



Instituto Geológico y
Minero de España

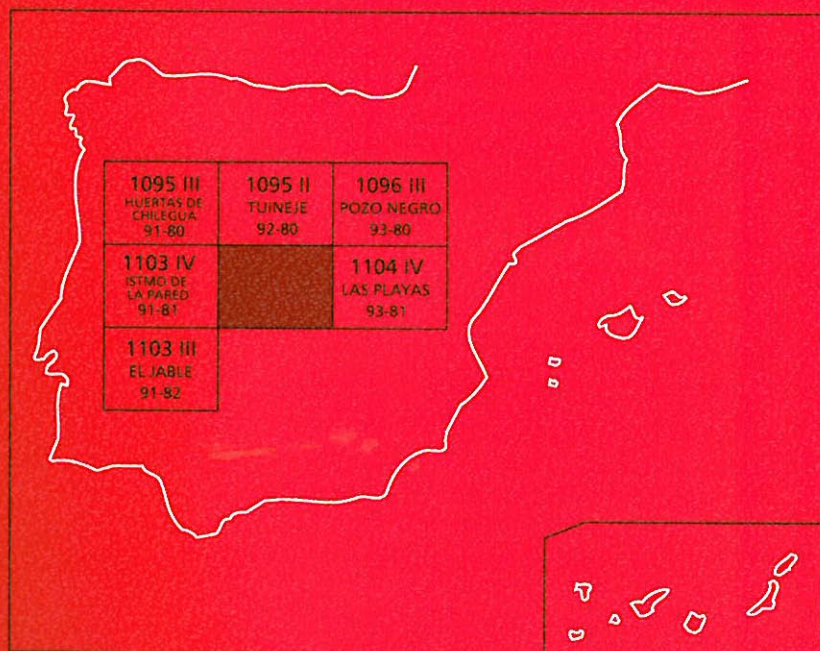
1103 I

92-81

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

GRAN TARAJAL

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

GRAN TARAJAL

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: 84-7840-5514-3
Depósito legal: M-3969-2004

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

Dirección y supervisión del IGME

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

Realización de la cartografía

Equipo base:

- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.). Ldo. C. Geológicas.
- Gómez Sainz de Aja, J.A. (GEOPRIN, S. A.). Ldo. C. Geológicas.

Colaboradores:

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

Redacción de la memoria

Equipo base:

- Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S. A.). Ldo. C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.). Ldo. C. Geológicas.
- Gómez Sainz de Aja, J. A. (GEOPRIN, S. A.). Ldo. C. Geológicas.
- Ruiz García, M.^a T. (GEOPRIN, S. A.). Lda. 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. de La Coruña). Dr. C. Geológicas. Geomorfología.
- Rolandi Sánchez-Solís, M. Ldo. 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 mapa 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 BIBLIOGRÁFICOS	10
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. COMPLEJO BASAL	13
2.1.1. Episodios volcánicos	13
2.1.1.1. Lavas, tobas y brechas en parte de origen submarino (4)	13
2.1.2. Serie plutónica alcalina	15
2.1.2.1. Leucogabros y melanogabros (5)	16
2.1.3. Complejo filoniano	16
2.2. FORMACIONES DE TRANSICIÓN	16
2.2.1. Tobas rojizas (6)	16
2.2.2. Coladas básicas indiferenciadas intensamente atravesadas por diques (7)	16
2.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	17
2.3.1. Fase miocena	17
2.3.1.1. Tramo inferior	17
2.3.1.1.1. Coladas basálticas olivínicas-piroxénicas (8) y niveles de lapilli intercalados (9b)	17
2.3.1.1.2. Pegmatitoides (9a)	19
2.3.1.1.3. Intrusiones básicas (10)	19
2.3.1.1.4. Intrusiones y coladas sálicas e intermedias (11)	19
2.3.1.1.5. Diques básicos de pauta radial (1)	20
2.3.1.1.6. Brechas de tipo "debris-avalanche" (12)	21
2.3.1.1.7. Depósitos sedimentarios de arenas y conglomerados (13) Sedimentos aluviales (18)	22
2.3.1.2. Tramo medio	22
2.3.1.2.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínicopiroxénicas, plagioclásicas y traquibasaltos subordinados (14)	23
2.3.1.3. Tramo medio-superior	23
2.3.1.3.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínicopiroxénicas, olivínico	

	piroxénicas-plagioclásicas y traquibasaltos subordina dos (15)	23
	2.3.1.3.2. Conos piroclásticos enterrados y niveles de lapilli intercalados (16)	25
	2.3.1.3.3. Diques básicos (2); sills básicos (3)	25
	2.3.1.4. Tramo superior	26
	2.3.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas (17)	26
	2.3.1.5. Episodios tardíos	27
	2.3.1.5.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas (19).	27
	2.3.2. Formaciones sedimentarias plio-pleistocenas	28
	2.3.2.1. Sedimentos aluviales pliocenos. Conglomerados y arenas (20)	28
	2.3.2.2. Glacis (21)	28
	2.3.2.3. Glacis-cono (22).	29
	2.3.2.4. Depósitos de caliche (24)	29
	2.3.2.5. Arenas y conglomerados. Rasa marina jandiense (24).	30
	2.3.2.6. Arenas eólicas plio-pleistocenas (25)	30
	2.3.2.7. Depósitos de terraza (26)	31
	2.3.2.8. Coluviones antiguos (27)	31
2.4.	FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	31
	2.4.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (28).	31
	2.4.2. Suelos (29)	32
	2.4.3. Fondos de valle y depósitos cuaternarios indiferenciados (30).	32
	2.4.4. Depósitos de deslizamientos gravitacionales (31)	32
	2.4.5. Depósitos de barranco (32)	33
	2.4.6. Coluviones y depósitos de ladera (33)	33
	2.4.7. Playas de arenas y de cantos (34).	34
3.	TECTÓNICA	34
4.	GEOMORFOLOGÍA	39
	4.1. LOS MATERIALES	39
	4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	39
	4.3. TIPOS DE FORMAS	40
	4.3.1. Formas endógenas	40
	4.3.2. Formas exógenas	40
	4.3.2.1. Formas marinas	40
	4.3.2.1.1. Acantilados	40
	4.3.2.1.2. Playa	41
	4.3.2.2. Formas continentales	41
	4.3.2.2.1. Valles y barrancos aluvio-torrenciales	41
	4.3.2.3. Formas residuales	41
	4.4. TOPÓNIMOS CON SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO	41

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	42
5.1. COMPLEJO BASAL	44
5.1.1. Episodios volcánicos. Petrología	44
5.1.1.1. Lavas, tobas y brechas en parte de origen submarino (4).	44
5.1.2. Serie plutónica alcalina. Petrología	44
5.1.2.1. Leucogabros y melanogabros (5).	44
5.1.3. Complejo filoniano.	45
5.2. FORMACIÓN DE TRANSICIÓN	46
5.2.1. Tobas rojizas y coladas básicas intensamente atravesadas por diques. Petrología. (6 y 7)	46
5.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL.	46
5.3.1. Fase miocena. Petrología	46
5.3.1.1. Tramo inferior	46
5.3.1.1.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas (8)..	46
5.3.1.1.2. Intrusiones básicas (10).	47
5.3.1.1.3. Intrusiones y coladas sálicas e intermedias (11)	47
5.3.1.1.4. Diques básicos de pauta radial (1).	47
5.3.1.2. Tramo medio	48
5.3.1.2.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas, plagioclásicas y traquibasaltos subordinados (14)	48
5.3.1.3. Tramo medio-superior indiferenciado	49
5.3.1.3.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas, olivínico piroxénicas-plagioclásicas y traquibasaltos subordinados (15)	49
5.3.1.3.2. Diques básicos (2).	50
5.3.1.3.3. Sills básicos (3)	50
5.3.1.4. Tramo superior	51
5.3.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas (17)	51
5.3.1.5. Episodios tardíos.	52
5.3.1.5.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas (19)..	52
5.3.2. Fase miocena. Geoquímica	52
5.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	55
5.4.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense. Petrología (23).	55
6. HISTORIA GEOLÓGICA	55
7. HIDROGEOLOGÍA	56
7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL.	57
7.2. UNIDADES HIDROGEOLOGÍCAS. NIVELES ACUÍFEROS.	57

7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior.	60
7.2.2. Nivel acuífero superficial.	62
7.3. PIEZOMETRÍA	62
8. GEOTECNIA	63
8.1. ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA. CRITERIOS DE DIVISIÓN	63
8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS.	63
8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	66
8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS	67
8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA	67
8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables	67
8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables.	67
8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables	68
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	68
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO.	68
10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG	69
11. BIBLIOGRAFÍA	70

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La presente cartografía y memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000 corresponden a la hoja de Gran Tarajal (n.º 92-81 del Servicio Geográfico del Ejército). Se localiza en el sur de la isla de Fuerteventura, al NE de la península de Jandía. Su límite sur es el océano Atlántico, y sus límites N, E y O son, respectivamente, las hojas geológicas de Tuineje, Las Playas e Istmo de La Pared.

Dentro del área cartografiada están representados fundamentalmente los materiales de la Fase miocena y, de manera marginal, los del Complejo Basal. Geológicamente, la hoja se sitúa en las estribaciones meridionales del edificio estratovolcánico central de Fuerteventura (denominado edificio Gran Tarajal), de edad miocena. Estructuralmente está constituido por potentes apilamientos lávicos de composición basáltica que buzan suavemente de forma periclinal hacia la costa. Entre estos materiales volcánicos se han observado algunas intercalaciones sedimentarias que señalan discordancias erosivas. Esto ha servido como criterio cartográfico para separar los diferentes tramos en que se ha dividido esta formación.

La característica del relieve de la hoja es la existencia de una serie de barrancos submeridionales que han seccionado el relieve mioceno y han dejado individualizados toda una serie de relieves alargados en este sentido N-S, siendo el punto culminante de la hoja La Punta de La Galera con 602 m de altura. La costa suele presentar fuertes acantilados, salvo en las zonas de desembocadura de estos barrancos. Estos valles suelen ser amplios, con fondo plano y paredes suavizadas debido al desarrollo de depósitos detríticos que cubren gran parte de las laderas. El tránsito morfológico entre los relieves del Complejo Basal y los materiales del tramo inferior de la fase miocena es poco conocido, pues se caracteriza por un relieve muy típico de cerros alomados con desarrollo de una red dendrítica. Estos materiales están muy alterados y dan lugar a relieves suaves sobre los que se han desarrollado superficies de glaciares en épocas pliocenas.

El clima de esta zona es similar al del resto de la isla de Fuerteventura, caracterizado por la escasez e irregularidad de las lluvias y las temperaturas medias de 18-22^o. Asimismo, se distingue por la existencia de un régimen de vientos bastante constante, de componente N y NE. (alisios).

Este tipo de climatología y la ausencia casi generalizada de suelo edáfico, condicionan el desarrollo de la vegetación. Las especies dominantes son las de carácter endémico (tabaibas, aulagas, verodes, cardones, tarajales, etc.).

La localidad que da nombre a la hoja constituye el segundo núcleo de población más importante de la isla y se localiza en la zona oriental del área de estudio junto a la desembocadura del barranco del mismo nombre. Los otros tres núcleos de población dignos de mención son: Tarajalejo, La Lajita y Giniginamar, localizados también en sendas desembocaduras de barrancos. Las vías de comunicación, como sería de esperar, discurren en sentido N-S, paralelamente a estos barrancos citados. Además, existe una carretera que atraviesa la hoja de E a O aprovechando la zona de menor relieve antes citada, en el contacto entre los materiales miocenos y los del Complejo Basal, y que comunica Gran Tarajal con Morro Jable. Recientemente se han llevado a cabo varias obras de mejora de firme y asfaltado de antiguos caminos que permiten acceder hacia Huertas de Chilegua, Cardón, Tesajerague y Tuineje desde esta parte norte de la hoja.

En general, puede decirse que se trata de una zona con gran belleza paisajística, sobre todo el conjunto de relieves de la franja meridional de la hoja.

1.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Las referencias bibliográficas a aspectos geológicos concretos de esta área son muy escasas. Sin embargo, son de interés las existentes en trabajos más amplios que abarcan la totalidad de la isla, tales como el de FUSTER *et al.* (1968), los cuales realizan un estudio completo de la geología insular, definiendo e interpretando las unidades volcanoestratigráficas. Además llevan a cabo un vasto estudio petrográfico y geoquímico, al cual se añade y completa un mapa geológico a escala 1:100.000 de AGOSTINI *et al.* (1968).

Previamente, HAUSEN (1958) había realizado un trabajo monográfico de la isla con numerosas observaciones de campo, análisis petrográficos y geoquímicos, además de una cartografía de la isla a escala 1:300.000. Aunque este trabajo ya fue revisado e incorporado por los autores anteriormente citados, su lectura siempre puede resultar de interés, pues permite retomar antiguas ideas y volver a plantearlas a la luz de los nuevos datos obtenidos durante la realización de esta cartografía.

La base cartografiada del mapa geológico a escala 1:100.000 que acompaña al trabajo de FUSTER *et al.* (op. cit.) es la cartografía a escala 1:50.000 de la isla, realizada por ese mismo grupo de autores. A esa escala, la hoja de Tuineje, publicada por IGME-CSIC (1967), es el documento cartográfico más detallado sobre la región y ha sido de gran utilidad para acometer el presente trabajo.

Además de los trabajos mencionados, cabe destacar también el de ANCOCHEA *et al.* (1991) sobre el edificio mioceno central de Fuerteventura, pues permite obtener una idea global de los distintos periodos de construcción de dicho edificio.

A lo largo del litoral de la hoja aparecen algunos niveles marinos fosilíferos de edad cuaternaria, cuya caracterización bioestratigráfica y paleontológica ha sido definida por MECO *et al.* (1987).

En cuanto a datos geocronológicos, han sido utilizados los artículos de FERAUD *et al.* (1985), IBARROLA *et al.* (1989), COELLO *et al.* (1992), LE BAS *et al.* (1986b) y los propios datos obtenidos durante la realización del presente trabajo.

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 post Complejo 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 esta 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), FERNANDEZ 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-geoquímicos. 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), FERAUD *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 Gran Tarajal, aunque no muy completa, comprende unidades de los dos dominios. En la Tabla 2.2 se relacionan las series y 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 Mezquez. Serie plutónica indiferenciada. Serie plutónica ultracalina. Volcanismo indiferenciado, en parte submarino. Sedimentos de fondo oceánico.

En el Dominio del Complejo Basal afloran dos de las series más antiguas del mismo. Estratigráficamente, la más baja de todas es la serie volcánica indiferenciada, en parte submarina, que corresponde a las primeras manifestaciones volcánicas que tuvo la isla en tiempos premiocenos. Esta serie es equivalente a lo que FUSTER *et al.* (*op.cit.*) llamaron Rocas volcánicas submarinas y tobas y aglomerados subaéreos, y lo que el Plan Magna, IGME (*op.cit.*) definió como Formación volcánica submarina y Formación de tobas y brechas sálicas.

Tabla 2.2. Correlación cronoestratigráfica

FUSTER <i>et al.</i> (1968)	PLAN MAGNA, IGME (1984a-d)	PLAN MAGNA (1989-1992)
SERIE BASÁLTICA I Basaltos fisurales	SERIE VOLCANICA I	FASE MIOCENA (Estratovolcán de Gran Tarajal)
Tobas y aglomerados subaéreos Rocas volcánicas submarinas Complejo básico estratiforme	COMPLEJO BASAL Ser. Plutónica I	FORMACIÓN DE TRANSICIÓN
		DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL Ser. Volcánica indiferenciada
	Form. tobas y brechas sálicas Form. volcánica submarina	Ser. Volcánica indiferenciada, en parte submarina

Lo que en este proyecto actual del Plan Magna se ha definido como Serie Plutónica indiferenciada, comprende términos básicos (gabros) y sálicos (sienitas) que FUSTER *et al.* (*op. cit.*) consideraban parte del Complejo estratiforme. Sin embargo, el IGME (*op. cit.*) tenía repartido entre sus Serie Plutónica II y otros afloramientos sálicos independientes, muchas de las rocas incluidas aquí como Serie Plutónica indiferenciada.

La Formación de transición definida en este proyecto no tiene antecedentes en ninguna de las estratigrafías anteriores. Comprende afloramientos que presentan características intermedias entre las propias del Complejo Basal y las evidentemente subaéreas. El distinguirla por primera vez en una cartografía de Fuerteventura tiene una intención más de enlace (o transición) entre los dos dominios que de una auténtica formación estratigráfica sincrónica en toda la superficie de la isla.

El Dominio subaéreo da comienzo con la Fase miocena, representada por amplias zonas del estratovolcán de Gran Tarajal. Esta fase es equivalente a la Serie Basáltica I de FUSTER *et al.* (1968) y a la Serie Volcánica I del IGME (1984a-d). Se sitúa discordantemente sobre el Dominio del Complejo Basal, aunque en esta zona no es clara la discordancia, y la relación entre ambos dominios parece más bien gradual, de ahí la necesidad que ha habido de definir una Formación de transición.

2.1. COMPLEJO BASAL

2.1.1. Episodios volcánicos

2.1.1.1. *Lavas, tobas y brechas en parte de origen submarino (4)*

Los materiales que constituyen esta unidad son los que aparecen más ampliamente extendidos dentro del Dominio del Complejo Basal. Afloran desde el barranco de Esquinzo (en la hoja de Paso Chico) hasta el barranco de Ugán (en la hoja de Istmo de la Pared), ocupando una franja (NNE-SSO) de casi 40 km de longitud. En esta hoja, sin embargo, ocupan una extensión relativamente pequeña y constituyen la terminación suroriental del Complejo Basal.

En la cabecera del barranco de Gerepe, al NO del área estudiada, se ha cartografiado un afloramiento de esta unidad que aparece como un relieve residual rodeado por los materiales de la Fase miocena. Algo parecido sucede con el pequeño afloramiento de Rosa de los James. Sin embargo, los afloramientos de Montaña de Mazacote y Loma de La Palmita se sitúan en el borde de la masa de rocas plutónicas que, obviamente, los intruyen, y que se prolongan dentro de la hoja de Tuineje.

Estos materiales constituyen la roca caja de tipo volcánico, que ha sido intruida por todos los macizos plutónicos y por una densa red de diques de dirección N10°-35°E. En muchas ocasiones, la intrusión filoniana es tan intensa que alcanza un 80-90% del volumen de roca total del afloramiento e impide una buena observación de la naturaleza de esta roca caja. Estos materiales fueron designados tradicionalmente por FUSTER *et al.* (1968) como "Serie Submarina" en sentido amplio. Ahora bien, por los motivos señalados, resulta muy complicado realizar un estudio detallado de esta unidad para diferenciar qué partes de la misma son realmente submarinas y cuáles no. En este trabajo se ha optado por considerar sólo una parte de esta unidad como de origen submarino, ya que muchos de los afloramientos señalados parece que se tratan de coladas o intrusivos básicos emitidos de manera subaérea.

En el afloramiento de la cabecera del barranco de Gerepe se observan, entre los diques, pequeños "sreen" de rocas basálticas con aspecto noduloso y tonos de alteración verdosos.

En la Rosa de los James existe un pequeño asomo, a modo de "ventana", en la cual la erosión ha dejado al descubierto unas coladas muy alteradas de tono gris-verdoso que parecen auto-brechificadas y que presentan ciertas dudas en cuanto a su asignación a esta unidad o a las formaciones de transición.

El afloramiento de la Montañeta de Mazacote presenta un encalichamiento superficial muy característico de los materiales del Complejo Basal; además, en los pequeños barrancos que seccionan este relieve se observa, entre los diques, una roca basáltica con abundantes fenocristales de piroxeno y olivino y placas de biotita.

2.1.2. Serie plutónica alcalina

Esta serie es posterior a la serie plutónica ultracalcalina que aflora fundamentalmente al NO del área estudiada, en los sectores costeros. Aunque no se poseen datos concretos respecto a su edad, parece que data de inicios del mioceno.

En los trabajos de STILLMAN *et al.* (1975), FUSTER *et al.* (1980), FUSTER (1981), e IGME *et al.* (1984c) se consiguió establecer la sucesión de los episodios plutónicos en el Complejo Basal de Fuerteventura. Ateniéndose a esta estratigrafía, puede indicarse que los afloramientos de gabros que a continuación se describen pertenecen a la Serie plutónica II de las distinguidas por FUSTER *et al.* (*op. cit.*).

En general, esta serie es la que ocupa una mayor extensión superficial dentro del grupo de materiales plutónicos aflorantes en el Complejo Basal.

Se han incluido algunas apófisis sieníticas visibles, exclusivamente en el barranco de Violante.

2.1.2.1. Leucogabros y melanogabros (5)

Estos materiales constituyen un afloramiento de varios kilómetros cuadrados en el sector centro-norte del área estudiada, conocido como Montañetas de Miguel Ruiz y Montañetas de Violante. La masa de rocas plutónicas continúa hacia el norte dentro de la hoja de Tuiñeje.

Esta unidad intruye en las lavas y tobas (4) del Complejo Basal. El contacto con los materiales volcánicos de la Fase miocena es algo más confuso y existen ciertas dudas en cuanto a que las lavas se dispongan discordantemente sobre los gabros o que se trate de un contacto mecanizado, ya que parece que la edad de la emisión de los tramos inferiores de la Fase miocena puede ser casi coetánea con la del emplazamiento de estos cuerpos subvolcánicos.

Se trata de rocas granudas de tipo gabroide (en sentido amplio), entre las cuales existen, principalmente, leucogabros y melanogabros. Debido a la intensa inyección filoniana y a las malas condiciones de afloramiento, no ha sido posible individualizar entre sí estos tipos litológicos. En el campo, estas rocas aparecen como pequeñas masas entre la red de diques del Complejo Basal, la cual puede llegar a representar el 70-80%. En la cartografía, la extensión superficial de estas rocas plutónicas puede resultar exagerada, ya que siempre se

ha optado por representar la roca encajante, aunque proporcionalmente muchas veces sea más escasa. Tiene una clásica textura granuda, con diverso tamaño de grano, desde fino a grueso, y tonalidades en general más oscuras cuanto menor es la proporción de plagioclasa. Existe una gran variabilidad en cuanto al tamaño de grano, apareciendo facies pegmatoides. En ocasiones se han observado algunas venas sieníticas, en las proximidades de las Casas de Violante y en la Loma de la Palmita, entre otras.

Por último, cabe señalar la existencia de zonas algo deformadas, afectadas por fracturas de componente NNO en las inmediaciones del barranco de Violante.

2.1.3. Complejo filoniano

La unidad más característica del Complejo Basal de la isla de Fuerteventura es su densa red filoniana. Esta malla de diques aflora de manera casi ininterrumpida desde la zona de Montaña Blanca-Montaña Milocho (hoja de La Oliva) hasta la zona de Ugán (hoja de Istmo de La Pared). Los afloramientos aquí estudiados constituyen la terminación suroriental del Complejo Basal. En conjunto, representa una extensión superficial de más de 45 km de longitud.

En esta hoja, estos materiales afloran en el sector centro-norte y en una pequeña área del NO, en la cabecera del barranco de Gerepe. En la cartografía se ha intentado siempre resaltar la naturaleza de la roca encajante, y por este motivo se ha representado esta unidad con una trama de líneas paralelas, acorde con la dirección general que presenta, sin que se le haya asignado número en la leyenda del mapa la mayor o menor densidad en la intrusión.

Esta inyección filoniana corresponde con un régimen regional distensivo de esfuerzos, perpendicular a la misma y con orientación ONO-ESE. Aunque los diques llevan pautas subparalelas de dirección variable entre N5°-45°E, la intrusión se produce en varias etapas, como ya señalan LOPEZ RUIZ (1969), STILLMAN *et al.* (1975) y ROBERTSON y STILLMAN (1979). Así, los diques más antiguos parece que son más anchos, alterados y afectados por un proceso de epidotización que les confiere un color verdoso característico. En una etapa posterior intruyen diques subverticales con buzamiento al oeste con direcciones predominantes entre N10°-35°E. Por último, se ha observado que los diques más tardíos presentan, en este sector, direcciones N60°E, existiendo algunos "sills" locales.

La composición es fundamentalmente basáltica y/o traquibasáltica, predominando los tipos afaníticos sobre los porfídicos. En muchos casos se observan texturas de borde, ya que, debido al enfriamiento rápido de los diques, sus extremos son más vítreos. También se han observado bordes divagantes y terminaciones digitadas, sobre todo en algunos de los diques que intruyen en las rocas plutónicas. Los espesores más frecuentes se sitúan entre 0,9-1,2 m si bien, puede haber diques que superen los 2,5 m de potencia.

En el afloramiento situado al NO de la hoja, en la cabecera del barranco de Gerepe, los diques representan casi un 80% del volumen con direcciones variables entre N30° y N50°E y buzamientos de unos 50° al oeste. Ahora bien, en algunas zonas los diques son más tendidos y disminuye su densidad.

En el sector centro-norte, en las proximidades de la Montaña del Moro-Montañeta de Violante, la densidad de la intrusión es de un 60-75% con orientaciones comprendidas entre N10° y N30°E y buzamientos subverticales al E y O. Se observan también algunos diques tardíos con dirección N60°E.

2.2. FORMACIONES DE TRANSICIÓN

Se han agrupado en este epígrafe dos unidades que afloran en la zona de contacto del Complejo Basal y que pueden significar el tránsito de la fase submarina a la subaérea, aspecto éste poco estudiado hasta el momento, pero que puede resultar de vital importancia para entender la geología de la isla de Fuerteventura.

2.2.1. Tobas rojizas (6)

Estos materiales afloran tan sólo en dos pequeños asomos en la zona de contacto entre los gabros del Complejo Basal y las coladas basálticas de las formaciones de transición y/o de la Fase miocena.

Es un nivel poco potente que se caracteriza por los colores rojizos, vinosos y verdosos de alteración. En cierta medida recuerda a algunos niveles tobáceos de la Caldera de Tejada en la isla de Gran Canaria. Tienen composición traquibasáltica, si bien, debido a la intensa alteración que han sufrido no es fácil reconocer la naturaleza original de la roca. Presentan un buzamiento de unos 10-15° al SSO y están atravesadas por diques de componente NNE-SSO, algunos con tonos caqui-verdosos, típicos de la malla del Complejo Basal.

Otra hipótesis que se ha manejado es que se traten de niveles asociados a una fractura o contacto mecánico en el borde de la intrusión de los gabros.

2.2.2. Coladas básicas indiferenciadas intensamente atravesadas por diques (7)

Estos materiales ocupan una extensión muy reducida, aflorando únicamente en la zona de contacto entre los gabros y las coladas del tramo inferior de la Fase miocena. Se trata de una unidad de dudosa asignación en cuanto a su pertenencia al Complejo Basal o a la Fase miocena, habiéndose encuadrado dentro del grupo de las formaciones de transición.

Concretamente se han señalado dos afloramientos: en las proximidades de la Loma de la Palmita y en la falda sur de la Montaña del Moro. Se sitúan discordantemente sobre las tobas rojizas (6) o sobre los gabros. El contacto con las coladas del tramo inferior de la Fase miocena, que aparecen al techo, no es muy nítido.

En el afloramiento cercano a la Loma de la Palmita la densidad de la intrusión filoniana es muy alta, reconociéndose la roca caja como pequeños "screens" entre los diques que presentan orientaciones acordes con la malla del Complejo Basal (NNE-SSO).

Sin embargo, en el otro afloramiento situado al sur de la Montaña del Moro, aunque también hay diques abundantes, su densidad no llega a ser tan intensa, observándose coladas basálticas alteradas de tipo olivínico-piroxénico.

2.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

2.3.1. Fase miocena

Se trata del primer episodio subaéreo que sucede a la consolidación en superficie del Complejo Basal. Es una fase de intensa actividad volcánica durante la cual se constituye el esqueleto fundamental de la isla mediante la construcción de tres edificios estratovolcánicos, de dimensiones kilométricas, denominados Norte o Tetir, Central o Gran Tarajal, y Sur o Jandía. La hoja aquí estudiada se sitúa en la parte meridional del Edificio Central o de Gran Tarajal.

2.3.1.1. *Tramo inferior*

Este tramo aparece ampliamente representado en todo el tercio norte de la hoja y en las partes bajas de las laderas de los "cuchillos" que la atraviesan de norte a sur. Una de las características más típicas de este tramo es el intenso grado de alteración que presentan las coladas. Están atravesados por una gran densidad de diques que definen en conjunto una red radial, cuyo centro hipotético quedaría al norte del área estudiada, dentro de la hoja de Tuineje. Además de las unidades mencionadas, se han asignado a este tramo intrusiones básicas (10) y sálicas (11), así como pegmatitoides (9a) y niveles de lapilli (9b) que aparecen intercalados. Por último, en la parte final de este tramo y marcando una ruptura con el siguiente (tramo medio) se han distinguido unos niveles de brechas (12) y de sedimentos aluviales (13) que parecen indicar la destrucción de partes de este primer tramo del edificio.

2.3.1.1.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas (8) y niveles de lapilli intercalados (9b)

Esta unidad aflora fundamentalmente en las partes bajas de los barrancos principales de la hoja y en el tercio norte de la misma, en el frente de los "cuchillos". Sin embargo, en el sector costero sólo aflora al este de Gran Tarajal (zona de Piedras Caídas), donde se alcanzan los mayores espesores para esta hoja (180 m). Constituyen un apilamiento monótono de coladas basálticas con un buzamiento periclinal hacia la costa sur, de unos 8-20°.

Estos materiales se apoyan discordantemente sobre las unidades del Complejo Basal en el sector centro-norte (Montañetas de Mazacote y de Miguel Ruiz). Sin embargo, en las proximidades de la Loma de la Palmita y de la Montaña del Moro el contacto no es tan nítido, existiendo unas unidades que presentan dudas en cuanto a su asignación al Complejo Basal o a la Fase miocena, a las cuales se ha denominado "Formaciones de Transición". A techo de esta unidad

aquí estudiada, aparecen localmente brechas líticas o sedimentos aluviales. En muchos casos estos materiales brechoides y sedimentarios pueden faltar, situándose directamente sobre estas coladas las del tramo medio-superior. En este último caso, las discordancias erosivas no están tan bien marcadas, teniendo que recurrir a otros criterios para su cartografía. Uno de estos criterios es el enorme grado de alteración que presentan estas coladas, siendo en muchos casos casi imposible reconocer las estructuras lávicas. Este hecho es más patente en las partes bajas que aparecen más arrasadas, con texturas en "grano de millo". Si la alteración continúa disgregando la roca, aparecen zonas constituidas casi exclusivamente por granos de piroxeno; ejemplos de ello pueden observarse en las zonas de Gambueza del Esquensillo, Cañada del Moro y Matas Blancas. Esto es debido a la gran abundancia y tamaño de los fenocristales de piroxeno en las coladas de este tramo inferior.

Otra de las características fundamentales de esta unidad es la gran densidad de la intrusión filoniana. Una gran mayoría de los diques presentes sólo atraviesan el tramo inferior y, en conjunto, definen una pauta radial.

Asimismo, se caracteriza este tramo por la escasez de intercalaciones piroclásticas. Sólo se ha cartografiado un pequeño nivel de lapilli de apenas 1-2 m de potencia con color marrón oxidado, en el acantilado de Piedras Caídas, visible únicamente desde el mar. En este acantilado costero que limita con la hoja de Las Playas se realizó un recorrido en barca para comprobar la orientación de los diques vistos en foto aérea y para detectar la posible existencia de discordancias intensas o de niveles piroclásticos y/o sedimentarios.

En general, este tramo inferior del edificio presenta poca variedad composicional. Las coladas son mayoritariamente de basaltos olivínico-piroxénicos o piroxénicos. Son rocas porfídicas, de color oscuro, en general bastante alteradas, presentando vacuolas rellenas de ceolitas y carbonatos. Debido a la alteración existente, en muchas zonas no se reconocen bien las estructuras de colada y no permite medir sus espesores individuales; sin embargo, en las laderas de Lapa, al oeste del Valle del Aceituno, se han observado coladas "pahoehoe" con estructuras cordadas que a veces "recuerdan a pillow-lavas". Al otro lado de este barranco, en las proximidades del vértice Marisma, afloran, además de las coladas citadas, coladas delgadas de basaltos olivínico-piroxénicos-plagioclásicos.

En el sector oriental, al E de Gran Tarajal, la sucesión de coladas es más completa y presenta algunas diferencias con respecto a las series levantadas en el resto de la hoja. Pueden sugerirse varias explicaciones: 1.º Que se trate de niveles estratigráficamente más altos dentro del tramo inferior que en otros sectores de la hoja, o bien fueron erosionados previamente, o bien no se canalizaron hacia esas zonas. 2.º Que a pesar de la intensa inyección filoniana y de la aparente inexistencia de discordancias, la parte alta de este apilamiento no pertenezca a este tramo. En este trabajo se ha considerado la primera hipótesis, ya que, además, la estratigrafía de la hoja de Las Playas así parece confirmarlo.

En cuanto a datos geocronológicos, parece que este tramo inferior se emitió entre los 22,5 m.a. y 18,7 m.a, según las dataciones realizadas en este trabajo (en coladas) y las disponibles de la bibliografía de FERAUD *et al.* (1985) y de COELLO *et al.* (1992).

2.3.1.1.2. Pegmatitoides (9a)

Estos materiales tienen una representación puramente testimonial en esta hoja, ya que sólo afloran en un pequeño cerrito de cota 143 m situado inmediatamente al oeste del Morro de las Paredejas.

Las primeras referencias a este tipo de rocas aparecen en FERNÁNDEZ SANTÍN (1969) que citan la existencia de estos materiales en las hojas de Tetir y Tuineje. Estos materiales se relacionan siempre con las coladas basálticas de Fase miocena.

El aspecto de campo que presentan es de una masa de rocas granudas de tipo grabroide de apenas unos 2 m² de superficie que intruye en las coladas basálticas olivínico-piroxénicas del tramo inferior de la Fase miocena. Se trata de una roca granuda de tonos oscuros-acaramelados constituida casi exclusivamente por cristales de piroxeno y plagioclasa. Además, en los alrededores de este afloramiento se observan venas pegmatitoides, de la misma composición que la masa señalada, intruyendo en las coladas descritas anteriormente.

2.3.1.1.3. Intrusiones básicas (10)

Esta unidad aparece representada por pequeños afloramientos dispersos que intruyen en las coladas básicas de la Fase miocena en las proximidades de Cantil del Esquén, Degollada de Tisajorey, Atalaya de Marquina Yosa, Degollada Honda y Laderas de Lapa. Además, se han cartografiado un grupo de intrusiones y/o diques ensanchados que se sitúan en la zona del contacto entre los materiales miocenos y los gabros del Complejo Basal, en la zona de Montaña del Moro-Montañetas de Violante.

En general, están constituidas por rocas masivas y coherentes de composición basáltica con disyunción columnar marcada. Los contactos no siempre son nítidos, ya que muchos de ellos pueden haber intruido a favor de planos subparalelos a los de las coladas. En otros casos no existe duda al respecto, ya que se observa la zona de raíz del cuerpo con diques que se alabean y enraizan, constituyendo el conjunto una especie de salidero; tal es el caso del afloramiento existente en las proximidades de la Degollada de Tisajorey.

En la ladera oriental del Valle de Giniginámar, en las cercanías de la Degollada Honda, se observa una intrusión básica con zonas de enfriamiento lento, de tipo subvolcánico, con texturas microgranudas y con venas pegmatoides.

2.3.1.1.4. Intrusiones y coladas sálicas e intermedias (11)

Esta unidad tiene un escaso desarrollo areal, habiéndose señalado sólo pequeños afloramientos localizados en los valles de Tarajalejo y Tarajal de Sancho.

Los asomos existentes en la ladera occidental del barranco de Tarajal de Sancho son todos coladas que se sitúan discordantemente sobre los materiales basálticos de los tramos inferior y medio de la Fase miocena, pero que a su vez son anteriores a las coladas basálticas de los epi-

sodios tardíos. Por tanto, desde el punto de vista de evolución volcanológica, estos materiales representarían los diferenciados sálicos finales del estratovolcán de Gran Tarajal, mientras que las coladas de los episodios tardíos indicarían el inicio de otro período de actividad.

En campo, estas coladas se caracterizan por presentar tonos de alteración gris-verdosos y un lajeado característico que recuerda a las fonolitas, si bien su composición no es tan sálica. Se trata de rocas grises afaníticas clasificables como benmoreitas o traquitas máficas.

En la ladera oriental de este mismo barranco, al sur del Morro de los Tarajales, se han cartografiado dos pequeños cuerpos intrusivos que parecen estar conectados entre sí. Tienen aspecto de "sill" y presentan un lajeado y disyunción característico. Debido a su color gris-claro, son muy llamativos, ya que las coladas cercanas son mucho más oscuras y negruzcas.

El afloramiento del Valle de Tarajalejo se localiza en la ladera oriental a 1,5 km al norte de esta localidad y a unos 70 m del fondo del barranco. Se trata de un pequeño cuerpo intrusivo con aspecto de "sill" que intruye en las coladas del tramo medio de la Fase miocena. Es una roca gris-claro afanítica, de unos 6-8 m de potencia, que podría ser clasificable como traquita máfica-benmoreita.

2.3.1.1.5. Diques básicos de pauta radial (1)

Atravesando las coladas basálticas del tramo inferior, aparece una gran cantidad de diques que, en conjunto, parecen definir una pauta radial cuyo centro se situaría al norte del área estudiada (probablemente en la hoja de Tuineje). Aunque este hecho queda de manifiesto en la cartografía geológica adjunta, la geometría radial resulta más completa, si se realiza un mosaico con las hojas de Tuineje, Pozo Negro, Las Playas, Gran Tarajal e Istmo de la Pared.

En esta hoja, las direcciones de los diques abarcan un arco comprendido entre N145°E y N40°E. Ahora bien, coincidiendo con lo observado por J. M. NAVARRO en la isla de El Hierro (com. pers.), se observa que la distribución en la orientación de los diques no es homogénea, sino que obedece a pautas triples, en las cuales se concentran, una gran mayoría de ellos. Concretamente en esta hoja se observan dos bandas principales: en el sector oriental predominan las direcciones N140°-160°E, y en el sector occidental las N20°-35°E. Faltaría pues una tercera "rama" o banda. El edificio Jandía se adapta mejor al modelo propuesto por J. M. NAVARRO para El Golfo, en la isla de El Hierro.

En algunas ocasiones, estos diques son bastante largos, prolongándose durante varios kilómetros. Son mayoritariamente de composición basáltica, predominando los tipo porfídicos con fenocristales de olivino y piroxeno. También se han muestreado algunos tipos afaníticos de color gris con tendencia algo traquibasáltica. Los espesores más frecuentes se sitúan entre 0,5-2 m. Muchos de estos diques muestran una composición muy similar a la de las coladas de este tramo, intuyéndose que pueden ser salideros de ellos. La mayoría de ellos tienen contactos rectilíneos y en algunos se observan texturas de borde de enfriamiento.

2.3.1.1.6. Brechas de tipo "debris-avalanche" (12)

Esta unidad se considera, en parte, equivalente a lo que en el Edificio Norte se conoce como Brecha Ampuyenta. Ahora bien, en este edificio las brechas aparecen muy localizadas en su parte suroccidental (hoja del Istmo de la Pared). De este modo, en esta hoja aquí estudiada, la proporción de brechas es relativamente pequeña, situándose fundamentalmente en el cuadrante NO. Los afloramientos más representativos de este sector son los de la Degollada de Sise, Degollada Negra, Cantil del Esquén y en el cruce de la carretera de La Lajita a Huertas de Chilagua. En el resto de la hoja sólo se pueden señalar dos afloramientos, localizados en las proximidades de la Cabeza de Tisajorey y en la ladera NE de la Atalaya del Caracol.

Estos materiales brechoides representan depósitos de tipo "debris-avalanche" que parecen corresponder con inestabilidades en las laderas del edificio estratovolcánico, que coinciden con las etapas finales y/o póstumas del tramo inferior de la formación basáltica miocena. Además, esta unidad suele aparecer intensamente relacionada con sedimentos aluviales (al techo) que indican una interrupción en la actividad volcánica. Estratigráficamente se sitúa intercalada entre las coladas basálticas de los tramos inferior y medio. Esto significaría que estas brechas son producto de la destrucción de los primeros edificios volcánicos subaéreos de la isla, bien debido a causas tectónicas, sísmicas, o a la propia actividad volcánica que inestabiliza las laderas del estratovolcán, produciendo deslizamientos gravitacionales con acumulaciones de este material brechoide.

En general, este depósito está constituido por una acumulación de fragmentos líticos subangulosos y subredondeados, de naturaleza eminentemente basáltica, con tamaños muy variables, desde 1-2 cm hasta bloques métricos, si bien los tamaños más abundantes se sitúan entre 3-12 cm. No suelen presentar estratificación ni ordenación interna, aunque en algún caso se observan algunas pasadas con aspecto aluvial que se intercalan hacia el techo de la serie.

En el afloramiento existente al norte del Cantil del Esquén, estas brechas aparecen parcialmente cubiertas por depósitos de deslizamientos gravitacionales, lo cual dificulta su observación y cartografía. Con todo, se han medido potencias superiores a 20 m, y se observan facies más caóticas y heterométricas con cantos subangulosos de diversa naturaleza (basálticos, traquibasálticos, sálicos, fenocristales de anortoclasa y ¿posibles pómez? alterados), junto con otras zonas con cierta estructuración interna que parecen corresponder a "mud-flow".

En la Degollada de Sise, estas brechas están afectadas por una fractura de componente NO-SE que provoca un basculamiento hacia el norte. Las potencias en este afloramiento son variables y locales, con un máximo de unos 35-40 m.

En las laderas nororientales de la Atalaya del Caracol se observan potencias de hasta 60-70 m, pero lateralmente disminuyen muy rápido hasta acuñarse. Las brechas aparecen formando paquetes de tonos rojizos con buzamientos de unos 25° al NE. Entre los fragmentos se ha muestreado alguno de rocas plutónicas (gabros, piroxenitas) de tipo subanguloso. Estos fragmentos, como suele ser habitual, varían desde 2-3 cm hasta 60 cm.

El afloramiento existente en las proximidades del cruce de La Lajita-Huertas de Chilagua presenta unas características algo diferentes; en primer lugar, los contactos con las coladas del tramo inferior no son claros; se ha interpretado como una falla supuesta, pero también podría

ocurrir que las brechas estén rellenando un antiguo paleocanal de dirección NE-SO. Por otra parte, las características observadas, tanto en las brechas, como en un pequeño planchón lávico situado al techo, sugieren que estos materiales podrían haber sufrido un deslizamiento, algo similar a las facies deslizadas de la Brecha Roque Nublo, existentes en el sector SO de la isla de Gran Canaria.

2.3.1.1.7. Depósitos sedimentarios de arenas y conglomerados (13). Sedimentos aluviales (18)

Estas dos unidades de leyenda se describen conjuntamente en un único epígrafe, ya que presentan características litológicas análogas, si bien su única diferencia radica en la posición estratigráfica, ya que mientras la primera unidad mencionada (13) sirve para separar los tramos inferior y medio-superior, la segunda (18) se sitúa entre el tramo superior y los episodios tardíos de la Fase miocena. Tanto una como otra, ocupan una extensión areal muy reducida, constituyendo delgados niveles que aparecen intercalados entre el apilamiento lávico, en la ladera norte y noreste de La Atalaya del Caracol y en la ladera este del Valle de Agando para la unidad 13. La unidad 18 sólo ha sido cartografiada en la base de los Morretes Negros, en la ladera oriental del Valle de Tarajalejo.

En el corte efectuado en la ladera de La Atalaya del Caracol esta unidad (13) tiene unos 30 m de potencia y está constituida por arenas y cantos rodados de naturaleza basáltica que pueden presentar orientación de cantos. Hay pasadas en las cuales predomina la matriz y parecen corresponder a depósitos de tipo "mud-flows" o incluso con características laháricas, ya que hay bloques métricos y además, los cantos son más angulosos y están empastados en una matriz arenosa de color rojizo. En la ladera noreste este nivel se adelgaza mucho y aparece al techo de las brechas líticas presentando características más típicas de sedimento aluvial, con una potencia de apenas 1-2 m de conglomerados basálticos. Algo parecido ocurre en la ladera oriental del Valle de Agando, en la cual, en la base de las coladas del tramo medio, aparece una delgada capa de unos 4 m de conglomerados de aspecto caótico que marca la discordancia entre los tramos inferior y medio de la Fase miocena.

En cuanto al afloramiento de la unidad 18, se sitúa sobre los materiales del tramo inferior y debajo de las coladas de los Episodios Tardíos, en los Morretes Negros. Tiene una potencia máxima de 20 m, si bien lateralmente disminuye considerablemente e indica que se trata de un antiguo canal de sedimentos. Está constituido por arenas y gravas con orientación de cantos y pasadas de finos. La naturaleza de los cantos es basáltica y presentan tamaños variables, desde 2-3 cm hasta 12-15 cm.

2.3.1.2. Tramo medio

El tramo medio, en sentido estricto, sólo ha sido cartografiado en el sector central de la hoja, comprendido entre los barrancos de Tarajalejo y Agando. En otros sectores no es que no exista, sino que se ha utilizado una unidad cartográfica compresiva que agrupa a los tramos medio y superior de forma indiferenciada (unidad 15). Se apoya mediante discordancia erosiva sobre el tramo inferior, existiendo en ocasiones, entre ambos, un delgado nivel de sedimentos aluviales.

En otros puntos, la discordancia es sólo aparente, y según el lugar de observación, es más o menos fácil de visualizar.

De este tramo hay pocos datos geocronológicos, si bien se ha datado una colada traquítica situada en la zona norte del Edificio (barranco de la Torre) en 17,2 m.a.

2.3.1.2.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas, plagioclásicas y traquibasaltos subordinados (14)

Esta unidad está constituida por un apilamiento de coladas basálticas de composición prácticamente idéntica a las del tramo medio-superior indiferenciado. Son coladas masivas y coherentes, con bases de cascajo y disyunción columnar que provocan el desarrollo de un relieve escalonado muy típico. Se caracterizan por los colores de alteración grises y marronáceos. Presentan espesores individuales variables entre 2,5 y 5 m. Todas estas características contrastan con las del tramo inferior. Además, el último tramo de este sector aparece intensamente atravesado por diques de componente norte; sin embargo, la unidad aquí descrita presenta diques muy escasos y con orientaciones N100°-100°E.

La potencia máxima de esta unidad es de unos 150-180 m, medidos en la ladera occidental del Valle de Giniginámar. Estructuralmente adoptan una disposición periclinal con suaves buzamientos hacia la costa y con valores comprendidos entre 3 y 15°. Frecuentemente presentan formas arqueadas en la parte basal y encauzamientos locales. Composicionalmente son coladas basálticas con predominio de los tipos olivínicos y olivínico-piroxénicos. De manera subordinada aparecen traquibasaltos y basaltos olivínico-piroxénico-plagioclásicos. Estas últimas coladas suelen aparecer hacia la base de la sucesión, mientras que los traquibasaltos se intercalan en la serie. En general, aunque aparecen tipos porfídicos, el tamaño de los fenocristales es menor que en el tramo inferior, y además la matriz suele ser más fina y afanítica. Asimismo el desarrollo de minerales secundarios, tipo ceolitas y carbonatos, es mucho más reducido que en el tramo inferior.

2.3.1.3. *Tramo medio-superior*

2.3.1.3.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas, olivínico-piroxénicas-plagioclásicas y traquibasaltos subordinados (15)

En esta unidad se agrupan de forma compresiva los tramos medio y superior indiferenciados del Edificio de Gran Tarajal. Esto se debe a que normalmente no está clara la reparación entre ambos tramos, teniendo en muchos casos que recurrir a la utilización del contacto supuesto cuando se han separado los tramos medio y superior. Sin embargo, la separación de esta unidad respecto al tramo inferior resulta mucho más sencilla, puesto que existe una discordancia erosiva muy marcada y, además, la densidad de la intrusión filoniana es mucho mayor en el tramo inferior.

Se trata de los materiales que alcanzan un mayor desarrollo areal, apareciendo siempre en las partes medias y superiores de los relieves miocenos. Debido al encajamiento de la red hidro-

gráfica, esta unidad aparece muy bien expuesta a lo largo de las laderas de los principales barrancos, tales como Gran Tarajal, Aceituno, Agando, Giniginámar, Tarajalejo, Tisajorey y Tarajal de Sancho.

Está constituida por apilamientos de coladas basálticas que buzanan de forma periclinal hacia la costa, con valores comprendidos entre 5 y 12°, si bien, localmente, se han medido buzamientos de 15 y 18° en la zona de Morrete Redondo. Esta disposición periclinal, aunque en esta hoja es patente, se aprecia mejor observando conjuntamente las hojas de Tuineje, Pozo Negro, Las Playas, Gran Tarajal e Istmo de la Pared.

Otra de las características fundamentales de este tramo es su morfología tabular y escalonada, debido al apilamiento sucesivo de unidades lávicas, que, en conjunto, pueden alcanzar espesores de 100 a 250 m. También es frecuente la existencia de pequeños "descuelgues" locales a favor de la pendiente, dando lugar a formas ribeteadas o festoneadas. Asimismo, esta unidad se caracteriza por el menor grado de alteración de sus coladas respecto al tramo inferior.

En general, estas coladas presentan un aspecto masivo y compacto, a menudo con disyunción columnar, y bases de cascajo bien desarrolladas. Los espesores individuales oscilan entre 2,5 m y 6,5 m. Son coladas poco vesiculares, con matriz fina y afanítica, en la cual se observan pequeños fenocristales de olivino, piroxeno y, ocasionalmente, plagioclasa. Los productos secundarios de alteración son menos frecuentes que en las coladas del tramo inferior, con rellenos subordinados de ceolitas y carbonatos en las coladas más vesiculares y esponjosos.

Desde un punto de vista composicional predominan los términos basálticos, si bien de forma subordinada existen algunas coladas traquibasálticas y de traquitas máficas intercaladas en el apilamiento, de forma subordinada.

Se ha observado la existencia de fracturas de componente NE-SO que afectan a estos materiales; aunque algunas de ellas se han considerado como supuestas, parece que suele estar hundido el bloque noroccidental. Los mejores ejemplos se observan en la Degollada de Sise, Morro de los Gatos, Degollada de Tisajorey y ladera occidental del Cuchillo de Lapa.

En el Cuchillo de los Barriles, al oeste de La Lajita, se observa que la parte alta del apilamiento está constituida por coladas vesiculares, de aspecto escoriáceo, con tonos de alteración marrónáceos. Se trata de coladas de basaltos olivínicos con fenocristales abundantes, de tamaño de 2-3 mm. Intercalado entre este apilamiento existen coladas más masivas de tipo afanítico con tonos grises característicos.

En la vertiente norte de La Degollada de Tisajorey, la discordancia entre esta unidad y el tramo inferior es muy patente, pues se observa un almagre muy característico y la existencia de diques truncados. Además, como se ha comentado anteriormente, el contraste es enorme entre las coladas alteradas de tonos caquis y negruzcos (del tramo inferior) y éstas aquí estudiadas, con formas escalonadas buzantes unos 10° al SSE.

En general, las intercalaciones piroclásticas, así como de niveles de almagre, son muy escasas. Ahora bien, en algunas ocasiones se han observado delgados niveles de almagre con algunos cantos rodados. Así, en el barranco del Vachuelo Corto y en la ladera oriental del Valle de Giniginámar se ha utilizado un nivel de almagre relativamente continuo para separar un supuesto tramo medio

(s.s.) que correspondería con la unidad 14, de las coladas aquí descritas, pertenecientes al tramo medio-superior indiferenciado. Sobre el almagre citado se observa una colada masiva con disyunción columnar, de color gris y de composición basáltica. Al techo, afloran coladas de tipo "pahoehoe", más delgadas, con fenocristales pequeños de plagioclasa, olivino y piroxeno.

En varios puntos se ha observado que esta unidad comienza con una colada de basaltos plagioclásicos con pequeños fenocristales de olivino y piroxeno, con colores de alteración marrónáceos. Así ocurre tanto en la ladera E del Valle de Agando como en la ladera O del Valle del Aceituno.

2.3.1.3.2. Conos piroclásticos enterrados y niveles de lapilli intercalados (16)

Intercalados entre el apilamiento de coladas de los tramos medio y superior de la Fase miocena existen algunos niveles locales de lapilli y dos centros de emisión localizados ambos en el cuadrante suroccidental de la hoja. Uno de ellos se sitúa al NO de Tarajalejo justo debajo del planchón de coladas masivas que constituyen el Cuchillo de las Pedreras. El otro centro de emisión cartografiado se sitúa en la ladera occidental del barranco de Tarajal de Sancho, a 1,5 km al NO de La Lajita y a unos 3,5 km al oeste del anterior. En general, puede decirse que comparativamente con otras zonas de la isla, la proporción de depósitos piroclásticos es baja.

El centro de emisión del Cuchillo de las Pedreras está constituido por lapillis de color marrón-rojizo con tamaños medios de 0,4-2 cm y escorias y bombas (más escasas) con tamaños de hasta 60-80 cm. Algunas bombas tienen corteza de pan muy característica y composición basáltica olivínica.

El cono enterrado del barranco de Tarajal de Sancho está constituido también por piroclastos rojizos y oxidados, de tamaño lapilli y con escasas bombas de tamaños de 15-50 cm. Tiene una potencia máxima visible de unos 25 m.

En las laderas de la Punta de la Galera, al NO del área estudiada, se observa un nivel de lapilli bastante continuo de unos 3-4 m de potencia que se prolongan hacia el norte dentro de la hoja de Tuineje y, tal vez, puedan relacionarse con el centro de emisión de Cardón. Son lapillis rojizos consolidados, con tamaños de 1-2,5 cm, que constituyen la base de un tramo masivo de coladas con disyunción columnar atribuidas al tramo superior.

También se ha señalado otro delgado nivel de lapilli rojizo-beige de unos 2 m de potencia en la zona costera al E de La Lajita (Punta de La Lajada).

2.3.1.3.3. Diques básicos (2); sills básicos (3)

En este epígrafe se describen conjuntamente los diques básicos que intruyen en los tramos medio y superior de la Fase miocena y un pequeño número de "sills" que se intercalan a lo largo de toda la sucesión miocena, principalmente en su parte inferior.

Esta distinción realizada en la hoja de Gran Tarajal no siempre ha sido posible realizarla en otras hojas, bien por coincidencia de direcciones entre ambas familias, bien porque faltara esta últi-

ma. Estos diques tienen direcciones subparalelas variables entre N90°E y N120°E. Los trazados suelen ser rectilíneos, aunque en ocasiones, presentan formas curvadas que podrían representar estudios tardíos de relajación y de descompresión en las laderas del estratovolcán. Esto sería aprovechado por el magma para acceder a la superficie a través de estas fracturas de descompresión. Los espesores más frecuentes oscilan entre 0,5 y 1,5 m. Su zona preferente de afloramiento es el cuadrante SO de la hoja. Composicionalmente, son basaltos, predominando los tipos afaníticos sobre los porfídicos.

Solamente se han cartografiado tres "sills" básicos intercalados entre el apilamiento de coladas en las zonas de La Lajita, ladera oeste del barranco de Tarajal de Sancho y Degollada de Tisajorey. Sin embargo, es posible que existan muchos más, sobre todo en el tramo inferior, sólo que este tipo de materiales no resalta y puede pasar inadvertida. Son de composición basáltica, existiendo tipos afaníticos y porfídicos con fenocristales de olivino y piroxeno. Suelen presentar formas curvadas, alabeadas y en ocasiones "aboudinadas", con espesores variables de 0,8-2 m.

2.3.1.4. Tramo superior

2.3.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas (17)

Como se ha comentado en el apartado 15, la separación entre el tramo medio y superior de la Fase miocena no siempre es factible, habiéndose optado por cartografiar muchas áreas como tramo medio-superior indiferenciado. En este epígrafe se describen aquellas coladas que se consideran pertenecientes exclusivamente al tramo superior, localizándose por tanto en las partes más elevadas del apilamiento de materiales miocenos. Según lo expresado anteriormente, esta unidad puede situarse bien sobre las coladas del tramo medio (s.s.), bien sobre las coladas del tramo medio-superior indiferenciado, siendo, por tanto, los espesores según un caso u otro muy diferentes.

Esta unidad ha sido datada por COELLO *et al.* (1992) en 15,6-15,4 m.a, en la zona de la Entallada, situada inmediatamente al E del área estudiada.

Los afloramientos más importantes se sitúan en la mitad occidental de la hoja (Punta de la Galera, Cuchillo de la Pedrera, Atalaya del Caracol y Atalaya de Marquina Yosa). Las potencias varían entre los 200 m medidos en la Atalaya del Caracol y los 20-25 m existentes en el afloramiento del Cuchillo de la Pedrera. En conjunto constituyen potentes apilamientos de coladas masivas y coherentes de forma algo escalonada, que debido al grado de erosión existentes, con frecuencia originan escarpes verticalizados casi inaccesibles.

La composición de estas coladas es eminentemente basáltica, predominando los tipos olivínicos y olivínico-piroxénicos prácticamente idénticos a los observados en el tramo medio-superior.

En los afloramientos existentes al sur de la Atalaya de Marquina Yosa se observa que en la base de estas coladas hay un nivel de lapilli rojizo que resalta en el paisaje. En esta zona hay coladas de basaltos olivínico-piroxénicos con acumulados de piroxeno de hasta 2,5 cm de diámetro y,

más escasos, de dunita, con tamaños de hasta 6 cm. En este sector las potencias varían de 30 a 60 m.

En la Punta de la Galera (NO de la hoja) y en el Cuchillo de la Pedrera (próximo a Tarajalejo), la base de esta unidad también está constituida por niveles piroclásticos. Sobre ellos aparecen coladas masivas y potentes con disyunción columnar de basaltos olivínico-piroxénicos. La muestra tomada en la Punta de la Galera presenta menos proporción de cristales de piroxeno, pero algunos de ellos tienen tamaños centimétricos. El olivino, en cualquier caso, es siempre más abundante.

2.3.1.5. *Episodios tardíos*

En este apartado se incluye una serie de emisiones volcánicas, de edad miocena, que aparecen claramente discordantes con la estructura general del edificio estratovolcánico. De este modo, su individualización cartográfica se efectúa más bien siguiendo criterios geomorfológicos, de estratificación y cartográficos, que los puramente petrológicos y/o geoquímicos. No obstante, en muchas ocasiones resulta arriesgado su asignación a estos episodios o alguno de los tramos anteriormente descritos, teniendo que recurrirse entonces a criterios geocronológicos. COELLO *et al.* (1992) han datado estas emisiones en 13,2 m.a. en el Tablero del Saladillo (hoja de Pozo Negro). A pesar de ello, puede decirse que estos episodios tardíos donde mejor aparecen representados es en estas zonas del Edificio de Gran Tarajal (hojas de Tuineje y Gran Tarajal).

2.3.1.5.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas (19)

Esta unidad aparece representada fundamentalmente en el sector noroccidental de la hoja. En el área central y nororiental de la misma, existen pequeños afloramientos que aparecen como islotes discordantes sobre la superficie de coladas alteradas, atravesadas por numerosos diques del tramo inferior.

En la zona NO es donde se han medido las mayores potencias; concretamente, en las laderas de Cuchillo Negro se observa un apilamiento de coladas subhorizontales de más de 100 m de espesor. Son coladas gris-negruczas de composición basáltica que presentan una morfología escalonada muy característica. Las coladas de la base de la sucesión son basaltos piroxénicos negruzcos y densos, pero, en general, predominan los basaltos olivínico-piroxénicos de matriz negruzca y afanítica. Una de las características de esta unidad es la ausencia de diques.

Al este del afloramiento anterior, en la zona de las Montañetas de Marcos Sánchez, esta unidad presenta un espesor mucho más reducido. Está constituida por unos planchones de coladas basálticas negruzcas, masivas y afaníticas, que se sitúan discordantes sobre las coladas alteradas del tramo inferior atravesadas por abundantes diques.

El afloramiento situado en la ladera oriental de Tarajalejo, concretamente en los Morretes Negros, es el que presenta unas características más definidas e inequívocas, ya que en él se observa cómo estas coladas han rellenado un antiguo valle labrado en los materiales del estrato-volcán mioceno y se disponen discordantemente sobre ellos. Además, en la base de estas co-

ladas aparecen unos sedimentos aluviales que indican que este valle estaba abierto. Son coladas oscuras y masivas de basaltos olivínico-piroxénicos, con disyunción columnar y rotura en formas prismáticas. El olivino es más abundante que el piroxeno y se encuentra alterado a iddingsita. Asimismo, presentan acumulados duníticos de hasta 8 cm.

Por último, en el sector nororiental de la hoja, entre los kilómetros cero y cuatro de la carretera de Gran Tarajal a Morro Jable, aparece una serie de planchones lávicos discordantes sobre el paleorrelieve labrado en las coladas basálticas del tramo inferior. Son coladas de tipo "aa" con bases escoriáceas de composición basáltica, existiendo tipos afaníticos y tipos olivínico-piroxénicos.

2.3.2. Formaciones sedimentarias plio-pleistocenas

2.3.2.1. Sedimentos aluviales pliocenos. Conglomerados y arenas (20)

Estos materiales aparecen pobremente representados en esta hoja, habiéndose señalado solamente tres afloramientos. Dos de ellos aparecen localizados en el área costera: Playa del Aceituno y Punta del Camello. Un tercer afloramiento de menor tamaño y con características algo diferentes está localizado en el Tablero de Chozas. Este depósito ha sido puesto de manifiesto al realizar la carretera a Huertas de Chilegua, ya que estaba prácticamente cubierto por una costra de caliche que hubiera dificultado su visualización. En todos los casos citados se observa que esta unidad se apoya sobre coladas basálticas miocenas, de distintos tramos. Este hecho, junto con las observaciones de campo, en las cuales se comprueba que estos depósitos están rellenando el paleorrelieve mioceno, ha permitido asignarles una edad pliocena. Además guardan cierta similitud en cuanto a su disposición y estructuración interna con los conglomerados existentes en la isla de Gran Canaria, sobre la Formación fonolítica. Por otra parte, al oeste del área estudiada, en la zona de Matas Blancas, se han cartografiado unos depósitos conglomeráticos en posición algo similar, pero que en su base aparece un nivel marino, en el que MECO (1975) ha encontrado restos de fauna pliocena, lo que confirmaría esta hipótesis.

Están constituidos por conglomerados muy heterométricos, con cantos de tamaños variables desde 2 cm hasta bloques de 60-80 cm. La naturaleza de los fragmentos es exclusivamente basáltica y traquibasáltica. En la parte inferior se observa mayor ordenación interna con bases canalizadas e incremento en la redondez de los cantos; sin embargo, a techo predominan los bloques más caóticos y desordenados. En conjunto, presentan potencias máximas de hasta 20 m para el afloramiento del Rincón del Camello, y mínimas de 2-3 m para el afloramiento del Tablero de Chozas.

2.3.2.2. Glacis (21)

Los afloramientos de esta unidad constituyen la terminación sur de los existentes en la hoja de Tuineje. Se localizan principalmente sobre las coladas miocenas del tramo inferior, en la zona del Tablero de Francisco Pérez y del Tablero de Sebastián Díaz. Mucho menor desarrollo alcan-

zan los existentes sobre los materiales del Complejo Basal, en la zona de la Loma de La Palmita y barranco de Violante.

El depósito está constituido por arenas y cantos rodados empastados por una matriz arenocilicosa y encostrados por caliche en la zona más superficial. La mayoría de los componentes son basálticos, si bien se observan también cantos de rocas plutónicas y de rocas sálicas, ambas provenientes del Dominio del Complejo Basal. El tamaño de los mismos varía entre 3-4 y 20-25 cm. La potencia del depósito se sitúa por término medio entre 2,5 y 5 m, aunque localmente, en el Tablero de Francisco Pérez, se han llegado a medir espesores de hasta 20 m.

Estas superficies de glacis dan lugar a planicies posteriormente seccionadas por la red de drenaje. Asimismo, en el capítulo de Geomorfología existe un apartado que hace mención a los topónimos con significado geomorfológico.

2.3.2.3. *Glacis-cono (22)*

Esta unidad aparece ampliamente representada a lo largo de la presente hoja. Estos afloramientos suelen estar relacionados con los niveles de la Fase miocena, constituyendo potentes depósitos de ladera que presentan un notable encalichamiento superficial y una morfología muy característica; de ahí su denominación. Posteriormente han sido seccionados por la red de drenaje, tanto por los barrancos de primer orden como por las barranqueras subsidiarias. Todas estas características permiten cartografiar e individualizar esta unidad respecto del resto de los depósitos de ladera.

Están constituidos por arenas y cantos heterométricos de composición fundamentalmente basáltica, con tamaños de cantos comprendidos entre 2-3 cm y bloques de hasta 30-60 cm. Estos bloques y cantos están empastados en una matriz arenocilicosa de color claro y superficialmente pueden estar encostrados por caliche. La potencia del depósito es muy variable, pues mientras en la zona de cabecera es una delgada capa a modo de cobertera sobre las coladas miocenas, en la parte basal pueden llegar a tener varios metros de potencia. Otras de las características de estos depósitos es su falta de ordenación interna; se trata de un material poco seleccionado y transportado, muy heterométrico. En planta suelen presentar formas de aspecto pseudotriangular, con el ángulo agudo apuntando hacia la zona de cabecera.

Como ejemplos en esta hoja, se pueden citar los afloramientos del Tablero de los Alares, en la zona de Tarajalejo, los que rodean al relieve de la Atalaya del Caracol, y los desarrollados en las laderas de los barrancos de Giniginámar, Agando y Aceituno.

2.3.2.4. *Depósitos de caliche (24)*

Esta unidad, aunque es muy característica de la isla de Fuerteventura, en esta hoja está escasamente representada. Este hecho puede tener su origen en el enorme relieve existente en el área estudiada, lo cual impide que se desarrollen estos fenómenos y se favorezca el desarrollo de depósitos de ladera y glacis-cono. Los únicos afloramientos existentes en la hoja están dispersos por el sector noroccidental de la misma. En general aparecen como pequeñas "costras"

o delgados depósitos sobre las coladas basálticas miocenas. Esto se debe a la falta de vulcanismo plioceno en esta hoja, ya que en el resto de la isla los depósitos suelen aparecer sobre las coladas pliocenas.

Se trata de un delgado depósito, en ocasiones inferior a un metro, constituido por una costra de carbonato cálcico, de color blanco-crema.

Aunque el origen de estos materiales es algo incierto, parece que se tratan de depósitos característicos de climas desérticos o subdesérticos, en los cuales alternan períodos de grandes sequías con otros de lluvias. Así, durante los períodos lluviosos se produce la disolución de las sales en el agua y en la roca que forma el sustrato. Posteriormente, en las épocas secas, se produce la evaporación del agua que asciende por capilaridad y precipitan las sales en las fisuras y zonas más superficiales.

2.3.2.5. Arenas y conglomerados. *Rasa marina jandiense* (24)

Son depósitos marinos pleisto-holocenos que aparecen bien representados en las hojas limítrofes al este (Las Playas) y al oeste (Istmo de la Pared). En esta zona costera de la hoja de Gran Tarajal están, sin embargo, representados sólo por cortos tramos de inicios del Pleistoceno superior. Estos conglomerados jandienses suelen estar arrasados a +1 m de altura en el Holoceno superior, existiendo rellenos de cubetas atribuidos al nivel marino erbanense. Por esta razón en la cartografía se han señalado los dos niveles, si bien, debido a su reducida extensión, su representación cartográfica ha sido exagerada. Con todo, se han señalado pequeños afloramientos en La Cárcel, Rincón del Camello, Laja del Corral, La Cruzuela, Bonanzo y El Fraile. Además, según MECO (*com. pers.*) existía un afloramiento junto al muelle de Gran Tarajal que, debido a las obras llevadas a cabo recientemente, ha sido arrasado.

Estos depósitos corresponden a los inicios del Pleistoceno superior, y fueron descritos y caracterizados paleontológicamente por MECO (1975, 1977). Posteriormente fueron denominados jandienses por MECO *et al.* (1987). En el afloramiento más occidental de los citados (La Cárcel) se observan unos conglomerados fuertemente compactados que contienen *Stombus bubonius* incrustados y a escasa altura sobre el nivel de la marea alta (apenas 1 m).

Las areniscas son muy compactadas con abundantes elementos biodetríticos calcáreos que les confieren un color relativamente claro. Al microscopio son muy características y se diferencian de las areniscas de la rasa erbanense en la existencia de un cemento tipo "drussy" alrededor de los granos.

2.3.2.6. Arenas eólicas plio-pleistocenas (25)

Esta unidad tiene una representación areal muy escasa, limitándose a dos pequeños afloramientos localizados, respectivamente, en las proximidades de la playa de Giniginámar y en la zona de El Fraile (próximo a la playa del Aceituno).

La edad de estos depósitos es algo incierta, si bien en Giniginámar se observa que las dunas se adosan al relieve mioceno y son recubiertos por los depósitos de ladera. Según esto, se ha optado por considerarlas como plio-pleistocenas, puesto que la duna está fija y parece que además existen paleosuelos muy característicos de las dunas pleistocenas. Presentan un color claro y estratificaciones cruzadas. Están constituidas por diminutos fragmentos de caparzones de moluscos y algo cementados por carbonatos.

2.3.2.7. *Depósitos de terraza (26)*

Esta unidad aflora fundamentalmente en dos sectores concretos del área de estudio y en ambos casos aparece relacionada con los barrancos de Gran Tarajal y Tarajalejo (esquina NE de la hoja). Por último, hay que mencionar los materiales existentes en el Vachuelo de la Pedrera, en la ladera sur del mismo. En la mayoría de las ocasiones estos depósitos se sitúan en la confluencia de dos barrancos y quedan como un espigón residual al haber continuado los cauces la acción erosiva en la parte más central de los mismos. Ejemplos de ello pueden observarse en la confluencia de los barrancos de Teguitar-Manta; Gran Tarajal-Largo; Vachuelo de la Pedrera-Largo; La Rosa-La Palmita y Frontones-Tarajalejo.

En general el depósito está constituido por gravas y arenas gruesas con espesores variables de 1-3 m. La naturaleza de los cantos rodados es fundamentalmente basáltica y, en ocasiones, presentan tanto una pátina calcárea como una pequeña costra del mismo tipo que confiere mayor resistencia al material.

2.3.2.8. *Coluviones antiguos (27)*

A esta unidad tan sólo se ha asignado un pequeño afloramiento localizado en la ladera occidental del valle de Tarajalejo, en las proximidades de las canteras. Se trata de un depósito constituido por material detrítico muy heterométrico, pues se observan fragmentos desde 2-4 cm hasta bloques métricos. Hay también algunos lechos de cantos rodados que presentan cierta ordenación interna; en conjunto tiene un espesor visible de más de 3 m.

2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

2.4.1. **Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (28)**

Los depósitos marinos del Holoceno superior se conocen con el nombre de Erbanense (de Erbani, el antiguo nombre de Fuerteventura) [MECO *et al.* (1987) y MECO (1988)]. Se encuentran en pequeños afloramientos discontinuos a lo largo del litoral de la isla, a la altura que oscila entre 0,5 y 1 m, es decir, algo más bajos que los depósitos jandienses.

Como se comentó en el apartado correspondiente a la rasa marina jandiense (24), los depósitos erbanenses aparecen en forma de "beach rock" y en pequeñas cubetas excavadas en los propios depósitos jandienses, siendo muy problemática su individualización cartográfica. Se

han señalado a lo largo de la costa pequeños afloramientos en La Cárcel, Rincón del Camello, Laja del Coral, La Cruzuela, Bonanzo y El Fraile. Están constituidos por una arenisca de grano fino, consolidada y con abundante fauna. A techo aparece un conglomerado de cantos ne-gruzcos basálticos. Los espesores son muy reducidos, apenas 30-40 cm.

La fauna presente es similar a la actual, caracterizándose por la abundancia de *Theriacium vul-gatum* (Brugiere). Otras especies presentes son, por orden de abundancia, *Columbella rustica* (Linné), *Linga columbella* (Lamarck), *Conus mediterraneus* (Brugiere), *Erosaria spurca* (Linné), *Thais haemastoma* (Linné), *Luria lurida* (Linné), *Plinices ilacteus* (Guildin), *Cantharus viverratus* (Kiener), *Cerastoderma edule* (Linné), *Chlamys corallinoides* (d'Orbigny), etc. Se encuentran además verméticos y algas calcáreas. La localidad tipo es La Jaqueta, situada apenas a 1,5 km al oeste del área estudiada (Hoja del Istmo de la Pared).

2.4.2. Suelos (29)

Aparecen escasamente representados en la hoja estudiada, habiéndose cartografiado sola-mente tres afloramientos localizados todos ellos a unos 3 km al norte de Gran Tarajal, en la zona de La Fuentes. Se trata de pequeños recubrimientos, de apenas 1 o 2 metros de espesor, desarrollados sobre las coladas basálticas del tramo inferior de la Fase miocena. Están consti-tuidos por material detrítico, arenas finas de color marrón con limos dispersos y bolsadas de cantos que parecen aportes de barranco. Todo el conjunto está afectado por procesos edáficos posteriores.

2.4.3. Fondos de valle y depósitos cuaternarios indiferenciados (30)

Esta unidad presenta un desarrollo areal muy escaso, constituyendo pequeños afloramientos en el sector NE de la hoja, en las inmediaciones del barranco de Gran Tarajal. Se trata de depósitos detríticos poco potentes (1-4 m), constituidos por arenas y cantos sin ninguna ordena-ción aparente, que debido a su disposición próxima a los cauces de los barrancos y a su mor-fología plana, constituyen en ocasiones zonas susceptibles de cultivar. En ocasiones algunos de estos afloramientos son antiguos cauces abandonados.

2.4.4. Depósitos de deslizamientos gravitacionales (31)

Estos materiales parecen estar asociados a la actividad neotectónica de la isla. Aparecen úni-camente en el sector NO de la hoja, en sendos afloramientos localizados en la ladera occidental y suroriental de Punta de la Galera. El primero de ellos se extiende en las hojas de Huertas de Chilagua e Istmo de la Pared, mientras que el segundo es un deslizamiento activo que presenta dos lóbulos que descienden hacia los barrancos de Lucas y los Rincones. En la zona de cabecera de estos depósitos se observa una cicatriz que, en el caso del mencionado en último lugar, pre-senta una segunda cicatriz relativamente reciente que muestra señales de haber roto el caliche y estar en estado latente. La morfología que presenta este depósito, visto desde arriba, recuer-

da en parte a los materiales que rellenan la cabecera del barranco de Tirajana, en la isla de Gran Canaria, si bien la magnitud de aquellos depósitos es mucho mayor que esta que nos ocupa. Además, en este depósito se observa que los materiales están basculados, pero no parece que exista una rotura tan intensa como en los de Gran Canaria.

En cuanto a la época en que se produjeron estos movimientos, es incierta, pues por una parte podría pensarse que son anteriores al caliche ya que el depósito está encalichado, pero parece que el movimiento ha continuado, pues, como se ha comentado anteriormente, existen grietas que afectan a la costra calcárea. Con lo cual puede decirse que el abanico de edad es muy amplio.

2.4.5. Depósitos de barranco (32)

Como se ha comentado en el apartado de introducción, la mayoría de los barrancos principales presentan direcciones norteadas. Estos son, de este a oeste, los siguientes: barranco de Gran Tarajal, Aceituno, Agando, Vachuelos (largo y corto), Giniginámar, Atalaya del Caracol, Marquina Yosa, Tarajalejo, Tisajorey, Cruzuela y Tarajal de Sancho-Lucas-Los Rincones. Debido a la falta de precipitaciones y a la irregularidad de las mismas, los cauces suelen estar secos, pero en caso de lluvias fuertes, pueden funcionar como ramblas y arrastrar gran cantidad de material.

El depósito está constituido mayoritariamente por arenas y gravas muy heterométricas, de composición fundamentalmente basáltica, si bien, ocasionalmente, se encuentran cantos aislados de rocas plutónicas procedentes del dominio del Complejo Basal. La fracción arenosa es muy variable y presenta coloración gris. La potencia del depósito también es variable, con valores medios de 1,5-2,5 m. De todos los afloramientos mencionados, los tres más importantes son los de Gran Tarajal, Tarajalejo y Tarajal de Sancho, ya que los depósitos presentan cierta extensión superficial y no se limitan a lo que sería el cauce del barranco. Como ejemplos pueden citarse la zona de La Fuentita al NE de la hoja, y el área del Morrete de los Yeseros, al N de Tarajalejo.

En el barranco de Gran Tarajal es uno de los puntos donde mejor puede estudiarse este tipo de depósitos. Así, se observan secuencias alternantes de arenas y cantos rodados, con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo, buzando unos 4-6° hacia el sur. Se aprecian también secuencias de fondo de canal ("lag"). En general, el tamaño de los cantos varía desde 3-4 mm hasta 8-10 cm, si bien la mayoría de ellos oscila entre 1-3 cm, salvo las zonas de paleocanales, en que predomina la fracción gruesa.

2.4.6. Coluviones y depósitos de ladera (33)

Estos materiales, como su nombre indica, se asocian a las laderas de los relieves existentes. En esta hoja, debido al fuerte encajamiento que se ha producido desde el Mioceno hasta la actualidad, existen abundantes depósitos de este tipo. La edad de estos materiales es incierta, si bien, se han individualizado aquellos que claramente eran más antiguos [Glacis-Cono (22)] y coluviones antiguos (25), y que o mostraban encalichamientos o estaban "colgados" sobre la

red actual de drenaje. Por tanto, en este epígrafe se tratan de una manera conjunta al resto de depósitos de ladera. En general, constituyen abanicos con formas pseudotriangulares cuyo vértice apunta hacia la zona de cabecera. A menudo se imbrican unos con otros y forman conos coalescentes. Ejemplos muy ilustrativos de esta morfología se observan en los valles de Tarajal de Sancho, Giniginámar, Agando y Gran Tarajal.

Están constituidos por cantos y bloques angulosos y subangulosos muy heterométricos, de composición predominantemente basáltica. No se observa granoselección ni ningún tipo de ordenación interna. La matriz que empasta estos cantos es de tipo arenoso de color grisáceo. A menudo están seccionados por pequeñas barranqueras que ponen al descubierto la constitución interna del depósito. En muchas ocasiones estos depósitos se enlazan con los del barranco.

2.4.7. Playas de arenas y de cantos (34)

Las playas de esta hoja se localizan casi exclusivamente en la zona de desembocadura de los barrancos principales. De todas ellas, la que presenta una mayor longitud es la de Tarajalejo, ya que discurre desde Tarajalejo hasta la desembocadura del barranco de Tisajorey, con una longitud aproximada de 1.250 m. Por orden de longitud le seguiría la playa de La Lajita, con unos 900 m aproximadamente, si bien se trata de una ensenada estrecha y doble con un espigón rocoso en el mitad. La playa de Gran Tarajal tiene más de 600 m de longitud, y aunque tenía cierta anchura, debido a las construcciones de esta localidad, se ha quedado algo restringida. Por último, la playa de Giniginámar tiene unos 500 m de longitud.

En general todas estas playas son de cantos, si bien la de Tarajalejo y Gran Tarajal son de arenas oscuras.

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.

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 esta, 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 Palma, en pleno Complejo Basal. Esta estructura no lleva asociado 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 generaron 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 regionales (bandas filonianas extensionales; alargamientos de plutones; fracturas, etc.) como en los locales (complejos de diques radiales; alineaciones de conos; fracturas, etc.). También la presencia de diversos niveles de rasas marinas indican movimientos en la vertical, que igualmente serán considerados dentro de dicho análisis.

En la hoja de Gran Tarajal está representado, mayoritariamente, el dominio subaéreo, junto con algunos afloramientos del Complejo Basal situados al norte y noroeste de la misma. Es decir, aquí aparece el límite entre uno y otro dominio, al quedar al descubierto, por efecto de la erosión, la discordancia entre los basaltos miocenos del estratovolcán de Gran Tarajal y los materiales plutónicos y filonianos del Complejo Basal. Prácticamente casi todos los basaltos aflorantes constituyen apilamientos lávicos inclinados suavemente hacia el mar, definiendo la ladera sur del edificio de Gran Tarajal. Esta ladera fue incidida por la red hidrográfica, que corriendo a favor de la pendiente, abrió grandes barrancos hacia el mar. Se individualizaron así cerros alargados ("cuchillos"), en donde se ponen al descubierto varios de los elementos volcano-estructurales.

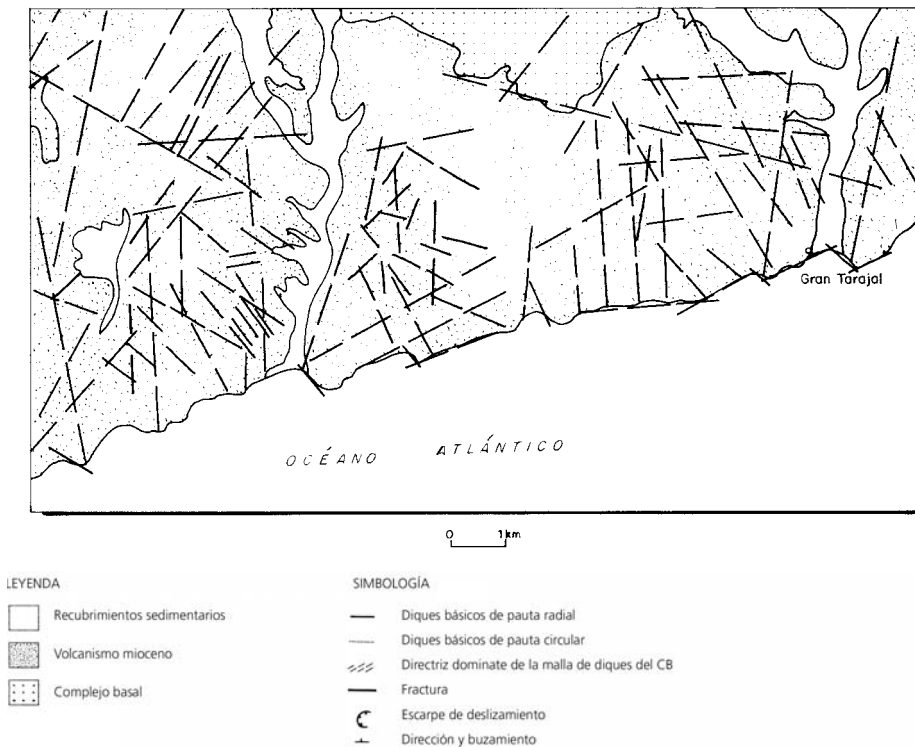


Fig. 3.1. Esquema de lineamientos.

En un esquema simplificado de lineamientos (Fig. 3.1), realizado solamente con los datos de la base altimétrica, son varias las familias que aparecen. Hay una dirección norteada que tiende a ser subparalela con los límites morfológicos de los "cuchillos". Es probable que dichos lineamientos estén condicionados por los procesos formadores de dichos relieves, bien sean de origen tectónico (fracturas) o volcano-tectónicos (enjambre de diques).




En el área oriental de la hoja aparecen lineamientos con direcciones entre N80°E y N115°E, que parecen prolongaciones de los existentes en la hoja de las Playas, con un significado similar al descrito anteriormente.

En la mitad occidental se encuentran presentes, con cierta frecuencia, direcciones entre N20°E y N40°E, que parecen propias de las directrices tectónicas del Complejo Basal. El hecho de estar próximos los afloramientos masivos de ese dominio es lo que debe condicionar su presencia.

Por último, hay otras direcciones, más o menos perpendiculares a los "cuchillos", entre las que se incluye la línea de costa, que parecen estar controladas por los movimientos de bloques producidos durante el asentamiento de las laderas del estratovolcán de Gran Tarajal.



LEYENDA

-  Recubrimientos sedimentarios
-  Volcanismo mioceno
-  Complejo basal

SIMBOLOGÍA







-  Diques básicos de pauta radial
-  Diques básicos de pauta circular
-  Directriz dominante de la malla de diques del CB
-  Fractura
-  Escarpe de deslizamiento
-  Dirección y buzamiento

Fig. 3.2. Esquema volcano-estructural.

En el esquema volcano-estructural (Fig. 3.2) los elementos mejor representados son las estructuras volcánicas.

Dentro del Complejo Basal destaca su malla de diques subparalelos con buzamientos generalmente al oeste entre 35-50° y una dirección preferente entre N30°-45°E. La densidad es desigual, según el material que atraviesan; así, cuando se inyectan sobre los gabros, el porcentaje de diques es del 70-80%, mientras que cuando lo hace sobre las lavas y tobas encajantes, es casi del 100%. La inyección de esta red filoniana tan constante y homogénea es debido a un campo de esfuerzos regional de naturaleza extensional, con una componente NNE-SSO, que actúa desde el comienzo de la formación de la isla. La dirección general de esta banda de dilatación lineal es N20°-40°E y recorre la isla de N a S.

Las diferencias en el porcentaje de diques son debidas a la progresividad que hay en la intrusión de las unidades plutónicas, que sin duda deben ir ligadas con la intensidad y desarrollo del campo de esfuerzos regionales que ha dado origen a la malla de diques, desde el Paleoceno superior.

Al final del esfuerzo regional se produce una relajación a gran escala, que permite la ascensión del magma basáltico y la construcción del estratovolcán de Gran Tarajal. De esta manera se genera un esfuerzo compresivo local que ha dado origen a la malla radial de diques en el tramo inferior del edificio. En el esquema adjunto se ha individualizado este tramo inferior del resto, con el fin de visualizar mejor la estructura y su relación con los diversos tramos. Los diques son subverticales y siguen una pauta radial, en continuidad con los que afloran en las hojas adjuntas de Las Playas y Pozo Negro. En el sector del este tienen una dirección de N150°E mientras que en el oeste toman la dirección N30°-40°E, después de ir girando en dirección, entre los dos sectores, a favor de las agujas del reloj. El hipotético punto de convergencia de los diques se encontraría en la parte central de la hoja de Tuineje. La intensidad de esta malla de diques parece mayor en esta hoja que en las anteriores, tal vez porque la zona del esfuerzo compresivo haya sido mayor en esta área, al encontrarse, teóricamente, más cerca del conducto central de alimentación.

Hay una segunda familia de diques basálticos subverticales, también asociados con el estratovolcán de Gran Tarajal, que atraviesan hasta los tramos altos del edificio y, por tanto, parecen más modernos que el anterior enjambre de diques radiales. Tienden a concentrarse preferentemente en las lomas limitadas entre el barranco de Tarajal de Sancho (La Lajita) y el barranco de Tarajalejo. Su disposición perpendicular generalmente a los diques del tramo inferior y su geometría de tipo circular en algunos casos parece indicar la existencia de un nuevo episodio de relajación en el edificio, que produce una fracturación circular o (anular) local, por la que se inyecta nuevo magma durante los últimos momentos de la erupción. Este tipo de fracturación circular final no ha sido observado en las otras laderas del estratovolcán, tal vez por estar más alejadas del centro de compresión y haber sufrido, por tanto, una relajación posterior de menor escala y sin aportes del magma.

Otra estructura volcánica a considerar puede ser la de los intrusivos basálticos post Complejo Basal. Su distribución espacial se hace preferentemente en la mitad norte de los "cuchillos", concentrándose muchos de ellos en las primeras estribaciones del Complejo Basal. Las relaciones geométricas entre ellos no dibujan ningún tipo de fractura eruptiva, por lo que probablemente deben ser diacrónicos, aun perteneciendo al mismo período de construcción del edificio de Gran Tarajal.

Los elementos tectónicos más característicos de la hoja son las fracturas. Algunas son supuestas, mientras que otras presentan desplazamiento de sus lados, por lo que se constituyen en fallas. La mayoría está afectando hasta los niveles estratigráficos más altos de los basaltos miocenos, por lo que debe entenderse que son reajustes mecánicos sufridos por el estratovolcán durante toda la etapa de su construcción.

Todas estas fallas tienen un corto recorrido (<2 km), siendo la de mayor envergadura la que discurre por la Degollada de Sise (límite oeste de la hoja). Es una falla normal, con dirección N70°E que se prolonga en la hoja del Istmo de La Pared, que afecta a la brecha lítica del tramo inferior y a las coladas del tramo medio y alto del edificio Gran Tarajal. El labio hundido es el del norte.

Los movimientos verticales habidos en esta hoja, reflejados en los cambios de nivel de las rasas marinas, son relativamente pequeños. De las tres rasas principales presentes en la isla, la pliocena, la jandiense y la erbanense, sólo las dos últimas afloran con cierta continuidad a lo largo de la línea

de costa. La jandiense se encuentra a +2 m sobre el nivel actual del mar, mientras que la erbanense lo hace algo más bajo, a +1 m. Con estas cotas tan pequeñas, puede decirse que los movimientos verticales sufridos en estas zonas son bastante ligeros, y resultan similares y homogéneos con los observados a lo largo del litoral oriental de Fuerteventura, durante los últimos 100.000 años.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. LOS MATERIALES

Los afloramientos que ocupan una mayor extensión en esta hoja son los que corresponden a diferentes coladas basálticas de la Fase miocena. Se trata de basaltos olivínicos, olivínico-piroxénicos, y olivino-piroxeno-plagioclásicos, con traquibasaltos subordinados que constituyen la base del relieve de la hoja.

Entre estas coladas basálticas aparecen en ocasiones intercalaciones de aluviales, de escasa entidad, pero cualitativamente bien significativos.

Las características de estos basaltos miocenos, de gran cohesión y resistencia mecánica, permiten que se deriven de su erosión los relieves más enérgicos de los existentes en la hoja.

El siguiente grupo de materiales en cuanto a superficie ocupada son los depósitos de vertiente gravatorios, coluviales y conos de deyección, etc. Se trata por lo general de materiales poco cohesivos, dando lugar a relieves peliculares que regularizan la superficie (normalmente desarrollada sobre basaltos miocenos) sobre la que reposan.

Finalmente, el tercer grupo de materiales son los pertenecientes al grupo aluvial principalmente y marino (playas) subsidiariamente. Ocupan las zonas más bajas del relieve actual y se caracterizan por un mayor espesor que los de vertiente y por una igual falta de cohesión entre ellos. Sus materiales no consolidados y fácilmente movilizables desde el punto de vista morfológico, dan, como los de vertiente, rasgos cualitativos al paisaje de la hoja.

De manera adjunta se incluye el mapa geomorfológico de la hoja, realizado originalmente a escala 1:25.000.

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

Desde el punto de vista morfológico, el inicio del relieve actual en la hoja tiene lugar una vez finalizado el período de acreción incluido en la Fase miocénica. A pesar de la existencia de intercalaciones de aluviales entre las coladas basálticas, no presentan una importancia relevante como para considerar estas etapas intermiocenas de aluvionamiento como influyentes en el relieve actual.

Es pues culminada la fase miocena de acreción cuando tiene lugar un incremento en la actuación de los procesos erosivos, principalmente aluvio-torrenciales, que van a dar lugar a una incisión de la superficie de colada que puede iniciarse ya durante el mioceno, aunque no existen evidencias sedimentarias. Por lo que se refiere a la incisión durante el Plioceno de

la red de drenaje, sólo restan dos pequeños retazos de aluviales en las desembocaduras de los Barrancos de Tarajal de Sancho y valle del Aceituno. Si nos basamos en esas dos únicas evidencias (que en la hoja de Tuineje se hacen más concretas), la incisión de la red de drenaje habría ya alcanzado durante el Plioceno una cota muy similar a la actual. En esta misma línea, cabe suponer que algunos de los depósitos de vertiente pudieran ser asignados también al Plioceno. En consecuencia, la identificación de los relieves dominantes en los interfluvios de la red de drenaje, como restos degradados de la superficie de acreción finimiocena o de inicios del Plioceno, parece bastante verosímil, como en otras zonas de la isla.

Después de esta fase de aluvionamiento asignada al Plioceno, continúa la incisión de la red de drenaje, hasta 50 m por debajo del nivel del Plioceno. Esta etapa se asignaría ya al Pleistoceno, y a ella se atribuyen algunos niveles de terraza situados en el borde N de la hoja, y siempre asociados a la red actual. La incisión (inferior a 10 m) que los separa del nivel actual permite que se les asigne una edad pleistocena. No suponen grandes modificaciones en el relieve, que tan sólo en el valle de Tarajalejo permiten reconstruir algún cambio en el trazado del curso principal. Por lo que se refiere a la dinámica de vertiente y a falta de datos cronológicos absolutos, cabe igualmente suponer que parte de los depósitos de ladera corresponden a este momento.

Durante la etapa final se produce una nueva incisión de la red de drenaje con encajamientos de las terrazas pleistocenas, así como una nueva generación de depósitos de vertiente que fosilizan los depósitos de terraza previos. Se produce asimismo en este momento la incisión de los depósitos de vertiente antiguos.

Por lo que se refiere a la costa, no existen demasiados datos al respecto. La conservación de niveles marinos del Jandiense y del erbanense, a cotas próximas a la actual en el nivel del mar permiten presumir una escasa variación media en su situación.

Asimismo y salvo el borde E, donde se alcanzan 184 m de altura, los acantilados marinos en esta parte de la costa presentan alturas bajas, para las habituales en la isla (entre 50 y 100 m).

4.3. TIPOS DE FORMAS

4.3.1. Formas endógenas

No existen casos dignos de mención en este apartado.

4.3.2. Formas exógenas

4.3.2.1. Formas marinas

4.3.2.1.1. Acantilados

En general de baja altura, inferiores a los 50 m si bien caracterizados por su rasa y entalladura basales asociados. Sólo en el borde E se alcanzan anormales para la hoja, de 184 m.

4.3.2.1.2. Playa

Se trata de formas mejor desarrolladas en las desembocaduras de los valles fluvio-torrenciales. No presentan características especiales, existiendo una zonación brusca desde el medio playero al torrencial. No se asocian a construcciones eólicas en ningún caso.

4.3.2.2. *Formas continentales*

4.3.2.2.1. Valles y barrancos aluvio-torrenciales

Sin duda, se encuentran aquí algunos de los mejores desarrollados en toda la isla (Valle del Gran Tarajal), con más de 10 km de longitud. Sus características son fondos planos y laderas escarpadas recubiertas de depósitos de vertiente. Su trazado es muy rectilíneo y ha sido invadido en parte, en la zona de cabecera (lo que no se refleja en esta hoja, sino en la de Pozo Negro), por una de las coladas recientes del volcán de los Arrabales.

4.3.2.3. *Formas residuales*

Existe un desarrollo característico en esta hoja de estos tipos de formas en las que la degradación por erosión ha llegado a desmembrar los relieves residuales más continuos de tipo cuchillo, habituales en otras zonas de la isla. El resultado, que se refleja en la toponimia, es toda una serie de relieves aislados (tableros, morros, montañetas), en algunos de los que se ha preservado superficies de aplanamiento de cierta entidad. La falta de depósitos sedimentarios impide mayores precisiones sobre la génesis de estos relieves residuales.

4.4. TOPÓNIMOS CON SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO

Collado

Degollada de Tisajorey, Alto de la Degollada de la Herradura, Degollada Negra, de Sise, de la Majada de la Pedrera, del Moro, Honda, de la Galera, Majada Blanca.

Relieve residual alargado y agudo

Cuchillo Negro, de los Barriles, de la Pedrera, de Valle Negro, de Lapa, de Gran Tarajal.

Relieve residual cónico (morros, morretes, puntas montañetas y riscos)

Morro de la Pila, de las Cabezas, de La Habana, de Giniginámar, Negro, de Diego Viejo, de los Yeseras, de la Cruzada, de los Gatos, de los Tarajales, de los Pedregales, de la Cueva, de Sise, Morrete Redondo, de la Herradura, Cuchillo Negro, Cornado, del Esquén, del Majarro, de Piedras Caídas, de la Consuelo, de las Paredejas, etc.

Relieve residual plano

Tablero de Guerime, de Lindanuez, de Francisco Pérez, de los Alares, de Narcisa, de Sebastián Díaz.

Valles fluvio-torrenciales

Barranco de Giniginámar, de Valle Agando, de Tarajalejo, de Tarajal de Sancho, de Lucas, de Tisajorey, de Marquina Yosa, de Morro Blanco, etc., Vachuelo Corto, Vachuelo Largo, Gran Tarajal.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este apartado se describen las características petrológicas y geoquímicas generales de las distintas formaciones volcánicas representadas en la zona, habiéndose realizado un muestreo sistemático de las mismas, tanto para su estudio petrográfico como geoquímico. Primeramente se describen las características petrológicas de las fases volcánicas y de los tramos o episodios que en ellas se han distinguido y posteriormente se hará un comentario sobre su comportamiento geoquímico, si se dispone de análisis químicos de ellas.

La caracterización geoquímica de las fases volcánicas se han realizado considerando la totalidad de los análisis químicos que cada una de ellas se dispone en la isla, ya que de esta manera es posible observar mejor el comportamiento geoquímico global que presentan. En el caso de la Fase miocena, se han tenido en cuenta, para el comentario geoquímico, las muestras correspondientes al edificio mioceno en el que se halla enclavada la hoja, si bien en los diagramas se han representado las muestras disponibles pertenecientes a cada uno de los tres edificios miocenos de la isla. En cualquier caso, no obstante, en las representaciones gráficas siempre se resalta 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 temáticas analíticas empleadas.

En la Tabla 5.1 aparecen listados todos los análisis de elementos mayores, menores y la norma CIPW. La clasificación tipológica de las muestras se ha llevado a cabo mediante el diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas de la IUGS [LE BAS *et al.* (1986a)]. La denominación de las rocas obtenidas en dicho diagrama aparece al pie de la tabla, junto con la localización geográfica de las muestras. En algunos casos, por sus elevados contenidos en agua y CO₂, algunas muestras no tienen representación en el diagrama TAS, por lo que puede darse el caso de ausencia de puntos en la proyección.

En el caso de las rocas plutónicas, se ha consignado la clasificación petrográfica de las muestras, al no clasificarse éstas mediante dicho diagrama.

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

Muestra	17191	AG-1274	AG-1263	AG-1248	AG-1262	AG-1256
SiO ₂	40.80	44.27	45.67	46.60	56.69	57.21
Al ₂ O ₃	9.95	11.23	11.99	8.70	17.80	17.58
Fe ₂ O ₃	3.90	12.63	12.66	12.96	5.80	5.59
FeO	9.79					
MgO	16.19	8.82	8.51	15.81	2.29	2.18
CaO	10.13	13.75	11.43	10.32	4.06	4.37
Na ₂ O	2.60	2.29	2.67	1.52	5.36	5.90
K ₂ O	.74	1.10	1.22	.79	3.82	3.01
MnO	.16	.16	.17	.17	.21	.20
TiO ₂	3.51	3.96	4.21	2.48	1.55	1.60
P ₂ O ₅	.72	.84	.65	.28	.46	.48
H ₂ O	1.62	.94	.80	.05	1.93	1.86
Ba		229	242	156	790	1100
Ce		<20	52	<20	218	252
La		<20	28	<20	106	99
Rb		13	12	<10	71	53
Sr		667	655	274	732	1249
Y		30	29	15	45	46
Zr		300	319	199	749	625
Or	4.37	6.50	7.21	4.67	22.58	17.79
Ab	5.58	10.11	18.48	12.86	45.36	49.93
An	13.29	17.12	17.13	14.58	13.23	12.60
Ne	8.89	5.02	2.23			
Di	25.66	36.83	28.53	27.86	3.23	4.91
Hy				8.82	3.82	4.79
Ol	26.70	10.15	12.74	21.51	4.05	2.26
Mt	5.65	2.80	2.80	2.87	1.28	1.23
Il	6.67	7.52	8.00	4.71	2.94	3.04
Ap	1.67	1.95	1.51	.65	1.07	1.11
ID	18.85	25.88	29.80	17.53	68.85	69.11
FEMG	.15	.00	.00	.00	.00	.00
IP	.51	.44	.48	.39	.73	.74

17191 Basanita. Dique en el coto de Manuel Medina al E de la ctra. de Gran Tarajal.[LÓPEZ RUIZ (1970)].
 AG-1274 Basalto alcalino. Colada en la ladera E. del Morro del Caracol; cota 120 m (MAGNA).
 AG-1263 Basalto alcalino. Colada al O de La Urb. Lago Azul; cota 75 m (MAGNA).
 AG-1248 Basalto. Colada en la pista de Gran Tarajal al repetidor de TV; cota 60 m (MAGNA).
 AG-1262 Latita. Sill en la ladera E de Tarajalejo, 1.250 m. al N de la playa; cota 65 m (MAGNA).
 AG-1256 Latita. Sill en la cantera al S del Morro de los Tarajales; cota 75 m (MAGNA).

5.1. COMPLEJO BASAL

5.1.1. Episodios volcánicos. Petrología

5.1.1.1. Lavas, tobas y brechas en parte de origen submarino (4)

Sólo existen tres pequeños afloramientos de esta formación, dos al N de la hoja y uno al O de la misma. En ellos la toma de muestras se hace muy difícil, dada la alteración de la roca de caja y la abundancia de diques que a veces se confunden con aquélla. Por ello sólo se ha tomado una muestra en la zona de la Rosa de los James.

La roca está tan profundamente silicificada y carbonatada que se hace difícil reconocer la roca original. No obstante, parece tratarse de una colada bastante vítrea, autoclástica, pues los fragmentos son de la propia roca.

5.1.2. Serie plutónica alcalina. Petrología

5.1.2.1. *Leucogabros y melanogabros* (5)

Se han tomado varias muestras en los afloramientos de esta formación en la hoja, que se localizan únicamente en el centro-norte de la misma.

Parte de las muestras son gabros s.s. y otra parte son gabros anfibólicos, presentando los primeros texturas subofíticas de grano medio y los segundos poiquilíticas, también de grano medio.

Los minerales principales de ambos tipos son iguales, salvo que en el caso de los anfibólicos en lugar de augita titanada aparece anfíbol castaño, que posiblemente procede de la transformación de aquélla. También se ha encontrado esfena bastante abundante en estos gabros anfibólicos y en los otros no. El resto de los minerales principales son la plagioclasa, el más abundante, y los minerales opacos.

Como minerales accesorios se ha observado biotita y apatito; también en algunos casos se puede encontrar algo de vidrio intersticial. La saussurita y minerales micáceos aparecen como minerales secundarios y el carbonato como mineral posterior que rellena huecos y pequeñas grietas.

La plagioclasa se presenta en cristales idiomorfos y subidiomorfos, con maclado polisintético (leyes de Karlsbad, albita, periclina) y zonado concéntrico. En el caso de los gabros anfibólicos, sus cristales aparecen muy alterados a saussurita, no reconociéndose casi los contornos de los cristales, que engloban al resto, de mucho menor tamaño. Los cristales de augita muestran un fuerte tinte rosáceo, formas idiomorfas, subidiomorfos bien desarrolladas, maclas y zonado en reloj de arena; a veces, los cristales están agrietados y comienzan a alterarse por dichas grietas. El anfíbol presenta cristales idiomorfos o subidiomorfos prismáticos alargados o en secciones basales hexagonales, bien desarrollados, maclados y con abundantes inclusiones de apatito. Los minerales opacos son idiomorfos, a menudo con hábito esquelético, y alrededor de los mismos se nuclean plaquitas alargadas de biotita. La esfena muestra secciones rómbicas bien desarrolladas y el apatito relativamente abundante, ofrece secciones hexagonales y aciculares.

Junto a estas intrusiones, aparecen asimismo, venas de carácter sienítico, de las cuales se han recogido dos muestras: una de una sienita en la Montañeta de Ruiz y otra de una sienita nefelínica en el barranco de Violante. Ambas tienen una textura granuda hipidiomorfa de grano fino-medio. La sienita tiene como minerales principales plagioclasa ácida, feldespato potásico, augita egirínica y minerales opacos. La sienita nefelínica tiene a su vez, plagioclasa ácida, feldespato potásico y nefelina. En ambas, la plagioclasa se presenta en cristales bien desarrollados, prismáticos alargados subidiomorfos, con maclado karlsbad y algo alterados a sericita. La nefelina aparece en forma de cristales cuadrangulares y prismáticos cortos totalmente transformados a minerales sericíticos. La augita egirínica muestra cristales idiomorfos totalmente desestabilizados a minerales opacos y clorita.

En la sienita s.s. los minerales accesorios son esfena y biotita formada por la desestabilización de otros minerales. En la sienita nefelínica los accesorios son opacos, esfena y apatito. La esfena en ambas rocas se presenta como cristales rómbicos totalmente transformados a minerales opacos.

5.1.3. Complejo filoniano

De los diques que atraviesan esta unidad se han tomado diferentes muestras, tanto al norte como al oeste de la hoja. La composición de los mismos es variada, habiéndose encontrado ankaramitas con ¿foides?, traquibasaltos, traquibasaltos anfibólicos y traquitas con ¿foides?

Las ankaramitas son rocas porfídicas microcristalinas, con un porcentaje de fenocristales que puede alcanzar el 25-30% del total de la roca.

Estos fenocristales son, en su mayoría, de augita titanada de fuerte tinte rosáceo, que muestra secciones idiomorfas muy alargadas, de hasta 6-7 mm, maclados y zonados. También los hay de minerales opacos, de mucho menor tamaño, idiomorfos y equidimensionales. Si existen fenocristales de anfíbol castaño, son muy escasos, idiomorfos y bien desarrollados. En algún caso se observa algún fenocristal idiomorfo, totalmente alterado, que podría corresponder a un foide.

La matriz, muy fina, a veces muy alterada, está formada por microlitos prismáticos alargados muy abundantes de augita titanada y minerales opacos idiomorfos equidimensionales. La plagioclasa y un posible foide son muy escasos y aparecen bastante alterados. El apatito, idiomorfo, es relativamente abundante.

Se aprecian asimismo abundantes vetas rellenas de carbonato y pequeñas oquedades ocupadas por ceolitas.

Los diques de traquibasaltos son de rocas con una textura microcristalina intersertal, que puede llevar algún fenocristal aislado. Están formados por plagioclasa, augita y minerales opacos, fundamentalmente, que en el caso de los traquibasaltos anfibólicos se convierte en anfíbol castaño, plagioclasa y minerales opacos. Como minerales secundarios se encuentra clorita y sericita, y como minerales de relleno posterior, carbonato.

La plagioclasa presenta microlitos en forma de listones o acículas; la augita aparece como microlitos prismáticos; el anfíbol muestra secciones basales idiomorfos o cristales alargados casi aciculares y los minerales opacos aparecen secciones idiomorfas equidimensionales. El apatito se encuentra como mineral accesorio en forma de finos prismas.

Los diques de traquitas presentan fenocristales relativamente abundantes en una matriz microcristalina.

Los fenocristales más numerosos son los de plagioclasa que forma cristales idiomorfos y macledos de hasta 3-4 mm. Existen otros cristales de secciones hexagonales totalmente alterados a minerales sericítico-micáceos, que pueden corresponder muy posiblemente a nefelina. Por último, también se observan cristales idiomorfos de clinopiroxeno totalmente alterados a clorita y minerales opacos.

La matriz está constituida por finos microlitos, casi aciculares de plagioclasa y finos minerales opacos, acompañados de apatito muy accesorio.

Estas rocas, salvo en la textura, son idénticas a las venas o cuerpos sieníticos del Complejo Basal.

5.2. FORMACIÓN DE TRANSICIÓN

5.2.1. Tobas rojizas y coladas básicas intensamente atravesadas por diques. Petrología (6 y 7)

Se han tomado tres muestras de esta formación en los escasos afloramientos de la misma, bordeando el Complejo Basal, al norte de la hoja.

Una de las muestras tomada en las proximidades de la Montaña del Morro es de una colada de traquibasalto, con una matriz muy fina formada por microlitos de plagioclasa, augita y opacos pulverulentos. En esta matriz destacan abundantes microfenocristales de olivino idiomorfos totalmente iddingsitizados. Feldespato y carbonatos rellenan huecos e intersticios.

Otra de las muestras próxima al barranco Giniginámar es un fragmento de escoria basáltica con una fuerte carbonatación y silicificación.

La tercera muestra, tomada al E de La Palmita, es una toba lítica que ha sufrido asimismo una fuerte silicificación y carbonatación. Está constituida por clastos irregulares fundamentalmente líticos (traquitas, traquibasaltos), aunque también aparecen fragmentos vítreos y cristalitos (biotita, olivino, apatito, minerales opacos) envueltos en una matriz vítrea formada por esquistas y finos fragmentos cristalinos.

5.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

5.3.1. Fase miocena. Petrología

5.3.1.1. Tramo inferior.

5.3.1.1.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas (8)

Esta unidad aflora por toda la hoja de estudio, pero fundamentalmente hacia el centro y este de la misma, donde han sido tomadas diferentes muestras.

Está constituida fundamentalmente por ankaramitas, basaltos piroxénicos, olivínico-piroxénicos y, en menor medida, por basaltos plagioclásicos, todos ellos con un grado de alteración elevado.

Las texturas de todos estos basaltos son porfídicas, de matriz pilotáxica o bien intergranular.

Los fenocristales pueden llegar a ser muy abundantes y de tamaños superiores a los 2 cm, en el caso de las ankaramitas. En estas rocas el porcentaje de fenocristales de augita titanada es muy superior al de los de olivino, presentando secciones idiomorfas, con frecuentes zonaciones y con maclado. En los basaltos olivínico-piroxénicos, los fenocristales de olivino son más abundantes, con secciones idiomorfas, tamaños de hasta 5 mm y superiores. En los basaltos plagioclásicos, los fenocristales de plagioclasa son los más numerosos.

La matriz está constituida, en cualquier caso, por listoncitos de plagioclasa maclada, a veces saussuritizada, que se disponen más o menos paralelamente o formando un entramado, entre cuyos intersticios se encuentran microlitos idiomorfos de augita, olivino alterado a iddingsita y minerales opacos; en proporción accesoría, microlitos idiomorfos de apatito, y en algunos casos, pequeñas plaquitas de biotita de crecimiento incipiente, distribuidas irregularmente por la matriz.

Entre estos materiales, fundamentalmente basálticos, se encuentran intercalados algunos traquibasaltos de matriz traquitoide, formada por plagioclasa, olivino iddingsitizado, minerales opacos y apatito.

5.3.1.1.2. Intrusiones básicas (10)

Estos pequeños cuerpos intrusivos han sido cartografiados en distintos puntos de la hoja, pero quizá predominan en el área occidental de la misma. Se han tomado muestras en bastantes de los afloramientos mencionados.

Las litologías son básicamente las mismas que las encontradas en los diferentes tramos basálticos de la serie miocena, encontrándose por tanto basaltos olivínicos, olivínico-piroxénicos, piroxénico-olivínicos y plagioclásicos.

En menor proporción, también se encuentran traquibasaltos y limburgitas, éstas similares a las encontradas en los diques básicos de pauta radial tardíos y sills básicos de la hoja.

5.3.1.1.3. Intrusiones y coladas sálicas e intermedias (11)

Se han cartografiado pequeñas intrusiones a lo largo de la hoja y asimismo se han detectado coladas de los mismos materiales en los tramos medio, medio-superior, superior y tardío. Quizá su abundancia sea mayor en la mitad occidental de la hoja. Se han tomado muestras tanto en las coladas como en las pequeñas intrusiones.

La textura de estas rocas es invariablemente traquítica.

Los fenocristales son casi inexistentes, sólo se observan algunos aislados de plagioclasa prismática y maclada; en algunos casos también pequeños cristales idiomorfos de minerales opacos y algún fenocristal aislado de anfíbol desestabilizado a minerales opacos.

La matriz está formada por muy abundantes listoncitos de plagioclasa maclada orientados, marcando la dirección del flujo magmático; minerales opacos idiomorfos equidimensionales, de mucho menor tamaño; augita, a veces algo egrínica, en microlitos prismáticos muy alargados; biotita, muy escasa e intersticial, y agujas de apatito, también escasas.

5.3.1.1.4. Diques básicos de pauta radial (1)

Se han tomado muestras a lo largo de esta red de diques extendida por la hoja. Los tipos más abundantes son basaltos piroxénico-olivínicos y olivínico-piroxénicos, encontrándose también basaltos olivínicos, y en menor proporción, rocas escasas en plagioclasa (tendencias basaníticas).

La textura de los basaltos piroxénico-olivínicos y olivínico-piroxénicos es intergranular o intersterial, en unos casos porfídica y en otros no.

En las rocas porfídicas, los fenocristales significan del 25 al 30% del total de la roca, y con tamaños que van de 1 a 4 cm. Los fenocristales son de augita titanada y olivino, acompañados, en raras ocasiones, por plagioclasa y minerales opacos. Los de augita son idiomorfos prismáticos, con zonación irregular y oscilatoria, en ocasiones maclados y a menudo con inclusiones vítreas y de minerales opacos. Los de olivino son también idiomorfos y comienzan su alteración por fisuras y bordes a serpentina y/o iddingsita.

La matriz de estos basaltos, y en otros casos la roca total, está constituida por un entramado de plagioclasa maclada en listones y cristales prismáticos de augita, en cuyos intersticios se disponen microlitos de minerales opacos y de olivino, y en algunos casos minerales secundarios y vidrio. A menudo aparecen cristalitas de apatito en cantidad accesorias.

En los basaltos olivínicos, la matriz es similar a la de estos basaltos, y los fenocristales son todos ellos de olivino idiomorfos, con bordes de alteración a iddingsita y tamaños seriados que van desde 1,5 cm hasta confundirse con la matriz.

Los diques de tendencias basaníticas están formados por rocas de textura porfídica hialopilítica, con fenocristales en proporción cercana al 25% y tamaños centimétricos. Son fundamentalmente de augita titanada y de olivino, con alguno aislado de minerales opacos. Los fenocristales de augita son idiomorfos, con zonados irregulares, oscilatorios y en reloj de arena, y maclados. Los de olivino son idiomorfos, con alteración a partir de fisuras a productos arcillosos y, sobre todo, a serpentina.

La matriz está formada por augita en pequeños prismas entrecruzados con minerales opacos y vidrio intersticial. Existen pequeñas vacuolas rellenas por ceolitas y carbonatos.

5.3.1.2. Tramo medio

5.3.1.2.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas, plagioclásicas y traquibasaltos subordinados (14)

Este tramo ha sido cartografiado fundamentalmente hacia el centro-sur de la hoja, donde ha sido suficientemente muestreado.

Al igual que en el anterior, abundan los basaltos olivínicos, olivínico-piroxénicos y piroxénico-olivínicos, pero ya son muy significativos los niveles de basaltos plagioclásicos.

La textura más frecuente en todos ellos es la porfídica pilotáxica y, en menor medida, la porfídica intersertal o intergranular.

Los fenocristales, según los tipos de basalto, son de olivino, de olivino y augita titanada, de estos dos minerales y plagioclasa, o de todos ellos y minerales opacos.

En el caso de los basaltos olivínicos, los fenocristales de olivino son idiomorfos, están total o parcialmente iddingsitizados y no sobrepasan 1 mm de tamaño. En los olivínico-piroxénicos o piroxénico-olivínicos, los tamaños pueden alcanzar los 5 mm y los de piroxeno aparecen zonados y a veces maclados. Los fenocristales de plagioclasa son prismáticos alargados, con maclado polisintético, tamaños de hasta 1 cm y a menudo agrupados en glomérulos.

La matriz está constituida por abundantes listoncitos de plagioclasa maclada dispuestos más o menos paralelamente o formando un entramado, en cuyos intersticios se disponen los microlitos de augita, olivino y minerales opacos.

También se pueden encontrar en algunas ocasiones vidrio en estos intersticios.

Entre estas series, fundamentalmente basálticas, se encuentran algunos materiales intercalados de traquibasaltos con una matriz traquitoide, formada por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino iddingsitizado, minerales opacos y biotita tardía, con algunos microfenocristales aislados de plagioclasa.

5.3.1.3. *Tramo medio-superior indiferenciado*

5.3.1.3.1. Coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas, olivínico-piroxénicas-plagioclásicas y traquibasaltos subordinados (15)

Ocupa una extensión importante en la presente hoja, localizándose fundamentalmente al E y O de la misma.

Las rocas estudiadas son basaltos, de los cuales los tipos plagioclásicos significan un porcentaje importante, seguidos de los basaltos olivínicos y de los basaltos olivínico-piroxénicos.

La textura más frecuente en todos los tipos de basaltos es la porfídica microcristalina pilotáxica.

Los fenocristales son de unos minerales u otros en función de los diferentes tipos; así, en los plagioclásicos, son de plagioclasa, minerales opacos, olivino y augita; en los olivínicos, fundamentalmente de olivino, y en los olivínico-piroxénicos, de olivino y augita. Los basaltos plagioclásicos son los que presentan mayor proporción de fenocristales, pudiendo alcanzar hasta el 30% del total de la roca.

Los fenocristales de plagioclasa son idiomorfos, prismáticos alargados, con maclas polisintéticas y a menudo agrupándose en glomérulos; sus tamaños son seriados y van desde 1,5 mm hasta confundirse con la matriz, aunque hay muchos casos en que pueden llegar hasta el centímetro.

Los fenocristales de olivino, según los tipos de basalto, pueden aparecer con distintos tamaños y proporciones. En los olivínicos muestran tamaños seriados desde 1 mm hasta confundirse con la matriz, con secciones idiomorfas de bordes a menudo redondeados o con golfos de corrosión y con coronas de alteración a iddingsita. En los basaltos olivínico-piroxénicos, los tamaños pueden alcanzar los 4 mm, siendo idiomorfos y a menudo totalmente alterados a serpentina. En los basaltos plagioclásicos normalmente van en forma de microfenocristales.

Los fenocristales de augita suelen ser idiomorfos, zonados, en ocasiones maclados, agrupados en glomérulos y con tamaños de hasta 2-3 mm.

Los minerales opacos cuando se presentan como fenocristales lo suelen hacer en forma de microfenocristales, con secciones idiomorfas.

La matriz, casi invariablemente, está formada por plagioclasa, augita titanada, minerales opacos y olivino. El vidrio puede estar presente o no, rellenando intersticios. De manera muy accesoria, existen a veces plaquitas de biotita y pequeños prismas de apatito. Es relativamente frecuente la existencia de carbonatos y ceolitas rellenando vacuolas y fisuras. Generalmente la plagioclasa es abundante, formando listones maclados que se disponen más o menos paralelamente. Los microlitos de augita y olivino en ocasiones son intersticiales entre los listoncitos de plagioclasa. Los minerales opacos pueden ser muy finos y abundantes, dándole un aspecto pulverulento a la roca o se pueden presentar en pequeños cristallitos idiomorfos.

Entre estas series, fundamentalmente basálticas, se intercalan de vez en cuando algunos minerales de traquibasaltos con una matriz microcristalina, formada por plagioclasa, minerales opacos, augita titanada, apatito, vidrio y escasísimos fenocristales de plagioclasa y minerales opacos, de tamaños inferiores a 1 mm.

5.3.1.3.2. Diques básicos (2)

Se ha tomado una muestra de este tipo de diques que son escasos en la hoja. Está situada en la parte centro-este, concretamente en las Estancias Redondas.

La roca es una basanita de textura porfídica hialopilitica intersertal con abundantes fenocristales (35% de la roca aproximadamente) de tamaños centimétricos.

Los fenocristales más abundantes son los de augita titanada, que forma cristales idiomorfos, zonados y a veces maclados; en algunos puntos se agrupan en glomérulos. El olivino es también idiomorfo y comienza a alterarse a serpentina a partir de fisuras. Los minerales opacos son frecuentes como microfenocristales.

La matriz está constituida por pequeños cristales de augita entrecruzados, prismáticos, cuyos intersticios están ocupados por minerales opacos, vidrio y apatito con carácter muy accesorio.

5.3.1.3.3. Sills básicos (3)

Se han estudiado dos muestras de sendos sills localizados en la Degollada de Tisajorey y en la Playa de La Lajita, respectivamente.

Son rocas básicas afaníticas que pueden ser clasificadas como basalto-basanita y basalto olivínico, respectivamente.

El basalto-basanita muestra una textura intersertal con algún fenocristal esporádico de piroxeno. Está formada en un porcentaje muy alto por augita titanada, seguida a distancia por minerales opacos y por una pequeña proporción de plagioclasa.

Los cristales de augita son de pequeño tamaño, prismáticos, con zonados irregulares y, en ocasiones, en "reloj de arena". Los intersticios entre el entramado de estos cristales están ocupados por el resto de los minerales, vidrio y rellenos ceolíticos que ocupan además las vesículas existentes y aparecen alterados a productos arcillosos.

El basalto está constituido por pequeños y escasos fenocristales idiomorfos de olivino alterado a iddingsita, empastados por una matriz intersertal de cristales prismáticos de augita titanada y listoncitos de plagioclasa maclada. También se encuentran minerales opacos equidimensionales y microlitos idiomorfos de olivino alterado. Algún fenocristal se encuentra reemplazado por carbonato.

5.3.1.4. *Tramo superior*

5.3.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas (17)

Se han muestreado diferentes afloramientos de esta unidad localizados en las partes topográficamente más altas de un triángulo cuyos vértices serían La Atalaya Caracol, Tarajalejo y Gini-ginamar.

Las muestras estudiadas son basaltos olivínicos, olivínico-piroxénicos y piroxeno-olivínicos.

Según los tipos, los fenocristales son sólo de olivino, o de olivino, clinopiroxeno y minerales opacos. También en la matriz pueden variar las proporciones de sus componentes. En algunos basaltos olivínicos, la matriz muestra abundantes minerales opacos pulverulentos, dándole un aspecto casi criptocristalino a la matriz y un color muy oscuro. Así, las texturas de estos basaltos son porfídicas seriadas de matriz microcristalina, microcriptocristalina o pilotáxica.

La proporción de fenocristales suele ir del 10 al 15% del total de la roca, con tamaños entre 1,5 mm y 2 mm, y en otros casos seriados, desde 2 mm hasta confundirse con la matriz.

Los fenocristales de olivino presentan formas idiomorfas con golfos de corrosión por la matriz que a veces llegan a dar un hábito esqueléticos, a los cristales; normalmente aparecen con coronas de alteración a iddingsita y, en algunos casos, totalmente alterados.

Los fenocristales de augita titanada son prismáticos, zonados, a veces maclados y a menudo agrupados en glomérulos. Es frecuente que formen microfenocristales.

Los minerales opacos, si aparecen en la matriz, lo hacen también en forma de microfenocristales.

La matriz la forman listoncitos de plagioclasa maclada, microlitos prismáticos de augita titanada, minerales opacos en gránulos o en forma pulverulenta y cristalitos de olivino iddingsitizados.

En algún caso se han observado pequeños acumulados ultramáficos. También en alguna ocasión se observan vacuolas y finas grietas rellenas por carbonatos.

5.3.1.5. *Episodios tardíos*

5.3.1.5.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas (19)

Se han tomado numerosas muestras de esta unidad en diferentes afloramientos distribuidos por la hoja.

Las rocas estudiadas son fundamentalmente basaltos olivínicos, pero también son frecuentes los basaltos olivínico-piroxénicos, piroxénico-olivínicos y piroxénicos.

Texturalmente son todos ellos similares, variando únicamente la proporción de augita y de olivino en fenocristales y matriz. La textura es porfídica pilotáxica o también hialopilitica. La proporción de fenocristales puede oscilar entre el 15 y el 25% y los tamaños de los mismos entre 0,5 y 3 mm.

Los fenocristales de olivino son idiomorfos, a veces con tendencia a tener tamaños seriados, en algunos casos con golfos de corrosión y habitualmente con coronas de alteración a serpentina o iddingsita, que también aparece en las fisuras de estos cristales.

Los fenocristales de augita titanada, con fuerte tinte rosáceo, son idiomorfos, zonados, a veces maclados y, en ocasiones, van agrupados en glomérulos.

En la matriz aparecen listoncitos de plagioclasa maclada, más o menos orientados, pudiendo aparecer también en forma de plaquitas poiquilíticas. La augita y los minerales opacos a menudo se encuentran entre estos listoncitos con pequeños cristales idiomorfos. El olivino también está siempre presente en cristales idiomorfos alterados. El vidrio es relativamente frecuente, ocupando los intersticios entre los otros minerales. El apatito, muy escaso, forma pequeños cristales aciculares que a veces van como inclusiones en plagioclasa.

Los espacios vacíos aparecen rellenos por ceolitas y carbonatos.

5.3.2. **Fase miocena. Geoquímica**

Se dispone de seis análisis químicos pertenecientes a esta hoja, (Tabla 5.1), que corresponden a tres basaltos, una basanita y dos traquiandesitas en el diagrama TAS (Fig. 5.1).

Como se ha visto en la descripción petrológica, los términos más abundantes en esta fase son los basaltos; las rocas sálicas, relativamente frecuentes en el área, son las traquitas máficas, equivalentes a las traquiandesitas en el diagrama TAS, que corresponden a rocas intermedias.

Considerando el conjunto de análisis químicos disponibles de la Fase miocena en la isla, se observa que los tipos litológicos corresponden, en su mayoría, a rocas basálticas y traquibasálticas,

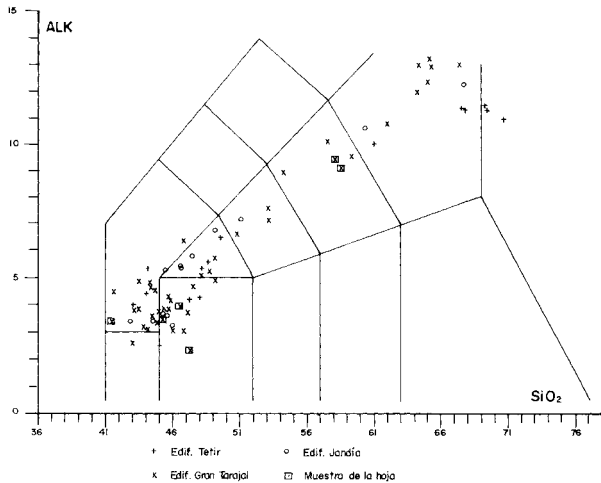


Fig. 5.1. Diagrama TAS de la Fase miocena.

como ocurre con las muestras estudiadas petrográficamente. El resto de las rocas corresponden a términos de una serie más 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 por tener un grado de subsaturación más o menos importante, con presencia de olivino y/o nefelina. Son rocas muy poco diferenciadas y con un índice de peralcalinidad muy bajo. En los análisis pertenecientes a esta la hoja se encuentran tipos de rocas subsaturados, pero también algunos con cuarzo normativo.

Las rocas sálicas corresponden mayoritariamente a cuerpos intrusivos y sus emisiones, algunas de ellas presentes en la hoja. 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 con cuarzo e hiperstena normativos y alto contenido en albita, si bien existen también términos subsaturados. Muestran un índice de diferenciación alto y, asimismo, un mayor índice de peralcalinidad con respecto a las rocas básicas, aunque sin alcanzar la peralcalinidad.

En el diagrama óxidos/ SiO_2 (Fig. 5.2), se observa que las rocas de la fase miocena siguen una pauta normal para rocas de la serie alcalina. En el diagrama AFM (Fig. 5.3) se aprecia también un comportamiento característico de rocas de la serie alcalina.

Comparando los tres edificios miocenos de la isla, el central y meridional (Jandía) muestran una cierta tendencia más alcalina que el edificio norte.

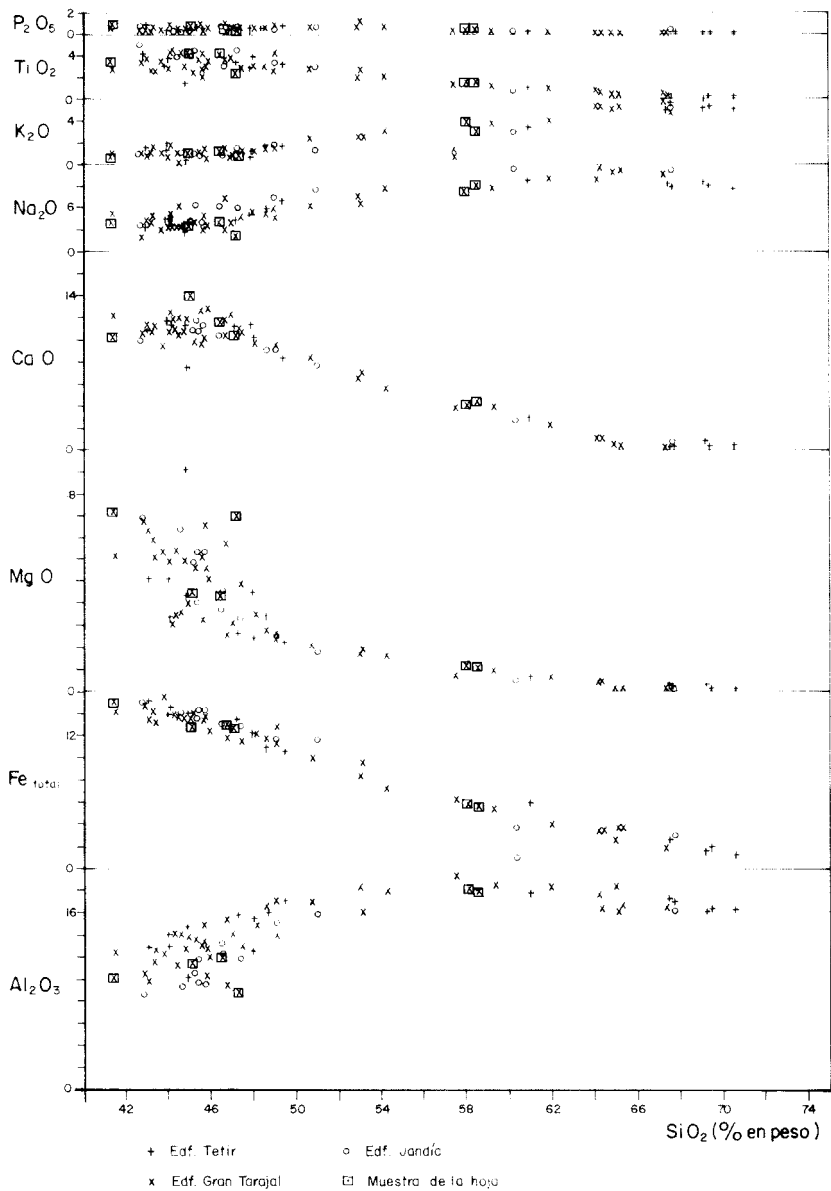


Fig. 5.2. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase miocena.

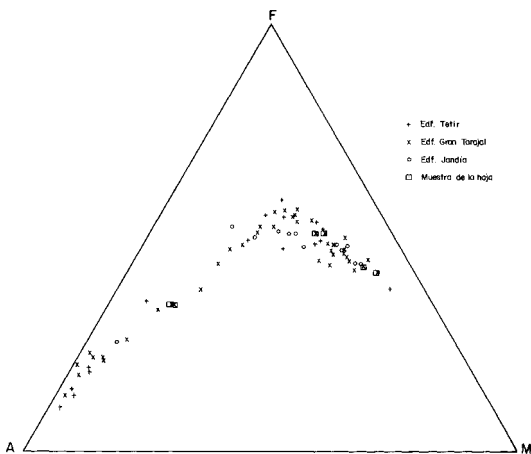


Fig. 5.3. Diagrama AFM de la Fase miocena.

5.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

5.4.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense. Petrología (28)

Se ha muestreado un nivel de areniscas entre Puerto Rico y La Cárcel. Se trata de una biocalcarenita esparítica con una textura arenosa de grano muy grueso.

Es una roca granosoportada, formada por clastos subangulosos-subredondeados, no bien seleccionada, pues aunque la mayoría de los clastos son de tamaño arena muy gruesa, también los hay más pequeños y de tamaño grava. Los clastos son de fósiles, micrita, traquibasalto, basalto, augita, plagioclasa y anfíbol.

Alrededor de los clastos se deposita una fina película de esparita, que en algunos casos llega a tapar los huecos existentes.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La isla de Fuerteventura forma con la de Lanzarote un dominio común alargado según una dirección N35°-40° E, que se levanta sobre un fondo marino profundo de unos 3.000 m de profundidad en la zona occidental y de unos 1.500 m en el borde africano.

La diferencia fundamental entre ambas islas es la existencia en Fuerteventura de materiales sedimentarios de fondo oceánico aflorando en superficie. Este conjunto de materiales sedimentarios, volcánicos submarinos y plutónicos se conocen como Complejo Basal. El emplazamiento en superficie de estos complejos obedece a causas tectónicas que debieron producirse en el

Mioceno inferior, si bien no está del todo claro el momento exacto de este emplazamiento. En esta hoja estos materiales sólo aparecen representados en el sector centro-norte y constituyen las estribaciones meridionales de un gran afloramiento de más de 40 km de longitud.

Desde finales del Oligoceno y en el Mioceno inferior tiene lugar una intensa inyección filoniana que sigue una pauta NNE-SSO. La intrusión de estos diques se produce durante varias etapas y, aunque las direcciones se mantienen subparalelas, los buzamientos y el grado de meteorización y/o espilitización son muy distintos. Así, los diques más antiguos están afectados por un metamorfismo de bajo grado propio de la facies de esquistos verdes. Sin embargo, hay diques que son sincrónicos con los materiales de la Fase miocena y, en algún caso, más tardíos que las coladas del tramo inferior. RONA y NALWALK (1970) dataron dos diques tardíos en el sector norte del Complejo Basal en 12 y 14 m.a., respectivamente, lo cual confirma la hipótesis anterior, ya que según las dataciones efectuadas por COELLO *et. al* (1992) y las realizadas durante este proyecto (MAGNA), la emisión de este tramo inferior debió tener lugar entre 22,5 y 18,7 m.a. En conjunto, la fisonomía de la isla se configura en tiempos miocenos con la construcción de tres grandes edificios estratovolcánicos de dimensiones kilométricas, que se alinean según las directrices NNE-SSO.

Concretamente, esta hoja se sitúa en el sector meridional del Edificio Central o Gran Tarajal. Durante las etapas de construcción de este estratovolcán se debieron producir inestabilidades en el edificio y/o fenómenos tectónicos que provocan grandes deslizamientos, con el consiguiente desarrollo de depósitos brechoides. Estos depósitos se sitúan fundamentalmente al techo del tramo inferior y guardan mucha similitud con las brechas tipo Ampuyenta del Edificio Tetir.

Asimismo, la presencia de pequeños niveles sedimentarios intercalados entre el apilamiento lávico, indican la existencia de períodos de calma con interrupción en la actividad eruptiva. Estos depósitos sedimentarios aluviales han sido útiles para individualizar los distintos tramos y episodios en que se ha dividido este estratovolcán.

En torno a los 13 m.a. (mioceno superior) tienen lugar los episodios tardíos de este edificio, representados por coladas de tipo "intracanyon" que rellenan valles abiertos en los materiales miocenos.

Para este sector meridional de la isla no existen erupciones volcánicas post miocenas, desarrollándose por tanto un amplio período de calma eruptiva que se extiende hasta la actualidad. Durante este período se continúa el encajamiento de la red hidrográfica y se desarrollan depósitos detríticos de naturaleza fundamentalmente aluvial, que aparecen muy escasamente representados en esta hoja.

En épocas cuaternarias se continúa estos procesos erosivos y en la zona costera se desarrollan pequeños niveles marinos constituidos por areniscas y conglomerados de edad pleistocena superior (Jandiense) y holocena (Erbanense).

7. HIDROGEOLOGÍA

Para el estudio de los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos de la hoja se han considerado tanto aspectos generales de la isla como condiciones particulares de dicha

área. Para ello se han tenido en cuenta las observaciones realizadas durante la ejecución de la cartografía, como 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 no difieren significativamente de los del resto de la isla, caracterizándose por su clima desértico-cálido, con marcada tendencia a la aridez.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18 y 25^o, llegándose, aunque de manera poco frecuente, a los 40 °C en épocas estivales.

La insolación es intensa, variando, según MARZOL (1988), entre 6 y 9,5 horas/día en función de las estaciones, si bien puede ser atenuada por presencia de abundantes nubes y calimas relativamente frecuentes.

La humedad relativa del aire se hace elevada en las proximidades de la costa, sufriendo variaciones acusadas a lo largo del día [MARZOL (*op. cit.*)].

El área conoce la acción constante e intensa de vientos de componentes N-NE que contribuyen en gran medida a rebajar la sensación de calor.

Pluviometría

El total anual de lluvias en toda la isla es del orden de 183,69 hm³/año [ITGE (1990)], que distribuido sobre su superficie total corresponde a una pluviometría anual media de 111 l/m², manifiestamente superior a los valores correspondientes a esta área, como se desprende del esquema de la Figura 7.1, donde se observa que las precipitaciones superan escasamente los 50 mm/año.

Del total de lluvia caída en la isla, 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.

Dadas dichas características pluviométricas, resulta normal que la totalidad de los barrancos de la zona se hallen secos durante la mayor parte del año, incluso durante años enteros, produciéndose en época de lluvias intensas avenidas en régimen torrencial de gran virulencia.

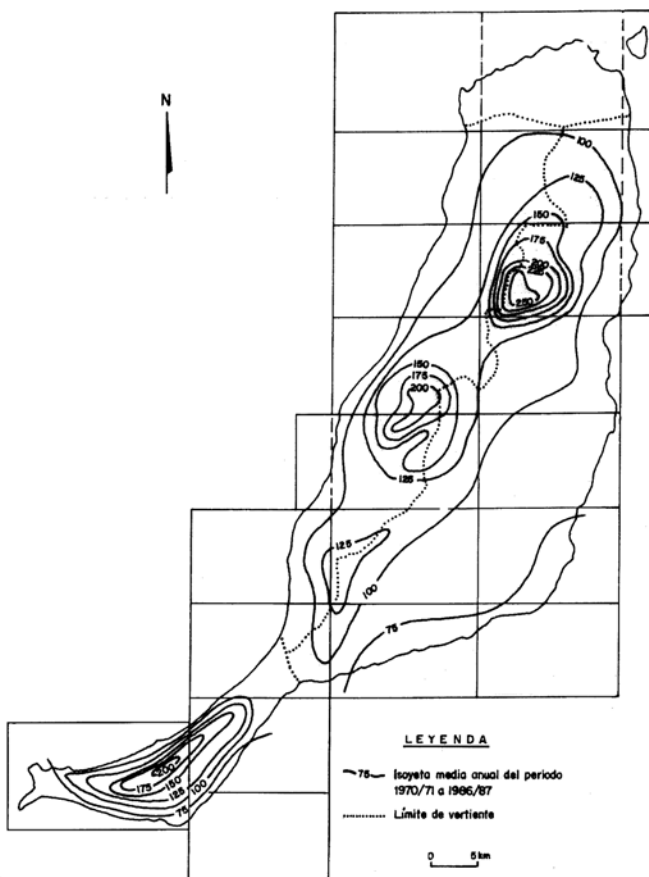


Fig. 7.1. Esquema de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), con la cuadrícula de la hoja topográfica a escala 1:25.000.

Cuencas y cauces principales

La red hidrográfica de esta área es muy densa, contrariamente a lo que suele ser habitual en la costa oriental de la isla, estando constituida por abundantes barrancos subparalelos de orientación N-S, junto a abundantes subsidiarios perpendiculares (Fig.7.2). Forman así, conjuntamente, una red de tipo dendrítico, particularmente desarrollada en la cabecera de los cauces, que drena las aguas de esta área hacia la costa sur de la isla.

Como cauces principales destacan el barranco de Gran Tarajal, el valle de Aganda, el valle de Giniginámar, el valle de Tarajalejo y el barranco de Tarajal de Sancho, siendo de menor importancia los barrancos de Cruzuela, de Tisajorey, de la Atalaya, Monte Blanco y el de Vadruelo largo, así como el Valle del Aceituno.

Los cauces más importantes están definidos por valles de fondo plano generalmente rectilíneos, siendo los barrancos menores de mayor pendiente, estrechos y de corto recorrido.

Este sistema hidrográfico se halla enclavado fundamentalmente en materiales volcánicos miocenos y, en menor medida, en gabros y rocas plutónicas del Complejo Basal en el área de la Montañeta de Pedro Ruiz.

En el área no se encuentra ninguna obra importante de regulación de aguas, apareciendo, únicamente, esporádicos estanques y recogedores de uso particular formados por pequeñas presas de tierra aprovechando impermeabilidades del terreno, las cuales favorecen cierta recarga subterránea de los acuíferos.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS. NIVELES ACUÍFEROS

Cada unidad estratigráfica de la hoja viene definida en función de criterios litológicos, cronológicos, etc., constituyendo a su vez unidades hidrogeológicas. Dentro de ellas, no obstante, aparecen zonas con comportamientos diferentes, variando sus capacidades de almacenamiento y circulación de agua a través de ellas, debido a una serie de factores, como la fracturación, porosidad, régimen de precipitaciones, topografía, etc.

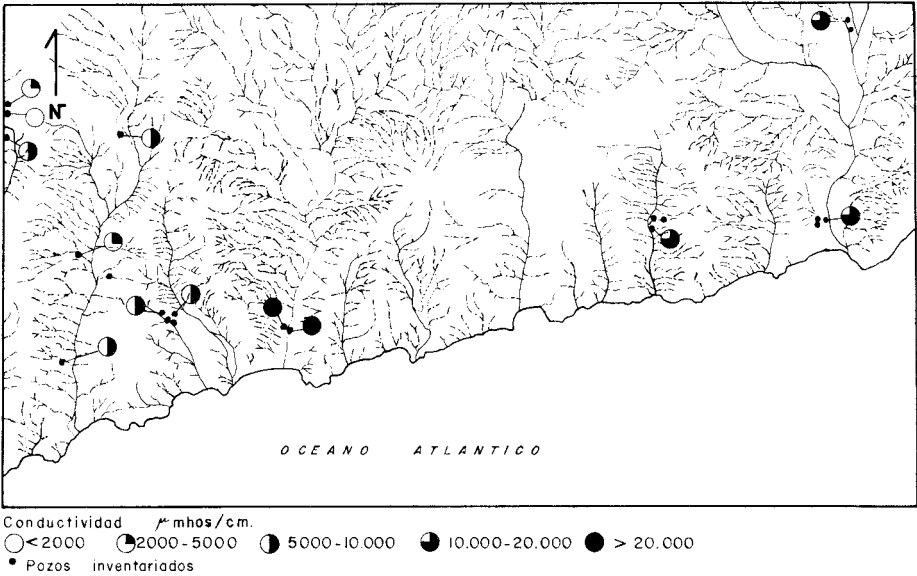


Fig. 7.2. Esquema hidrográfico de la hoja, con la situación de los pozos de agua y los intervalos de conductividades eléctricas medidas en ellos.

En general, la presencia de tramos escoriáceos, la mayor o menor conexión entre vesículas o el diaclasado columnar propio de las partes más intensas de las formaciones lávicas, condicionan la mayor o menor permeabilidad por fracturación y/o por porosidad intersticial de los materiales volcánicos. Los tramos impermeables o poco permeables suelen corresponder a almagres, rocas compactas con o sin conexión de vesículas, etc., afectando a la infiltración vertical. La presencia de diques no fisurados, intrusiones volcánicas, etc., actuarán como barreras horizontales al movimiento de las aguas subterráneas. Los procesos de alteración y compactación posterior que sufren las rocas con el paso del tiempo pueden modificar también las características hidrogeológicas primarias.

Dentro del sistema acuífero número 82, correspondiente a la isla de Fuerteventura, el ITGE (1990) define los siguientes acuíferos:

- Uno inferior o basal y de extensión regional. 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) y de extensión sectorial. Está asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias.

En ambos casos, por lo general, sus características hidrogeológicas son malas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales).

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

7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior

Complejo Basal. Los materiales correspondientes al Complejo Basal son escasos en esta hoja, situándose en la parte norte de ésta. Se trata de rocas de composición gabroidea, siendo de naturaleza impermeable o de permeabilidad muy baja, si bien aparece cierta permeabilidad vertical secundaria, debido a fisuración relacionada con intrusiones filonianas más o menos abundantes.

De manera aproximada, se puede considerar que esta unidad tiene una transmisividad del orden de $100 \text{ m}^2/\text{día}$ con un coeficiente de almacenamiento de 10^{-5} , [ITGE (1990)]. Estos bajos valores de transmisividad son típicos de acuíferos con escasa posibilidad de explotación, proporcionando caudales entre 1 y 10 l/seg.

La calidad del agua es baja, según los parámetros obtenidos a partir de medidas en pozos que extraen agua en esta unidad, en otras áreas. Son aguas bastante mineralizadas, con facies clorurado-sódicas y sulfatado-sódicas.

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). En conjunto, presenta 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 cie-

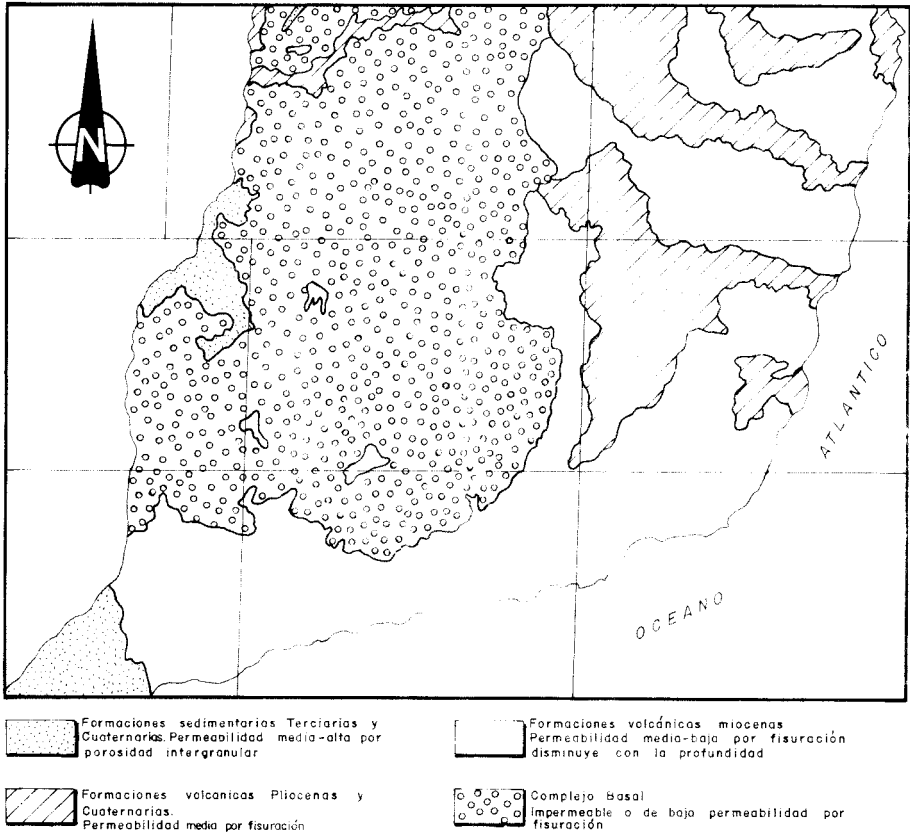


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector centro meridional de la isla de Fuerteventura.

re de fracturas, así como a un mayor grado de alteración, que provoca una mayor fracción arcillosa susceptible de colmar huecos.

En el estudio hidrogeológico de ITGE (1990) se obtienen valores de transmisividad de $30 \text{ m}^2/\text{día}$ para estos materiales, si bien no se consideran representativos de todo el acuífero. Las posibilidades de explotación son aquí también escasas, proporcionando caudales bajos (1-5 l/seg).

La calidad del agua en esta unidad es baja en general, con contenidos en sales minerales incluso más altos que en los materiales del Complejo Basal. Las medidas de conductividad obtenidas en pozos que extraen agua de ella, según el Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias, [ITGE (1989)] indican valores entre 2.000 y $> 20.000 \mu\text{mhos/cm}$, reflejando la elevada

salinidad del agua (Fig. 7.2), en gran parte ocasionada por la posición de los pozos cercanos a la costa, donde los fenómenos de intrusión marina son notables. La salinidad muestra un decaimiento gradual hacia las zonas interiores de la isla. Los contenidos en sales se deben principalmente a la presencia de cloruros (Cl^-), que en esta área tienen un valor medio de 4.300 mg/l y a la presencia de sulfatos. Las aguas presentan unas facies clorurado-sódicas. El pH medio en esta zona es de 7,5, lo que indica cierta tendencia básica del agua, a pesar de los valores altos de CO_2 (2.400 mg/l). Las elevadas concentraciones salinas pueden afectar a la solubilidad del CO_2 en el agua, con lo que su afección al pH puede ser menor, rebajando su carácter ácido. En cuanto a la temperatura del agua, oscila entre 23 y 30°, siendo sus valores más frecuentes 25-28°C.

7.2.2. Nivel acuífero superficial

Formaciones sedimentarias (tramo 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 por porosidad intersticial y disposición topográfica. No obstante, no existen pozos que exploten únicamente aguas retenidas en ellos, por lo que se disponen de escasos datos sobre sus posibilidades acuíferas. Su mayor contribución es la de facilitar la recarga de acuíferos inferiores.

7.3. PIEZOMETRÍA

En el estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura [ITGE (1990)] se realizó un seguimiento de la evolución del nivel piezométrico durante el período 1989-1990. El resultado fue plasmado en un plano de niveles piezométricos del acuífero general de la isla, parte del cual, el sector meridional de la isla, ha sido representado en la Figura 7.4. Se observa una disposición concéntrica de las isopiezas descendente desde las zonas altas interiores hacia los bordes costeros. El gradiente es, asimismo, mayor hacia el sector occidental que hacia el oriental y meridional, debido al carácter más impermeable de la formación basáltica miocena, que más extensamente aflora en el sector este. La inflexión negativa de las isopiezas en el sector del casco urbano de Gran Tarajal se corresponde con la mayor extracción de agua en este sector a partir de pozos, con la consiguiente penetración de agua marina. Más acentuado es en dirección a Tuineje, si bien aquí se debe a la sobreexplotación existente.

Por el contrario, hacia el NE de la hoja (hoja de Pozo Negro) se manifiesta una notable inflexión positiva de las isopiezas, revelando un flujo favorable del agua subterránea en sentido SE, desde la zona central de la isla. El hecho puede explicarse por la presencia de la densa red de diques en ese sector, que afecta a la Fase miocena, cuya orientación NO-SE fuerza la descarga del agua en ese sentido.

8. GEOTECNIA

Se analiza aquí, someramente, el comportamiento mecánico de los diferentes materiales representados en la hoja, con el fin de hacer una aproximación a los problemas geotécnicos que pueden surgir ante acciones constructivas o causas naturales. Se hace también una breve descripción de los riesgos geológicos que pueden tener cierta incidencia en esta área.

No se han realizado ensayos ni otro tipo de pruebas geotécnicas que proporcionen datos reales o cuantitativos de las propiedades resistentes de los terrenos, por lo que su estimación es sólo cualitativa. Se trata, por tanto, de un estudio orientativo, siendo necesario realizar estudios más detallados cuando haya que proyectar obras de cierta importancia. De manera orientativa ha servido para la redacción del capítulo el mapa geotécnico general de la isla [IGME (1976)].

8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA. CRITERIOS DE DIVISIÓN

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

En la hoja se han distinguido tres áreas y tres zonas, cuya correspondencia con los tramos cartografiados se indica entre paréntesis.

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS

ÁREA I

En esta área se incluyen todos los materiales pertenecientes al Complejo Basal.

Zona I₁. (4 y 5)

Está representada por materiales lávicos, tobáceos en menor medida e intrusivos de tipo gabbroide, todos ellos atravesados por una densa red de diques.

Características litológicas y estructurales. El Complejo Basal en esta área está formado por un conjunto heterogéneo de rocas volcánicas, plutónicas y filonianas, de carácter básico. Lo más característico es la presencia de una malla de diques de orientación de 30-45° E, con una densidad de intrusión que en muchos casos supera el 75% en volumen del afloramiento, enmascarando la roca encajante. Las rocas son en general muy coherentes y duras, con un grado de fisuración alto.

Características geomorfológicas. Las formas alomadas y redondeadas son características de los relieves en esta unidad, junto con la densa red de drenaje que la afecta, si bien poco profunda. Las pendientes son asimismo elevadas, determinando una morfología abrupta.

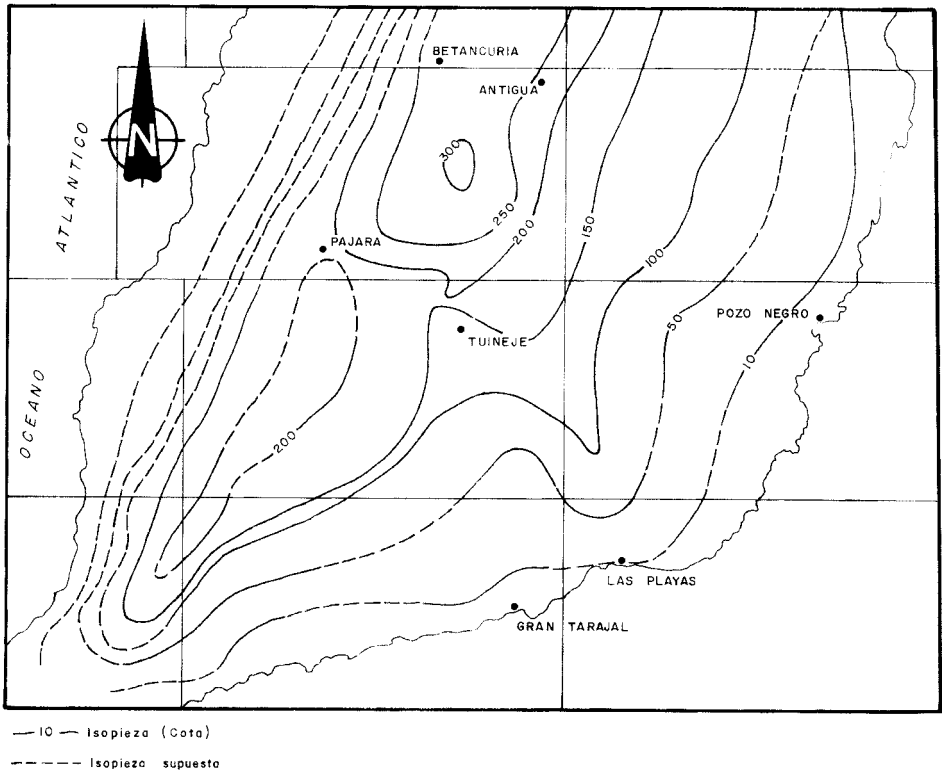


Fig. 7.4. Esquema de líneas piezométricas del sector centromeridional de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990).

Características hidrogeológicas. El drenaje superficial es favorable debido a la red de barrancos que inciden estos materiales. La inyección filoniana, el diaclasado y la fracturación favorecen la infiltración vertical.

ÁREA II

Comprende los materiales de la Fase miocena y de la serie de transición.

Zona II₁ (7, 10, 11, 14, 15, 17 y 19)

Esta zona está definida por un amplio conjunto de materiales lávicos basálticos, independientemente del tramo a que pertenezcan dentro del edificio mioceno. Se incluyen también los cuerpos intrusivos que los atraviesan, sean básicos o sálicos.

Características litológicas y estructurales. La Fase miocena se caracteriza por la emisión masiva de coladas basálticas y traquibasálticas, que forman apilamientos subhorizontales o con buzamientos del orden de 10 a 20°, definiendo una estructura tabular. Hacia las partes inferiores de la serie, la estructuración es menos evidente y el grado de alteración más acusado,

fundamentalmente en los niveles más superficiales. En particular, se trata de coladas de lavas masivas y coherentes, poco vesiculares, con disyunción columnar o fisuración vertical en sus partes internas y escoriáceas en la base y techo. Individualmente alcanzan espesores entre 1 y 6 m, siendo la potencia visible de todo el conjunto superior a 400 m.

Ocasionalmente las coladas aparecen intruidas por pequeños cuerpos intrusivos, de naturaleza básica o traquítica.

Un rasgo importante es la densa red de diques que cortan las coladas, principalmente en los tramos inferiores. En el sector oriental de la hoja, su orientación es NO-SE y en el occidental NNO-SSE, definiendo en conjunto una pauta radial propia de grandes edificios estratovolcánicos.

Características geomorfológicas. Lo más característico de esta unidad geológica son los relieves alargados y estrechos, denominados "cuchillos", separados por amplios valles de perfil en "U". Sus paredes son verticales en las partes altas, estando suavizadas, hacia sus partes inferiores, por depósitos de vertiente.

Características hidrogeológicas. En general estos materiales son impermeables y tienen un drenaje superficial bueno. El diaclasado y lajeado que presentan habitualmente favorece, no obstante, la infiltración vertical. Los tramos escoriáceos son permeables. La presencia de depósitos piroclásticos, almagres o niveles sedimentarios intercalados entre las lavas puede favorecer la presencia de niveles acuíferos saturados colgados.

ÁREA III

Engloba el conjunto de materiales sedimentarios recientes.

Zona III₁ (12, 13, 16, 29, 30, 31, 32 y 33)

Comprende los depósitos aluviales de fondo de valle, depósitos de ladera, depósitos brechoideos de deslizamientos gravitacionales y algunos suelos poco desarrollados. Los niveles piroclásticos intercalados en las lavas miocenas también se consideran aquí.

Características litológicas y estructurales. En general se trata de depósitos detríticos gruesos, heterométricos, mal seleccionados y poco consolidados, salvo los más antiguos, de edad pliocena. Están constituidos por cantos de naturaleza basáltica más o menos redondeados y angulosos, englobados en una matriz arenosa. Los depósitos piroclásticos son de granulometría media-fina, están oxidados y tienen un grado de consolidación considerable.

Características geomorfológicas. Los depósitos de fondo de valle se disponen más o menos horizontalmente a lo largo de los cauces. Con una pendiente mayor se instalan los depósitos de laderas, horizontalizándose en sus partes distales, hasta confundirse, a veces, con los del fondo de los barrancos.

Características hidrogeológicas. Se trata de materiales de alta permeabilidad, que en algunos casos pueden constituir pequeños niveles acuíferos colgados, aunque de escasa importancia. En los piroclastos, la permeabilidad puede ser menor, debido a la alteración frecuente de los depósitos.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

ÁREA I

Zona I₁. Complejo Basal (4 y 5).

Capacidad portante. La capacidad portante de estos materiales es alta en casi todas las condiciones, si bien el diaclasado y fisuración pueden modificar en algunos casos esta propiedad.

Facilidad de excavación. Carecen absolutamente de ripabilidad y se necesitan medios mecánicos para su removilización y excavación.

Estabilidad de taludes. La elevada coherencia de estas rocas les proporciona una buena estabilidad ante taludes con cualquier ángulo y altura.

ÁREA II

Zona II₁. Coladas e intrusiones basálticas y traquíticas miocenas. (7, 10, 11, 14, 15, 17 y 19)

Capacidad portante. En general presentan alta capacidad de carga, con asientos bajos o nulos. En las partes más superficiales de las coladas, la alteración que los afecta puede alterar algo los valores de resistencia.

Facilidad de excavación. Son materiales muy duros y competentes que necesitan medios mecánicos para su excavación, al carecer de ripabilidad.

Estabilidad de taludes. La estabilidad observada en cortes naturales es elevada, con taludes verticales o próximos a la vertical, en cualquier condición. Inestabilidades locales o muy puntuales pueden darse por caída de bloques, desprendidos al quedar individualizados por la fisuración vertical. El socavamiento en los depósitos sedimentarios o piroclásticos intercalados, al tener menor resistencia, puede causar descalces de las coladas, y por tanto su caída, si bien, en el área cartografiada, no es un hecho frecuente.

ÁREA III

Zona III₁. Depósitos detríticos aluviales, coluviales y piroclásticos. (12,13, 16, 29, 30, 31, 32 y 33).

Capacidad portante. La capacidad portante de los materiales detríticos es baja, en general, con asientos elevados o inadmisibles. En los depósitos piroclásticos varía entre media y alta.

Facilidad de excavación. Al tratarse de depósitos poco o nada consolidados, se excavan fácilmente con retroexcavadora.

Estabilidad de taludes. El escaso espesor de estas formaciones no supone taludes importantes. En algunos casos se observan cortes verticales relativamente estables, en coluviones de laderas de barrancos o barranqueras, al estar algo cementados por el encalichamiento que les afecta. En época de lluvias fuerte, sin embargo, su aparente estabilidad se ve seriamente mermada.

8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS

En la superficie de la hoja no se detectan, *a priori*, riesgos geológicos que puedan suponer una amenaza inminente en los escasos núcleos de población y obras varias asentadas en ella. Desde el punto de vista de planificación y ordenación del territorio, se consideran los siguientes riesgos.

Riesgo de inestabilidad de laderas. El riesgo de mayor incidencia es quizás la inestabilidad de algunas laderas y el desprendimiento de bloques desde las partes altas de los relieves. La ocurrencia de este tipo de peligros no es frecuente, pero puede darse durante o después de lluvias importantes, por otro lado no habituales. Es necesario considerarlo ante la planificación de vías de comunicación u otros tipos de infraestructura.

En esta área cabe mencionar los deslizamientos gravitacionales que han tenido lugar, durante el Cuaternario, en las laderas de los relieves de La Galera, en la esquina NO de la hoja. Los materiales deslizados alcanzan considerable extensión y en el frente o escarpe del deslizamiento se observan grietas y fisuras de tracción que indican que sigue activo aún.

Riesgo marino. La acción constante del oleaje marino supone un continuo retroceso de la línea de costa, con la consiguiente inestabilidad del frente de los acantilados, donde frecuentemente se producen caídas de bloques, por socavamiento en la base de los mismos.

8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA

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

8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables

Con estas características se agrupan los depósitos detríticos, aluviales, coluviales y piroclásticos, es decir, los comprendidos en la Zona III₁.

Los problemas que presentan estos materiales son principalmente de tipo geotécnico, al tener baja capacidad de carga, con asientos absolutos y diferenciales importantes. En el caso de los depósitos de ladera, el factor geomorfológico es asimismo limitador. La posibilidad de que congengan niveles saturados debe ser considerada ante excavaciones o cimentaciones.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables

Comprende los materiales del Complejo Basal, es decir, los de la Zona I₁.

A pesar de la elevada resistencia de estas rocas, la alteración, grado de fisuración y diaclasado pueden reducir esta propiedad. El factor geomorfológico es condicionante, debido a los fuertes desniveles presentes en esta unidad.

8.5.3. Terrenos con características favorables

Bajo este calificativo se incluyen los materiales de la Zona II₁, compuesta por coladas basálticas y traquibasálticas de la Fase miocena.

Desde el punto de vista geotécnico, no existen serios problemas para construir sobre ellos, dada las buenas condiciones que presentan de estabilidad, capacidad de carga, etc. La topografía en numerosos lugares vuelve a ser decisiva.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

Dentro de esta hoja no existen yacimientos minerales, contabilizándose únicamente dieciséis explotaciones inactivas de rocas industriales y tres activas y/o intermitentes. En los tres casos citados, el material explotado son los basaltos miocenos, principalmente coladas, aunque ocasionalmente se han explotado algunos cuerpos intrusivos.

Dos de estas explotaciones se sitúan en las inmediaciones de La Lajita y la otra en el Valle de Tarajalejo. Además, hay pequeños sacaderos y graveras abandonadas en el fondo de muchos de los barrancos principales (Gran Tarajal, Tarajalejo, Tarajal de Sancho, etc.). Por otra parte, existen antiguas explotaciones de material basáltico en las proximidades de la Casa de Pablo Sánchez, en las laderas del Valle del Aceituno y en Tarajalejo.

Estos materiales basálticos tienen diversos usos en construcción: firme de carreteras, escolleras, relleno, y fundamentalmente como gravas de machaqueo para la fabricación de hormigón.

En el estudio realizado por el ITGE, para el aprovechamiento industrial de rocas y minerales industriales en la isla [ITGE (1992)], se han analizado dos muestras pertenecientes a las explotaciones de La Lajita y Tarajalejo, obteniendo, respectivamente, valores de 10,5 y 21% de coeficiente de desgaste de Los Ángeles. Estos valores hacen que todas las muestras sean utilizables como áridos para diversos usos: hormigón, tratamientos con ligantes bituminosos, bases de carreteras y subbases granulares. En la muestra de la cantera de Tarajalejo se ha analizado, además, la estabilidad frente a disolución de sulfato magnésico y su granulometría por tamizado, consiguiendo un valor de 0,1% de pérdida respecto de la muestra, lo que hace a este material utilizable como árido de cualquier uso.

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 aquellos, pues es el medio natural donde el hombre realiza su vida, y 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 importancia 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 Gran Tarajal se ha seleccionado un PIG, cuya singularidad (contenido, calidad de afloramiento, etc.) le hace merecedor 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 parte de la "información complementaria" a esta memoria, figura, 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

Estratovolcán de Gran Tarajal. Bajo este epígrafe tan genérico y amplio, se pretende llamar la atención al lector sobre los buenos afloramientos existentes en esta hoja, que permiten estudiar y comprender el estratovolcán de Gran Tarajal. De manera esquemática, se pueden señalar los siguientes puntos: sistema de diques radial relacionado con los materiales del tramo inferior, discordancia entre el tramo inferior y el medio superior, relieves estructurales, tipo "cuchillo", constituidos por los materiales de los tramos medio y superior.

Tiene interés volcanológico y didáctico, ya que permite el estudio de las distintas etapas de construcción del estratovolcán.

Por su influencia, su interés es local-regional.

Depósitos marinos jandienses y erbanenses. Aparecen de manera discontinua a lo largo de la costa sur de la hoja. Están situados a alturas de 1-2 m para el "jandiense" y de 0,5-1 m para el "erbanense"; corresponden, respectivamente, al Pleistoceno y Holoceno.

En ambos casos están constituidos por conglomerados y areniscas bioclásticas con abundante fauna.

Presentan un alto interés desde el punto de vista científico, ya que permite conocer los cambios que ha habido en el nivel del mar en épocas recientes.

Por su influencia, tienen interés local y regional.

11. BIBLIOGRAFÍA

ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N. D. y GAST, P.W. (1971): "Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera". *Am. Jour. Sc.* 271, pp. 490-521.

AGOSTINI, L.; AGUILAR, M.; BRAVO, T.; CASTAÑÓN, A.; COELLO, J.; CENDRERO A.; FUSTER, J. M.^a; HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; LÓPEZ RUIZ, J. y SÁNCHEZ CELA, V. (1968): "Mapa Geológico a escala 1:100.000 de las Islas Canarias: Fuerteventura". *Inst. Geol. Min. España-Inst. Lucas Mallada (CSIC)*.

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

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

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

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

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

FERNANDEZ SANTIN, S. (1969): "Pegmatitoides in the Horizontal Basalt (Series I) of Lanzarote & Fuerteventura Islands". *Bull. Volcanol*, 33 (3), pp. 989-1007.

FUSTER, J. M.^a. (1981): "Evolución geológica del Archipiélago Canario". *Discurso de entrada en la Real Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid*, 61 p.

FUSTER, J. M.^a; CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E. y LÓPEZ RUIZ, J. (1968): "Geología y vulcanología de las Islas Canarias: Fuerteventura". *Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid*, 239 p.

FUSTER, J. M.^a; MUÑOZ, M.; SAGREDO, J.; y YÉBENES, A. (1980): "Fuerteventura". Excursión 121 A+C del 26^o Congreso Geológico Internacional, París, a las Islas Canarias", *Bol. Geol. Min. de España*, Tomo 91 (2), pp. 351-390.

GRUNAU, H. R.; LEHNER, P.; CLEINTUAR M. R.; ALLENBACH, P. y BAKKER, G. (1975). "New radiometric ages & seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) & Sao

- Tomé (Gulf of Guinea)". En *Borradaile GJ et al. (eds). Progress in Geodynamics, Royal Soc. Nether. Akad. Arts. Sci*, pp. 89-116.
- HARTUNG, G. (1857): Die Geologischen Verhältnisse der Insel Lanzarote und Fuerteventura ". *Neue Denkschr. Allgem. Schw. Gessellsch. 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 (1), 221 p.
- IBARROLA, E.; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.^a; 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: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 134-138.
- IGME (1976): *Mapa de Rocas Industriales, escala 1:200.000. Hoja y Memoria n.º 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario*.
- IGME (1984a): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-I, 1.107 IV, *Puerto del Rosario*".
- IGME (1984b): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-II, 1.107 III, *Antigua*".
- IGME (1984c): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106- III, *Pájara*".
- IGME (1984d): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-IV, *Betancuria*".
- IGME,CSIC (1967): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1.ª Edición. Hoja y Memoria 1.115. *Tuineje*".
- ITGE (1989): "Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias".
- ITGE (1990): "Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura".
- ITGE (1992): "Estudio para el aprovechamiento industrial de las rocas y minerales industriales de las isla 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 Clasification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram". *Jour. Petrol*, 27, Part 3, pp. 745-750.
- LE BAS, M. J, REX, D.C. y STILLMAN, C. J. (1986b): "The Early Magmatic Chronology of Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Mag*, 1223, pp. 287-298.
- LOPEZ RUIZ, J. (1969): "Le Complexe filonien de Fuerteventura (Isles Canarias). *Bull. Volcanol*, 33, pp. 1166-1185.
- MARZOL, M.^a, V. (1988): "La lluvia, un recurso natural para Canarias". *Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias*, Nº 130 (S. Investigación 32), 220 p.
- MECO, J. (1975): "Los niveles con 'Strombus' de Jandía. Fuerteventura, Islas Canarias". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 21, pp. 643-660.

- MECO, J. (1977): "Paleocostas de Canarias". *El Museo Canario, Las Palmas*, 26 p.
- MECO, J. (1988). "The Emergent Littoral Deposits in Fuerteventura and the Evolution of the Canarian Marine Faunas during the Quaternary". En N. Petit-Maire (ed). *Deserts, Past Presents and Future Evolution, Fuerteventura, Workshop 1988, PICG 252*, pp. 166-178.
- MECO, J. y STEARNS, Ch. E. (1981): "Emergent Littoral Deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Research*, 15, 199-208.
- MECO, J.; POMEL, R. S.; AGUIRRE, E. y STEARNS, Ch. E. (1987): "The Recent Marine Quaternary of the Canary Islands". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario (CSIC)*, 10, pp. 283-305.
- ROBERTSON, A. y STILLMAN, C. (1979): "Submarine Volcanic and Associated Sedimentary Rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands". *Geol. Mag*, 116 (3), pp. 203-214.
- RONA, P. y NALWALK, A. (1970): "Post Early Pliocene Unconformity on Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Soc. Am. Bull*, 81, pp. 2117-2122.
- ROTHER, P. (1966): "Zum Alter des Vulkanismus auf dem Östlichen Kanaren". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math*, 31, 13, pp. 1-80.
- STILLMAN, C. J.; FUSTER, J. M.; BENELL-BAKER, M. J.; MUÑOZ M.; SMERVING, J. D. y SAGREDO, J. (1975): "Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an Oceanic Intrusive Complex with Rift-System Affinities". *Nature*, 257 (5526), pp. 469-471.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-514-3



9 788478 405145