fenómenos de deslizamiento, que dieron origen a depósitos tobáceo-brechoides.

Otra dirección preferente es la N140°E, que con la N35°E, pudieran ser conjugadas de las norteadas, ya que mayoritariamente se concentran en el frente de los "cuchillos". Esta profusión de lineamientos concentrados en esa zona parece que debe ir ligada a la formación del valle central, que en cierta medida obedece a fracturas y fallas paralelas que corren en dirección N10°-20°E.

Por último, hay otra dirección dominante a N90°-95°E, asociada con la formación de los barrancos perpendiculares a la costa, que excavaron la ladera del estratovolcán.

En la Figura 3.2, se ha representado el esquema de los elementos volcano-estructurales más importantes de la zona. Cabe destacar, por un lado, las estructuras volcánicas del edificio mioceno de Tetir (los diques) y los centros eruptivos pliocuaternarios, y por otro, las estructuras tectónicas simples.

En el primer caso, en el esquema adjunto, puede verse una profusión de diques que, con posiciones subverticales, atraviesan los materiales del Grupo Ampuyenta y parte del tramo medio del estratovolcán mioceno. Las direcciones de los mismos son algo cambiantes, pero en su conjunto, parecen dibujar una cierta geometría radial, con un hipotético centro de convergencia en la zona del valle central, ya en la hoja contigua de Los Molinos. El hecho de aflorar estos diques en esta zona de los "cuchillos" es porque ahí es donde se asoma la parte más baja de la superestructura volcánica del edificio Tetir, puesta a la vista, hoy en día, por un grado de erosión intenso. Este enjambre de diques es producto de un campo de esfuerzos local provocado por la compresión de la cámara magmática ascendiendo. Este fenómeno compresivo es el que fisura radialmente los niveles bajos y medios del edificio volcánico, que son los que, por efecto de la erosión quedan al descubierto actualmente en los frentes de los cuchillos.

La segunda estructura volcánica en importancia la constituyen las fracturas eruptivas por donde surgieron los centros de emisión pliocuaternarios. Todos ellos son, en general, de pequeño tamaño y forma redondeada.

Siguiendo la cronología volcánica local, primero se emitió el campo volcánico situado en los alrededores de Tetir, compuesto por cuatro centros eruptivos (La Caldereta, Montaña de San Andrés, Montaña de Piedra Sal y Temejereque). Estos centros se distribuyen según un cuadrado, situándose cada uno de ellos en uno de los vértices. No hay indicios claros de cuál serían las fracturas eruptivas por las que salieron, pues pueden emparejarse dos a dos, tanto en diagonal como en paralelo. Debido a la erosión que presentan los materiales próximos a los conos, resulta difícil establecer una cronología relativa de ellos que indicara el posible orden de erupción y por tanto la asociación geométrica.

El volcán de La Calderetilla es una pequeña caldera circular sin ningún tipo de fracturación asociada. Se encuentra aislado del resto del campo volcánico pliocuaternario y tal vez debió de ser una emisión puntual en la zona. Similar debió de ser la erupción del cono degradado de La Ventosilla (ángulo NO de la hoja).

El volcanismo posterior está representado por el cono de Montaña de La Caldera y por el de mayor envergadura de Montaña Quemada. El primero se sitúa en la parte alta del frente de los "cuchillos" miocenos, mientras que el segundo lo hace sobre el valle central, pero en la base de los mismos. Su erupción puede que esté condicionada por la reactivación de posibles fracturas en relación con la pared del valle central.

Las estructuras tectónicas presentes en la hoja corresponden a la frecuente fracturación (real supuesta) que corre, con dirección norteada, a lo largo de la pared del valle central, en los frentes de los "cuchillos". Esta fracturación la componen tanto fracturas como fallas, las cuales afectan, principalmente, a las lavas y brechas (grupo Ampuyenta) del tramo inferior del estratovolcán de Tetir. Algunas de las fracturas son supuestas, en general las de mayor medida; existen otras pequeñas de menor importancia, con direcciones N100°-110°E, que tal vez sean conjugadas de las mayores.

La presencia de afloramientos de materiales del grupo Ampuyenta con intenso diaclasado y aspecto de estar fracturados por una tectónica frágil (zona del Lomo del Cordobés, Tablero de la Avutarda, Cañada de Martínez, todos en el valle central, en la base de los "cuchillos") supone la existencia de un "pasillo" tectónico a lo largo de la pared oriental del valle. Resulta evidente que este fenómeno ha tenido una gran influencia en la génesis morfológica de los frentes de los cuchillos, aunque no se conoce con exactitud el alcance cuantitativo de esta fracturación, así como la edad. Parece claro que el comienzo de esta actividad tectónica sea en tiempos miocenos y de alguna manera estuvo asociada con el ascenso tectónico del Complejo Basal.

Los movimientos en la vertical que se aprecian en esta hoja están registrados en las rasas marinas aflorantes en la costa. De las tres rasas principales de la isla: la pliocena, la jandiense y la erbanense, sólo la última se presenta con cierta continuidad a lo largo de la costa. De la jandiense casi no hay afloramientos, ya que parece ser que han sido retrabajados durante la formación de la rasa erbanense. Los pequeños depósitos de ella se encuentran a cota entre +1 y 2 m, mientras que la erbanense está algo más baja a +1 m, lo que indica, en términos absolutos, un desnivel respecto al mar actual relativamente pequeño. Estas cotas son bastante homo-

géneas y continuas, todo lo largo de la costa este de la isla, desde la punta norte hasta Gran Tarajal, por lo que puede decirse que no hay ningún movimiento vertical o de basculamiento diferencial en esta hoja de Tetir.

Respecto a la rasa pliocena, no se han visto directamente los niveles de arenas marinas, pero sí unas arenas eólicas que pudieran ser las que suelen presentar encima. Éstas se encuentran, actualmente debajo de las lavas pliocuaternarias en pequeños asomos, a cotas vidersas. No es seguro que todas ellas representen el mismo nivel y por tanto puedan ser correlacionables, por lo que no se pueden sacar conclusiones claras respecto a las variaciones verticales costeras habidas en esta hoja.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. LOS MATERIALES

La mayor parte de la superficie de la hoja se halla recubierta por depósitos correspondientes a las Fases pliocena superior y pleistocena inferior, representada por coladas basálticas que se asocian a superficies con poco contraste topográfico, y en las que la red de drenaje se va a encajar, dando lugar a cursos de paredes verticales o fuertemente inclinadas. En superficie, la horizontalidad de estos depósitos va a hacer que se asocien con frecuencia a zonas de encalichamiento. En consecuencia, lo más habitual en este tipo de materiales es su asociación con relieves isótropos (zonas llanas), con excepción de los centros de emisión de estos materiales, que conservan su morfología convexo-cónica.

La otra formación litológica presente en la hoja corresponde a los depósitos de la Fase miocena (coladas basálticas, olivínico-piroxénicas, olivínicas y plagioclásicas indiferenciadas). Su mayor antigüedad, respecto a las formaciones anteriores, hace que se hallen fuertemente erosionadas, dando lugar a una incisión temprana de la red, a la que se asocian relieves residuales del tipo crestas agudas “cuchillos”. La gran velocidad en la evolución degradativa de estos materiales hace que se asocien con ellos grandes volúmenes de depósitos de aún mayor antigüedad, Formación postAmpuyenta, que superficialmente han sido recubiertos por depósitos más modernos (aluviales, de vertiente). Este último grupo de depósitos es el que soporta una morfología menos característica, al prestarse su carácter más lábil a una degradación erosiva más acelerada.

De manera adjunta se incluye una reducción del Mapa Geomorfológico, realizado originalmente a escala 1:25.000.

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

Los materiales de la Fase miocena son los que dan las formas más antiguas de la hoja. Aunque en gran parte se hallen fosilizados por los materiales de la Fase pliocena superior, puede seguirse con claridad el desarrollo de un conjunto de amplios valles, de dirección E-O, en los que,

los interfluvios vienen representados por crestas agudas ("cuchillos") y alargadas. Parece clara la división de la hoja en dos dominios: uno con una anchura aproximada de un sexto de la hoja y que se sitúa al O de la misma, y el resto. El dominio más amplio de la hoja correspondería a los citados valles de fondo plano y perfil en "U", amplios, y en los que a veces la cabecera ha sido destruida por la erosión remontante procedente del O de la isla, (Valle Grande, La Matilla) o está en trance de serlo (Morro de Don Diego, Norte del Moral, Degollada de Facay).

El dominio más estrecho (el sector restante de la hoja), desarrollado sobre materiales de la Formación Ampuyenta, se halla topográficamente más deprimido que el resto de la superficie de la hoja, por las razones de superior degradación por la erosión a la que antes se ha aludido.

Estas diferencias topográficas, como el hecho mismo de los avanzados procesos de captura por parte de la red que drena hacia el O, hacen pensar en una fase más antigua para la definición del relieve de la isla, que se puede reconocer en esta zona, y durante la que tuvieron lugar los procesos que ocasionaron estos contrastes. En principio no se percibe una clara justificación para estas diferencias, concretadas en una erosión más activa hacia el O que hacia el E, ya que la mayor parte de las aguas pluviales han sido encauzadas hacia el E, mientras que hacia el O, el único proceso de erosión discernible es el de degradación y retroceso de vertientes producido por las aguas de escorrentía, ya que no existe una red de drenaje bien desarrollada en el O, comparable a la E. Algunos autores, [MARTÍNEZ DE PISÓN y QUIRANTES, 1990], aluden a diferencias litológicas (existencia de piroclastos en la zona O), para justificar esta desigual evolución. Otros autores postulan razones de tipo tectónico (valle de fractura). Sea cual fuere la razón que lo justifique, el proceso tuvo lugar en una edad bastante antigua, prepliocena, al estar fosilizada la mayor parte de esa depresión (véase hoja de Los Molinos) por coladas de esa edad y aún por coladas pleistocenas.

El proceso de incisión de los materiales de la Fase miocena es ahora independiente, pese a la interferencia referida, a uno y otro lado de la divisoria topográfica antes citada. No existen datos precisos para deducir cuándo se produce esa individualización, aunque sin duda debió de ser anterior al Pleistoceno (Volcán de La Matilla, 1,) y anterior al Plioceno (Volcán de la Matilla, 2, y Montaña Piedra Sal).

Durante la siguiente etapa, Fase pleistocena inferior va a tener lugar, sobre todo en la parte E de la hoja, una etapa de colmatación realizada por los centros de emisión correspondientes a ella: La Ventosilla, Temejereque, Piedra Sal, Montaña de San Andrés, La Caldereta.

El relieve previo pre-pleistoceno inferior, se va a ver inhumado en algunos casos (Barranco de La Herradura, Barranco de Guisgüey) por los basaltos pleistocenos. Como consecuencia de ello, tiene lugar la inhumación del sustrato que aparece recubierto de forma diversa. En unos casos este sustrato mioceno aflora en parte rodeado por basaltos pleistocenos (Los Espigones, Morro de la Higuera, Punta de la Atalaya). En otros, este sustrato se refleja sólo en inflexiones en la superficie de las coladas pleistocenas (Cuesta de Perico, Los Varichuelos, La Asomada, entre otros). La red aluvial se va a recanalizar con posterioridad al Pleistoceno inferior, principalmente en la zona de contacto con el residual mioceno inhumado, dando lugar a los valles actuales del Guisgüey y Herradura y también (véase hoja de La Oliva) al Vallebrón, en su zona terminal, cuya reapertura sería de una edad posterior a la obturación pleistocena de La Calderetilla.

Sin embargo, la depresión central, que se sitúa al O de la hoja, tiene una edad precoladas pliocenas y no se va a ver modificada sustancialmente, con excepción de las incisiones del Barranco de Los Molinos y el de Esquinzo (véase también hoja de Los Molinos y Punta del Paso Chico). Por el contrario, el desarrollo de glaciación a diversas alturas, que enlazan con la vertiente O (entre Aceitunal y Fortaleza), indica un retroceso para ésta, gradual y uniforme. Este dato no confirmaría, en modo alguno, la hipótesis del valle tectónico para explicar la génesis de la depresión central situada al O de esta hoja y contenida principalmente en la hoja de Los Molinos. Si existió el tal hundimiento, debió de ser, sin duda, más antiguo que el Plioceno y tal vez, después de culminada la deposición de los últimos basaltos miocenos de la Formación postAmpuyenta.

También con posterioridad a la etapa efusiva pliocena, va a tener lugar un importante coluvionamiento de vertientes, perceptible sobre todo en los afloramientos de edad miocena.

Durante la etapa pleistocena media-holocena, la actividad volcánica queda reducida al volcán de Montaña Quemada, cuyos efectos no revisten una importancia geomorfológica para esta hoja. Posteriormente va a tener lugar una nueva incisión aluvial y la definición de los niveles marinos más modernos, el Erbanense, y una pequeña pulsación marina positiva de la que se conserva un cordón de cantos, a veces superpuesto al cordón de tormentas de la playa actual.

4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES

Se clasifican las formas diferenciables en esta hoja en dos grandes grupos: Formas mayores, con dimensiones medias del orden del centenar de metros, y Formas menores, con dimensiones medias de orden métrico. Este segundo tipo de formas se halla pobremente representado en esta hoja.

Asimismo, se clasifican las formas de acuerdo con la naturaleza del agente geodinámico que las haya originado, sea endógeno (volcanismo) o exógeno (viento, río, mar o movimientos gravitacionales).

Si bien el relieve de la hoja es de origen volcánico, los materiales de mayor edad (Fase miocena) han soportado la actuación de los procesos erosivos que les han comunicado una morfología muy diferente a la suya inicial. De ahí que sobre estas litologías, las formas que se desarrollen no tengan una forma neta de origen volcánico, sino propia de rocas sedimentarias o, a lo sumo, relacionada con la estructura del depósito.

4.3.1. Formas volcánicas

4.3.1.1. Conos volcánicos (tefra)

Existen aparatos volcánicos correspondientes a la Fase miocena (Las Montañetas), Fase pliocena superior (Ventosilla y Majada de Higuera), Fase pleistocena inferior, (La Calderetilla, Montaña Piedra de Sal, Temejereque, Montaña de San Andrés, La Caldereta y Montaña de La Caldera) y Fase pleistocena media-holocena (Montaña Quemada). La conservación de la morfología de los edificios volcánicos sólo tiene lugar a partir de los de edad pliocena superior, si bien

en estos primeros casos la degradación de las paredes externas del cráter suele ser bastante grande, dando lugar a la aparición de una densa red de líneas de incisión, a las que se asocian sistemas de conos de pie de vertiente que coalescen en la mayoría de los casos, suavizando la morfología de la base del cono. Las coladas asociadas a los centros de emisión del Plioceno y Pleistoceno inferior son masivas, y sólo se preserva de ellas una morfología superficial muy degradada. Durante la Fase pleistocena media y holocena tiene lugar la conservación, además del edificio volcánico, de las coladas asociadas a los mismos, en algún caso con malpaísmalpaís (coladas tipo "aa") asociado en buen estado de conservación (Montaña Quemada).

4.3.1.2. Superficies de colada (tipo "pahoehoe")

Las más extensas corresponden a la Fase pleistocena inferior, y así han sido cartografiadas como superficies de colada degradadas. No han sido modificadas sustancialmente por incisión fluvial ni se hallan fosilizadas por grandes recubrimientos, por lo que en nuestra opinión procede considerarlas como formas volcánicas. En algunos casos (SE de la hoja) se reconocen en ellas inflexiones superficiales, que corresponden sin duda a irregularidades en el sustrato recubierto por esas coladas pleistocenas, más que a la actuación de procesos geodinámicos externos (por ejemplo, aguas superficiales). La situación emergente de entre las coladas, de relieves previos (Fase mioceña), que afloran semienterrados por encima de la superficie regularizada por la colada, confirma aquella suposición. Un caso especialmente manifiesto es el de la línea entre Montañeta de la Herradura y Punta de la Atalaya, en el cuarto SE de la hoja, en donde, en función de que el recubrimiento realizado por la colada sea total o parcial, se observa tan sólo una inflexión en la superficie de ésta, o el afloramiento de un residual de materiales miocenos.

4.3.1.3. Superficies de colada (tipo "aa")

Suelen ir asociadas a los volcanes de la Fase pleistocena media-holocena, si bien existe un edificio de la Fase pleistocena inferior (Montaña de la Caldera) que conserva tan sólo un pequeño retazo de malpaís, muy degradado e incidido por la red de drenaje posterior.

Para el caso del volcán de Montaña Quemada (Episodios recientes), el malpaís que aflora en esta hoja (véase también hoja de Los Molinos), tiene unas características morfológicas relativamente bien conservadas. También se halla incidido por la red de drenaje actual.

4.3.2. Formas continentales

– Formas degradativas; formas residuales y formas convexas

Particularmente interesantes son los restos de relieve prePlioceno. Se han distinguido hasta cuatro tipos: relieves parcialmente inhumados por las coladas pleistocenas (Los Espigones, Morro de la Higuera). Otro tipo de relieve residual corresponde a aquellos casos que nunca se han visto afectados por las coladas pliocenas y que emergen, y se han visto, por tanto, sujetos a los procesos de degradación subaérea desde el final del Mioceno o principios del Plioceno. Se trata

de los relieves en cresta (Cuchillos, Aceitunal, Cuchillo de Vallebrón), entre los más destacados. Otro tercer tipo de relieves residuales, relacionados con los anteriores, son los que preservan una superficie culminante más amplia (Mesita de Candelaria, Majada de La Peña, Erita del Cuchillo). Algún autor [MARTÍNEZ DE PISÓN, (1986)], denomina a estos relieves mesas lávicas. Finalmente, quedan los paleorrelieves totalmente inhumados por las coladas pliocenas y pleistocenas, y que ya se han mencionado en el apartado de coladas tipo "pahoehoe".

– Formas planas

Corresponden a restos de superficies de aplanamiento por degradación de vertientes, y que aquí se han representado como glaciares de erosión o, en general, como superficies erosivas. Se localizan exclusivamente en la parte O de la hoja, y que han sido desarrolladas sobre los materiales más antiguos que afloran en ella.

– Valles y barrancos de origen fluvio-torrencial

Se desarrollan casi exclusivamente en la vertiente E de la isla. Con arreglo a su edad, se dividen en valles de edad precoladas del Pleistoceno inferior y valles postcoladas del Pleistoceno inferior.

Al primer caso corresponden los Barrancos de Vallebrón, Valle del Sabio, Valle Corto y Barranco de Jaifa.

Al segundo, el Valle de Guisgüey-Valhondo y el Bco. de la Herradura-Bco. de La Monja, que han sido excavados con posterioridad a su colmatación por las coladas del Pleistoceno inferior. En algún caso (zona de la Presa de la Herradura) parece comprobarse una reutilización de la misma línea de drenaje de forma sucesiva a lo largo del tiempo, lo que vendría justificado también por la situación de esta línea en la zona de contacto entre la colada y el relieve previo original que define la ladera del valle excavada en materiales miocenos.

Las características de estos valles y barrancos son en bastantes puntos comunes: paredes escarpadas y subverticales, fondos planos con recubrimientos tipo rambla ("braided") casi continuos, así como el desarrollo de un sistema de terrazas en las que se llegan a distinguir hasta dos niveles, además del actual. Herradura y Guisgüey son los casos mejor desarrollados, observándose sobre todo en el primer caso, en su tramo final con bastante claridad, la migración del cauce con abandono de canales y de depósitos de terraza.

Sólo en un caso, Barranco de Vallebrón, la instalación de un volcán (La Calderetilla) en el fondo del valle inicial que obtura la salida del mismo, se alcanza una morfología plana para el fondo del valle. Los espesos depósitos coluviales tapizando las laderas y la incisión posterior han asociado un completo sistema de conos de deyección que modifica el recorrido del valle actual, que se ha encajado en el conjunto de la serie sedimentaria.

Son dignos de mención los procesos de "rejuvenecimiento" relativo que la acumulación de las coladas pleistocenas van a motivar, dando lugar a un incremento en la capacidad erosiva de las corrientes de agua. Esto va a dar lugar a la generación de encajamientos brutales como los que se ven aguas abajo de la Presa de la Herradura.

– Redes dendríticas, "bad-lands" y abarrancamientos

Se desarrollan sobre todo en zonas de acumulación de materiales con bajo grado de cohesión (piroclastos), como es el caso de Vallebrón, Vega Nueva, Rincón del Moral, El Sordo, Los Llanitos, en donde las emisiones de piroclastos de los volcanes pleistocenos han producido una acumulación preferente de este tipo de materiales: alterados con posterioridad son ahora fácilmente movilizables por las aguas de escorrentía. Su carácter granular y muy poroso produce en ellos, con mucha frecuencia, fenómenos de sufusión, [CRIADO, (1988), CRIADO y MARZOL, (1985)], con la generación de una red de drenaje subterránea y pequeños pozos de subsidencia de reducido tamaño. En los casos en los que la acumulación se ha realizado sobre una superficie inclinada (vertientes de Vallebrón), la incisión de los depósitos de piroclastos va a producir un conjunto de "bad-lands" o abarrancamientos, en ocasiones muy espectaculares.

4.3.3. Formas marinas

–Acantilados

Salvo en el caso de la playa de Lajas, donde una colada ha llegado al mar con un espesor apreciable, y el retroceso posterior de la costa ha permitido la formación de un pequeño acantilado de poco más de 1 m de altura, no existen casos de acantilados, presentándose tan sólo rasas de abrasión, que biselan el nivel marino fósil erbanense. Esto se puede observar prácticamente a lo largo de todo este tramo de costa.

4.3.4. Formas agradativas

–Depósitos de gravedad. Coluviones y recubrimientos de piroclastos

Se han englobado aquí estos dos tipos de depósitos de origen muy diverso, aunque su morfología actual sea equivalente. Sólo los volcanes del Pleistoceno inferior llevan asociados depósitos de piroclastos alterados, que tienen esa morfología coluvial (Barranco Guisguez y Barranco de Vallebrón).

Los depósitos de tipo coluvión s.s. son frecuentes en algunos valles (Valle Corto, Valle del Sabor), y no presentan características especiales.

–Conos de vertientes (de escombros).

Están relacionados con las partes bajas de las laderas, y asociados en éstas con las líneas de drenaje preferentes. A veces parecen asociarse a la destrucción del manto coluvial. Son frecuentes en asociación con todos los relieves previos a las coladas pliocenas, si bien su génesis debe de ser posterior a éstas. También se asocian con la base de los conos de tefra, de edad pliocena y pleistocena, como resultado de su degradación.

– Abanicos de Piedemonte.

Son coincidentes con aquellos casos en los que los relieves residuales alcanzan sus mayores dimensiones, en altura relativa. Al pie del Aceitunal (vertiente S) o del Morro Bermejo (vertiente S), es en donde se alcanzan mayores desarrollos para este tipo de depósitos.

– Formas fluviales. Depósitos de ramblas, terrazas y aluviales s.l.

Están asociados con los cursos de agua mejor desarrollados: Barranco de Guisgüey y Barranco de la Herradura. En el fondo de los barrancos existe un recubrimiento de depósitos aluviales prácticamente continuo. Asociados a los tramos de valle más amplios, suelen encontrarse sistemas de terrazas erosivas y de acumulación, así como tramos de cauces abandonados. Está especialmente bien desarrollado el tramo final meandriforme del Barranco de la Herradura-Barranco de la Monja. En la parte final de los cursos de Vallebrón, Guisgüey y Barlondo, Machete, Herradura-Monja, hay un buen desarrollo de llanuras aluviales que recubren la superficie de colada pleistocena, si bien se hallan en la actualidad muy degradadas, sobre todo por la acción antrópica.

-Depósitos marinos. Playas actuales y fósiles. Cordones de cantos.

Situadas en la parte E de la hoja. Se disponen topográficamente, sobre materiales pleistocenos que enrasan con el nivel del mar. Ello hace que los afloramientos de playas se dispongan de una forma casi continua a lo largo de toda la costa de esta hoja. Se trata de playas de cantos, que en las proximidades de las desembocaduras de las ramblas (que tienen gran cantidad de aportes de tamaño fino) pueden coincidir, por movilización de éstos por el viento, con zonas de sedimentación eólica. Existe un afloramiento casi continuo, desde el límite de la marea alta, y que continúa por debajo del nivel actual de mar, de playas consolidadas ("beach rock") [MECO (1987)], de edad erbanense (playa de los Valdivias). Este nivel fósil se halla parcialmente desmantelado por la acción marina actual.

Por encima se sitúa la playa actual a la que se asocia un cordón de tormentas de cantos de basalto con fauna, actual y fósil. También de una forma casi continua, desde el N de Puerto del Rosario hasta la Playa del Perchel, se puede distinguir un segundo cordón de cantos, que se asocia con una pequeña pulsación positiva del mar, probablemente de edad también holocena.

No hay formas menores destacables en esta hoja.

4.4. TOPÓNIMOS DE SIGNIFICADO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

Superficie de colada (tipo "pahoehoe"): Llanos de Guisgüey, Llanos de la Higuera, Las Llanadas, Llano Triguero, Llano del Viso.

Superficies de colada (tipo "aa"): El sobaco del Malpaís.

Glacis erosivos o de acumulación: Tablero de Las Casitas, de La Avutarda, Lomo del Cordobés, Lomo de Gregorio Pérez.

Relieves residuales tipo mesa: Mesa de Candelaria, Majada de La Peña, Espigón de la Mesa.

Relieves residuales tipo cresta aguda ("cuchillos"): Cuchillos, El Cuchillo de Vallebrón, La Erita del Cuchillo.

Divisoria (collado): Degollada de La Sargenta, Majada de Torres, del Renegado, de Las Gavias, de Facay.

Relieves residuales puntuales: Morro de La Atalaya, Bermejo, Facay, de Don Diego, El Piquito de la Galera, de Las Piteras, del Recogedero, Los Morros, Pico de Don David, El Risco, Morritos, Pico del Risco, Morro de la Galga, del Paso.

Conos volcánicos (con cráter): La Caldereta, La Calderetilla, Montaña de la Caldera, de Piedra Sal, Montaña Quemada.

Conos volcánicos (sin cráter): Cerro de Temejereque, Montaña de San Andrés, Montaña Ventosilla.

Depresiones de fondo plano o zonas llanas por acumulación: Vega Nueva, Los Llanitos.

Gargantas o cañones de origen fluvial (hoces): Barranco de La Herradura, Montañeta de La Herradura.

4.5. SECUENCIA DE LOS PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS GEOMORFOLÓGICOS.

Fase erosiva finimiocena y comienzo de la disección en dirección E y O.

- Final de la disección. Definición de las superficies de corrosión y glaciares de la vertiente O.
- Fase pliocena superior. Construcción de volcanes en escudo muy degradados tipo La Ventosilla y Majada de Higueras.
- Fase pleistocena inferior. Construcción de edificios volcánicos y emisión de coladas. Relleno de los valles de El Judío y Tetir. Relleno de Valhondo-Guisgüey. Obturación de Vallebrón.
- La nueva fase erosiva. Apertura de Vallebrón.

Reencajamientos en Valhondo-Guisgüey y en Herradura-Monja. Incisión del Llano del Viso-El Viso-Altoagua. Incisión de las acumulaciones de piroclastos. Inicio del "piping". Formación de las terrazas altas del Barranco de La Herradura. Coluvionamiento generalizado de vertientes. Génesis de conos de vertientes, abanicos de piedemonte, etc.

- Fase pleistocena media-holocena. Emisión del malpaís de Montaña Quemada. Rasa erbanense y consolidación del "beach rock". Formación de la primera barra de cantos y de su nivel de playa correspondiente. Formación de la segunda barra de cantos (actual) y de su nivel marino correspondiente. Erosión de la rasa y depósitos del erbanense.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este apartado se describen las características petrológicas y geoquímicas generales de las distintas formaciones volcánicas de la zona. Se ha realizado un muestreo sistemático de las mismas, tanto para su estudio petrográfico como geoquímico. En primer lugar se describen las características petrológicas de las fases volcánicas y de los tramos o episodios que en ellas se han distinguido; a continuación se efectúa un comentario general sobre su comportamiento geoquímico.

La caracterización geoquímica de las fases volcánicas se ha realizado considerando la totalidad de los análisis químicos que de cada una de ellas se dispone en la isla, ya que de esta manera es posible observar mejor el comportamiento geoquímico global que presentan. Ahora bien, en los diagramas se han señalado con simbología diferente las muestras tomadas en el área cartografiada.

Además de los análisis expresamente realizados para este trabajo, se han incluido también los existentes en la bibliografía. Por ello, 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.

En las Tablas 5.1, 5.2 y 5.3, 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.* (1986a)]. La denominación de las rocas obtenida en dicho diagrama aparece al pie de la tabla, junto con la localización geográfica de las muestras.

5.1. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

5.1.1. Fase miocena. Petrología

5.1.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta

5.1.1.1.1. Coladas basálticas indiferenciadas (2)

Son basaltos piroxénico-olivínicos y olivínico-piroxénicos con textura porfídica de matriz subofítica.

Tabla 5.1. Fase miocena. Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

Muestra	AG-1076	AG1030	AG-1317	Muestra	AG-1076AG	1030	AG-1317
SiO ₂	47.64	47.86	59.76	Rb	26	17	72
Al ₂ O ₃	15.75	16.50	17.41	Sr	530	661	424
Fe ₂ O ₃	10.74	10.20	5.83	V	190	175	
FeO				Y	22	25	32
MgO	6.63	4.37	1.26	Zr	260	335	589
CaO	8.96	8.11	2.89	O			.17
Na ₂ O	3.69	4.58	6.50	Or	10.46	9.9	19.56
K ₂ O	1.77	1.68	3.31	Ab	24.56	30.73	55.00
MnO	.15	.14	.14	An	21.19	19.50	8.55
TiO ₂	2.77	3.24	1.00	Ne	3.61	4.35	
P ₂ O ₅	.62	.82	.33	Di	15.62	12.59	3.07
H ₂ O	1.40	2.62	1.54	Hy			7.63
CO ₂				Ol	13.30	9.22	
Ba	346	473	660	Mt	2.38	2.26	1.29
Ce	65	94	146	Il	5.26	6.15	1.90
Cr	162	7		Ap.	1.44	1.90	76
La	31	45	77	ID	41.69	48.68	74.74
Nb	47	66		FEMG	.00	.00	.59
Ni	82	10		IP	.51	.57	.82

AG-1076 Traquibasalto potásico. Colada en la pista que sube al pico de La Muda; cota 550 m (MAGNA).
AG-1030 Colada junto al depósito de agua, ladera SE vértice Cuchillo; cota 365 m (MAGNA).
AG-1317 Colada al NE de Morro de la Higuera, base del apilamiento lávico; cota 150 m (MAGNA).

**Tabla 5.2. Fase pleistocena inferior.
Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos**

Muestra	17358	BM-3037	BM-3044	BM-3031	BM-3030	AG-1013
SiO ₂	43.00	43.76	44.09	44.71	45.11	47.04
Al ₂ O ₃	12.95	12.07	12.11	12.15	12.64	12.83
Fe ₂ O ₃	2.61	12.40	12.32	12.45	12.09	11.68
FeO	8.93					
MgO	11.94	11.12	11.84	11.81	10.63	9.57
CaO	9.67	11.45	10.78	10.82	10.33	10.55
Na ₂ O	2.66	3.67	4.00	3.45	3.53	3.32
K ₂ O	1.30	1.28	1.05	.71	1.63	1.18
MnO	.16	.18	.17	.17	.16	.15
TiO ₂	3.02	2.77	2.86	2.90	3.14	2.64
P ₂ O ₅	.64	1.16	.83	.81	.62	.56
H ₂ O	2.49	.30	.15	.10	.15	.63
CO ₂	.22					
Ba		395	388	410	341	254
Ce		158	119	83	60	
Cr		324	326	318	265	291
La		73	74	43	45	
Nb		82	69	64	63	46
Ni		210	214	215	189	160
Rb		18	6	14	18	15
Sr		891	724	688	543	490
V		206	212	216	208	175
Y		23	15	22	19	19
Zr		275	237	227	215	227
Or	7.68	7.56	6.21	4.20	9.63	6.97
Ab	12.97	7.65	8.84	14.29	10.74	19.48
An	19.56	12.68	11.99	15.57	13.83	16.62
Ne	5.17	12.68	13.55	8.08	10.36	4.67
Di	18.30	29.45	29.01	26.40	26.86	25.89
Ol	21.93	18.10	19.34	20.27	17.36	16.01
Mt	3.78	2.74	2.73	2.75	2.67	2.58
Il	5.74	5.26	5.43	5.51	5.96	5.01
Ap	1.48	2.69	1.92	1.88	1.44	1.30
CC	.50					
ID	25.82	33.42	34.18	32.21	3.47	35.07
FEMG	.20	.00	.00	.00	.00	.00
IP	.45	.61	.64	.53	.60	.53

17358 Basanita. Planchón lávico en la Caldera, cota 400 m [FUSTER *et al.* (1968)].
BM-3037 Basanita. Colada en Casas de la Herradura; cota 170 m (MAGNA).
BM-3044 Basanita. Colada en la ladera S del barranco Valhondo, la Montañeta; cota 340 m (MAGNA).
BM-3031 Basalto alcalino. Colada en la ladera S del bco. del Risco, NO de La Matilla; cota 300 m (MAGNA).
BM-3030 Traquibasalto potásico. Colada de Montaña La Caldera, barranco del Risco, 1 km al O (MAGNA).
AG-1013 Basalto alcalino. Colada "intracanyon" en el barranco al pie de La Calderetilla; cota 150 m (MAGNA).

**Tabla 5.3. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes.
Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos**

Muestra	BM-3033	Muestra	BM-3033	Muestra	BM-3033
SiO ₂	42.93	Ba	496	Ab	4.10
Al ₂ O ₃	11.72	Ce	155	An	12.79
Fe ₂ O ₃	12.04	Cr	325	Ne	13.36
FeO		La	76	Di	29.78
MgO	12.51	Nb	75	Ol	20.03
CaO	11.40	Ni	216	Mt	2.67
Na ₂ O	3.40	Rb	18	Il	5.39
K ₂ O	1.33	Sr	800	Ap	2.36
MnO	.17	V	213	ID	30.81
TiO ₂	2.84	Y	23	FEMG	.00
P ₂ O ₅	1.02	Zr	238	IP	.60
H ₂ O	.84	Or	7.86		

BM-3033 Basanita. Colada de Montaña Quemada, ladera S. (MAGNA).

Los fenocristales son abundantes, siendo fundamentalmente de olivino y augita y, de manera muy subordinada, de plagioclasa.

La matriz está constituida por listones de plagioclasa maclada entrecruzados, englobados parcialmente por cristales idiomorfos de augita titanada. Existen minerales opacos ocupando posiciones intersticiales y cristalitos idiomorfos de olivino iddingsitizados.

5.1.1.1.2. Brechas líticas Ampuyenta (3)

Se han estudiado varias muestras, tanto de la matriz como de los fragmentos de esta unidad, en afloramientos que ocupan una banda de N a S de la hoja.

Los fragmentos muestreados son de gabros olivínicos, leucogabros y traquibasaltos.

Los gabros olivínicos tienen una textura intergranular de grano medio o fino, y como minerales principales, plagioclasa, augita titanada, olivino y minerales opacos. Como minerales accesorios aparecen apatito, biotita y en algún caso feldespatos potásicos.

Los leucogabros presentan como minerales principales plagioclasa, feldespatos alcalinos, augita verde, minerales opacos y biotita. Como mineral accesorio se encuentra apatito.

Los traquibasaltos están formados por una matriz de plagioclasa, augita, minerales opacos, olivino y escaso vidrio intersticial, en la que se encuentran escasos fenocristales de plagioclasa, olivino y minerales opacos.

La matriz de la brecha tiene un aspecto de toba lítica, con una textura fragmentaria vesicular. Está constituida por abundantes fragmentos de traquibasaltos, cineritas y escorias, unos subredondeados y otros subangulosos, englobados en una matriz que se hace difícil distinguirla de

los mismos. Los tamaños en lámina delgada van desde 2 cm hasta 0,4 mm. Los componentes de la matriz son de tamaños inferiores a los mencionados y en ella se encuentran también cristales de plagioclasa y augita titanada que se confunden fácilmente con la matriz de un fragmento de roca en sí mismo.

5.1.1.1.3. Rocas plutónicas. Gabros y pegmatitoides (4)

Son muy escasos los afloramientos de este tipo de rocas en la hoja. Por ello, únicamente se han tomado dos muestras de gabros y dos de pegmatitoides, estando situadas las dos primeras al sur del Morro de la Fortaleza y al sur de Las Montañetas; las dos segundas en el Morro de la Pila y en las proximidades del "Collado El Tope".

Los gabros son rocas con textura granuda de grano fino-medio panidiomorfa de tendencia intergranular, con plagioclasa, augita titanada y minerales opacos como minerales principales. Olivino y apatito son los minerales accesorios. Los minerales secundarios encontrados son sericita, antigorita, carbonato, saussurita, biotita e iddingsita.

La plagioclasa aparece en cristales idiomorfos bien desarrollados, en algunos casos con forma de listones, con maclado polisintético, que pueden englobar a los cristales de augita; su grado de alteración a saussurita, sericita y carbonato es bajo. La augita titanada muestra cristales idiomorfos alargados, con zonado concéntrico y en "reloj de arena", en algún caso maclados, con tamaños medios de 1 mm y en ocasiones agrupados entre sí. Los minerales opacos son también abundantes, con cristales idiomorfos, equidimensionales, con tamaños medios de 0,5 mm, raramente aciculares y en algunos casos con hábito esquelético. El olivino es muy escaso, apareciendo en cristales idiomorfos totalmente alterados a iddingsita o antigorita. El apatito es relativamente abundante, observándose secciones hexagonales o prismáticas.

Los pegmatitoides son clasificables como gabros olivínicos con matriz alcalina, con textura intergranular de grano medio o heterogranular de tendencia porfídica.

Los minerales principales son similares a los de las rocas previamente descritas, a los que se añade también el olivino; así, además de éste, se encuentran plagioclasa, augita titanada y minerales opacos. Los minerales accesorios son feldespato alcalino, apatito, biotita y augita egirínica. Como minerales secundarios sólo se ha observado iddingsita.

Estas rocas han cristalizado en dos tiempos. En el primero se desarrollan cristales idiomorfos de plagioclasa de grano medio o grueso, con maclado polisintético y de karlsbad y con formas alistonadas que engloban a los cristales de augita en el caso de la textura intergranular. La augita se encuentra en cristales bien desarrollados, idiomorfos o subidiomorfos y a veces con zonado en reloj de arena. Los minerales opacos, en menor proporción, presentan cristales de menor tamaño, a menudo de hábito esquelético. Los de olivino, no muy abundantes, también pueden mostrar hábito esquelético y están totalmente alterados a iddingsita.

En un segundo momento cristalizan acículas o cristales irregulares de feldespato alcalino, acompañado de biotita en cristales alargados, augita egirínica en pequeños cristallitos y en algún caso, apatito en cristales idiomorfos.

5.1.1.1.4. Intrusión básica (5)

Se ha tomado una muestra en un pequeño cuerpo intrusivo en el km 14 de la carretera de La Matilla-Tindaya. La roca es un traquibasalto plagioclásico con tendencia traquítica, de textura porfídica microcristalina seriada.

Los fenocristales significan aproximadamente un 30% del total de la roca. Son casi en su totalidad de plagioclasa, presentando formas prismáticas o cuadrangulares, con maclado polisintético y tamaños que van desde los 4 mm hasta confundirse con la matriz. Existen además algunos fenocristales aislados de minerales opacos.

La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa maclada en forma de listones, cristalitos alargados de augita y finísimos microlitos idiomorfos equidimensionales, casi pulverulentos, de minerales opacos. Se observan asimismo con carácter accesorio algunas placas irregulares o alargadas de biotita ocupando posiciones intersticiales.

Se aprecia la presencia escasa de carbonato procedente de la alteración de plagioclasa y biotita verde procedente de biotita parda.

5.1.1.1.5. Diques y "sills" básicos (1)

Han sido muestreados numerosos diques, que composicionalmente van desde basaltos olivínicos hasta traquibasaltos, pasando por basaltos piroxénicos y plagioclásicos.

Uno de los tipos más frecuentes es el de los basaltos plagioclásicos. Su textura es porfídica microcristalina, con una proporción de fenocristales entre el 15 y el 30% del total de la roca.

Los más abundantes, y en algunos casos los únicos, son los de plagioclasa, que aparecen en secciones idiomorfas, a menudo en listones, con zonado concéntrico, maclado polisintético, con tamaños máximos de 4 mm y medios de 2-3 mm. Los fenocristales de olivino y augita son a menudo idiomorfos, los de augita zonados y en ocasiones maclados con tamaños medios inferiores a los de plagioclasa. Se observa algún fenocristal de pequeño tamaño y con secciones idiomorfas de opacos. A menudo los fenocristales se agrupan entre sí formando glomérulos.

La matriz está formada por pequeños cristalitos alargados, a veces aciculares, de augita titanada, plagioclasa maclada en listoncitos, minerales opacos en secciones idiomorfas equidimensionales y cristalitos idiomorfos de olivino alterado no muy abundantes. Puede existir vidrio intersticial y carbonatos o ceolitas que rellenan vacuolas cuando éstas existen.

Los basaltos olivínicos o piroxénicos tienen las mismas características que los anteriores, pero variando las proporciones de olivino y piroxeno, fundamentalmente, en los fenocristales.

Los traquibasaltos son rocas de texturas microcristalinas, a veces traquitoideas con algunos fenocristales. Los fenocristales pueden llegar hasta el 6-7% del total de la roca. Son la plagioclasa, augita y minerales opacos, siendo más abundantes unos u otros según los casos. Los de plagioclasa son idiomorfos, con forma de listones, marcando a veces la dirección del flujo, con maclado polisintético y tamaños seriados que van desde 4 mm hasta confundirse

con la matriz. Los de augita y minerales opacos suelen aparecer en forma de microfenocristales de secciones idiomorfas.

La matriz está formada fundamentalmente por listoncitos casi aciculares de plagioclasa maclada, que a veces incluyen numerosas y finísimas inclusiones. En menor proporción aparecen minerales opacos, a veces casi pulverulentos, de carácter intersticial y augita en finísimos bastones. El apatito suele presentarse en ocasiones y lo hace en forma de acículas. El olivino puede o no estar presente.

Es de destacar dentro de estos diques de composición traquibasáltica la existencia de uno en el Morro de la Palma de composición anfibólica, con la presencia de abundantes cristalitos muy alargados, casi aciculares, de anfíbol marrón.

5.1.1.2. *Tramo medio-superior*

5.1.1.2.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas y plagioclásicas indiferenciadas. (7)

Esta unidad, dada su extensión, ha sido ampliamente muestreada en todos sus términos composicionales, que no han sido diferenciados por las razones expuestas en el Capítulo 2. Estos términos petrológicos pasan insensiblemente de unos a otros.

Los basaltos olivínicos están constituidos por fenocristales en una proporción del 20% aproximadamente, englobados en una matriz microcriptocristalina. Estos fenocristales son fundamentalmente de olivino, de hábito esquelético y con bordes de reacción con la matriz; la mayoría de ellos presentan alteración a iddingsita en sus bordes. Se han observado, asimismo, algunos fenocristales de piroxeno con núcleos verdosos y bordes rosados.

La matriz microcristalina, criptocristalina en ocasiones, está constituida por microlitos de plagioclasa y de augita, fundamentalmente, siendo la plagioclasa a menudo de carácter intersticial. A estos cristales se añaden minerales opacos y cristalitos de olivino iddingsitizado, así como vidrio intersticial y agujas de apatito de carácter accesorio. Existen abundantes vacuolas rellenas de carbonatos y ceolitas; en ocasiones, es típico que el núcleo de las vacuolas esté relleno de carbonatos y los bordes de ceolitas.

Otro tipo de rocas son los basaltos olivínico-piroxénicos con tendencia ankaramítica, de texturas porfídicas con matriz subofítica o intergranular.

La proporción de fenocristales es siempre elevada (alrededor del 40%), siendo éstos de olivino y augita, predominando unos u otros, dando así términos olivínico-piroxénicos o piroxénico-olivínicos (ankaramíticos). El tamaño de los fenocristales supera el milímetro y en ocasiones pueden llegar a centimétricos.

Los fenocristales de olivino son idiomorfos y, a menudo, redondeados por reacción con la matriz. Generalmente están alterados a iddingsita por sus bordes o microfisuras y menos frecuentemente a minerales serpentínico-arcillosos.

Los fenocristales de augita son titanados, con tonos pardo-rosáceos muy marcados, idiomorfos, con zonado oscilatorio-concéntrico o a veces de carácter más complejo, maclados con frecuencia y pueden ir agrupados entre sí, formando glomérulos.

La matriz varía de intergranular a subofítica, con listoncitos de plagioclasa maclada polisintéticamente que engloban parcialmente a cristalitas de augita y minerales opacos. Menos frecuentemente aparecen pequeños cristalitas idiomorfos de olivino iddingsitizados.

Las vesículas aparecen parcial o totalmente rellenas por carbonato y en menor proporción por ceolitas.

Entre los basaltos olivínico-piroxénicos o piroxénico-olivínicos y los basaltos plagioclásicos-olivínico-piroxénicos se encuentran todas las composiciones intermedias; así por ejemplo los fenocristales de plagioclasa aumentan, mientras que los de olivino y piroxeno disminuyen.

En los basaltos plagioclásicos, los fenocristales más desarrollados y abundantes son los de plagioclasa, que aparecen en listones maclados según la ley de la albita y/o karlsbad; pueden disponerse de forma paralela o agruparse formando glomérulos. En ocasiones presentan zonado concéntrico con numerosas inclusiones de minerales opacos distribuidos según el zonado. El tamaño de los fenocristales es muy variable, habiéndose observado tamaños desde 1 mm a más de 1 cm, aunque el tamaño más común es de 3-4 mm. Los fenocristales de olivino son de tamaño inferior a los de plagioclasa y su proporción menor. Aparecen muy iddingsitizados, con formas idiomorfas redondeadas por corrosión de la matriz. Los fenocristales de augita aparecen en menor proporción que los anteriores y a menudo en forma de microfenocristales; son de carácter titanado, con zonado y a veces maclados.

La textura de la matriz en estas rocas es muy variable, yendo de intergranular a traquitoidea. Está constituida por microlitos de plagioclasa, entre los que se disponen minerales opacos pulverulentos y cristales equidimensionales o prismáticos de augita. El olivino suele ser escaso en la matriz, estando alterado a iddingsita y clorofacita. Puede encontrarse vidrio intersticial en escasa proporción. Las vacuolas son frecuentes y se presentan rellenas de ceolitas y carbonatos.

Estos basaltos plagioclásicos pasan de forma gradual a términos traquibasálticos. Tienen texturas traquitoideas, con muy escasos microfenocristales de plagioclasa maclada y/o augita, muy raramente de olivino.

La matriz está formada por finos microlitos de plagioclasa en forma de listones, a veces casi pajuelas con marcado alineamiento, que define el flujo magmático, gránulos de minerales opacos, bastoncitos de augita y microlitos idiomorfos de olivino alterados a clorofacita e iddingsita. En algunos casos se encuentra en la matriz, de manera accesoria, biotita en forma de pequeñas escamas.

El vidrio es escaso o inexistente en la mayoría de las muestras, siendo de carácter intersticial. Aparecen asimismo microfisuras o escasas vacuolas rellenas por carbonato.

Es interesante, por último, destacar la presencia de un nivel de traquitas máficas intercalado en esta serie, en la base del escarpe del Morro de la Higuera, al sur de la hoja, como se describe en el Capítulo 2.

Son rocas de textura traquítica con algunos fenocristales (no suponen más del 10% del total de la roca) de plagioclasa y hornblenda, habiéndose observado, asimismo, algunos aislados de anortoclasa y augita. En general son inferiores a los 2 mm; los de plagioclasa aparecen maclados, con forma de listones marcando la dirección de flujo y los de hornblenda se presentan en

secciones idiomorfas, a veces hexagonales, con coronas de reabsorción a minerales opacos y que parecen proceder de la transformación de augita.

La matriz, con textura marcadamente traquítica, está formada en un porcentaje elevado por plagioclasa en forma de microlitos alistonados maclados, entre cuyos intersticios se disponen minúsculos cristalitos de minerales opacos, algunos alterados a óxidos de hierro. También se observa en una muestra la presencia de feldespato alcalino, de algunos cristalitos idiomorfos de olivino iddingsitizado y de algún cristal prismático de apatito.

5.1.1.2.2. Coladas basálticas plagioclásicas (9)

Se ha tomado una muestra de esta formación en la base de la Montaña de la Herradura. Se trata de un basalto plagioclásico con piroxeno y olivino, con una textura porfídica de matriz pilotáctica.

Los fenocristales son muy abundantes. Destacan por su tamaño y abundancia los de plagioclasa con maclado polisintético y ligeramente zonados, en parte formando glomérulos. Los fenocristales de augita aparecen con un fuerte tinte rosado, debido a su composición titanada, y hábitos idiomorfos zonados. Los de olivino presentan cristales idiomorfos de menor tamaño y muy alterados a iddingsita.

La matriz está constituida por finísimos microlitos de plagioclasa, augita, minerales opacos y olivino iddingsitizado, dando lugar a una textura pilotáctica.

Se observan algunas vesículas y espacios vacíos rellenos por ceolitas.

5.1.1.2.3. Coladas basálticas (12)

Han sido muestreadas estas coladas especialmente en sus partes altas. Corresponden a basaltos olivínicos, basaltos plagioclásicos y traquibasaltos, siendo quizá éstos los más abundantes.

Los basaltos olivínicos y traquibasaltos son muy similares, variando únicamente su proporción de olivino. Muestran una matriz afieltrada o pilotáctica, en la que se encuentran microfenocristales de olivino iddingsitizado. La matriz está formada por finos listones de plagioclasa maclada, microlitos de augita, secciones idiomorfos de olivino y minerales opacos casi pulverulentos. En alguna muestra se ha observado la presencia escasa de anfíbol y biotita. También se puede encontrar vidrio intersticial.

Los basaltos plagioclásicos suelen presentar una matriz porfídica intersticial o intergranular, con abundantes fenocristales de plagioclasa, olivino iddingsitizado y augita.

La matriz está constituida por plagioclasa, augita y minerales opacos. Se aprecia vidrio y carbonato intersticial.

5.1.2. Fase miocena. Geoquímica

Se dispone únicamente de tres análisis químicos dentro de esta hoja (Tabla 5.1), que corresponden a tres traquibasaltos en el diagrama TAS (Fig. 5.1), aunque lógicamente existen términos más básicos, de los cuales no se disponen análisis.

El estudio geoquímico se hará tratando en conjunto la información disponible de esta hoja, para la Fase miocena, y la del resto de las hojas de la isla, donde aflora.

Los tipos litológicos encontrados corresponden en su mayoría a rocas basálticas y traquibasálticas, como ocurre con las muestras estudiadas petrográficamente. El resto de las rocas corresponden a términos de una serie alcalina, como son tefritas y basanitas (no encontrados petrográficamente), mugearitas y benmoreitas (muy escasas) y traquitas e incluso alguna riolita.

Las rocas básicas muestran valores bajos de SiO_2 (entre 42 y 49%), también bajos de Al_2O_3 y altos de CaO y MgO . En la norma se caracterizan por el alto contenido en apatito, ilmenita y magnetita, más o menos alto en anortita y con presencia de olivino y/o nefelina, indicando ya un grado de subsaturación importante. Son rocas muy poco diferenciadas y con un índice de peralcalinidad muy bajo.

Los tipos más diferenciados corresponden mayormente a traquitas y en menor medida a riolitas, pertenecientes a cuerpos intrusivos en las coladas basálticas. Presentan valores más altos de SiO_2 (superiores al 60%), en Al_2O_3 , en álcalis, y más bajos en CaO y MgO . Son rocas sobresaturadas

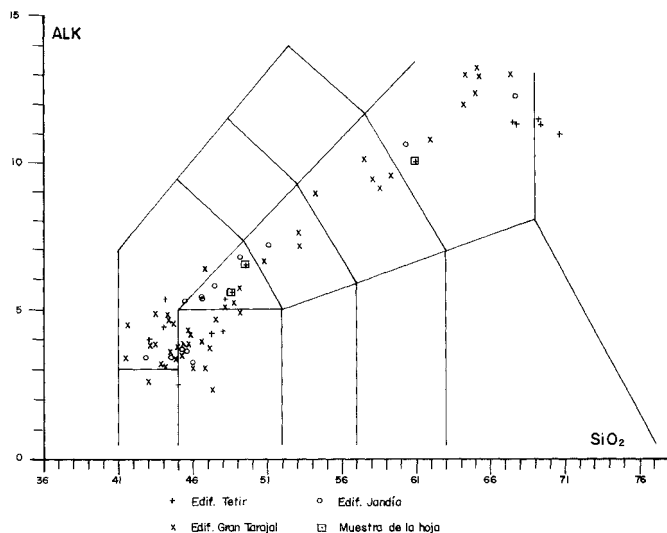


Fig. 5.1. Diagrama TAS de la Fase miocena.



Fig. 5.2. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase miocena.

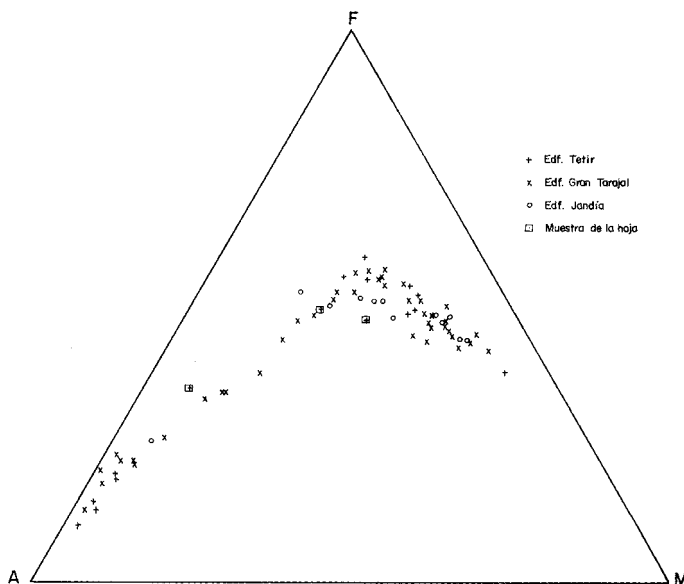


Fig. 5.3. Diagrama AFM de la Fase miocena.

con cuarzo e hiperstena normativos y alto contenido en albita. Muestran un índice de diferenciación muy alto y un índice de peralcalinidad también alto, aunque sin alcanzar la unidad.

En el diagrama de óxidos/SiO₂ (Fig. 5.2), las rocas de la Fase miocena siguen una pauta normal de diferenciación por cristalización fraccionada, con disminución gradual de elementos propios de los minerales ferromagnesianos y aumento de los álcalis y alúmina, más característicos de minerales félsicos, hacia los términos más diferenciados.

En el triángulo AFM (Fig. 5.3), siguen un comportamiento de rocas de la serie alcalina.

Dejando aparte los problemas de la representatividad del muestreo, podría decirse que las rocas pertenecientes al edificio norte de la isla son algo menos alcalinas, con más términos riolíticos y sin términos basaníticos y tefríticos, en comparación con las rocas de los otros dos edificios.

5.1.3. Fase pliocena superior. Petrología

5.1.3.1. Arenas eólicas (13)

Se ha tomado una muestra de unas arenas cementadas por caliche debajo de una colada pliocena en la desembocadura del Barranco de la Monja. Petrográficamente es clasificada como una intrabiomicrita arenosa recrystalizada.

Está formada por las siguientes cantidades aproximadas de fragmentos: 35% de intraclastos, 15% de fósiles y 10% de terrígenos; y el resto es micrita recrystalizada. La matriz, abundante, ha recrystalizado con un tamaño de grano medio, mientras que el resto de los componentes ha recrystalizado con un tamaño de grano fino o muy fino.

Es de destacar que los fragmentos minerales y rocosos son de augita y de traquibasaltos, respectivamente.

5.1.3.2. *Coladas basálticas y conos de tefra.* (14 y 15)

Edificio La Ventosilla. Se han tomado dos muestras en este edificio, una de una bomba del cono y otra de una colada. Ambas son similares y a su vez también iguales a las del resto de los edificios de la hoja de edad pliocena.

La textura de las rocas es porfídica microcristalina ligeramente vesicular, siendo la textura de la bomba en algunas partes criptocristalina.

Los fenocristales son en su totalidad de olivino, relativamente abundantes, de secciones idiomorfas-subidiomorfas y escasamente alterados a iddingsita.

En la matriz, bastante fina, destacan microlitos en forma de listoncitos de plagioclasa, finos cristallitos de augita titanada y minerales opacos, aciculares unas veces o de aspecto pulverulento otras, especialmente en la bomba. Se observa una escasa proporción de vidrio intersticial.

Edificio Majada de Higueras. Se ha tomado una muestra de escoria del cono de este edificio; es similar a las rocas de las coladas y conos de los otros edificios pliocenos de la hoja. Por tanto, la roca es un basalto olivínico con una textura porfídica seriada microcristalina vesicular.

Los fenocristales representan aproximadamente el 15% del total de la roca. Son todos ellos de olivino, idiomorfos, ligeramente corroídos por la matriz y con tamaños seriados, que van desde 1,2 mm hasta confundirse con la matriz. Ésta está constituida por abundantes microlitos prismáticos de augita, microlitos equidimensionales de minerales opacos y finas pajuelas de plagioclasa maclada.

5.1.4. Fase Pleistocena inferior. Petrología

5.1.4.1. *Coladas basálticas y conos de tefra* (18 y 19)

Conjunto volcánico Tetir-La Matilla. Se han recogido numerosas muestras de estos edificios, tanto de los conos de tefra como de las coladas. La composición y textura de ambos grupos son idénticas, salvo la abundancia de vesículas existentes en las muestras de los conos, que es bastante superior a la de las coladas. Las características de estas rocas son similares, asimismo, a las de los otros edificios pleistocenos de la hoja.

Son basaltos olivínicos con una textura porfídica seriada microcristalina.

Los fenocristales significan un porcentaje entre el 12 y 25% del total de la roca. Salvo raras excepciones en que aparecen fenocristales de augita y/o plagioclasa, las muestras únicamente presentan fenocristales de olivino.

Sus tamaños son seriados, que van, según los casos, desde 2 mm a 0,5 mm y tamaños intermedios, hasta confundirse con la matriz. Los cristales son idiomorfos, a menudo con golfos de corrosión por la matriz e incluso en muchos casos el hábito llega a ser esquelético. Casi sistemáticamente, presentan una fina corona de alteración a iddingsita.

La matriz suele ser siempre fina, presentando un mayor o menor grado de cristalinidad, que normalmente suele ser menor y con heterogeneidades texturales en las bombas y escorias de los conos piroclásticos. Está formada por pequeños microlitos prismáticos alargados de augita titanada, cristalititos equidimensionales idiomorfos de minerales opacos y prismas muy alargados o listoncitos de plagioclasa maclada. Pueden aparecer microlitos de olivino iddingsitizado, pero éste no está siempre presente. El vidrio es también de aparición esporádica y siempre intersticial.

Las vesículas pueden presentar formas irregulares, pero en las muestras de materiales piroclásticos, donde son bastante abundantes, presentan formas ovaladas con tamaños entre 2 y 4 mm, a menudo rellenas total o parcialmente por carbonato.

En una muestra la roca ha sido clasificada como basalto plagioclásico olivínico debido a la abundancia de plagioclasa, tanto en los fenocristales como en la matriz.

Edificio La Calderetilla. Se han tomado muestras tanto de las coladas como del edificio piroclástico, siendo básicamente iguales, a excepción de la proporción de vesículas, que es superior en las muestras del cono. Estas rocas son asimismo similares a las del resto de los edificios pliocenos de la hoja.

Todas ellas son basaltos olivínicos con una textura porfídica seriada microcristalina, a menudo amigdalar, en el caso de bombas y escorias.

Los fenocristales significan entre un 10 y un 20% del total de la roca. Son prácticamente en su totalidad de olivino, y sólo excepcionalmente se pueden observar de augita. Los de olivino son idiomorfos, con tamaños que van desde 0,8-1,8 mm hasta confundirse con la matriz; suelen estar ligeramente corroídos por la matriz y presentar golfos de corrosión. En alguna ocasión presentan finas coronas de alteración a iddingsita y raramente a antigorita. Esporádicamente se agrupan formando glomérulos.

La matriz, en ocasiones pilotáxica, está formada por finos listoncitos de plagioclasa, pequeños prismas de augita titanada y minerales opacos en secciones equidimensionales o aciculares.

En algunos casos las vesículas son abundantes (20%) con formas ovaladas o irregulares y tamaños que van desde 3 mm hasta confundirse con la matriz. Pueden estar rellenas por carbonato.

En alguna de las muestras se ha observado vidrio intersticial.

Edificio Montaña de la Caldera. Se ha tomado una muestra de este edificio al O de la Matilla. Es un basalto olivínico con textura porfídica microcristalina vesicular.

Los fenocristales significan un 10-12% del total de la roca. Son todos ellos de olivino, idiomorfos, a menudo equidimensionales, con un tamaño medio de 0,4 mm.

La matriz está constituida por abundantes y finos microlitos alargados idiomorfos de augita titanada, plagioclasa maclada casi acicular y finísimos cristalitos idiomorfos equidimensionales de minerales opacos.

Se observan vesículas alargadas irregulares de hasta 2 mm de longitud.

5.1.4.2. Depósitos de caliche (17)

Se ha tomado una muestra de caliche en los Llanos del Viso. La roca se puede clasificar como una dismicrita con algún intraclasto.

Está formada casi totalmente por micrita que presenta algún hueco irregular relleno por cemento esparítico. Se aprecia, como se ha indicado, algún intraclasto aislado.

5.1.5. Fase pleistocena inferior. Geoquímica

Se dispone de seis análisis químicos en esta hoja (Tabla V), que corresponden a rocas basálticas, basaníticas y traquibasálticas, según la clasificación del diagrama TAS (Fig. 5.4). Como se dijo en la descripción petrológica, estas rocas equivalen a basaltos olivínicos, al no observarse en

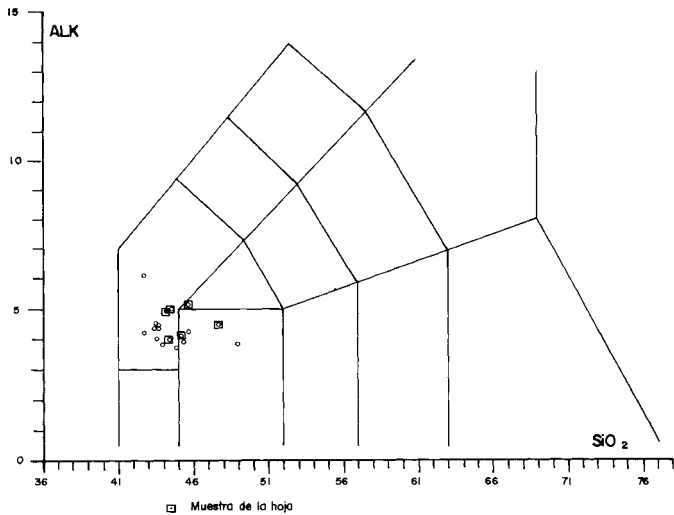


Fig. 5.4. Diagrama TAS de la Fase pleistocena inferior.

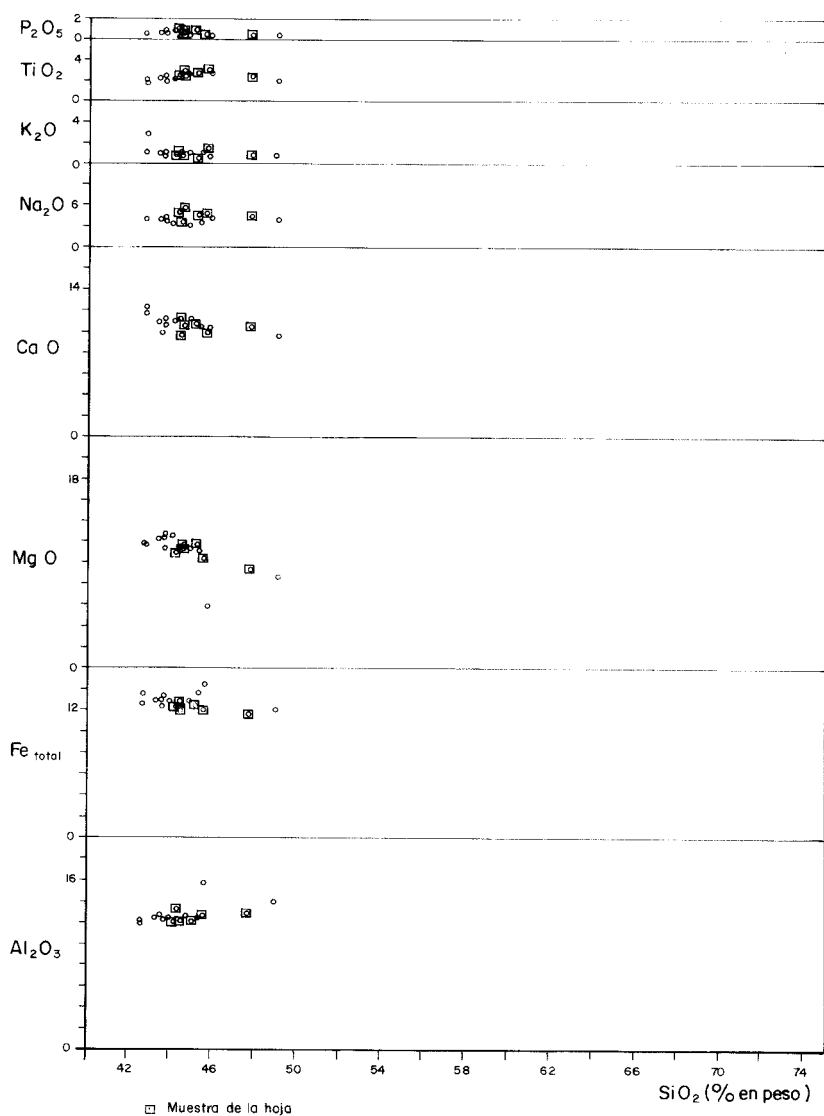


Fig. 5.5. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase pleistocena inferior.

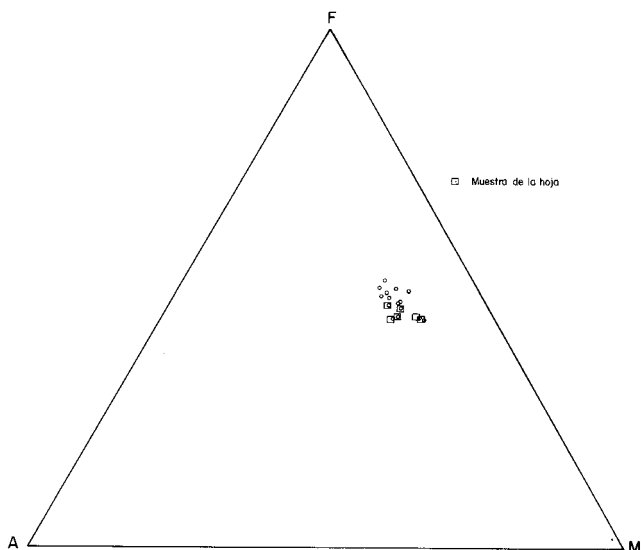


Fig. 5.6. Diagrama AFM de la Fase pleistocena inferior.

ninguna de ellas feldespatoideas. Los tipos traquibasálticos no son frecuentes en estos episodios cuaternarios, incluso ni en los pliocenos. El estudio petrográfico de esta muestra indica, por el contrario, que se trata de un basalto olivínico, y considerando además el hecho de que se proyecte en un extremo del campo, hace pensar que son pequeñas variaciones numéricas analíticas las que llevan a clasificarla geoquímicamente como un traquibasalto.

Los análisis de estas muestras, junto a los otros de la fase volcánica aflorante en otras áreas, corresponden a rocas básicas con escasos márgenes de variación.

Son rocas con un contenido en SiO_2 bajo, que varía entre 42 y 50%, valores altos de CaO y MgO y relativamente bajos en álcalis. Son de carácter subsaturado, con olivino y nefelina normativos. Los contenidos de albita y anortita son propios de este tipo de rocas.

Los índices de diferenciación y de peralcalinidad son muy bajos.

En el diagrama óxidos/ SiO_2 (Fig. 5.5), se observa que los óxidos se mantienen bastante constantes, siendo el MgO el que desciende algo más marcadamente al aumentar la sílice.

El grado evolutivo de estas rocas representarían los términos menos diferenciados de la serie magmática alcalina (Fig. 5.6).

5.1.6. Fase pleistoceno medio-holocena. Episodios recientes. Petrología

5.1.6.1. Coladas basaníticas y cono de tefra de Montaña Quemada (21, 22)

Se ha tomado una muestra en la colada de la falda sur del cono de Montaña Quemada y otra de un bloque del cono piroclástico, junto al monumento a Unamuno.

En el primer caso se trata petrográficamente de un basalto olivínico augítico con plagioclasa poco abundante, motivo por el cual el análisis químico realizado permite clasificar a la roca como basanita. La textura es porfídica microcristalina.

Los fenocristales suponen un 30% aproximadamente del total de la roca. Son de olivino y augita, con tamaños seriados que van de 5 a 2 mm hasta confundirse con la matriz. Todos ellos son idiomorfos, estando los de augita zonados, y color rosado correspondiente a la variedad titanada.

La matriz está constituida por abundantes microlitos de augita de formas prismáticas, listoncillos de plagioclasa maclada, minerales opacos con cristaltos idiomorfos equidimensionales y vidrio castaño intersticial.

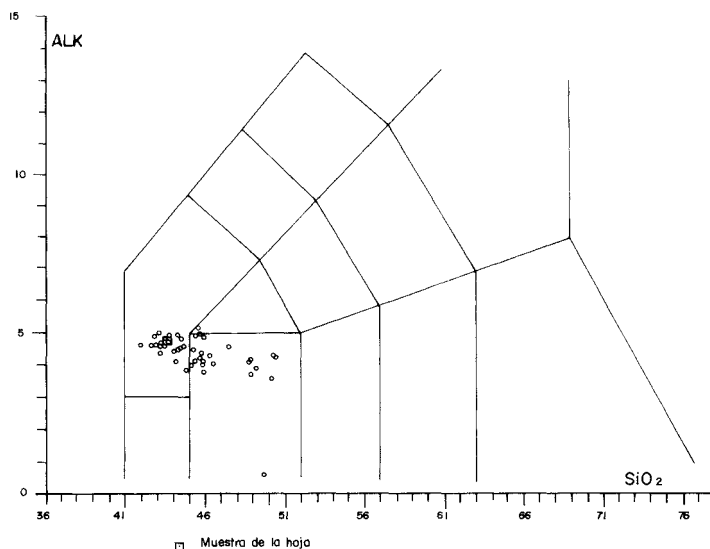


Fig. 5.7. Diagrama TAS de la Fase pleistocena media-holocena.

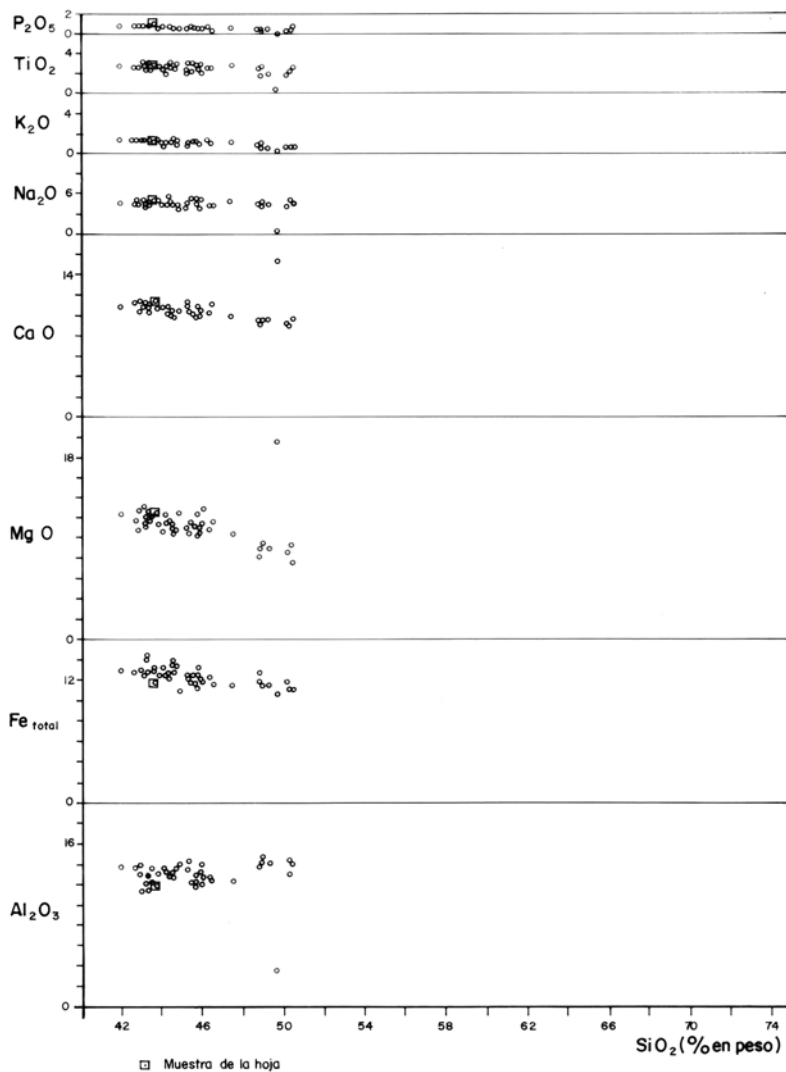


Fig. 5.8. Diagrama binario de variación de elementos mayores de Fase pleistocena media-holocena.

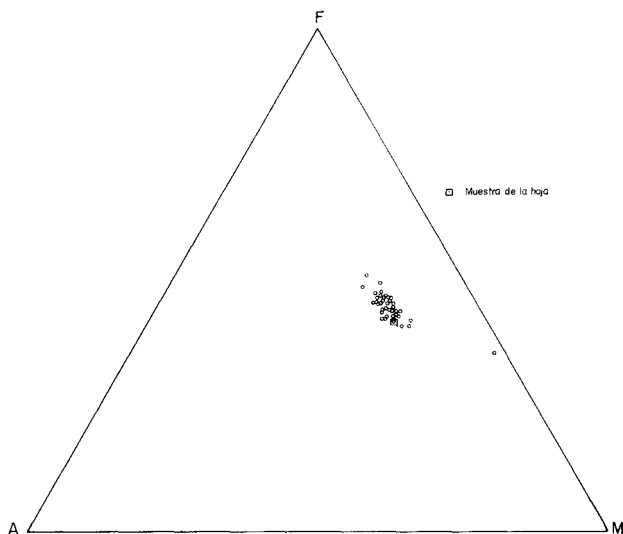


Fig. 5.9. Diagrama AFM de la Fase pleistocena media-holocena.

La muestra del bloque es un basalto olivínico augítico, con una textura porfídica microcristalina seriada vesicular. Los fenocristales son de olivino y augita y representan un 20% aproximadamente del total de la roca. Sus tamaños son seriados, yendo desde 2 mm hasta confundirse con la matriz. La proporción de unos y otros es similar, siendo todos ellos idiomorfos y estando zonados en ocasiones los de augita.

La matriz es muy fina, casi criptocristalina. Está constituida por finos y abundantes microlitos de augita titanada y minerales opacos casi pulverulentos. La plagioclasa es menos abundante y forma listoncitos aciculares.

5.1.7. Fase pleistocena media-holocena. Episodios Recientes. Geoquímica

Se dispone de un análisis químico dentro de esta hoja, Tabla VI, que corresponde a una basanita en el diagrama TAS (Fig. 5.7). Sin embargo, todos los tipos petrográficos encontrados en la hoja corresponden todos a basaltos.

El análisis perteneciente a esta hoja, junto con los del resto de esta fase volcánica en la isla, forman en todos los diagramas (Fig. 5.7 a 5.9), una nube compacta con muy escaso margen de variación.

Son rocas básicas, con valores de SiO_2 entre 42 y 45%, valores altos de CaO y MgO y relativamente bajos en álcalis. En la norma presentan valores altos de olivino y nefelina y también de ilmenita, magnetita y anortita.

Los índices de diferenciación son muy bajos y asimismo los de peralcalinidad son también bajos, si bien tienen un grado de alcalinidad mayor que el de los episodios miocenos. Con respecto a las emisiones de la fase pleistocena inferior, las características geoquímicas son similares.

En el diagrama de variación óxidos/ SiO_2 (Fig. 5.8), se observa también el escaso grado de diferenciación de la serie. Según progresa la diferenciación, va produciéndose un empobrecimiento de Fe total, MgO, CaO, y menos acentuado de MnO y TiO_2 , mientras que manifiestan una leve tendencia a aumentar los álcalis y la alúmina.

En general, las rocas de esta fase volcánica representarían los términos menos diferenciados de una serie magmática alcalina, según se desprende del diagrama AFM (Fig. 5.9).

5.2. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

5.2.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense. Petrología (26)

Se han tomado una muestra de arenisca y otra del conglomerado en la playa de los Valdivias, y otra de arenisca en la Punta del Bajo de Tío Viña.

Las muestras de areniscas son similares y pueden ser clasificadas como intrabiosparita arenosa o "grainstone". Están constituidas aproximadamente por un 30% de terrígenos, 25-30% de intraclastos, 20-30% de fósiles, 8-15% de esparita y el resto por huecos. Los terrígenos son clastos de basaltos olivínicos, traquibasaltos, cristales de augita, olivino y agregados calcáreos.

Son rocas granosoportadas, con clastos tamaño arena gruesa, subredondeados. Estos clastos están rodeados por una fina película de esparita que constituye el cemento de la roca, pudiendo dejar más o menos huecos.

El conglomerado es de carácter traquibasáltico, con matriz calcárea. Está formado por clastos redondeados de tamaño grava fina (en lámina delgada), empastados por una matriz arenosa formada por el mismo tipo de clastos y además por otra matriz calcárea tamaño micrita y partículas terrígenas tamaño limo y arcilla.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Mioceno, y con la excepción de la península de Jandía, comienzan a surgir dos grandes edificios estratovolcánicos que se apoyan sobre los materiales del Complejo Basal, denominados Edificio Tetir y Gran Tarajal, y que van a constituir la base de la isla actual. Existe un tercer edificio mioceno, situado algo más al sur, que dio origen a la actual península de Jandía. En lo que respecta a esta hoja, sólo afecta el edificio norte, también denominado Edificio Tetir. Durante la realización de este trabajo sólo se ha datado una colada de la base del tramo medio

en 20,27 ($\pm 1,41$) m.a., si bien se trata de una muestra que ofrece ciertos problemas, ya que puede haber sufrido pérdidas de Argón. Ahora bien, según las dataciones realizadas por ABDEL MONEM *et al.* (1971) y más recientemente por COELLO *et al.* (1992) parece que la mayoría de las coladas situadas sobre la brecha Ampuyenta, correspondientes al tramo medio-superior, se emitieron entre 14 y 12,8 m.a. El tramo inferior de este edificio presenta muchos problemas para su datación, si bien COELLO *et al.* (1992) han datado la intrusión de Tindaya en 18,7 m.a. lo cual indicaría que probablemente las primeras emisiones basálticas comenzarían en torno a los 20 m.a. Este edificio, de composición basáltica alcalina, está constituido por un apilamiento sucesivo de coladas de poco espesor y escasa extensión lateral y, en menor medida, por algunos conos de cinder que aparecen enterrados por las coladas. En la parte baja del apilamiento visible, y probablemente correspondiendo a la destrucción parcial del tramo inferior del mismo, aparece un potente depósito de brechas caóticas, denominado brecha Ampuyenta.

Asimismo, durante este período de actividad (mioceno) tienen lugar pequeñas intrusiones de rocas granudas (gabros) que pueden corresponder también con cámaras magmáticas. Este hecho, hasta ahora inédito dentro de la Fase miocena, sólo ha sido observado en esta hoja en el extremo SO de la misma.

Después de estas emisiones tiene lugar un largo período de inactividad que se prolonga durante más de 8 m.a. Durante este lapso erosivo se desarrollan los principales barrancos de la hoja y se individualizan estos relieves miocenos. En el Plioceno superior, hace aproximadamente 3 m.a. se reinicia la actividad magmática. Estas emisiones son puntuales, poco explosivas, propias de mecanismos estrombolianos que originan los típicos edificios cónicos y/o volcanes en escudo. Las coladas son todas basálticas y se canalizan por los valles abiertos con posterioridad a la Fase miocena y llegan a ganar terreno al mar, como se aprecia por la morfología costera.

La alternancia de períodos muy secos con otros de intensa pluviometría en los momentos finales del Plioceno y durante el Pleistoceno debió provocar el desarrollo de las formaciones superficiales de caliche, que afectan de manera especial a las coladas pliocenas y a las del Pleistoceno inferior. Estos encostramientos de caliche parece que se ven favorecidos con el desarrollo y removilización posterior de dunas de esta edad, que aparecen muy poco representadas en esta hoja pero que debieron cubrir grandes extensiones en el sector occidental de la isla.

La actividad volcánica se reanuda durante el Pleistoceno inferior, apareciendo conos de cinder que conservan el cráter y sus coladas asociadas que rellenan paleorrelieves. En esta hoja, existe un grupo de volcanes próximos a la localidad de Tetir cuyas primeras emisiones lávicas han sido datadas por COELLO *et al.* (1992) en 1,8 m.a. Ahora bien, puede que este período de actividad continúe hasta épocas mucho más modernas, ya que el estado de conservación de alguno de estos edificios, como el de Montaña de la Caldera, así lo indica.

Las emisiones volcánicas pliocenas y pleistocenas favorecen, en algunos casos, el desarrollo de pequeñas cuencas, como por ejemplo en las zonas de Tetir y La Matilla, en las cuales se depositan arcillas rojas.

Más recientemente y hasta tiempos subhistóricos, se reinicia la actividad volcánica, asignándose estas emisiones a la Fase pleistocena media-holocena. Son emisiones estrombolianas puntuales que suelen agruparse según lineaciones volcanotectónicas, si bien en esta hoja, solo existe el edificio Montaña Quemada, que ha emitido coladas de composición basanítica. La ca-

racterística principal de las coladas de esta fase es la existencia de superficies escoriáceas de lava, tipo malpais.

Asimismo, durante el Holoceno se continúa la actividad erosiva, produciéndose depósitos de laderas, que acaban por configurar la fisonomía actual de la hoja.

7. HIDROGEOLOGÍA

Se van a considerar los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos del área de la hoja de Tetir, tomando en cuenta también datos globales de la isla que proporcionan una visión más amplia. Junto con observaciones directas realizadas durante la ejecución de la cartografía, se ha tenido en consideración el reciente estudio hidrogeológico de la isla realizado por el Instituto Tecnológico Geominero de España, [ITGE (1990)].

7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Climatología

Los rasgos climáticos de este sector apenas difieren significativamente de los del resto de la isla, caracterizándose por su carácter desértico-cálido, con marcada tendencia a la aridez.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18 y 25 °C, pudiéndose llegar de manera esporádica a los 40 °C en épocas estivales.

Insolación intensa, variando entre 6 y 9,5 horas/día, según estaciones del año, [MARZOL (1988)].

La humedad relativa del aire es elevada en las proximidades de la costa, sufriendo a su vez variaciones acusadas a lo largo del día, [MARZOL (*op.cit.*)]. El área conoce la acción constante e intensa de vientos de componente N-NE, contribuyendo a rebajar la sensación de calor.

Pluviometría

El total de lluvias anual en toda la isla es del orden de 183,69 hm³/año, [ITGE (1990)], que, distribuido sobre la superficie total, representa una pluviometría anual de 111 l/m².

Del total de lluvia caída, sólo una parte queda en el terreno y se resuelve en forma de escorrentía superficial e infiltración subterránea hacia el mar o hacia los acuíferos subterráneos, constituyendo la aportación total neta en el suelo o lluvia útil. Considerando una reserva útil máxima del suelo de 50 mm, se obtienen unos valores de lluvia útil del orden de 12,74 hm³/año, que pueden llegar a un máximo de 19,11 hm³/año, representando, respectivamente, el 6,93 y 10,4% de la precipitación registrada. La parte correspondiente a escorrentía superficial puede oscilar, para toda la isla, entre 3,26 y 4,89 hm³/año es decir, el 25% de la lluvia útil o el 2,66% de la pluviometría total. La fracción que se infiltra hacia el subsuelo puede oscilar entre 9,56 y 14,34 hm³/año, lo que supone un 75% de las aportaciones netas o el 7,80% de la pluviometría total.

La distribución espacial de las lluvias guarda estrecha relación con el relieve, de manera que en los lugares de mayor altitud las precipitaciones aumentan considerablemente. Esto es particularmente evidente en el área de Tetir y muy especialmente en la máxima cota de la hoja, en el pico de La Muda (689 m), con lluvias anuales superiores a 250 mm, pero sin llegar a superar a los 300 mm al año (Fig. 7.1).

Dadas las características pluviométricas de la zona, la totalidad de los barrancos se hallan secos durante la mayor parte del año, incluso durante años enteros, siendo la escorrentía ocasional y de régimen torrencial. Este hecho puede producir en época de lluvias avenidas bruscas de gran virulencia, lo cual suele ser propio de regímenes climáticos semidesérticos con precipitaciones escasas y mal repartidas en el espacio y en el tiempo.

Cuencas y cauces principales.

La red hidrográfica de esta área está constituida por un sistema de barrancos principales, junto con tributarios de orden inferior (Fig. 7.2), que definen dos subsistemas hidrográficos claramente diferenciados:

Cuenca del sector oriental. Abarca más de las 3/4 partes de la hoja, estando definida por los barrancos de Vallebrón, Barlondo y Hondo de la Herradura, junto con sus consiguientes tributarios, así como parte de los subsistemas de otros barrancos de hojas contiguas, drenando todos en conjunto hacia la costa oriental de la isla.

Los cauces más importantes vienen definidos por valles de gran recorrido, trazado de fondo plano, relativamente rectilíneo y con dirección E, si bien progresivamente, en la proximidad de la costa, tienden a tomar una orientación NO-SE. Los barrancos menores tienen mayor pendiente, siendo estrechos y de corto recorrido.

El sistema se halla encajado, en gran parte, en materiales basálticos miocenos en la mitad norte del área, y pliocenos y pleistocenos en la zona sur.

Cuenca del sector occidental. Se halla mucho menos representada, situándose en la zona más occidental de la hoja. Comprende parte de los barrancos de las Pilas y del Risco, así como sus correspondientes tributarios, formando una red dendrítica, por lo general mucho más tupida y densa que las del sector oriental. Estos barrancos drenan, por lo general, materiales basálticos miocenos o miocenos-pleistocenos, así como abundantes áreas encalichadas.

Existen escasas obras de regulación de las aguas superficiales en el área de la hoja, destacando únicamente la presa de la Herradura, de pequeño tamaño. Sólo aparecen escasos estanques y recogedores de uso particular, formados por pequeñas presas de tierra, aprovechando alguna impermeabilidad del terreno, que favorecen, por lo demás, cierta recarga subterránea.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS. NIVELES ACUÍFEROS

Las unidades estratigráficas de la hoja, definidas en función de criterios litológicos, cronológicos, etc., determinan asimismo unidades hidrogeológicas. Dentro de ellas, no obstante, aparecen zonas de comportamiento dispar, variando la capacidad de almacenamiento y circula-

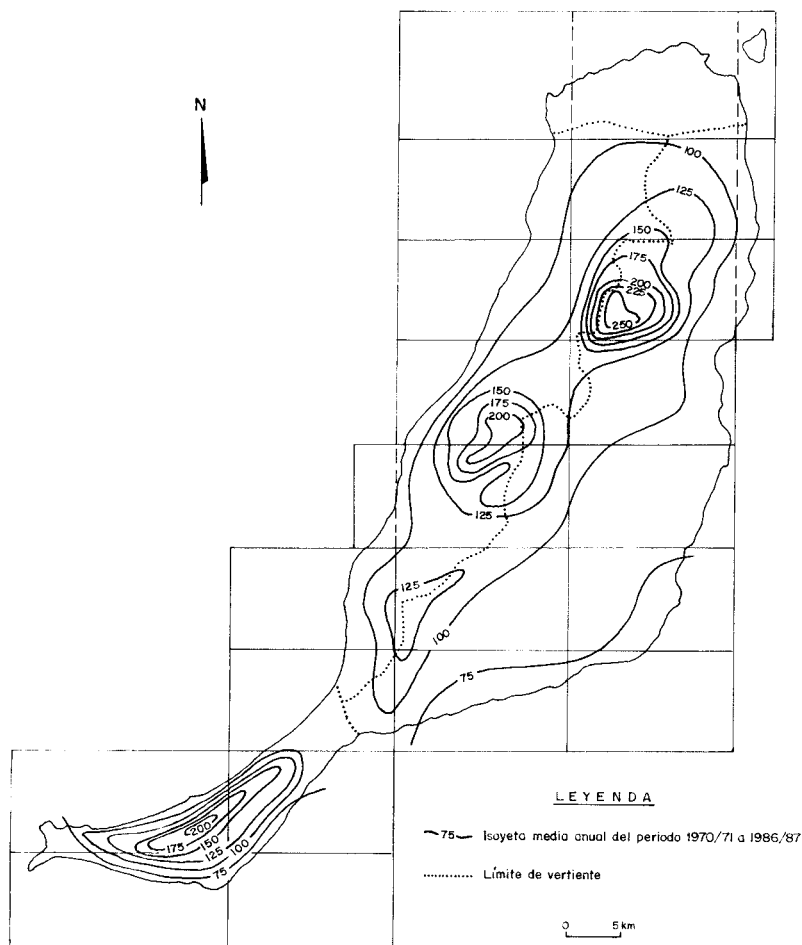


Fig. 7.1. Esquema de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), con la cuadrícula de hoja topográfica a escala 1: 25.000.

ción de agua a través de ellas, debido a una serie de factores, como son la fracturación, porosidad y régimen de precipitaciones, topografía, etc. Estas unidades estratigráficas se ajustan al esquema estratigráfico establecido en esta cartografía. En general, la presencia de tramos esoriáceos, almágres, la mayor o menor conexión entre las vesículas y el diaclasado columnar de las partes más internas de las coladas de lava, condicionarán la mayor o menor permeabilidad por fracturación y/o porosidad intersticial de los materiales volcánicos, dificultando la cir-

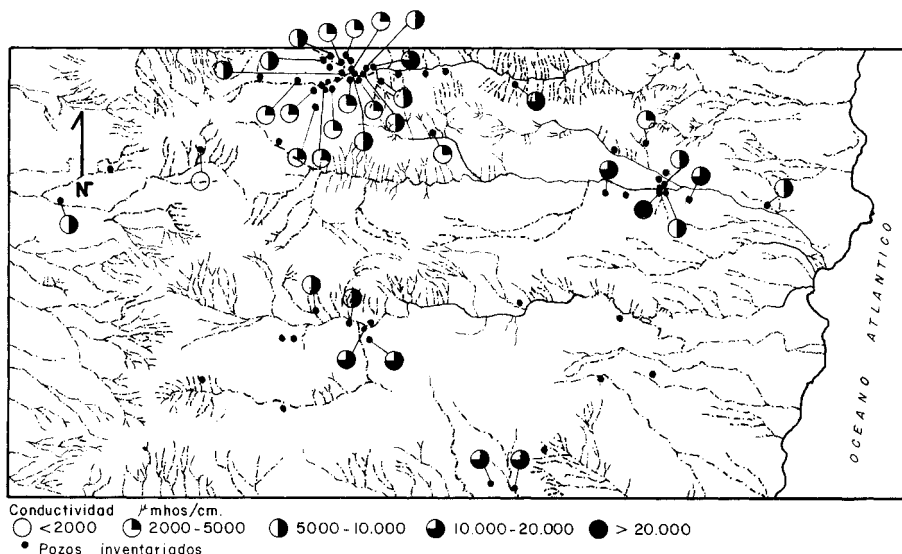


Fig. 7.2. Esquema hidrográfico de la hoja, con la situación de los pozos de agua y los intervalos de conductividades eléctricas medidas en ellos.

culación vertical. La presencia de diques no fisurados, cuerpos intrusivos, etc., actuarán como barreras al movimiento horizontal de las aguas subterráneas, y en el caso en que estén fisurados pueden actuar como vías de descarga preferentes.

Dentro del sistema acuífero número 82, correspondiente a la isla de Fuerteventura, el ITGE (1990) define los siguientes acuíferos, los cuales tienen en general malas características hidrogeológicas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales):

- Uno inferior o basal y de extensión regional, que constituye el acuífero principal y es el más explotado en la actualidad. Está asociado al Complejo Basal y a las formaciones basálticas miocenas. Es de tipo semiconfinado y de baja permeabilidad.
- Otro superficial (intermedio y superior), de extensión sectorial, asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias. Por lo general, sus características hidrogeológicas son malas, al tener baja permeabilidad y mala transmisibilidad.

Las principales unidades hidrogeológicas establecidas en esta área son las siguientes (Fig. 7.3).

7.2.1. Nivel acuífero inferior

Formación basáltica miocena. Constituye el principal nivel acuífero de la hoja, observándose cómo la casi totalidad de los pozos inventariados extraen el agua de esta formación (Fig 7.2).

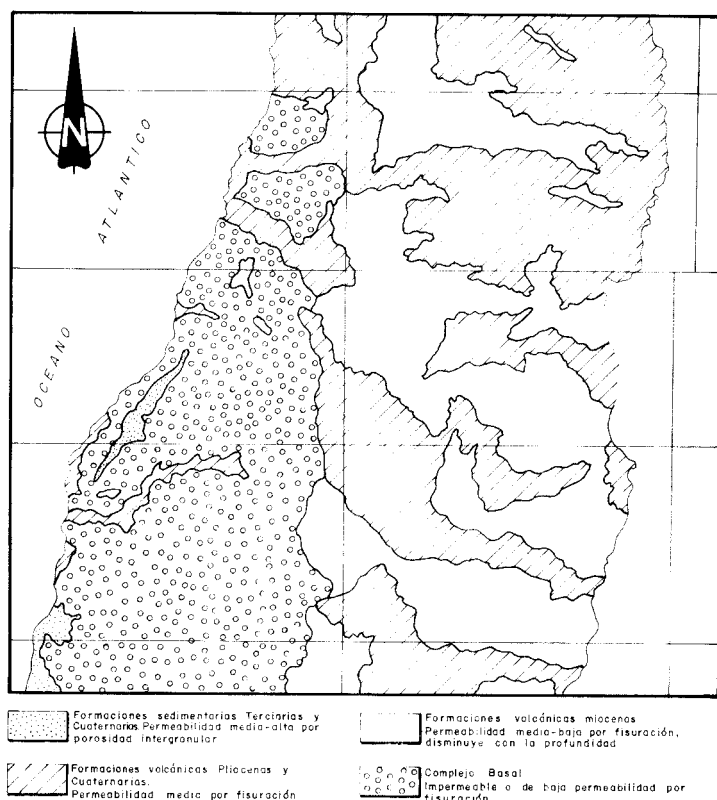


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector septentrional de la isla de Fuerteventura.

En conjunto, tiene una permeabilidad entre media y baja, debido fundamentalmente a la fracturación y disyunción columnar de las coladas, a la presencia de niveles escoriáceos y a la porosidad conectada que presenta. Se observa, por lo general, una disminución de la porosidad con la profundidad, debido a la mayor presión de confinamiento, con el consiguiente cierre de fracturas, así como a un mayor grado de alteración, que provoca una mayor fracción arcillosa susceptible de colmar huecos.

El sistema de captación de aguas subterráneas en la isla se realiza mediante pozos. En esta área existe un gran número de ellos que explotan agua de este nivel acuífero. La profundidad de estos pozos oscila entre 15 y 230 m, siendo su profundidad media del orden de 132 m.

La calidad del agua de esta formación acuífera es baja en general, con un contenido en sales minerales alto, incluso mayor que en los materiales del Complejo Basal. Durante la ejecución

del Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias [ITGE (1989)] se obtuvo una serie de parámetros indicativos de la calidad del agua, mediante medidas en un alto número de esos pozos, cuyos valores medios son:

- pH = 7,4.
- CO₂ disuelto = 990 mg/l.
- Cl⁻ = 3.513 mg/l.
- T = 26 °C.
- C = 7.598 μmhos/cm.

Son aguas con alta concentración en CO₂ y con cierta tendencia a la acidez, lo cual puede estar determinado en parte por el contenido en CO₂. La salinidad es asimismo alta, como lo indican los valores de conductividad (oscila en 1.900 y 20.000 μmhos/cm debiéndose principalmente a la presencia de Cl⁻ y Na⁺. Las aguas se clasifican como de facies clorurado-sódicas.

7.2.2. Nivel acuífero superficial

Formaciones volcánicas pliocenas y cuaternarias. (Nivel intermedio). Estos materiales poseen mayor permeabilidad que los anteriores, debido al intenso diaclasado columnar que los caracteriza, lo que favorece la infiltración vertical hacia acuíferos más profundos y permite la recarga de éstos. Por ello, a pesar de que se encuentran algunos pozos emboquillados en estas formaciones, tienen que profundizar hasta niveles más antiguos para obtener el agua.

Formaciones sedimentarias (Nivel superior). Comprenden los depósitos de arenas eólicas, depósitos arenoso-arcillosos, depósitos aluviales y coluviales, junto con depósitos detríticos de edad miocena.

Por lo general poseen condiciones hidrogeológicas adecuadas para constituir acuíferos, dada su buena permeabilidad y disposición topográfica. En algunos casos pueden constituir pequeños niveles saturados. No obstante, no existen pozos que exploten únicamente aguas retenidas en ellos, por lo que se dispone de escasos datos sobre sus posibilidades hidrogeológicas. Contribuyen, no obstante, a la recarga de niveles acuíferos inferiores.

A nivel regional y tomando como parámetro de calidad de agua su conductividad, se observa un progresivo empeoramiento a medida que se pasa de las zonas interiores más elevadas a las zonas costeras. En la Figura 7.2 se refleja dicho fenómeno, comprobándose por lo demás una cierta intensificación de éste en las proximidades de Puerto del Rosario, debido probablemente a una sobreexplotación del acuífero, que favorece una mayor intrusión marina.

7.3. PIEZOMETRÍA

En el estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura del ITGE (1990), se realizó un seguimiento de la evolución del nivel piezométrico durante los años 1989-1990. El resultado fue plasmado en un plano de niveles piezométricos del acuífero general de la isla, parte del cual,

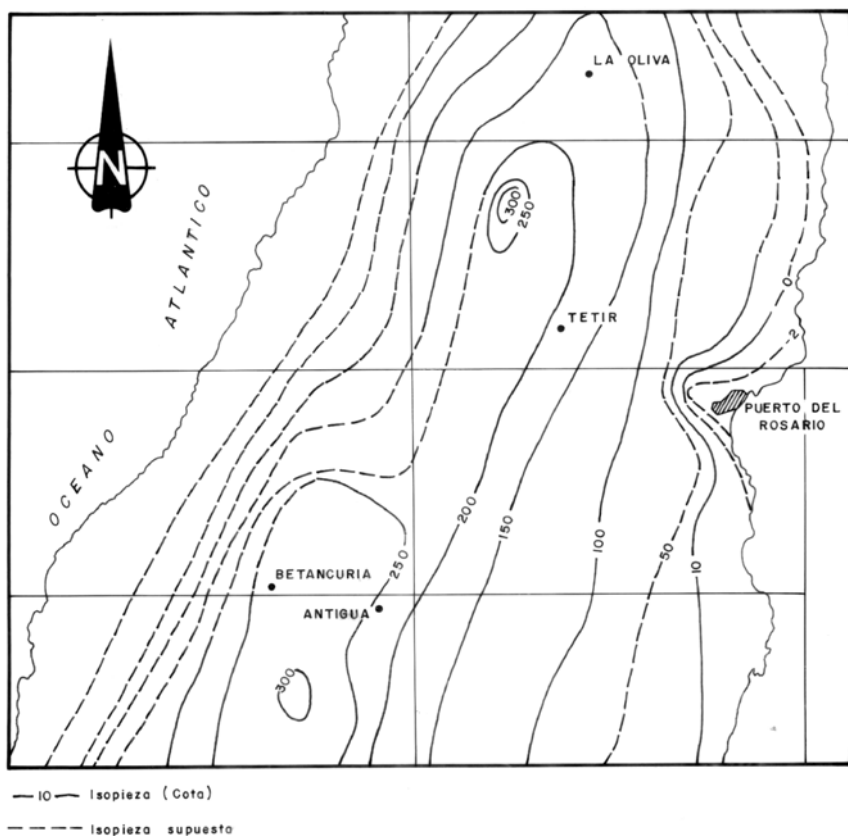


Fig. 7.4. Esquema de líneas piezométricas del sector centro septentrional de la isla de Fuerteventura.

el sector central, se ha presentado en la Figura 7.4. Sobre él se ha superpuesto la cuadrícula de división de hojas topográficas.

Al igual que en todas las islas, las isopiezas en Fuerteventura presentan una clara disposición concéntrica, con carácter descendente hacia las zonas costeras, coincidiendo el eje de mayor isopieza (valores entre 200 y 300) con la divisoria de aguas del sector oriental y occidental.

Se observan en toda la isla gradientes muy bajos, por lo general menores hacia la costa oriental que hacia la occidental, disminuyendo éstos aún más hacia el este, en la zona de la hoja de Tetir, como consecuencia de una menor pendiente topográfica en las coladas pliocenas y la mayor permeabilidad de éstas con respecto a la de los basaltos miocenos y a los depósitos areno-arcillosos de la Vega de La Matilla-Tetir.

En el sector de Puerto del Rosario se observa cómo la isopieza cero sufre una neta inflexión, adentrándose unos 2 km en el interior de la isla, reflejando procesos de intrusión marina como consecuencia de una sobreexplotación del acuífero, ya reseñada con anterioridad.

8. GEOTECNIA

Se ha desarrollado en este capítulo el comportamiento mecánico de los diferentes tipos de los materiales existentes en la hoja, con el fin de tipificar los problemas geotécnicos que puedan surgir ante la realización de obras o por meras causas naturales. Asimismo se realiza una descripción de los riesgos geológicos que pueden tener incidencia en el área.

Debido a que no se han realizado ensayos ni otros tipos de pruebas geotécnicas que proporcionen datos numéricos (cuantitativos) de las propiedades del terreno, la estimación realizada es meramente cualitativa, basada en la experiencia y objetividad o subjetividad del equipo de trabajo. Por tanto, se recomienda la realización de estudios puntuales detallados en el caso de proyectar obras de infraestructura o grandes construcciones.

8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN

Se han utilizado criterios geológicos, poniendo especial énfasis en los aspectos hidrogeológicos, litológicos, geomorfológicos y de edad de los materiales. De esta manera se ha subdividido la superficie cartografiada en áreas de comportamiento geotécnico diferente. A su vez, estas áreas se han subdividido en zonas que representan recintos homogéneos frente a características geotécnicas determinadas.

En esta hoja se han distinguido dos áreas y ocho zonas, cuya correspondencia con las unidades de la leyenda del mapa geológico se indica entre paréntesis.

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS

ÁREA I.

Corresponde a los materiales lávicos y piroclásticos emitidos durante la fase volcánica miocena. En la hoja estudiada ocupan una extensión relativamente importante, sobre todo en el tercio norte y en el cuadrante suroccidental.

Zona I₁. Coladas basálticas miocenas. (2, 5, 7, 9 y 12)

Características litológicas y estructurales. Se trata de un apilamiento de coladas basálticas coherentes y poco escoriáceas, de color oscuro y con potencias superiores a los 400 m. Presentan una disposición tabular subhorizontal con suave buzamiento hacia el E ($<10^\circ$) y suelen tener espesores individuales de 2-3 m, salvo algunas coladas de la parte superior, que son más potentes y presentan disyunción columnar. Las intercalaciones piroclásticas y/o sedimentarias son poco frecuentes y se circunscriben al sector NE y a la parte baja de los escarpes del Valle

Central. En general, en las partes altas de los relieves es donde estas rocas se encuentran más frescas, ya que además en la zona inferior es mucho mayor la densidad de diques que atraviesan estas coladas.

Características geomorfológicas. Estos materiales constituyen relieves alargados que reciben el nombre local de "cuchillos". En esta hoja casi siempre adoptan orientaciones E-O salvo el escarpe que limita el Valle Central, en el sector oriental de la hoja, que lleva dirección N-S. Estos relieves estructurales suelen tener el techo plano o ligeramente inclinado a favor del buzamiento general de la serie, 3-8° al E. Sin embargo, la incisión de los barrancos hace que las laderas tengan pendientes mucho más acusadas.

Características hidrogeológicas. Son materiales semipermeables, aunque este carácter varía con el grado de alteración y fracturación. En conjunto, puede indicarse que las condiciones de drenaje superficial son aceptables.

Zona I₂. Brecha Ampuyenta y niveles sedimentarios intercalados (3, 6)

Características litológicas y estructurales. Se ha agrupado en esta zona geotécnica un conjunto de materiales volcanoclásticos y sedimentarios que aparecen distribuidos principalmente en el sector occidental de la hoja e intercalados entre sí en la parte baja del apilamiento de coladas miocenas. La brecha Ampuyenta presenta potencias de hasta 300 m, sin estratificación aparente y con abundante fisuración e inyección de diques basálticos. Es un material muy heterométrico con matriz arenosa.

Las capas de sedimentos se disponen con contactos netos hacia el techo de la sucesión. Están constituidos por conglomerados y arenas de cantos basálticos con espesores de 5-20 m, dispuestos de forma subhorizontal o ligeramente inclinados al este. Tienen un grado de cohesión algo mayor que las brechas.

Características geomorfológicas. La brecha Ampuyenta presenta formas de fuerte pendiente, situándose en las partes bajas de las laderas del Valle Central. Adosados a estas laderas y favorecidos por la naturaleza fragmentaria de este material, se han desarrollado numerosos conos de deyección y depósitos de ladera disectados por las barranqueras que sólo funcionan en época de lluvias.

Características hidrogeológicas. La permeabilidad de estos materiales no es muy alta ya que la matriz de la brecha es de tipo arenoso-arcilloso y en las capas de conglomerados ocurre lo mismo, con lo cual en estas zonas suelen existir niveles de rezumes y/o manantiales, ya que las coladas basálticas situadas al techo son permeables por fisuración.

Zona I₃ Conos de tefra y niveles de lapilli y almagres (8, 10 y 11)

Características litológicas y estructurales. Los conos de tefra miocenos suelen estar bastante meteorizados y en muchos casos enterrados por coladas de la propia Fase miocena; en general están constituidos por lapillis y escorias con tamaños comprendidos entre 0,5-6 cm. Ocasionalmente pueden existir algunas bombas volcánicas que superan los 20-40 cm. Los niveles de lapilli y almagres suelen adoptar disposiciones subhorizontales, paralelos a las coladas basálticas entre las cuales están intercalados. En general, los colores de estos materiales piroclás-

ticos son pardo-negruzcos si están frescos y rojizos si están oxidados; asimismo, los almagres son exclusivamente rojizos.

Características geomorfológicas. En general, los conos de tefra adoptan morfologías suaves con pendientes bajas, si bien ocasionalmente pueden estar localizados en laderas escarpadas y seccionados por barranqueras como ocurre en el Edificio Majada del Chupadero.

Características hidrogeológicas. La gran porosidad existente en los conos de tefra hace que tengan permeabilidad primaria alta, mientras que los niveles de almagre suelen funcionar como capas poco permeables, asociándose a ellos niveles de rezumes y algunos manantiales.

ÁREA II. Comprende al resto de los materiales aflorantes en la hoja, y son por tanto los materiales volcánicos y sedimentarios de edad pliocena y cuaternaria.

Zona II₁. Coladas basálticas del Plioceno superior (14) y del Pleistoceno inferior (18).

Se trata de uno de los materiales que aparece mejor representado a lo largo de la hoja, ocupando una gran extensión areal, y características muy homogéneas.

Características litológicas y estructurales. Son coladas basálticas de espesores individuales de 1-3 m, si bien localmente, algunas coladas pueden alcanzar espesores de 5-7 m. En general constituyen apilamientos de varias unidades lávicas, llegando a alcanzar potencias de hasta 40 m. Se caracterizan por presentar un encalichamiento superficial muy marcado, si bien, el grado de alteración es en general bajo. Son además masivas, coherentes, poco vesiculares, y ocasionalmente con disyunción columnar y diaclasado escaso.

Características geomorfológicas. Estas coladas suelen ocupar los interfluvios entre los paleorrelieves miocenos, presentando superficies planas o en rampas poco inclinadas y estables. Localmente, hay coladas que han producido descuelgues a favor de las laderas miocenas y han desarrollado pequeños barrancos de modo intracayon, tal es el caso de la zona de El Time-barranco de Valhondo y en la ladera NO del Aceitunal, donde se sitúa la colada de Montaña de la Caldera.

Características hidrogeológicas. Presentan permeabilidad secundaria por fisuración y esco-rentía superficial, siendo el drenaje superficial aceptable.

Zona II₂. Se trata de los materiales lávicos de la fase volcánica pleistocena media-holocena. (21)

Características litológicas y estructurales. Son coladas con bases y techos escoriáceos y vesiculares y zonas internas más masivas y consistentes. Tienen espesores individuales de 1-4 m y superficialmente conservan aún el malpaís.

Características geomorfológicas. Suelen presentar morfologías planas, de poco relieve, salvo en las proximidades del centro de emisión, en donde se forma una gran acumulación de bloques a modo de morrena frontal, con taludes relativamente altos y riesgos de movimientos de ladera al rodar los bloques lávicos.

Características hidrogeológicas. En general son materiales relativamente permeables y porosos, siendo mayor su permeabilidad en las zonas escoriáceas y fisuradas. El drenaje superficial es moderado.

Zona II₃. Depósitos piroclásticos (15, 16, 19, 22, 23).

Se han inventariado un total de 10 edificios piroclásticos (véase Tabla 2.3). La mayoría de ellos son de edad pleistocena inferior.

Características litológicas y estructurales. Son materiales fragmentarios, vesiculares y granulares, que suelen formar depósitos relativamente sueltos o poco consolidados. Están constituidos por lapillis, escorias y escasas bombas, siendo sus tamaños más frecuentes de 1-6 cm. Ocasionalmente hay bloques, fragmentos lávicos ("sppater") o bombas con tamaños mucho mayores. Suelen presentar coloración negruzca en la parte interna del depósito y tonos rojizos en superficie debido a los colores de oxidación. Asimismo, algunos volcanes tanto pliocenos como pleistocenos pueden presentar colores más claros debido al encalichamiento superficial existente.

Características geomorfológicas. Los depósitos presentan en general, salvo algunas excepciones, una morfología cónica, propia de edificios volcánicos, con pendientes medias en sus laderas que varían entre 20 y 35°. Una de estas excepciones la constituye el Edificio La Ventosilla, situado en el extremo NO de la hoja, ya que presenta muy poca proporción de material piroclástico y tiene una morfología muy suave, propia de un volcán en escudo.

Características hidrogeológicas. Debido a su gran porosidad, son materiales altamente permeables salvo excepciones locales de encalichamientos o desarrollo de zonas alteradas a productos arcillosos. Suelen presentar agresividad de las aguas a estructuras armadas o fabricadas con ellos.

Zona II₄ (25, 27, 29, 30).

Se han agrupado en esta zona los depósitos aluviales de fondo de valle, ramblas, conos de deyección, depósitos de ladera y terrazas de edad cuaternaria.

Características litológicas y estructurales. Se trata de depósitos detríticos groseros, heterométricos, muy poco seleccionados, que están constituidos mayoritariamente por cantos de naturaleza basáltica. En general, tienen una matriz arenosa con proporciones variables de arcilla.

Características geomorfológicas. Mientras los depósitos de barranco y terrazas se disponen en concordancia con la red de drenaje principal y adoptan una disposición subhorizontal, los depósitos de ladera y conos de deyección se desarrollan sobre las laderas de los relieves más importantes de la hoja y adoptan una inclinación bastante elevada, sobre todo en su parte inicial. En algunos casos presentan costras de caliche que le confieren mayor consolidación al depósito.

Características hidrogeológicas. Debido a su naturaleza detrítica, suelen ser materiales permeables, favoreciendo la infiltración y el desarrollo de pequeños acuíferos.

Zona II₅ (20, 28).

Los materiales que integran esta zona son fundamentalmente las arcillas que rellenan las vegas de Tetir y La Matilla, y de modo marginal, pequeños suelos areno-arcillosos, de espesor muy reducido.

Características litológicas y estructurales. Son materiales arcillosos y areno-arcillosos de coloración rojiza con granulometría fina. Las potencias son muy variables, pero en algunos puntos de las zonas de Tetir-La Matilla superan los 9-10 m. Adoptan una disposición subhorizontal con estratificación poco marcada y parece que son el resultado del relleno de una cuenca endorreica.

Características geomorfológicas. Son materiales casi impermeables, lo cual favorece la circulación del agua superficial, que provoca un profundo abarrancamiento y desarrollo de encharcamiento en las zonas bajas.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

ÁREA I

Zona I₁. Coladas basálticas miocenas (2, 5, 7, 9 y 12).

Capacidad portante. Son materiales con alta capacidad de carga, no produciéndose en ellos asientos de consideración.

Facilidad de excavación. No son ripables, siendo necesario para excavarlos la utilización de martillos neumáticos o hidráulicos y/o explosivos.

Estabilidad de taludes. Los taludes observados, tanto naturales como artificiales, son prácticamente verticales, con varios metros de altura. La existencia de zonas con mayor diaclasado y fisuración, así como disyunción columnar, pueden provocar caídas de bloques por flexión. Asimismo, los niveles de coladas más alteradas o de almagres pueden favorecer una erosión diferencial que dé lugar a voladizos, con el consiguiente riesgo de descalce o inestabilidad de estos taludes.

Zona I₂ Brecha Ampuyenta y niveles sedimentarios intercalados (3, 6).

Capacidad portante. Se prevén asientos no tolerables, ya que el grado de consolidación no es suficiente. Su capacidad de carga es variable, pues hay distintas facies de brechas, pero en general no es alta.

Facilidad de excavación. En general presentan una ripabilidad media, siendo excavables mediante palas mecánicas. Pueden existir zonas algo más consolidadas en que la extracción sea más compleja.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales y artificiales observados alcanzan alturas de más de 15 m. Éstos suelen ser estables, si bien, dada la naturaleza detrítica del depósito, pueden existir chineos, desmoronamientos y caídas de bloques, principalmente en época de grandes lluvias.

Zona I₃. Conos de tefra y niveles de lapilli y almagres (8, 10, 11).

Capacidad portante. Su capacidad de carga varía entre media y alta, dada su heterogeneidad granulométrica y diferente grado de consolidación.

Facilidad de excavación. Suelen ser materiales ripables mediante el empleo de pala mecánica.

Estabilidad de taludes. Admiten taludes bastante verticalizados, si bien el ángulo de reposo de estos materiales piroclásticos varía entre 25 y 45°. El talud resultante variará según el grado de consolidación del depósito.

ÁREA II

Zona II₁ Coladas basálticas del Plioceno superior (14) y del Pleistoceno inferior (18).

Capacidad portante. La capacidad portante de estos materiales suele ser alta, si bien pueden producirse pequeños asentos (tolerables).

Facilidad de excavación. No son ripables, siendo necesario el empleo de martillos hidráulicos, o neumáticos y/o voladuras.

Zona II₂ coladas basálticas pleistocenas y recientes (18, 21)

Capacidad portante. Estos materiales presentan en general una capacidad de carga media, ya que a menudo tienen zonas escoriáceas y/o vesiculares, sobre todo en las cercanías de los edificios volcánicos Montaña de la Caldera y Montaña Quemada, fundamentalmente en este último.

Facilidad de excavación. No son ripables, si bien, las zonas más escoriáceas y las superficies de malpaís pueden ser más fácilmente removilizadas (mediante palas mecánicas). En general, es necesario el uso de martillos neumáticos y/o explosivos.

Estabilidad de taludes. Admiten taludes bastante verticalizados pero con riesgo de desplomes y descalses, debido a la existencia de zonas escoriáceas en bases y techos de coladas.

Zona II₃ Depósitos piroclásticos pliocenos y cuaternarios (15, 16, 19, 22, 23).

Capacidad portante. Es bastante variable (media-alta), según el estado de consolidación y encajamiento del edificio y además de la propia heterogeneidad granulométrica.

Facilidad de excavación. En general son materiales fácilmente ripables, si bien, varía su ripabilidad según el grado de consolidación. En los casos más desfavorables, son excavables mediante el dispositivo de arado de la pala mecánica, sin tener que recurrir a otros métodos.

Estabilidad de taludes. La mayoría de estos conos piroclásticos presentan buzamientos naturales de 25-35°, aunque en algunas canteras se han observado frentes casi verticales. Estos taludes tan verticalizados pueden dar lugar a chineos y desplomes, pudiendo recomendarse taludes entre 45 y 60° como máximo.

Zona II₄ Depósitos aluviales y coluviales (en sentido amplio) (25, 27, 29, 30).

Capacidad portante. En general presentan una baja capacidad de carga con asentos importantes tanto en valor absoluto como diferenciales.

Facilidad de excavación. Son fácilmente ripables mediante pala mecánica o métodos tradicionales. Ocasionalmente pueden existir zonas encalichadas que provocarían algún problema mayor para su excavación, pero fácilmente superable.

Estabilidad de taludes. En los cortes naturales de los barrancos, tales como Valle Corto o Valhondo se han observado pequeños taludes muy verticalizados en los conglomerados de las terrazas. Sin embargo, los coluviones parecen menos estables, existiendo riesgos de caída de piedras en época de lluvias.

Zona II₅ Depósitos arcillosos y suelos (20, 28).

Capacidad portante. Son materiales con baja capacidad de carga pero que pueden mejorar sus parámetros si se realiza una precarga.

Facilidad de excavación. Son fácilmente ripables mediante el empleo de palas mecánicas o métodos tradicionales.

Estabilidad de taludes. En los acarcavamientos producidos en estos materiales se han observado taludes naturales con inclinaciones de 45-60°, si bien, debido a la ausencia de vegetación, son fácilmente erosionables en época de lluvias. En caso de realizar obras de cierta envergadura, en que se vieran afectados estos materiales, habría que contemplar la necesidad de tomar medidas, tales como hidrosiembra, vegetación de talud, geotextil, etc., según los casos.

8.4. 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 considerarán los siguientes tipos de riesgos geológicos: riesgo volcánico, subsidencia del terreno, inestabilidades de laderas, inundaciones, erosión, etc.

Riesgo volcánico. Resulta inevitable, para muchos de los habitantes de las islas, que al mencionar las palabras "riesgo volcánico" se piense sólo en Lanzarote; sin embargo, hay que tener en cuenta que, aunque en la isla de Fuerteventura no hay erupciones históricas, sí existen volcanes recientes de edad holocena. Ahora bien, dentro de la hoja estudiada sólo hay una manifestación volcánica de esta época (Montaña Quemada), localizada en el extremo NO. Además, las principales alineaciones volcánicas de esta edad quedan fuera del área de estudio, con lo cual puede estimarse como un riesgo muy bajo.

Riesgo de subsidencia del terreno. Sólo parece que puedan verse afectados por este riesgo los malpaíses de edad holocena, debido a la posible existencia de tubos volcánicos y oquedades. Por tanto estos riesgos se restringen a unos pequeños afloramientos ($\approx 2,5 \text{ km}^2$) del sector NO.

Riesgo de inestabilidad de laderas. Debido a los grandes escarpes que se han desarrollado en los materiales miocenos, puede existir cierto riesgo de inestabilidad, tal como caídas o desprendimientos de masas rocosas condicionado por el diaclasado de las coladas con disyunción columnar. Ahora bien, se prevé un riesgo relativamente bajo de ocurrencia ocasional, siendo mayor su

probabilidad de ocurrir en épocas, de grandes lluvias. Además, la gravedad del fenómeno no sería muy importante, al estar estas laderas problemáticas separadas de las áreas pobladas.

Asimismo, en los conos de cinder, la extracción del lapilli ("picón") en las canteras puede provocar desplomes y desmoronamientos en las partes altas del edificio si las labores de extracción no se realizan adecuadamente, escalonando los frentes de cantera y dando unos taludes correctos.

Riesgos de erosión. Aunque el nivel de precipitaciones de la isla de Fuerteventura es muy bajo, debido a las grandes diferencias de relieve existentes y a la falta de cobertura vegetal, puede decirse que la erosionabilidad en esta región es relativamente importante. Además, esto puede verse favorecido por la naturaleza impermeable de algunas de las terrazas existentes. Como ejemplo puede citarse el enorme acarcavamiento que se ha producido en las vegas de La Matilla y Tetir, ocupadas por depósitos arcillosos sobre los que la erosión ha desarrollado auténticos "bad-lands".

Existen otros riesgos, tales como inundaciones, riesgos eólicos y riesgos ligados a la actividad de las aguas marinas, que no se han desarrollado en capítulo aparte, ya que no tienen prácticamente ninguna incidencia.

8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA

Según las características mencionadas anteriormente, se ha realizado una valoración geotécnica (cualitativa) de los materiales en la hoja dependiendo de su idoneidad constructiva. De este modo, se ha efectuado una división en tres grupos según sean sus características constructivas: terrenos favorables, aceptables y desfavorables.

8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables

Se han incluido dentro de este grupo los depósitos de formaciones superficiales, tales como: depósitos aluviales, coluviales y ramblas, las arcillas, las formaciones de arenas eólicas y la Brecha Ampuyenta (zonas II₄, II₅ y I₂). Existe una serie de limitaciones comunes de tipo geotécnico y geomorfológico que afectan a estos terrenos, entre ellos cabe destacar la baja capacidad de carga, debido a su reducido grado de consolidación; la gran facilidad para producirse casos de inestabilidad, y los asentamientos, tanto absolutos como diferenciales. Asimismo, las grandes pendientes existentes en los depósitos coluviales y de la Brecha Ampuyenta pueden favorecer casos de inestabilidad.

En cuanto a los problemas hidrogeológicos, no parece que existan, dado que los niveles freáticos están muy profundos y nunca van a ser alcanzados por las obras de cimentación.

Para solucionar estos problemas, si fuera necesario realizar obras de infraestructura o construcciones en estas zonas, se recomienda realizar estudios específicos que definan la carga de trabajo, evaluar las formaciones competentes y subyacentes, así como el espesor de las formaciones superficiales afectadas, para comprobar si es necesario realizar cimentaciones más profundas.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables

Se han agrupado dentro de este apartado las coladas basálticas de la Fase pleistocena media-holocena y los depósitos piroclásticos asociados, tanto con esta fase como con la anterior (Zonas II₂ y II₃).

Las coladas basálticas recientes tienen capacidad portante media-baja, siendo necesario cerciorarse de su estabilidad, en caso de cimentaciones profundas o de obras de cierta envergadura. Además, otro problema a tener en cuenta es la nula ripabilidad del material que se manifiesta en su dificultad de excavación, siendo necesario el empleo de martillo neumático y/o explosivos para fragmentar el material. En general admiten taludes naturales y artificiales con ángulos pronunciados y no presentan problemas geomorfológicos, ya que estas coladas tienen pendientes muy suaves.

8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables

Las coladas basálticas miocenas, pliocenas y pleistocenas (zonas I₁, II₁) son los materiales más favorables de los existentes en la hoja, ya que presentan alta capacidad portante y baja compresibilidad, con asientos despreciables. No existen *a priori* limitaciones en cuanto a cargas de trabajo y admiten taludes muy verticalizados. Únicamente hay que tener en cuenta la posibilidad de caída de bloques de poca importancia en las fuertes laderas de materiales miocenos y en algunos cortes de los barrancos para las coladas pleistocenas.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

En el ámbito geográfico de esta hoja no existen yacimientos minerales de importancia; sin embargo se explotan diversos tipos de materiales que tienen su aplicación como rocas industriales, existiendo algunas canteras y puntos de extracción de los mismos. Las labores de explotación constituyen en algún caso una actividad intensa, debido al auge del sector turístico que motiva una gran demanda en el sector de la construcción, principal consumidor de estos materiales.

En 1976, el Instituto Geológico y Minero de España (actualmente ITGE) publicó el mapa de rocas industriales de las islas de Fuerteventura y Lanzarote, a escala 1:200.000 [IGME (1976)]. En la memoria explicativa y con respecto a la isla de Fuerteventura, presenta un inventario de los yacimientos de rocas industriales existentes en ella, indicando el estado de las explotaciones, condiciones de explotabilidad, localización y reservas. Analiza también las características litológicas, físicas y geotécnicas de los materiales explotables, al mismo tiempo que presenta una valoración socioeconómica de las mismas y sus reservas, con el fin de establecer su explotación racional y adecuada utilización.

Dada la creciente demanda para las industrias de la construcción y otras de este tipo de materiales en el archipiélago canario, este mismo organismo realiza en la actualidad, un estudio sobre el aprovechamiento industrial de rocas y minerales industriales en esta isla [ITGE (1992)].

En el citado estudio se pretende analizar la información existente sobre este tipo de materiales, establecer nuevos afloramientos de potencial interés, analizar sus cualidades y propiedades que definan sus usos y consumos más apropiados, y finalmente, establecer la viabilidad de explotación técnico-económica de los mismos.

Desde el punto de vista estructural y geotécnico, los materiales que son o han sido objeto de explotación en esta hoja se pueden clasificar en tres grupos: materiales rocosos coherentes o masivos, materiales fragmentarios y materiales sedimentarios.

Materiales rocosos masivos

La principal explotación activa de rocas industriales en esta hoja está localizada sobre este tipo de materiales, que corresponden fundamentalmente a coladas miocenas de composición basáltica olivinica. La cantera está situada en los Llanos de Guisgüey, entre el barranco de Barlondo y la carretera que va a Guisgüey, muy próxima (6 km. aprox.) a un importante centro de consumo como es Puerto del Rosario.

Es una explotación a cielo abierto de dimensiones medias, con planta de trituración y clasificación, con buen acceso y una explotabilidad aceptable, ya que los basaltos, como rocas más resistentes a la erosión que las que les rodean, suelen ofrecer buenos frentes naturales de explotación. El uso fundamental a que se destina la producción es para árido de machaqueo, relleños, escolleras, firmes de carreteras, etc. El empleo como áridos de diversos usos está avalado por los datos del coeficiente de Los Angeles (10,5-21 % de la masa original) y buena estabilidad frente a disolución de sulfato magnésico (0,1 % de pérdida), según ITGE (1992). Como roca ornamental, presentan defectos después de pulido.

Otras explotaciones de carácter intermitente o abandonadas sobre este mismo material, y que ha sido utilizado también como árido de machaqueo, se localizan en Punta de La Atalaya, al SE de la hoja y próxima a Puerto del Rosario; en Los Rincones, al E de Vallebrón; en la Majada del Caballo, próxima a la carretera, al N de Valle Grande; en La Matilla, una a cada lado de la carretera se sitúan dos explotaciones, una de ellas de carácter intermitente y situada más al S.

En la misma zona, y aproximadamente en el km 14 de la carretera GC-600 (Puerto del Rosario-La Oliva), se localiza una explotación abandonada sobre una intrusión básica de la Fase mioceña. En el cruce de esta misma carretera con la que se dirige a Tefía se han explotado coladas basálticas intercaladas en la brecha Ampuyenta; también existen pequeños escarbaderos en algunos de los afloramientos de coladas basálticas indiferenciadas (Lomo del Cordobés, Cañada de Martínez), localizados próximos a la carretera antes citada (Tefía).

También han sido explotadas las coladas basálticas olivinicas del Pleistoceno inferior, concretamente en Las Majadas, al norte de Casas de Las Majadas.

Materiales fragmentarios

Dentro de este grupo se incluyen aquellos materiales granulares y poco cohesivos de carácter piroclástico, ya sea de tipo lapilli o escoriáceo. Las explotaciones se localizan en áreas del centro y NO de la hoja.

El lapilli o "picón", como se le denomina localmente a este material, es un material granular muy vesicular, de tamaño comprendido entre 2 y 64 mm, de composición basáltica y color negro o rojizo, según su estado de oxidación. En los edificios cuaternarios, los depósitos de lapilli están poco compactados, siendo más compactados los de los edificios pliocenos y en los del Pleistoceno inferior. En ambos casos, el material se encuentra relativamente suelto y por tanto fácilmente ripable, con lo cual su extracción es poco costosa, realizándose ésta con pala mecánica.

El campo industrial de aplicación de estos materiales es principalmente el de áridos naturales y la fabricación de bloques de cemento. También tiene un relevante uso en labores agrícolas y en jardinería como cobertera de suelos para evitar o retrasar la evaporación.

Las explotaciones de lapilli en la hoja son de marcado carácter intermitente, estando en muchos casos abandonadas, y en otros se trata de "escarbaderos" o extracciones ocasionales para uso local o puntual. En la zona NO presenta cierta actividad la cantera situada en la ladera sur de Montaña Quemada, donde además se han realizado extracciones en la ladera norte. También ha sido objeto de explotación la ladera este de La Ventosilla y el área SO de Montaña de La Caldera.

En la zona centro de la hoja se ha realizado una importante actividad extractiva en Montaña de Piedra Sal, en zonas próximas a la carretera. También se ha explotado la ladera E. de Montaña de San Andrés al SE del Cerro Temejereque, y, en las laderas E y O de La Caldereta.

Materiales sedimentarios

Dentro de este grupo, son los depósitos de arenas eólicas, de edad pleistocena, los más explotados, junto con algunas costras encalichadas. Son pequeñas explotaciones, actualmente abandonadas, que han sido utilizadas como árido natural. Se localizan sobre todo, en la zona este de la hoja, a lo largo del área de la costa y en zonas próximas a la carretera que une Puerto del Rosario y Corralejo. Se han realizado extracciones en Costa de Tinojay, cerca de Punta de la Tiñosa; junto a la carretera a la altura de Punta del Roque; junto a la fábrica de INPESCASA y en Rosa de Juana Sánchez.

Otros materiales susceptibles de explotación son los depósitos arcilloso-arenosos de La Matilla, si bien, según los estudios realizados por el ITGE (1985), no llegan a tener unas características interesantes.

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

El patrimonio cultural de un país está integrado, entre otros bienes, por sus elementos o recursos naturales, que tienen o debieran tener igual importancia que aquéllos, pues es el medio natural donde el hombre realiza su vida, y por tanto, por su interés, debe cuidarlo.

Uno de estos recursos naturales es el patrimonio geológico de una región, puesto que proporciona una información fundamental para el conocimiento de la historia de la Tierra y la vida que en ella se ha desarrollado, poniendo de manifiesto además otros recursos naturales existentes en el planeta. Bajo estas consideraciones, un Punto de Interés Geológico (PIG) se puede definir como un recurso no renovable, en donde se reconocen características de especial im-

portancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en una zona desde la formación del planeta. Su deterioro o desaparición supone entonces un daño irreparable y a veces irreversible al patrimonio de la humanidad.

En este sentido, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) viene realizando desde 1978 un inventario de puntos de interés geológico que por sus especiales características sean dignos de medidas de protección y aprovechamiento, con fines divulgativos, científicos, educativos y/o turísticos. El contenido, posible utilización y su nivel de significado definen pues un PIG.

En la hoja de Tetir se ha seleccionado un PIG, cuya singularidad (contenido, calidad de afloramiento, etc.) les hace merecedores de su protección. Los criterios empleados para su selección son los establecidos por el IGME y por los propios autores que realizaron esta cartografía.

A continuación se hará una breve descripción del PIG, indicando su utilización como recurso turístico, científico, didáctico o económico o internacional. En las "fichas resumen" diseñadas por el IGME y que forman, asimismo, un resumen y características del PIG propuesto.

Para más información se remite al interesado al texto de la memoria, donde se realiza un estudio más detallado del PIG y el contexto geológico en el que se halla enclavado.

10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG

Depósitos marinos erbanenses. Aparecen de manera discontinua a lo largo de la costa oriental de la hoja. Están situados a una altura de 0,5-1 m sobre el nivel del mar actual, estimándose una edad de 2.000 a 4.000 años de antigüedad.

Están constituidos por areniscas biodetríticas y conglomerados con abundantes restos fósiles.

Desde el punto de vista científico, su interés es alto, ya que permite conocer los cambios que ha habido en el nivel del mar en épocas relativamente recientes. Además, con su estudio se puede reconstruir las paleocostas de Fuerteventura y las características paleoclimáticas.

Campo de volcanes de Tetir-La Matilla. Se halla situado en el sector centrooccidental de la hoja, y ocupa una gran superficie de la misma.

Se trata de un conjunto de erupciones que debieron comenzar a surgir en los inicios del Cuaternario.

El interés volcanológico y geomorfológico de este conjunto volcánico es lo más destacado de él. Es también importante su interés científico y didáctico, ya que permite estudiar varios tipos de estructuras originadas por las lavas, así como su petrología y geoquímica.

Su influencia es local-regional.

Depósitos de brechas líticas "Tipo Ampuyenta". Aparecen ampliamente representados en el tercio occidental de la hoja.

Es un conjunto de materiales brechoides con algunas intercalaciones lávicas y sedimentarias, que constituyen la mayor parte del tramo inferior de la Fase miocena, en este sector norte.

Tienen interés volcanológico y geológico. Desde el punto de vista didáctico, también son interesantes, pues permiten conocer la discordancia entre los tramos inferior y medio de la Fase miocena.

11. BIBLIOGRAFÍA

ABDEL-MONEN, A. N. D.; WATKINS, N. D. B.; GAST P. W. (1971): "Potassium-argon Ages, Volcanic Stratigraphy y Geomagnetic Polarity History of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, G. Canaria y La Gomera". *Am. J. Sci.* 271, pp. 490-521.

AGOSTINI, L.; AGUILAR, M.; BRAVO, T.; CASTAÑON, A.; COELLO, J.; CENDRERO A.; FUSTER, J. M.; HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; LÓPEZ RUIZ, J. y SÁNCHEZ CELA, V. (1968): "Mapa Geológico 1:100.000. *Fuerteventura*". Instituto Geológico y Minero de España-Instituto Lucas Mallada (CSIC).

ANCOCHEA, E.; CUBAS, C. R.; HERNÁN, F. y BRÄNDLE, J. L. (1991): "Edificios volcánicos en la Serie I de Fuerteventura: rasgos generales del edificio central". *Geogaceta*, 9, pp. 60-62.

BLUMENTAL, M. M. (1961): "Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias con datos sobre Madeira". *Bol. Geol. Min. de España*, Tomo 77, pp. 1-130.

BOURCART J. y JEREMINE E. (1938): "Fuerteventura". *Bull. Volcanol*, Ser.II, 4, pp. 51-109.

CASQUET, C.; IBARROLA, E.; FUSTER, J. M.; ANCOCHEA, E.; CANTAGREL, J. M.; JAMOND, C.; CENDRERO, A.; DÍAZ DE TERÁN, J. R. y HERNÁN, F. (1989): "Cronología de la Serie I de Fuerteventura". "Abstract". En: *Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote Nov-Dec. 1989, pp. 130-133.

COELLO, J.; CANTAGREL, J. M.; IBARROLA, E.; JAMOND, C.; HERNÁN, F.; FUSTER, J. M.; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; DÍAZ DE TERÁN, J. R. y CENDRERO, A. (1992): "Evolución of the Eastern Volcanic Ridge of the Canary Islands, Based on New K-Ar Data". *Jour. Volcanolo. Geotherm. Res*, 53, pp. 251-274.

CRiado, C. y MARZOL, V. (1985). "Bad lands y abarrancamiento por lluvias intensas en la isla de Fuerteventura (Canarias)". *Actas de IX Coloquio de Geografía, Murcia*.

CRiado, C. (1987): "Niveles marinos holocenos, formas de modelado y volcanismo subcreciente en la costa oriental de Fuerteventura". *Libro homenaje al Dr. Peraza de Ayala*.

CROFTS, R. (1967): "Reised Beaches y Chronology in North West Fuerteventura, Canary Island". *Quaternaria* 9, pp. 247-260.

FERAUD, G.; GIANNERINI, G.; CAMPREDON, R.; STILLMAN, C. J. (1985): "Geochronologie of some Canarian Dyke Swarms: Contribution to the Volcano-Tectonic Evolution of the archipelago". *Jour. Volcanol. Geotherm. Res*, 25, pp. 29-52.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1926): "Iles Canaries". *Excursión a-7, XIV Congreso Geológico Internacional*, 122 p.

FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1969): "Pegmatitoides en la serie basáltica fisural de las islas de Lanzarote y Fuerteventura". *Est. Geol.* 25, 53-100.

FINCK, L. (1908: "Tiefen und Ganggesteine von Fuerteventura", *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, 60, pp. 76-80.

FUSTER, J. M.^a, CENDRERO A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E. y LÓPEZ RUIZ J. (1968): "Geología y Volcanología de Las Islas Canarias: Fuerteventura". *Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid. Intern. Symposium Volcanology Tenerife, sep, 1968, Spec. Publ.*, pp. 239.

GASTESI, P. (1969): "El Complejo plutónico básico y ultrabásico de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias): Estudio Petrológico". *Est. Geol.*, 25, pp. 1-51.

GRUNAU, H. R.; LEHNER, P.; CLEINTUAR, M. R.; ALLENBACH, P. y BAKKER, G. (1975): "New Radiometric Ages and Seismic Data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tomé (Gulf of Guinea)". En Borradaile, G.J. et al. (eds). *Progress in Geodynamics, Royal Soc. Nether. Akad. Arts. Sci.*, pp. 80-116.

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

HAUSEN, H. (1958): "On the Geology of Fuerteventura (Canary Islands)". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math.*, 22 n.º 1, pp. 211.

IBARROLA, E.; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; HERNÁN, F.; CENDRERO, A.; DÍAZ DE TERÁN, J. R.; CANTAGREL, J. M. y JAMOND, C. (1989): "Cronoestratigrafía de las series volcánicas post-miocenas de Fuerteventura". (Abstract). En *Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 134-138.

IGME-CSIC (1967). "Mapa Geológico de España 1:50.000. 1.^a Serie. Hoja y Memoria 1098, *La Oliva*". Instituto Geológico y Minero de España-Instituto Lucas Mallada (CSIC).

IGME (1976): "Mapa de Rocas Industriales E. 1:200.000. Hoja y memoria 88-92. *Arrecife-Puerto del Rosario*". IGME. Servicio de Publicaciones, pp. 47 y mapa.

IGME (1985): "Investigación de arcillas en las Islas Canarias: Lanzarote, Gran Canaria, Fuerteventura, La Gomera, El Hierro, La Palma y Tenerife". *División de Informática, Documentación y Difusión. ITGE*. Documento n.º 11.117.

ITGE (1990): "Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura".

ITGE (1992): "Estudio para el aprovechamiento industrial de las rocas y minerales industriales de las islas de Fuerteventura y La Gomera". *ITGE, Servicio Documentación*, 186, p.

LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A. y ZANETTIN, B. (1986a). "A Chemical Classification of Volcanic Rocks, Based on the Total Alkali-Silica Diagram". *Jour. Petrol.*, Vol. 27, Part. 3, pp. 745-750.

LE BAS, M. J.; REX, D. C. y STILLMAN, C. J. (1986b). "The Early Magmatic Chronologie of Fuerteventura, Canary Islands", *Geol. Mag.*, 123, pp. 287-298.

- LÓPEZ RUIZ, J. (1970): "Estudio petrográfico y geoquímico del complejo filoniano de Fuerteventura (Islas Canarias). *Est. Geol*, 26, pp. 173-208.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1986): "Los glaciares de Fuerteventura" En *Atlas de Geomorfología. Alianza Atlas. Editorial Alianza, Madrid*, pp. 256-264.
- MARZOL, 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 pp.
- MECO, J. (1975). "Los niveles son 'Strombus' de Jandía Fuerteventura Islas Canarias". *An. Est. Atlánticos*, 21, pp. 643-660.
- MECO, J. (1977): "Los strombus neógenos y cuaternarios del Atlántico euro-africano". Ed. del *Exc. Cabildo Insular de G. Canaria*.
- MECO, J. (1986): "Climatic Change in the Canary Islands during Upper Pleistocene". *Travaux et documents de l'ORSTOM* n.º 197, pp. 301-304.
- MECO, J. (1986). "Evolución faunística cuaternaria en la puerta del Mediterráneo". *Symposium sobre fluctuaciones climáticas durante el cuaternario en las regiones del Mediterráneo*.
- MECO, J. y 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.
- MECO, J. (1988): "The Emergent Litoral 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. (1989): "Resumen de los resultados científicos del proyecto de investigación n.º 33/3/9/84 del Gobierno de Canarias: Relaciones entre las Canarias y la costa africana en el Tardi-glacial y en el Holoceno".
- MECO, J. (1991): "El Erbanense y su fauna". (Poster). *Casa Museo de Betancuria, Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura*.
- MECO, J. y PETIT-MAIRE, M. (1989). "El cuaternario reciente en Fuerteventura (Canarias)." Abstract. In *Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*; pp. 351-356.
- MUÑOZ, M. (1969): "Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol*, 25, pp. 257-310.
- QUIRANTES, F. y MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1981): "Los glaciares de Fuerteventura". *Actas del VII Coloquio de Geografía. Navarra T-I*, pp. 141-147.
- RONA, P. A. y NALWALK, A. J. (1970): "Post Early Pliocene unconformity on Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Soc. Am. Bull*, 81, pp. 2117-2121.
- ROTHER, P. (1966). "Zum Alter des Vulkanismus auf dem östlichen Kanaren". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math*, Vol. 31, n.º 13, pp. 1-80.
- 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.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-505-4



9 788478 405053