



Instituto Geológico y
Minero de España

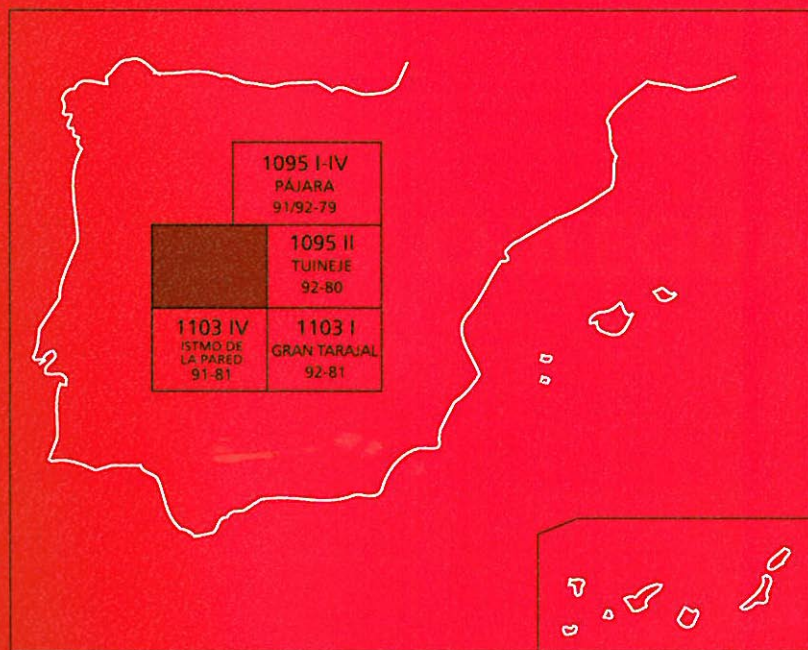
1095 III

91-80

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

HUERTAS DE CHILEGUA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

HUERTAS DE CHILEGUA

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

Rios Rosas, 23 28003 Madrid

Depósito Legal:

ISBN: 84-7840

NIPO:

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico GeoMinero 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.

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

Dirección y supervisión del ITGE

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

Realización de la cartografía

Equipo base

Balcells Herrera, R. (GEOPRIN,S.A.) Lic. C. Geológicas
Barrera Morate, J.L. (GEOPRIN,S.A.) Lic. C. Geológicas
Gómez Sainz de Aja, J.A. (GEOPRIN,S.A.) Lic. C. Geológicas

Colaboradores

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

Redacción de la memoria

Equipo base

Balcells Herrera, R. (GEOPRIN,S.A.) Lic. C. Geológicas
Barrera Morate, J.L. (GEOPRIN,S.A.) Lic. C. Geológicas
Ruiz García, M^º T. (GEOPRIN,S.A.) Lic. C. Geológicas
Merlos Cárceles, A. (GEOPRIN,S.A.)

Colaboradores

Brändle, J.L. (Inst. Geol. Econ, CSIC-Madrid) Dr. C. Geológicas. Geoquímica.
Vidal, J.R. (U. La Coruña) Dr. C. Geológicas. Geomorfología.
Rolandi Sánchez-Solís, M. Lic. C. Geológicas. Hidrogeología.

INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	1
1.1. SITUACION Y ASPECTOS GEOGRAFICOS.	1
1.2. ANTECEDENTES GEOLOGICOS.	4
2. ESTRATIGRAFIA.	6
2.1. COMPLEJO BASAL.	8
2.1.1. Lavas, tobas y brechas indiferenciadas, en parte de origen submarino. Complejo filoniano. (2)	9
2.1.2. Serie plutónica ultracalina: melteigitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas. (3)	12
2.1.3. Brechas líticas consolidadas. (4)	15
2.2. FORMACIONES POST COMPLEJO BASAL.	16
2.2.1. Fase miocena.	16
2.2.1.1. Tramo inferior.	17
2.2.1.1.1. Coladas basálticas olivínico piroxénicas. (5)	17
2.2.1.1.2. Intrusiones traquíticas. (6)	18
2.2.1.2. Tramo medio.	19
2.2.1.2.1. Sedimentos aluviales en la base del tramo. (7a)	19
2.2.1.2.2. Coladas basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas. (10)	19
2.2.1.3. Tramos medio-superior indiferenciados.	20
2.2.1.3.1. Diques y coladas basálticas olivínico-piroxénicas y traquibasálticas subordinadas. (1 y 8) ...	20
2.2.1.3.2. Depósitos piroclásticos interestratificados. (9)	21
2.2.1.4. Tramo superior.	22
2.2.1.4.1. Sedimentos aluviales en la base del tramo superior. (7b).	22
2.2.1.4.2. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas. (11)	22
2.2.1.5. Episodios tardíos.	23
2.2.1.5.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas. (12)	23
2.2.2. Formaciones sedimentarias pliocenas.	24
2.2.2.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina pliocena (entre + 15 y 20 m). (13)	24

2.2.2.2.	Sedimentos aluviales. Cuenca de Amanay. (14)	26
2.2.2.3.	Arenas eólicas consolidadas (dunas). (15)	27
2.2.3.	Formaciones sedimentarias pleistocenas.	28
2.2.3.1.	Coluviones antiguos. (16)	28
2.2.3.2.	Depósitos de caliche. (17)	29
2.2.3.3.	Arenas y conglomerados. Rasa marina jandiense (+ 1m) (18)	30
2.3.	FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	30
2.3.1.	Terrazas aluviales. (19)	31
2.3.2.	Depósitos de deslizamientos gravitacionales. (20)	31
2.3.3.	Coluviones. (21)	32
2.3.4.	Conos de deyección. (22)	33
2.3.5.	Arenas eólicas sueltas (dunas). (23)	33
2.3.6.	Depósitos de barranco. (24)	33
2.3.7.	Playas de arenas y cantos. (25)	34
3.	TECTONICA.	35
4.	GEOMORFOLOGIA.	42
4.1.	LOS MATERIALES.	42
4.2.	FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE.	42
4.3.	PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES.	43
4.3.1.	Formas volcánicas.	43
4.3.2.	Formas continentales.	43
4.3.3.	Formas marinas.	44
4.4.	TOPONIMOS DE SIGNIFICADO GEOMORFOLOGICO.	45
5.	PETROLOGIA Y GEOQUIMICA.	46
5.1.	COMPLEJO BASAL.	47
5.1.1.	Lavas, tobas y brechas indiferenciadas, en parte de origen submarino Complejo filoniano. Petrología. (2)	47
5.1.2.	Serie plutónica ultracalcalina: melteigitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas. Petrología. (3)	51
5.1.3.	Brechas polimícticas. Petrología. (4)	55
5.2.	FORMACIONES POST COMPLEJO BASAL.	55
5.2.1.	Fase miocena. Petrología.	55
5.2.1.1.	Características petrográficas generales y tipos litológicos presentes en las coladas.	56
5.2.1.2.	Tramo inferior. (10).	59
5.2.1.3.	Tramo medio-superior indiferenciado. (1 y 8)	59
5.2.1.4.	Episodios tardíos. (12)	59
5.2.1.5.	Diques basálticos. (1)	60
5.2.2.	Fase miocena Geoquímica.	60
6.	HISTORIA GEOLOGICA.	63

- 7. HIDROGEOLOGIA. 66
 - 7.1. HIDROLOGIA SUPERFICIAL. 66
 - 7.2. UNIDADES HIDROGEOLOGICAS: NIVELES ACUIFEROS. 68
 - 7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior. 70
 - 7.2.2. Nivel acuífero superficial. 72
 - 7.3. PIEZOMETRIA. 72

- 8. GEOTECNIA. 74
 - 8.1. ZONIFICACION GEOTECNICA: CRITERIOS DE DIVISION. 74
 - 8.2. CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS ZONAS. 75
 - 8.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS. 78
 - 8.4. RIESGOS GEOLOGICOS. 80
 - 8.5. VALORACION GEOTECNICA. 81
 - 8.5.1. Terrenos con características constructivas
desfavorables o muy desfavorables. 81
 - 8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables-favorables. 81

- 9. GEOLOGIA ECONOMICA. MINERIA Y CANTERAS. 83

- 10. PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO. 84
 - 10.1. DESCRIPCION Y TIPO DE INTERES DEL PIG. 85

- 11. BIBLIOGRAFIA. 86

1. INTRODUCCION.

1.1. SITUACION Y ASPECTOS GEOGRAFICOS.

La presente cartografía y memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000, corresponde a la hoja HUERTAS DE CHILEGUA (Nº1095-III, 91-80 del M.T.N.), localizada en un sector costero meridional y occidental de la isla de Fuerteventura, en el archipiélago canario.

La hoja está limitada al norte por la hoja geológica de Pájara y, al este, por la de Tuineje. Al sur se encuentra la hoja de Istmo de la Pared.

La línea de costa es su límite oriental.

Gran parte del área cartografiada se haya constituida por materiales del Complejo Basal, la unidad estructural más antigua de la isla. Está formada, en este área, por distinto tipo de materiales, mayoritariamente volcánicos, gran parte de ellos originados en ambiente submarino y, también, por materiales plutónicos de carácter ultracalino, que intruyen sobre los anteriores.

Sobre este sustrato se apoyan, mediante discordancia erosiva, los primeros materiales que conforman el cuerpo principal subaéreo de la isla, si bien en esta zona están escasamente representados. Se trata, fundamentalmente, de lavas basálticas, que representan los restos de un gran edificio mioceno, de posición central en la isla (o edificio Gran Tarajal).

El resto de materiales aflorantes en la hoja son de tipo sedimentario, con diversos depósitos detríticos pliocenos y cuaternarios repartidos por ella. De ellos, los depósitos de arenas eólicas son los que mayor representación tienen, habiendo constituido extensos campos de dunas, desde el Plioceno hasta la actualidad, emplazados sucesivamente unos sobre otros.

En este área no se ha registrado actividad volcánica pliocena o cuaternaria.

El relieve de esta zona es bastante abrupto y accidentado, a veces con desniveles importantes. Las alturas principales se localizan en Montaña Vigocho (382 m), Montaña Sicasumbre (528 m), Morro del Tabaibejo (359 m) y en el extremo SE. de la hoja, donde se encuentra las estribaciones suroccidentales de Montaña Cardones.

La morfología de los relieves generados en el Complejo Basal es muy característica, con superficies y cerros alomados, relativamente homogéneos, de cimas amplias y a veces planas, cortadas por una densa red dendrítica de barrancos y barranqueras. Cuando se emiten las coladas basálticas de la Fase miocena sobre el Complejo Basal, los contrastes morfológicos son mayores, con escarpes más verticalizados en las partes altas. La típica morfología de "cuchillos" de Fuerteventura, es decir, relieves elevados, alargados y estrechos, generados por el apilamiento

de lavas miocenas, sólo tienen representación parcial en la esquina SE. de la hoja, donde se encuentran los extremos suroccidentales de Montaña Cardones (Espigón de Ojo de Cabra).

Hacia el norte de la hoja, la orografía es más llana, al estar suavizado el relieve del Complejo Basal por las acumulaciones de arenas eólicas (Jable de Vigocho y de las Salinas).

La red hidrográfica viene dada por escasos barrancos principales y un número elevado de tributarios de orden inferior, que definen una red dendrítica jerarquizada, más o menos encajada, que drena los materiales en los que se encaja. Los barrancos principales son los de Vigocho (en la esquina NE.), Amanay, Terife y Huertas de Chilegua, de fondo plano, largo recorrido, perfil amplio (en ciertos tramos son verdaderas ramblas) y trazado bastante rectilíneo, condicionados, en algunos casos, por fracturas antiguas. Dadas las bajas precipitaciones en la región, siempre están secos y, sólo en caso de lluvias fuertes, pueden constituir ocasionales cursos efímeros de agua.

La costa es de orientación N-S, con perfil recortado y abrupto, en general acantilada en gran parte de su recorrido. En el tercio septentrional de la hoja es algo más baja, con una estrecha plataforma de abrasión al pie de los escarpes, que quedan más retrasados. El desarrollo de playas es muy escaso y sólo se presentan en la desembocadura de los grandes barrancos (Amanay y Terife). Son típicamente de arena negra y gravas, estrechas y poco extensas.

Las condiciones climáticas de la región son de tipo cálido-seco, con temperaturas medias del orden de 18°-20°C, superior en épocas estivales, en las que la insolación puede ser fuerte y agobiante. La sensación de calor se ve rebajada, no obstante, por una brisa casi constante, en ocasiones de intensidad considerable, sobre todo en las partes abiertas y altas de los relieves.

El desarrollo de la vegetación está condicionado por las características climatológicas y la escasa presencia de suelo edáfico. En general es escasa y de carácter herbáceo y arbustivo, con predominio generalizado de tipos xerofíticos y suculentos, endémicos y propios de las zonas bajas de las islas: aulagas (*Launea arborescens*), tabaibas y cardones (*Euphorbias*), barrilla (*Mesembriantemum crystallinum*), etc. En los barrancos son frecuentes los balos (*Plocam pendula*), tarajales (*Tamarix canariensis*) y algunas palmeras.

Los asentamientos urbanos se reducen al pequeño grupo de casas de Huertas de Chilegua, que dan nombre a la hoja. La única vía de comunicación asfaltada es la carretera Pájara-La Pared, en la esquina SE. Otra importante carretera es la pista de tierra (apta sólo para vehículos todo terreno y de uso limitado) que, con diferentes ramales y entradas, recorre la hoja desde el barranco de Vigocho hasta un poco más al sur del barranco de Terife (Vigán), a través de todo el Complejo Basal. Los barrancos mayores son, asimismo, transitables en parte de su recorrido.

Prácticamente toda la hoja se halla comprendida dentro de los límites del Campo de Tiro de Pájara, propiedad del Ministerio de Defensa, por lo que el acceso a gran parte de ella, incluso a la pista mencionada antes, es restringido. Un permiso de entrada puede solicitarse en la comandancia militar de Puerto del Rosario.

1.2. ANTECEDENTES GEOLOGICOS.

En la bibliografía geológica de Fuerteventura no se encuentran demasiadas referencias a aspectos de este aérea.

La mayor parte de las citas se encuentran en trabajos más amplios sobre la geología insular o sobre determinados aspectos de ésta, que en parte pueden estar representados aquí. De este tipo son las monografías de HAUSEN (1958) y FUSTER *et al.* (1968), quienes hacen un exhaustivo estudio de las unidades volcanológicas más importantes de la isla, aportando numerosos datos de campo, como análisis químicos y estudios petrográficos de muestras; el segundo de ellos recoge ya la información del anterior. Su lectura resulta, asimismo, interesante y amena. Ambos trabajos presentan un mapa geológico de la isla, el primero a escala 1:300.000 y el segundo a escala 1:100.000, AGOSTINI *et al.* (1968).

Una cartografía más detallada de la zona en cuestión se encuentra en los mapas a escala 1:50.000, Tuineje e Istmo de la Pared, IGME-CSIC (1967a y b) que sirvieron de base para la confección de la síntesis 1:100.000 antes mencionada.

Concretándose en aspectos más detallados y parciales en esta y en áreas próximas, están los trabajos más recientes de HERNANDEZ-PACHECO (1989) y AHIJADO y HERNANDEZ-PACHECO (1990), sobre la geología y petrología del macizo de Amanay y las rocas ultracalinas del área del Jable de Las Salinas, respectivamente, en el Complejo Basal.

Los aspectos generales del edificio mioceno central de Fuerteventura, en parte aflorante en la hoja, son tratados por ANCOCHEA *et al.* (1991).

Las dataciones radiométricas existentes, RONA y NALWALK (1970), ABDEL MONEM *et al.* (1971), GRUNAU *et al.* (1975), FERAUD *et al.* (1985) y más recientemente, CASQUET *et al.* (1989), IBARROLA *et al.* (1989), LE BAS *et al.* (1986b) y COELLO *et al.* (1992), así como las determinaciones paleontológicas de MECO y PETIT-MAIRE (1989), permiten establecer, con cierta precisión, los criterios cronoestratigráficos de las diferentes unidades volcánicas de la isla. Para este proyecto se han realizado nuevas dataciones K/Ar que completan las zonas sin este tipo de información. No obstante, estos datos absolutos deben ser cotejados con las observaciones de campo para una mejor optimización de dicha información.

2. ESTRATIGRAFIA

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 está compuesto por una secuencia de sedimentos cretácicos, rocas volcánicas submarinas (en facies de esquistos verdes), rocas plutónicas y una intensa inyección filoniana.

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

El primer autor que definió una seriación temporal en las unidades geológicas de Fuerteventura fue HARTUNG (1857). Los autores posteriores, como FINCK (1908), FERNANDEZ NAVARRO

(1926), BOUCART 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), FE-RAUD *et al.* (1985), LE BAS *et al.* (1986b) y COELLO *et al.* (1992), además de las propias edades hechas para este proyecto, se han definido cinco fases en el Dominio subaéreo, y seis en el Complejo Basal. En el Tabla I está representada la cronoestratigrafía resultante.

TABLA I. CRONOESTRATIGRAFIA VOLCANO-PLUTONICA 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.

TABLA II.- CORRELACION CRONOESTRATIGRAFICA

FUSTER <i>et al.</i> (1968)	PLAN MAGNA, IGME (1984a-d)	PLAN MAGNA (1989-92)
SERIE BASALTICA I Basaltos fisurales	SERIE VOLCANICA I	FASE MIOCENA (Estratovolcán de Gran Tarajal)
Tobas y aglomerados subaéreo Rocas volcánicas submarinas	COMPLEJO BASAL Ser. Plutónica I	DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL Ser. Plutónica ultracalina
	Form. tobas y brechas sálicas Form. volcánica submarina	Ser. Volcánica indiferenciada, en parte submarina

La estratigrafía de la hoja de Huertas de Chilegua es bastante sencilla, a pesar de estar presentes los dos dominios. En la Tabla II se relacionan las series y facies volcánicas presentes en la zona, así como su correlación con las anteriores cronoestratigrafías más recientes de FUSTER *et al.* (1968) e IGME (1984a-d).

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 indeferenciada, en parte submarina, que comprende las primeras manifestaciones volcánicas que tuvo la isla en tiempos premiocenos. Esta serie es equivalente a lo que FUSTER *et al.* (*op. cit.*) definió como Formación volcánica y Formación de tobas y brechas sálicas. Posteriormente intruyó la que se considera primera serie plutónica, del Complejo Basal, la Serie Plutónica ultracalina. De los autores anteriores, sólo el Plan Magna del IGME (1984a-d) la individualizó como tal, llamándola Serie Plutónica I. FUSTER *et al.* (1968) incluía los términos básicos de esta serie como rocas del Complejo estratiforme de Betancuria, mientras que las sienitas y carbonatitas las asociaba con las intrusiones póstu-mas de traquitas-sienitas y venas carbonatíticas de dicho Complejo.

Del Dominio subaéreo sólo está representada la Fase miocena, correspondiente a afloramientos 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).

2.1. COMPLEJO BASAL.

El Complejo Basal está compuesto, como se mencionó anteriormente, por un amplio espectro de materiales, de los cuales, en esta hoja, sólo existe una representación parcial. La duración de su emisión es larga, cerca de 60 m.a, desde los 80 m.a. a los 20 m.a.

2.1.1. Lavas, tobas y brechas indiferenciadas, en parte de origen submarino.

Complejo filoniano. (2)

Este conjunto de materiales configura la zona más extensa y de mayor continuidad en la hoja, siendo, asimismo, la más antigua. Hacia el norte queda parcialmente cubierta por los depósitos eólicos del Jable de las Salinas y Vigocho, mientras que hacia el sur va desapareciendo gradualmente bajo las coladas de la Fase miocena y las dunas del Istmo de Jandía. Hacia el este se extiende ampliamente en la hoja de Tuineje.

Está integrada por una potente serie de lavas, tobas y brechas de composición mayoritariamente basáltica y traquibasáltica, formadas, en gran parte, en ambiente submarino, pues presentan también características que permiten asignarlas un origen submarino.

El conjunto está intensamente intruido por una red de familias de diques basálticos subparalelos, de orientación preferente N10°-45°E, que en numerosos puntos suponen un 75% o más del volumen de los afloramientos. Esto hace que en muchos casos las rocas encajantes queden reducidas a esquirlas u ojales entre los diques, siendo difícil su identificación clara, al no existir tampoco contrastes litológicos marcados entre ambos.

En la zona pueden distinguirse dos sectores en cuanto a la densidad de penetración filoniana, los cuales han sido señalados en la cartografía con un entramado rayado de distinta densidad (ver leyenda de símbolos en la esquina SO. del mapa). El paso de un sector a otro es gradual y

casi insensible, por lo que no es posible trazar un límite neto entre ambos, sino siempre supuesto y orientativo.

Sector occidental. Ocupa una posición occidental en la hoja, hallándose comprendido, aproximadamente, entre el tramo medio del barranco de Amanay, Montaña de la Hendidura y el tramo final del barranco de Chilegua. En él, la densidad de diques es baja, con porcentajes inferiores o del orden de 10-20%.

En este sector con menor cantidad de diques, la roca encajante puede reconocerse mejor. Esta parece estar constituida por una masa de tobas, brechas basálticas asociadas, a veces sin bordes netos entre ellas, intensamente fracturadas y obliteradas. Las tobas-brechas muestran una coloración verdosa y un carácter afanítico destacando en su matriz escasos piroxenos. En ocasiones parecen tener una génesis autoclástica, formándose a partir de la fragmentación de las mismas lavas, durante su emisión, por lo que suelen existir pasos graduales y difusos entre lavas y tobas. Otros fragmentos que engloban son de los propios diques que las atraviesan, indicando asimismo un proceso simultáneo de formación. El carácter hidroclástico en estas tobas-brechas parece evidente en numerosos afloramientos.

Las lavas son frecuentemente de carácter afanítico y, otras veces, porfídicas, con abundantes fenocristales de piroxeno. Son coladas delgadas, de coloración violácea y oscuras, vesiculares, a veces con límites ondulados e irregulares debido a su adaptación a otras inferiores. Tienen bordes afaníticos, a veces vítreos y oxidados, así como un grado de espilitización acusado. En general muestran caracteres que recuerdan a lavas submarinas, si bien no se reconocen, en esta zona, estructuras de tipo "pillow-lava" o similares.

Atravesando las lavas y tobas suelen existir numerosos diquecillos y venas basálticas, de contornos divagantes, que se difuminan por toda la masa. Las terminaciones "finger" suelen ser características y con frecuencia aparecen fragmentos disseminados en la roca, propio también de una emisión sincrónica. Es frecuente que aparezcan venas de cuarzo.

Los diques en este sector, además de ser menos numerosos tienen buzamientos mucho más tendidos que los del otro sector, que resultan más verticales y tardíos. En ocasiones forman auténticos diques-capa que se suceden ininterrumpidamente reduciendo la roca encajante a esquivas y bolsadas entre ellos. Tienen coloraciones verdes y violáceas estando fuertemente epidotizados y oxidados. Sus trazados tienden a mostrar direcciones algo divagantes y festoneadas, siendo su dirección principal N10^o-20^oE, con buzamientos suaves hacia el oeste.

También aparecen diques más tardíos, con buzamientos subverticales (70^o-80^o de buzamiento) y orientaciones preferentes N30^o-40^oE. que van aumentando en número hacia el este. Se va entrando así, gradualmente, en el otro sector de inyección masiva de diques, que se extiende ya ampliamente hacia la hoja de Tuineje, siendo en él la densidad de diques superiores al 75% del volumen del afloramiento.

Sector Oriental. La roca encajante es cada vez más difícil de reconocer con cierta precisión, hasta tal punto, que existen zonas en las que ésta "prácticamente no existe". En ocasiones se observa cómo unos diques encajan incluso dentro de otros emitidos previamente.

En este sector más oriental, a diferencia con el anterior, los diques tienen mayor espesor, siendo frecuentes las potencias entre 1 y 2 m. Sus trazados son asimismo, más rectilíneos y sus recorridos no superan algunas pocas decenas de metros. Presentan estructuras zonales bien desarrolladas, con bordes enfriados. Generalmente están alterados, habiendo sufrido conjuntamente con las rocas encajantes intensos procesos de transformación que modifican, en cierto modo, la roca original, impidiendo apreciar claramente su naturaleza. Los fenómenos más ampliamente extendidos son los de espilitización y, en cierta medida, de anfibolitización, etc. Estos últimos procesos fueron estudiados por LOPEZ RUIZ (1970).

2.1.2. Serie plutónica ultralcalina: melteigitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas. (3)

Los episodios plutónicos de carácter ultralcalino, compuestos por un amplio espectro litológico de rocas genéticamente relacionadas entre sí, constituyen los episodios intrusivos más antiguos del Complejo Basal de Fuerteventura. Representan cuerpos intrusivos emplazados en condiciones subvolcánicas e hipoabisales, a lo largo de la costa occidental de la isla, desde el barranco de Esquinzo (hoja de Punta de Paso Chico) hasta la Cueva de Lobos (hoja de Huertas de Chilegua).

En el área cartografiada, se extienden de manera continua a lo largo de toda la franja costera septentrional, desde las laderas occidentales de Vigocho hasta aproximadamente Punta de Nao, al sur del Puerto de Ajuí, ya en la hoja de Pájara. Las condiciones de observación son bastante buenas en la rasa costera y en los numerosos barrancos que descienden de Vigocho.

Las formaciones dunares del Jable de Las Salinas, de edad Plioceno y actual, así como los encostramientos de caliche recubren estas unidades hacia el interior.

La roca encajante de este conjunto plutónico se encuentra ya muy transformada y obliterada, estando constituida por unidades lávicas y tobáceas, de carácter básico, con abundantes digitaciones, zonas marrones y rojizas y otras características propias de haberse formado en un ambiente submarino. Están atravesadas por una red de diques básicos muy tendidos, con morfologías divagantes y festoneadas, propias, en ocasiones, de medios también submarinos.

Desde el punto de vista litológico la serie ultralcalina está constituida por términos máficos y ultramáficos, con predominio de ijolitas y melteigitas y, en menor medida, piroxenitas. Todos ellos están intruidos por múltiples venas de diques de sienitas y sienitas nefelínicas. En menor cuantía aparecen carbonatitas como últimos episodios de la serie.

Las rocas ijolíticas son dominantes, con texturas de acumulado de grano medio-grueso, si bien es frecuente la presencia de facies microcristalinas. A menudo aparecen brechificadas, con carácter cataclástico acusado, constituyendo un material brechoide de fragmentos angulosos, a veces granudos, de tipo pegmatoide. Otros fragmentos son piroxenitas, con grandes cristales de piroxeno (6-7 cm). En ocasiones aparecen facies anfibólicas, con texturas poiquilíticas. Son rocas de color oscuro intenso, muy densas y fracturadas. Se presentan en ojales y bolsadas dentro de la masa lávica encajante, así como en esquirlas decimétricas y métricas entre la red de diques posteriores que los atraviesa.

Los términos melteigíticos asociados son más escasos y aparecen de forma irregular en la masa ijolítica principal, con tránsitos difusos e insensibles entre ellos. Son también rocas oscuras,

densas, de grano medio-fino y con un brillo más acusado debido a la cantidad de biotita que tienen.

Este conjunto de rocas máficas está intensamente atravesado por una maraña de venas y diquecillos de sienitas y sienitas nefelínicas, de dimensiones centimétricas, decimétricas y más escasamente, métricas. Tienen contornos divagantes, irregulares, digitados y terminaciones en cuña, así como espesores poco constantes, definiendo un stock o "net work" feldespático, como lo denominan AHIJADO y HERNANDEZ-PACHECO (1990). Por su color gris-claro destacan enormemente sobre la roca básica oscura.

Esta masa sienítica se dispone de manera caótica y entrecruzada, impregnando la roca máfica, de tal manera que origina, a veces, un conjunto difuso y gradual con formación de rocas híbridas, de tipo ijolítico-sienítico. En ocasiones, sin embargo, las relaciones intrusivas son más claras, encontrándose contactos netos y claros entre las venas sieníticas y las rocas básicas. En algunos lugares se observan enclaves heterométricos de estas rocas ultramáficas engullidos en las sienitas. Es frecuente, asimismo, la presencia de brechificaciones sieníticas, con fragmentos angulosos y subangulosos.

La penetración sienítica ocasiona en la roca máfica encajante fenómenos de alcalinización, con cristalización abundante de biotita.

Los términos carbonatíticos, también presentes en la serie ultralcalina que aflora en el norte de la isla (hojas de La Oliva y Punta de Paso Chico), así como en la vecina hoja de Pájara, constituyen los últimos episodios de inyección magmática de la serie. Atraviesan, pues, la roca máfica y el stock sienítico, si bien tienen una extensión más reducida que el resto de la serie, encontrándose puntualmente en la zona de Punta del Peñón Blanco, al norte de la hoja. En la cartografía se ha indicado su localización con una sobretrama.

Las intrusiones de carbonatitas afloran en la rasa actual, al borde del agua. Se presentan de forma difusa, a veces en diquecillos y venas divagantes mejor definidas, con una coloración blancuzca. Muestran frecuentemente micropliegues ptigmáticos de carácter fluidal y, en general, una estructura "migmatítica" bastante marcada. Son rocas de grano medio-grueso y, en ocasiones, cuando la roca está muy meteorizada resaltan grandes cristales gris-rosados de calcita, dando un aspecto "hojaldroso". Corresponden a términos soviticos, FUSTER *et al* (1968), AHIJADO y PALACIOS (1991), etc.

La petrología y geoquímica de estos complejos ultramáficos y las intrusiones sieníticas y carbonatíticas han sido estudiadas con amplio detalle por AHIJADO y HERNANDEZ-PACHECO (1990), en el área de la Matanza (hoja de Pájara) a escasa distancia al norte de Punta del Peñón Blanco. En función de la mineralogía, detalladamente analizada junto con sus transformaciones (uralitizaciones, albitizaciones, etc), clasifican los términos ultramáficos como perknitas. Analizan sus condiciones de formación atendiendo a sus características petrológicas y geoquímicas, estableciendo un proceso de inmiscibilidad líquida como responsable de su génesis.

La serie ultralcalina se encuentra profundamente fracturada y atravesada por una densa red filoniana de orientación N30°-40°E, propia de las orientaciones de la inyección masiva del Complejo Basal. Su densidad de inyección en ella es del orden del 40%.

Un proceso posterior de transformaciones de bajo grado (espilitización) reemplaza profundamente todo el conjunto, con paragénesis de tipo epidota, cloritas, albitas, etc, modificando parcialmente las texturas originales.

2.1.3. Brechas líticas consolidadas (4).

Las laderas del Cuchillo de los Toscales, al este del Cerro Vigocho, están constituidos por una brecha que, por su extensión considerable, ha podido ser individualizada.

Por su aspecto subaéreo e intensa fracturación cabe situarla en estadios ya avanzados del emplazamiento del Complejo Basal, si bien está aún fuertemente intruida por la inyección masiva de diques de orientación principal N30°-40°E.

Se trata de una brecha con un grado de consolidación importante, aunque con variaciones de un punto a otro. Está constituida por fragmentos angulosos y subredondeados de composición mayoritariamente basáltica, en gran parte procedentes de los diques anteriores que se emitieron sincrónicamente con las coladas. Son asimismo frecuentes, en determinadas zonas, los fragmentos de rocas granudas de tipo gabroide. En general, los tamaños oscilan entre 2-3 cm y 10-15 cm y están dispuestos caóticamente, sin ordenamiento interno, englobados en una matriz detrítica de grano medio consolidada.

Los depósitos están afectados por una fracturación bastante acusada, que fragmenta y rompe los propios diques que a su vez la atraviesan. Son fracturas paralelas y subparalelas, de orientaciones similares a la de la red filoniana, es decir N30°-40°. Incluso los barrancos que se abren en las laderas meridionales del Cuchillo de Los Toscos siguen, a grandes rasgos esta misma orientación. En conjunto forman parte de la intensa red de fracturas que afecta a este sector del Complejo Basal.

2.2. FORMACIONES POST COMPLEJO BASAL.

2.2.1. Fase miocena.

Los siguientes episodios volcánicos, tras el emplazamiento y consolidación superficial del Complejo Basal, se desarrollan durante la Fase miocena. Estas emisiones, acaecidas principalmente entre el Mioceno inferior y parte del Mioceno medio, son las que edifican la parte subaérea de la isla como tal, con el levantamiento de tres grandes edificios estratovolcánicos basálticos, de dimensiones kilométricas, solapados unos con otros. Se apoyan sobre el Complejo Basal, a veces separados de él por una discordancia erosiva, mientras que otras existe un tránsito gradual entre ellos y aquella unidad inferior.

En este área, aunque pobremente representado en su esquina suroriental, afloran restos del edificio central o de Gran Tarajal, el cual, aunque muy erosionado, está, no obstante, ampliamente expuesto a lo largo del sector centro-oriental de la isla (hojas de Punta del Muellito, Pozo Negro, Las Playas, Gran Tarajal, Istmo de la Pared y Tuineje).

Los distintos episodios o fases de construcción de estos grandes edificios han quedado representados por discordancias intraformacionales, que permiten diferenciar tramos dentro de ellos. A menudo, sin embargo, dichas discontinuidades son de ámbito local y, por tanto, tienen

escasa continuidad, por lo que la prolongación de estos tramos y su correlación en otras áreas, aunque no muy lejanas, es complicado. En el edificio central, se han distinguido tres tramos, inferior, medio y superior, e incluso unos episodios tardíos, tal vez dentro del mismo, que se apartan del esquema de construcción general definido en los tramos anteriores.

2.2.1.1. Tramo inferior.

El tramo inferior del edificio mioceno de Gran Tarajal está constituido por apilamientos de coladas basálticas.

2.2.1.1.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas. (5)

Las coladas de este tramo tienen escasa representación en este área, limitándose a las laderas inferiores de los barrancos de Chilegua y del Rincón. Fuera de la hoja se prolongan, con bastante extensión, hacia el sur, más o menos paralelamente a la costa occidental, hasta desaparecer bajo las emisiones de tramos posteriores y la potente cobertera de arenas eólicas del Istmo de Jandía (hoja de Istmo de la Pared).

Se apoyan discordantemente sobre el Complejo Basal, fosilizando el paleorrelieve generado en él. Hacia el techo del tramo inferior se depositan sobre estas coladas sedimentos aluviales, que reflejan un período erosivo importante, existente entre estas emisiones y las siguientes de los tramos posteriores.

Son coladas basálticas olivínico-piroxénicas, de tipo "aa" y, en menor medida, "pahoehoe", con diaclasado acusado, así como con un grado de alteración importante, con respecto al de los materiales de tramos posteriores. En muestra de mano son rocas oscuras, densas y de carácter porfídico, con el olivino siempre iddingsitizado. La vesicularidad es escasa, pero relativamente abundante en los tipos "pahoehoe". Las vacuolas suelen estar rellenas de ceolitas y carbonatos en la mayoría de los casos.

Las potencias que alcanzan conjuntamente en este área no pasan de los 50 m. Individualmente tienen espesores entre 1 y 3 m.

El grado de fracturación que afecta a estas coladas es importante, observándose zonas donde están completamente rotas y fragmentadas.

No se dispone de dataciones radiométricas en este área. Las existentes, para el conjunto del tramo inferior del edificio Gran Tarajal, indican un intervalo de construcción desde los 23 a los 17 m.a, COELLO *et al.* (1992).

2.2.1.1.2. Intrusiones traquíticas. (6)

Las intrusiones de materiales traquíticos en las coladas basálticas miocenas son relativamente frecuentes en la isla (por ejemplo, Montaña Tindaya, Morros de Pozo Negro, Montaña Azufrá, etc.). En algunos casos, como ocurre en esta hoja en su extremo NE, estos materiales atraviesan únicamente el Complejo Basal, no existiendo relación alguna con las coladas de la Fase miocena. Por similitud con aquellos afloramientos se las incluye, sin embargo, en dicha fase volcánica.

El afloramiento traquítico en cuestión forma parte de un pequeño cuerpo intrusivo localizado en las inmediaciones del barranco de Vigocho, entre esta hoja y la de Pájara. Tiene una morfología estrecha y alargada en dirección N40°-50°E. y, por tanto, paralela a la dirección principal de la red filoniana del Complejo Basal, lo que indica que la intrusión se produjo según esas líneas estructurales de primer orden en el basamento de la isla.

La masa traquítica está constituida por una roca verdosa, de carácter afanítico, con escasos fenocristales de feldespato. Engloba abundantes enclaves (10-20%) de rocas traquibasálticas, con formas rectangulares y redondeadas de tamaños entre 2-3 m y 7x5 cm los de mayores dimensiones. Tienen bordes netos y, a veces, están alterados. A menudo se observan abundantes huecos dejados al desprenderse dichos enclaves de la roca traquítica.

2.1.1.2. *Tramo medio.*

El tramo medio de la Fase miocena en esta hoja tiene poca extensión, localizándose los afloramientos en su extremo sur. Básicamente está constituido por emisiones lávicas basálticas, así como por depósitos sedimentarios en la base de aquellas.

2.1.1.2.1. Sedimentos aluviales en la base del tramo. (7a)

Estos sedimentos corresponden al período erosivo que tuvo lugar previamente a las emisiones basálticas del tramo medio de esta fase volcánica y que dismanteló parte del edificio generado en sus primeros episodios (tramo inferior).

Se trata de sedimentos aluviales constituidos por arenas y conglomerados de cantos basálticos redondeados o subredondeados propios de la Fase miocena, pero también de unidades filonianas del Complejo Basal. En ocasiones, los cantos, presentan cierta orientación y alguna selección. La potencia del depósito es de 10-12 m y suele mantenerse relativamente constante hacia al sur.

2.1.1.2.2. Coladas basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas. (10)

Los afloramientos de coladas de este tramo forman parte del relieve basáltico de Montaña Areguía, permitiendo su individualización al encontrarse intercaladas entre depósitos sedimentarios.

Constituyen apilamientos de varias unidades lávicas, que inicialmente se adaptan al paleorrelieve existente, rubefactando los depósitos detríticos sobre los que se apoyan.

Son coladas basálticas "aa", de potencias entre 2 y 3 m, con bases y techos escoriáceos y partes internas masivas, con disyunción columnar. Su vesicularidad es escasa y el grado de alteración mediano.

2.1.1.3. *Tramos medio-superior indiferenciados.*

Con frecuencia, en el apilamiento de coladas de la Fase miocena, no es posible reconocer discordancias o aplicar algún criterio geológico, geomorfológico o petrológico, que permitan diferenciar los tramos establecidos dentro de ella en otros lugares. Esto ocurre, en ocasiones, entre los tramos medio y superior.

2.1.1.3.1. Diques y coladas basálticas olivínico-piroxénicas y traquibasálticas subordinadas. (1 y 8)

Las coladas de este tramo indiferenciado constituyen las laderas SO. de Montaña Cardones (Espigón de Ojo de Cabra), así como los afloramientos que se extienden desde Filo de Terife hasta Morrete de Birama, frente al caserío de Huertas de Chilagua.

Se apoyan discordantemente sobre el Complejo Basal, observándose cómo se adaptan a la paleotopografía previa. Constituyen, asimismo, importantes apilamientos lávicos, como se aprecia en las laderas de Espigón de Ojos de Cabra. Su emisión tuvo que ser relativamente continuada, dada la práctica ausencia de almagres y paleosuelos existentes entre las coladas.

En general son coladas de tipo "aa", con bases y techos escoriáceos y partes internas masivas, con disyunción columnar. En ocasiones presentan un lajeado subhorizontal acusado. Las potencias individuales son del orden de 1-3 m y, conjuntamente pueden llegar a alcanzar, en esta zona, los 200 m.

Composicionalmente, de manera mayoritaria, son lavas basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas, de carácter porfídico o débilmente porfídico, e incluso afaníticas completamente. Algunas veces aparecen términos traquibasálticos dentro del apilamiento, como la colada que se encuentra a cota 350 m (traquita máfica) en Espigón de Ojo de Cabra. A escasa distancia de dicha colada, en la ladera E. de Montaña Cardones (hoja de Tuineje), existe también una colada traquítica intercalada en la serie basáltica, si bien, no es posible establecer la relación entre ambas.

La presencia de diques en este tramo y posteriores de la Fase miocena es mucho menor que en los tramos inferiores (ver por ejemplo, hojas de Gran Tarajal, Pozo Negro y Las Playas). En este área su ausencia es patente, habiéndose localizado uno en la zona sur de Montaña Birama. Se trata de un dique basáltico que corta a las coladas de este tramo indiferenciado, con una dirección N30°E (coincidente con la dirección principal de la red filoniana del Complejo Basal). Tiene largo recorrido y una potencia de dos metros. Composicionalmente es un traquibasalto, con un grado de alteración notable y una coloración verdosa, propia de los procesos de espilitización tan extendidos entre los diques del Complejo Basal y, mucho más raramente, en los de la Fase miocena.

2.1.1.3.2. Depósitos piroclásticos interestratificados. (9)

Las intercalaciones de piroclastos en las coladas de la Fase miocena no son muy abundantes en esta isla. En este área aparece un pequeño nivel de lapillis muy oxidado en la zona de Espigón de Ojo de Cabras, que se extiende hacia el centro de emisión desmantelado de Montaña Cardones (hoja de Tuineje). Tiene una potencia de uno o dos metros y es de granulometría mediana-fina, correspondiendo a las fases de dispersión del citado edificio.

2.1.1.4. Tramo superior.

Se apoya de manera discordante sobre el tramo medio o el tramo medio-superior indiferenciado, teniendo en general, dentro del edificio mioceno, una distribución menos regular y mucho más limitada. En este área, su presencia se restringe a pequeños afloramientos en sus límites

meridionales, donde forman parte de otros más extensos, como los de la parte alta de Montaña Cardones (hoja de Tuineje) y Montaña de Areguía (hoja de Istmo de la Pared).

2.1.1.4.1. Sedimentos aluviales en la base del tramo superior. (7b)

Representan un breve período erosivo entre la emisión del tramo medio y el superior, si bien no es generalizado en todo el edificio.

Son depósitos aluviales, constituidos por arenas y conglomerados de cantos basálticos heterométricos, de tamaños centimétricos y decimétricos, en ocasiones con cierta ordenación interna. La matriz es arenosa de grano fino, a veces de tipo limoso. La potencia del depósito es de unos 10 m.

2.1.1.4.2. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas. (11)

Las coladas de este tramo tienen aspectos y composiciones poco contrastados con las del tramo medio, por lo que su diferenciación sólo es posible cuando existe alguna discordancia erosiva entre ellos (como en este caso) o depósitos piroclásticos como ocurre en Montaña Cardones.

Son lavas "aa", masivas en su parte interior, con disyunción columnar y escoriáceas en base y techo. Los tipos basálticos olivínicos-piroxénicos porfídicos son los dominantes, si bien existen también otros más afíricos. Sus espesores individuales oscilan entre 2 y 3 m. Constituyen apilamientos tabulares de numerosas unidades lávicas, con espesores globales entre 100 y 200 m. En la cima la erosión suele originar un relieve tipo "castillete", con restos erosivos aislados recortados y con formas monolíticas.

2.2.1.5. *Episodios tardíos.*

Se consideran episodios tardíos de la Fase miocena aquellas manifestaciones volcánicas finales, cuya distribución no sigue las pautas generales de las anteriores, quedando marcadamente discordantes con ellos. Su emisión se realiza fosilizando el relieve generado sobre materiales de estadios previos de esta fase volcánica o del Complejo Basal, si bien su edad es también miocena. Representan emisiones volumétricamente inferiores a las de los tramos anteriores.

2.2.1.5.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas. (12)

Los materiales emitidos en estos episodios tardíos son lavas basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas. En la hoja aparecen representados como pequeños retazos de lavas, emplazados discordantemente sobre el Complejo Basal, a cuya paleotopografía van adaptándose, como se observa claramente en Montaña Sicasumbre, Morro Blanco de Terife y Tablero del Roque. En algún caso incluso, llegan a cubrir las coladas del tramo medio-superior de la propia Fase miocena.

En ocasiones se trata de una única colada con fuerte disyunción columnar, como en Montaña Sicasumbre, donde su espesor es de unos 50 m, con columnas muy verticales. En este lugar se desarrolla en ellas, aunque en menor medida, cierto lajeado o disyunción esferoidal. Son en general lavas basálticas, con tipos afaníticos y porfídicos en los que destacan fenocristales de olivino y piroxeno.

En esta zona debajo de las coladas tardías no se observan depósitos brechoides o sedimentarios, como ocurre en Montaña Melindruga, El Cantil, Montaña Redonda, etc, en la hoja de Tui-neje. Sí se observa un almagra en su base producido al emplazarse dichas coladas sobre el Complejo Basal.

El período de emisión de estos últimos episodios de la Fase miocena, se sitúa entre los 15 y los 13 m.a, COELLO *et al.* (1992), es decir, dentro del Mioceno medio.

2.2.2. Formaciones sedimentarias pliocenas.

En el Plioceno inferior se reanuda la actividad volcánica en la isla tras un largo paréntesis erosivo al finalizar la Fase miocena. En este sector, sin embargo, no se manifiestan los procesos eruptivos, dominando, por el contrario, los erosivos y deposicionales de materiales detríticos.

2.2.2.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina pliocena (entre + 15 y 20 m). (13)

La intensa actividad erosiva que tiene lugar en la isla después de la Fase miocena ocasiona profundas modificaciones en el relieve de la misma. A lo largo de la costa occidental, la erosión marina genera una extensa rasa marina o plataforma de abrasión, que arrasa el Complejo Basal y gran parte de las emisiones de la Fase miocena.

Esa rasa marina queda actualmente fosilizada y levantada entre 10 y 50 m, sobre el nivel del mar, desde el norte de la isla (Tostón) hasta el sur (Morro Jable). Como testigos de la presencia del mar en una posición más alta que la actual, quedan restos de una playa pliocena con abundante contenido faunístico, en algunos puntos cubierta por emisiones lávicas tanto de edad pliocena inferior (hoja de Pájara), como pliocena superior (hoja de Los Molinos y Punta de Paso Chico).

En el área cartografiada, la rasa pliocena se manifiesta mejor en su mitad septentrional, quedando pequeños retazos en las zonas meridionales. Hacia el sur se continúa de manera muy discontinua y cubierta por los depósitos eólicos del Istmo de Jandía. En este área, sin embargo, están escasamente representados los depósitos fosilíferos de la playa pliocena, apreciándose esta discordancia sólo por la superficie de abrasión ocasionada. Se manifiesta por una amplia superficie subhorizontal o suavemente inclinadas hacia el oeste, en la que quedan truncados los diques de las mallas filonianas del Complejo Basal. El contraste morfológico entre dicha plataforma y los relieves alomados del Complejo Basal es por tanto, muy patente.

Los depósitos sedimentarios de estala rasa se exponen escasamente en varias partes de la hoja, siendo su observación deficiente. Están constituidos por arenas calcáreas y conglomerados de cantos básicos, generalmente encalichados, entre los que se encuentran restos de fauna típicamente pliocena (gasterópodos). La potencia observada es inferior al metro, aunque en otras áreas puede alcanzar dos metros.

Estos depósitos marinos del Plioceno eran ya conocidos desde antiguamente y están citados en la bibliografía geológica-paleontológica de la isla. Su edad, sin embargo, no había sido aclarada suficientemente por los distintos autores que las estudiaron, siendo siempre objeto de discusión entre ellos. Así, son nombrados por ROTHPLETZ y SIMONELLI (1890), mencionando fósiles terciarios como *Nerita plutonis* o *Strombus coronatus*, CROFTS (1967), LECOINTRE *et al.*

(1967), KLUG (1968) y HAUSEN (1958). Las dataciones radiométricas de ABDEL MONEM *et al.* (1971) y MECO y STEARNS (1981) en materiales volcánicos en contacto con ellos, y su contenido paleontológico, llevan a MECO (1975, 1977, 1981, 1982 y 1983) a asignar a estos depósitos una edad Pliocena inferior.

El contenido paleontológico de estos depósitos es bastante rico, siendo los fósiles más abundantes y característicos: *Giphaea virleti* (Deshayes), *Nerita emiliana* Mayer *Strombus coronatus* Defrance, *Ancilla glandiformis* (Lamack), *Lucina leonina* (Basterot), *Rothpletzia rudista* (Simonelli) y *Patella ambroggii*. Aparecen, además, gran cantidad de algas calcáreas y moldes de *Haliotis* sp. Este contenido faunístico es indicador de un litoral cálido.

2.2.2.2. *Sedimentos aluviales. Cuenca de Amanay. (14)*

En el interior de la isla los procesos erosivos pliocenos también fueron intensos, generando abundantes depósitos sedimentarios que quedan ampliamente extendidos por ella, en cuencas de extensión limitada. Los que aquí se consideran configuran una de esas cuencas, encontrándose bien representados a lo largo del barranco de Amanay, donde se apoyan sobre los materiales del Complejo Basal, en solapas o superficies más o menos planas, que denotan el arrasamiento sufrido. Prácticamente siempre se hallan cubiertos por arenas eólicas (dunas), también pliocenas.

Se trata de sedimentos aluviales, medianamente seleccionados y con bases canalizadas, compuestos por cantos basálticos olivínico-piroxénicos, subredondeados y subangulosos, propios de la Fase miocena y otros típicos de rocas afaníticas verdosas (espilitizadas) del Complejo Basal. La heterometría es notable, predominando los tamaños entre 2-3 cm y 15-60 cm, pudiendo, ocasionalmente, encontrarse alguno próximo al metro. Los cantos se disponen con cierta ordenación e imbricados, indicando paleocorrientes procedentes del este. La matriz es arenosa y está formada por cantos milimétricos. En ocasiones se observan intercalaciones de arenas eólicas finas, similares a las que se encuentran encima de ellos, indicando interferencias entre las sedimentación eólica, próxima al litoral, y los arroyadas de materiales procedentes del interior.

Las potencias medias de los depósitos oscilan entre escasos metros y unos 20 m.

No se han encontrado sedimentos similares en otras áreas de esta hoja distintas a la del barranco de Amanay, salvo pequeños afloramientos en la parte alta del barranco del Tarajalito y en la Cañada de los Verodes. Se trata, por tanto, de paleocuenca locales, de dimensiones mayores que las que tienen actualmente, donde se acumulaban los materiales erosionados en zonas más internas.

2.2.2.3. *Arenas eólicas consolidadas (dunas). (15)*

Durante el Plioceno, a lo largo del litoral de la isla se acumularon grandes cantidades de arenas eólicas, favorecidas por un régimen de vientos de componente NNE-SSO. y una morfología costera adecuada. Constituyeron amplios campos de dunas, en algunos lugares fosilizados más tarde por emisiones volcánicas posteriores. La continua actividad eólica desde entonces, facilita la removilización de la arena y nuevos aportes, superponiéndose distintos episodios dunares que, incluso en la actualidad, originan campos de dunas activas, como por ejemplo en Jandía y Corralejo.

En el ámbito de esta hoja, los depósitos de dunas se encuentran principalmente en el tercio norte, constituyendo los denominados Jables de Vigocho y Las Salinas. En menor medida se extienden en las laderas de los barrancos de Amanay y Terife. La palabra "jable" se emplea en la isla para este tipo de arenas.

Son arenas calcáreas, bioclásticas, formadas por diminutos fragmentos de caparzones de moluscos, de grano fino y con estratificación cruzada. Engloban gran cantidad de gasterópodos de tierra, de tipo *Hemicycla glasiana* (Shuttleworth), *Rumina decollata* (Linné) y varias especies de *Helicella* sp, así como abundantísimos moldes de antophoras, y moldes de vegetales samófilos.

Intercalados en las arenas aparecen, a menudo, niveles de cantos y bolsas de depósitos de carácter aluvial.

El grado de consolidación de estas arenas es considerable, en parte por el encalichamiento que sufren. En su parte alta pasan a formar, con frecuencia, auténticos costrones de caliche. En la costa, y en algunos barrancos, desarrollan paredes muy verticalizadas, de estabilidad precaria. Las potencias visibles superan con frecuencia los 30-40 m.

Desde el punto de vista morfológico, fosilizan y se adaptan al relieve del Complejo Basal y, a menor escala, se desarrolla en ellos una amplia gama de estructuras y formas características, propias de procesos eólicos. Así, destacan las formas alveolares y "hojaldrosas", taffone, acanaladuras, agujeros en la superficie (en algún caso parecen "coladores", como en el barranco situado al sur del barranco del Tarajalillo), solapas, formas de disolución, etc.

En otras zonas de la isla, algunos autores como PETIT-MAIRE *et al.* (1986), MECO y PETIT-MAIRE (1989), establecen una estratigrafía en los depósitos eólicos, reconociendo diversos episodios dunares, separados entre sí por episodios que representan condiciones climáticas más húmedos. Datando por C-14 algunos niveles de gasterópodos, caracterizan unas condiciones climáticas específicas de las islas orientales del archipiélago durante el Plioceno y Cuaternario.

2.2.3. Formaciones sedimentarias pleistocenas.

Tampoco se registra actividad volcánica pleistocena en este área, quedando únicamente registrados depósitos detríticos, producto de los procesos erosivos dominantes.

2.2.3.1. Coluviones antiguos (16).

Han sido cartografiados pequeños depósitos coluviales antiguos en las laderas occidentales de Vigocho. Presentan un grado de consolidación mayor que las mismas formas más recientes y quedan profundamente incididos por barrancos y barranqueros. Están constituidos por fragmentos, predominantemente angulosos e irregulares, de litologías básicas, propias de los relieves del Complejo Basal, que son los que desmantelan.

2.2.3.2. Depósitos de caliche (17).

Los encostramientos de caliche afectan, en mayor o menor medida, a todo el área cartografiada. Sin embargo, donde más importancia tienen es en la zona de dunas de Los Jables de Vigocho y de Las Salinas, sobre las que se desarrollan ampliamente.

En los materiales del Complejo Basal y de la Fase miocena, se observa también una costra de caliche, bien en su parte superior o en grietas y fisuras. En algunos casos, en zonas de pendientes fuertes, como las laderas de Espigón de Ojo de Cabra y del Cuchillo del Cantil, pueden ser notables. En lugares llanos pueden, asimismo, alcanzar un desarrollo importante, como en los Morros de Cañadas Negras.

Son materiales de color crema, muy duros, en los que internamente puede desarrollarse una estructura concrecional o laminar, si bien otras veces, son completamente masivos y homogéneos. Tienen una matriz afanítica, en la que engloban restos de gasterópodos y líticos basálticos.

Las mayores potencias observadas son del orden de 1-2 m en determinados puntos de la costa, sobre las arenas eólicas. En esta zona, a veces, las arenas se endurecen tanto, que es fácil confundirlas con ellos.

Su formación parece estar en relación con alternancias de clima árido-seco y húmedo, concentrándose las sales carbonatadas en los niveles superficiales.

2.2.3.3. Arenas y conglomerados. *Rasa marina jandiense* (+ 1 m) (18).

A lo largo de casi todo el litoral de la isla, aparecen entre 0,5 y 2 m de altura sobre el nivel actual del mar, depósitos marinos fosilíferos cuaternarios, que representan distintos momentos transgresivos.

El más antiguo de ellos, corresponde al Pleistoceno superior (hace aproximadamente 120.000 años) y se le denomina jandiense, según MECO (1975 y 1977) y MECO *et al.* (1987), quienes lo describieron en otras zonas de la isla, siendo las Playitas (hoja de Las Playas) su localidad tipo.

En este área aparecen escasamente representados en la zona costera de Risco Blanco, sobre la rasa actual generada sobre rocas ijolíticas y sieníticas.

Son depósitos constituidos por arenas bioclásticas, de color claro y relativamente consolidadas, con un conglomerado de cantos basálticos. Engloban abundantes restos de caparazones de moluscos diversos. El contenido paleontológico, descrito por los autores antes mencionados, se caracteriza por la presencia de *Strombus bubonius* Lamarck, *Conus testudinarius* Brugiere, *Harpa rosea* Lamarck, *Murex saxatilis* Linné y el coral *Siderastrea radians* (Pallas). Asimismo, abundan las lapas del grupo *Pattela ferruginea* Gmelin, de tamaño y morfología variada. Otras especies importantes son *Thais haemastoma* (Linné) y, en menor medida, *Cymatium parthenopaeum* (von Salis), *Charonia nodifera*, *Cantharus viverratus* (Kiener), *Conus papilionaceus* Brugiere y *Spondylus gaederopus* Linné.

2.3. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES.

Se incluyen en este epígrafe aquellas otras formaciones sedimentarias cuaternarias, sin una precisión determinada de su edad.

2.3.1. Terrazas aluviales. (19)

En los barrancos de esta hoja, son frecuentes los depósitos de terrazas aluviales, incididos fuertemente por el propio encajamiento del barranco.

Son depósitos detríticos de grano medio y color marrónáceo, constituidos por materiales arenosos, a veces algo arcillosos, que engloban fragmentos de rocas basálticas de tamaños milimétricos y decimétricos. El grado de consolidación es relativamente alto, con taludes verticales. Las potencias visibles pueden alcanzar, en algunos casos, los 4-8 m, como se observa en los barrancos de Terife, La Fuente, Vigocho, etc. Estos espesores tan importantes no son frecuentes en materiales similares de otras áreas, por lo que cabe pensar en procesos neotectónicos de cierta relevancia, que modifican el nivel de base de dichos barrancos.

2.3.2. Depósitos de deslizamientos gravitacionales. (20)

En la zona costera comprendida entre Punta de La Hendidura y Punta de Las Goteras, se han detectado varios escarpes o frentes de rotura, a partir de los cuales han tenido lugar deslizamientos gravitacionales hacia el mar. De igual modo, en la esquina SE. de la hoja aparecen depósitos propios de deslizamientos gravitacionales en la ladera SO. de Montaña Cardones.

En el primer caso, el escarpe tiene una morfología en herradura o "cuchara", abierta hacia el oeste. El material está muy fragmentado y roto, con profundas grietas y fisuras, que individualizan bloques y megabloques angulosos o irregulares de materiales lávicos y filonianos del Complejo Basal. El desplazamiento es en general pequeño, de tal manera que la masa individualizada no llega a desprenderse del todo, si bien se encuentra bajo equilibrio precario.

En el afloramiento situado al SE. del caserío de Huertas de Chilagua, el desplazamiento de la masa deslizada ha sido mayor, encontrándose el material roto y muy caótico, definiendo superficies irregulares, de tipo "hummocky", propios de depósitos de tipo "debris avalanche". Están formados por bloques y megabloques de rocas lávicas, de composición basáltica y edad miocena, englobados en una matriz detrítica.

2.3.3. Coluviones. (21)

Estos depósitos son bastante frecuentes en las laderas de fuerte pendiente, como en las occidentales de Montaña Cardones, en la esquina SE de la hoja.

Tienen formas triangulares o en abanico y, lateralmente pueden entrar en coalescencia unos con otros. Asimismo, pueden estar incididos, a lo largo de sus laterales, por barrancos y barranqueras, que ponen al descubierto su constitución interna.

Están constituidos por materiales detríticos groseros, compuestos por bloques y cantos heterométricos, angulosos y subangulosos, sin ninguna ordenación. Las litologías son basálticas, propias de las laderas sobre las que se apoyan. La matriz que los envuelve es detrítica y de tipo arenoso, de granulometría media-fina.

En ocasiones están encalichados, sobre todo superficialmente, lo que les proporciona un mayor grado de consolidación. Este encostramiento es indicativo, asimismo, de que algunos de estos depósitos son ya bastante antiguos.

2.3.4. Conos de deyección. (22)

Son depósitos de vertiente similares a los coluviones, aunque con mayores desarrollo longitudinal. En ocasiones, sin embargo, no hay una clara diferenciación entre ellos.

Tienen formas triangulares, abriéndose ampliamente en las zonas distales, cubriendo y sobrepasando, con frecuencia, a los coluviones. Están compuestos por materiales groseros, con abundantes cantos y bloques basálticos heterométricos, envueltos en una matriz arenosa.

Superficialmente suelen tener encostramientos calcáreos.

2.3.5. Arenas eólicas sueltas (dunas). (23)

La acción constante del viento en el área facilita la removilización de la arena de las dunas pliocenas y pleistocenas, generando nuevos depósitos apoyados sobre los "jables" anteriores (Sallinas y Vigocho). No son frecuentes, sin embargo, las morfologías de dunas bien desarrolladas, salvo en zonas del Jable de Vigocho; en la mayoría de los casos se trata de simples depósitos de arenas sueltas, adosados a los relieves preexistentes.

La naturaleza de la arena es igualmente bioclástica, de granulometría fina (0,5-0,1 mm) y color dorado.

2.3.6. Depósitos de barranco. (24)

Los barrancos principales de la hoja, Vigocho, Amanay, Terife y Chilegua son los que mayor desarrollo de depósitos aluviales de fondo de barranco tienen. En algunos casos están aterrizados, pero generalmente es pequeño su espesor visible.

Los depósitos en sí están formados, mayoritariamente, por gravas de grano medio-grueso y arenas, con cierta proporción de limos. Los fragmentos son redondeados y subredondeados, indicando un transporte prolongado. Sus tamaños son muy variados, entre milimétricos y decimétricos, pudiéndose encontrar fragmentos cercanos al metro e incluso, de algún metro cúbico.

2.3.7. Playas de arenas y cantos. (24)

Como se dijo al principio, esta zona no se caracteriza por el desarrollo de playas, existiendo algunas de escasa extensión en la desembocadura de los barrancos mayores; las más importantes son las de Amanay y Terife.

Los depósitos consisten en cantos redondeados que suelen acumularse en la parte alta de la playa, formando el cordón actual. Delante, la fracción arenosa y de cantos milimétricos es mayor. Las litologías son un resumen de todos los materiales en los que se encajan los barrancos de la hoja.

3. TECTONICA.

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

Para una mejor comprensión de la tectónica de la hoja, se han elaborado dos esquemas diferentes. Uno de lineamientos morfológicos, y otro con los elementos volcano-tectónicos. El aná-

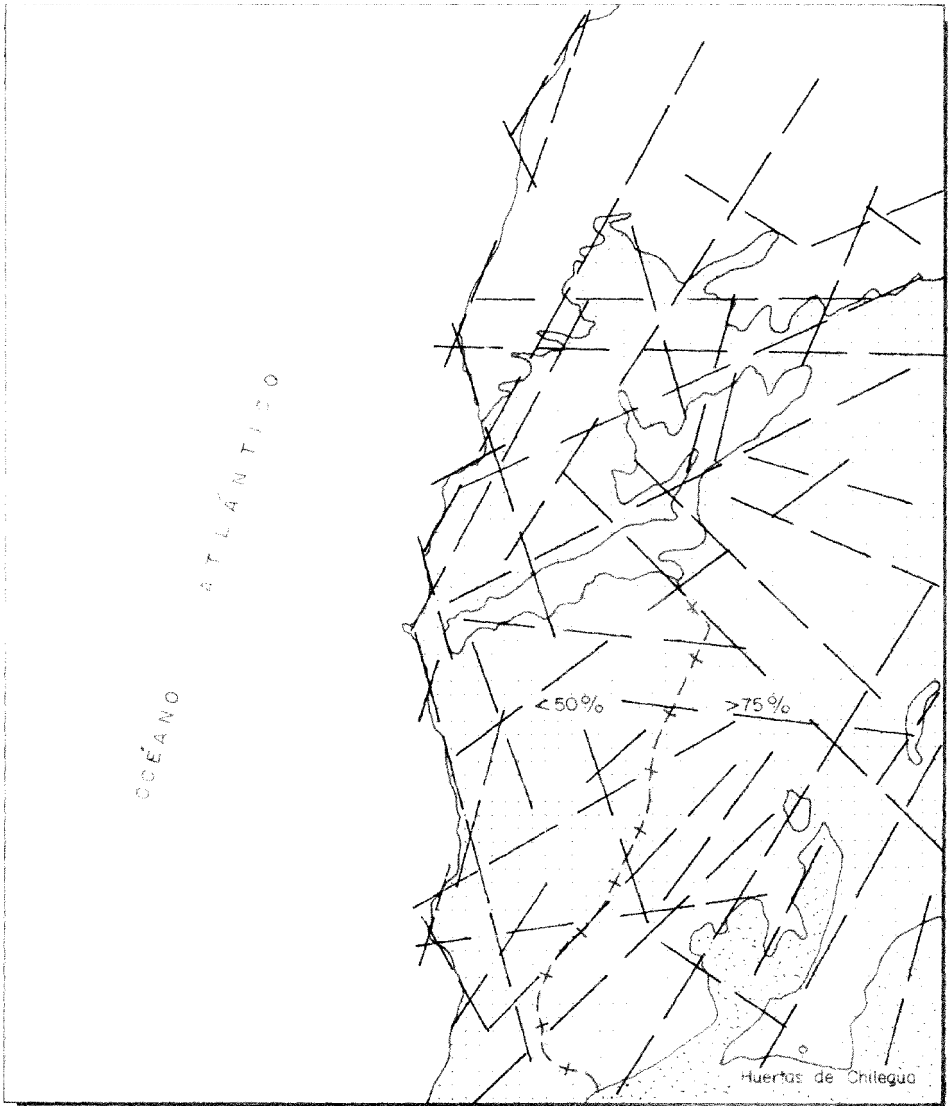


Fig. 3.1. Esquema volcano-estructural

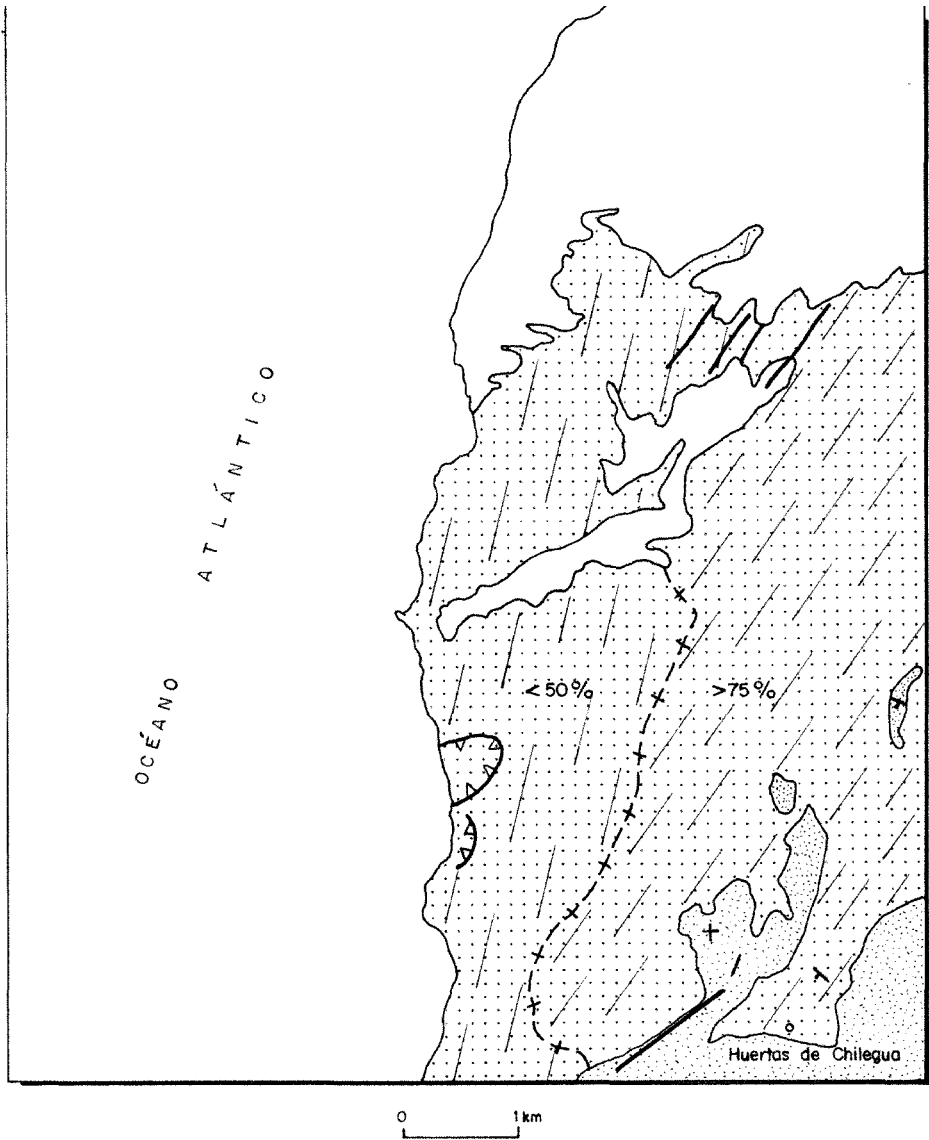


Fig. 3.2. Esquema volcano-estructural

lisis 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 Huertas de Chilegua se encuentra representado, mayoritariamente, el dominio del Complejo Basal. Sólo en el ángulo inferior derecho afloran pequeños retazos del dominio subaéreo, correspondientes al edificio mioceno de Gran Tarajal y a coladas de los episodios tardíos.

En un esquema simplificado de lineamientos, Fig. 3.1, realizado solamente con los datos de la base altimétrica se observa una profusión grande de los mismos, sobre el dominio del Complejo Basal. El conjunto de todos ellos, tiende a dibujar una malla rómbica, con dos componentes principales: $N20^{\circ}-45^{\circ}E$ y $N130^{\circ}-150^{\circ}E$. Asociado con la primera de ellos se ha desarrollado la red hidrográfica principal y, con la segunda, la red secundaria. En menor cantidad, también se observa una familias de lineamientos a $N80^{\circ}-100^{\circ}E$ superpuesta a la malla principal.

Gran parte de los lineamientos de la dirección principal $N20^{\circ}-45^{\circ}E$ coinciden con la intensa red filoniana que perfora todas las unidades del Complejo Basal, así como con la fracturación frágil reciente. El régimen que produce dicha intrusión es propio de un campo de esfuerzos de naturaleza extensional que actúa con dirección ONO-ESE desde los primeros tiempos miocenos a lo largo de toda la isla, tal y como puede apreciarse en el resto de las hojas del Complejo Basal. Estas directrices de debilidad fueron aprovechadas por el magma ascendente para inyectar la red filoniana. Los barrancos de Chilegua y Amanay tienen un trazado rectilíneo siguiendo la misma dirección antes mencionada. Procesos de fracturación más tardíos se asocian igualmente con esa dirección, haciendo de esta zona una de las más activas estructuralmente.

La presencia de lineamientos a $N80^{\circ}-100^{\circ}E$, marcados por los elementos del relieve (tales como, cursos de barrancos, alineaciones de cerros, laderas, etc), se encuentra cruzada y superpuesta a la malla anterior. Esta superposición puede entenderse como un cambio de régimen en los esfuerzos, desde el más antiguo, de dilatación lineal regional, hasta otro de compresión vertical, más local, que surgió durante el comienzo y desarrollo del estratovolcán de Gran Tarajal y la reactivación de la zona con la emisión de los episodios tardíos. Esto produjo en el área las directrices de debilidad, que fueron aprovechadas por los agentes erosivos para actuar sobre los materiales, modelando su relieve actual.

En el esquema de elementos volcano-estructurales, Fig. 3.2, hay que destacar varias estructuras. Las dos más importantes son el sistema filoniano lineal y el conjunto de fracturas más tardío que actúa según la misma componente. Otro elemento tectónico es el representado por la intensa fracturación que se observa en varias de las unidades plutónicas y volcánicas del Complejo Basal. Por último, deslizamientos gravitacionales en la costa, indican claramente una actividad neotectónica en esta parte de la isla.

El enjambre de diques lineal es, con mucho, la estructura más importante de la hoja y, sin duda, de todo el Complejo Basal. Se presenta con una dirección $N30^{\circ}-40^{\circ}E$, concordante con la dirección principal de lineamientos. Su naturaleza y geometría sugieren una intrusión magmática

desde una única, pero muy estrecha, zona de inyección. En esta hoja se puede observar, perfectamente, una variación en la intensidad de los diques, con zonas de mayor dilatación y, por tanto, de mayor concentración en la parte más oriental. Más hacia el este, fuera ya de esta hoja, y dentro de la de Tuineje, se vuelve a observar una zona de menor intensidad filoniana. Considerando en su conjunto, el perfil perpendicular del enjambre de diques, es el de una distribución no-gaussiana, en cuanto a su intensidad. Se dibuja un pasillo central de anchura variable (entre 4-6 km) que recorre gran parte del Complejo Basal desde esta hoja hasta la de Los Molinos, pasando por la de Pájara y Antigua. Muchos de los diques se emplazaron sin deformar la roca caja, durante, al menos, 36 millones de años. La intrusión de estos diques añadió pocos kilómetros de corteza al Atlántico. (aprox. 30 km, según ROBERTSON y STILLMAN (1989)). Fue una inyección múltiple dentro de un número de fisuras paralelas de poca o media longitud (menos de unos pocos kilómetros), durante el Terciario medio. El magma se emplazó en niveles altos, a través de las fisuras, producido en un episodio de "rifting" extensional de la corteza oceánica.

La tectónica frágil de los materiales del Complejo Basal se manifiesta perfectamente, por un conjunto de fallas paralelas que recorren la hoja de un extremo a otro, con direcciones N30°-40°E. Estas fracturas tardías están representadas en la Fig. 3.2. Sólo están reflejadas algunas de ellas pero, casi con toda seguridad, muchos de los lineamientos señalados en el esquema de la Fig. 3.1 (que, en parte, corresponden con la red hidrográfica) son fracturas recientes, producto de la actividad neotectónica habida en la isla.

De época más antigua, es la fracturación y fisuración sufrida por las rocas plutónicas de la serie ultracalina aflorantes en la costa norte de la hoja y en el área del Vigocho. Este fenómeno tectónico es, desde luego, anterior a la inyección masiva de la red filoniana. Esta fracturación, bien visible a meso y microescala en casi todos los afloramientos, se encuentra generalizada en esta serie todo a lo largo de la costa oeste de la isla. La malla de diques no se encuentra afectada por este fenómeno, por lo que fracturación debe ir ligada con el emplazamiento tectónico del Complejo Basal, durante las primeras fases de ascenso. Esto refleja una larga historia de fracturación frágil que viene actuando desde el enfriamiento de estas rocas ultracalinas hasta su emplazamiento en superficie, ya en tiempos miocenos.

Otro elemento estructural que evidencia fenómenos neotectónicos son los otros deslizamientos gravitacionales asociados que se han producido en la costa, entre Punta de Las Goteras y Punta de Las Hendiduras. En ese sector hay un topónimo denominado Las Hendiduras que, lógicamente, hace referencia directa a la morfología resultante de dichos deslizamientos. Son dos cuñas semicirculares consecutivas que deslizaron, en parte, a favor de una componente N35°E (la misma que la malla filoniana). Como consecuencia, se generó un "rockfall", depositándose los fragmentos rocosos en la base de la pendiente. Estos depósitos se encuentran actualmente afectados por la erosión marina, evidenciándose ya un retroceso en la línea de costa por la acción de la erosión marina. Por tanto, la edad del deslizamiento, aunque reciente, tiene ya un cierto tiempo. Los materiales fragmentarios acumulados en la base, fueron considerados en el mapa E-1:100.000 de AGOSTINI *et al.* (1968) como Brecha Ampuyenta, pero sin embargo, que lo que desliza realmente son las lavas con diques de la formación submarina del Complejo Basal.

Las causas de este deslizamiento no se conocen con precisión, pero probablemente sean debidas a fallas recientes que actúan según la dirección N35°E, y que son frecuentes en esta zona de la isla.

Otro deslizamiento de este tipo se localiza en las laderas M^{na}. Galera (esquina SE. de la hoja) y responde también a fenómenos de este tipo.

Gran parte de la fracturación frágil descrita anteriormente, ha debido ir asociada con movimientos verticales ascendentes que afectaron al nivel de rasa pliocena y al encajamiento de la red hidrográfica. En el primer caso, los materiales de la rasa, que en otras zonas de la costa afloran de manera continua, aquí, y en la hoja inferior de Istmo de la Pared, se encuentran discontinuamente y, bastante erosionados por la acción marina. Previo a estos movimientos neotectónicos, es evidente que la presencia de la rasa supone otros movimientos en la vertical más antiguos que, de forma generalizada, se aprecian a lo largo de toda la isla.

Otro elemento que supone cambios bruscos en el nivel de base local, es la incisión profunda que se observa en algunos de los barrancos (por ejemplo Terife, La Fuente y El Espino) que dejan depósitos de terraza colgados a 7 m.

Como conclusión general se puede decir que en esta hoja la actividad neotectónica es importante y, probablemente, seguirá actuando en el futuro.

4. GEOMORFOLOGIA.

4.1. LOS MATERIALES.

En lo que se refiere a su influencia en la generación del relieve de la hoja, los materiales de mayor importancia son los correspondientes al Complejo Basal: coladas basálticas y rocas fragmentarias indiferenciadas atravesadas por diques, que ocupan los 2/3 de la superficie de la hoja, en su extensión S. El resto de la superficie se halla recubierto por depósitos eólicos de edad pliocena y cuaternaria que, sin embargo, fosilizan un relieve también determinado por el Complejo Basal.

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

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE.

La propia génesis de los materiales del Complejo Basal, como su edad, hacen difícil reconocer los restos de la superficie inicial a partir de la cual se genera el relieve de esta hoja. Aún así, en el borde S. de la misma, y asociados al barranco de Chilegua, retazos de coladas basálticas de edad miocena, parecen indicar la topografía aproximada de la isla para los comienzos del Plioceno. De ello se puede deducir una situación similar a la actual, ya que, tanto la rasa marina de edad también pliocena, como los depósitos aluviales asociados, se disponen tanto en el borde costero actual como jalonando el trazado de los cursos de agua actuales (barranco de Amanay. Igualmente se puede hablar en este sentido de los complejos dunares pliocenos con los que se cierra esta etapa en la historia de la isla y que también presentan un relieve cercano al actual.

Se puede, sin embargo, en este último caso, diferenciar alguna etapa más dentro de la generación del relieve. Se trata de los sistemas de fracturas NE-SO, asociadas a los barrancos de Chillegua y Amanay. Tanto la orientación de los cursos en ambos casos, como otras características geomorfológicas, permiten situar esta etapa diastrófica entre el final del Mioceno y el principio del Plioceno, ya que no afectan a los materiales pliocenos. Sin embargo, lo que es observable en la parte terminal del barranco de Amanay, es un desarrollo asimétrico del valle, con una vertiente sur muy tendida, un desarrollo más extensivo de los glacis, (fossilizados por dunas pliocenas) y una norte mucho más abrupta. La etapa final pleistocena no es importante en esta hoja, a efectos geomorfológicos, y sólo en época reciente, los procesos eólicos parecen influir en el N. de la hoja, fossilizando el relieve previo y dando una morfología dunar con una cierta relevancia.

4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES.

4.3.1. Formas volcánicas.

No existen formas volcánicas en esta hoja dignas de consideración, pues el grado de erosión que sufren (coladas de lava, etc.) ha modificado enormemente su morfología original.

4.3.2. Formas continentales.

Formas fluvio-torrenciales.

Están representadas esencialmente por los barrancos de Chillegua y Amanay. Su trazado rectilíneo se debe a su asociación con fracturas previas. También se achaca la desimetría de los valles al mismo factor tectónico. Aparte de esto no se consideran otros detalles a resaltar.

Formas eólicas.

Se asocian a las dunas recientes que son las únicas que pueden dar lugar a edificios eólicos, por otra parte con una escasa singularidad.

4.3.3. Formas marinas.

Playas. Con excepción de pequeñas playas asociadas a las desembocaduras de los cursos de agua, que son de escasa relevancia, no hay nada que resaltar en este apartado.

Acantilados. Están extendidos prácticamente a la totalidad de la costa. No alcanzan dimensiones excepcionales, oscilando entre 100 y 50 m de altura. Se asocian a su base rasas de abrasión bien desarrolladas. En algún caso (Lomo Cumplido), se asocian al borde costero otras formas continentales (deslizamientos), debidos a la acción marina en la base del acantilado.

Relieves residuales. Se desarrollan sobre materiales del Complejo Basal, aún cuando se hallen recubiertos por depósitos (eólicos) posteriores. Corresponden a un encajamiento de la red de drenaje. No alcanzan, sin embargo, los desarrollos espectaculares apreciables en otras partes de la isla, en la que la Fase miocena está mucho mejor representada.

4.4. TOPONIMOS DE SIGNIFICADO GEOMORFOLOGICO.

Formas residuales planas (superficies de colada). Tablero del Roque.

Formas residuales cónicas: Morro Blanco de Terife, Morrete de Birama, Blanco de Amanay, del Tabaibejo, del Tarajalito.

Formas residuales alargadas (crestas): Espigón de Ojo Cabra, Cuchillo Negro, del Cantil, de los Toscales, Loma de Verodes, del Gavioto, Cumplido, Filo de Terife.

Topónimos litológicos (arenas): Jable de Las Salinas, Jable de Vigocho, Los Toscales.

5. PETROLOGIA Y GEOQUIMICA.

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, en el caso de que se disponga de análisis de ellas.

TABLA III.- COMPLEJO BASAL.
ANÁLISIS QUÍMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARÁMETROS GEOQUÍMICOS

Muestra	18351	BM-3179	Muestra	18351	BM-3179	Muestra	18351	BM-3179
SiO ₂	43.90	56.10	Ce		552	An	23.67	8.34
Al ₂ O ₃	14.64	18.89	Cr		33	Ne	10.49	
Fe ₂ O ₃	6.96	6.17	La		334	Di	15.84	7.59
FeO	5.55		Nb		328	Hy	5.77	
MgO	5.72	1.44	Ni		10	Ol	.79	4.40
CaO	9.61	3.80	Rb		7	He	.51	
Na ₂ O	2.58	9.19	Sr		4700	Mt	9.34	1.36
K ₂ O	1.59	.66	Th		55	Il	5.94	2.47
MnO	.18	.22	V		203	Ap	1.30	.53
TiO ₂	3.15	1.30	Y		43	ID	31.23	72.79
P ₂ O ₅	.56	.23	Zr		1211	FEMG	.00	.57
H ₂ O	5.50	1.99	Or	9.40	3.90	IP	.59	.84
Ba		2144	Ab	21.83	58.40			

18351 .- Basalto. Dique en el bco. de Amanay, al S. de Los Toscales. LOPEZ RUIZ (1970).

BM-3179.- Traquiandesita. Lava en la plataforma costera al S. de Casas de las Salinas. MAGNA

TABLA IV.- FASE MIOCENA.
ANÁLISIS QUÍMICOS, NORMA C.I.P.W. Y PARÁMETROS GEOQUÍMICOS

Muestra	RB-320	RB-299	RB-325	RB-296	Muestra	RB-320	RB-299	RB-325	RB-296
SiO ₂	43.56	43.78	43.88	52.60	Rb	25	6	21	67
Al ₂ O ₃	13.83	13.71	13.44	17.42	Sr	677	705	731	1032
Fe ₂ O ₃	13.62	13.24	13.21	7.11	Th	<20	<20	<20	<20
FeO					V	310	300	353	87
MgO	6.82	7.12	7.77	3.25	Y	25	27	27	46
CaO	11.64	11.76	11.64	5.49	Zr	222	232	221	557
Na ₂ O	3.38	4.12	2.61	5.63	Or	7.09	1.71	6.15	117.91
K ₂ O	1.20	.29	1.04	3.03	Ab	12.03	16.74	15.20	38.08
MnO	.17	.17	.17	.17	An	19.02	18.06	21.89	13.31
TiO ₂	4.58	4.26	4.21	2.10	Ne	8.98	9.82	3.73	5.18
P ₂ O ₅	.59	.69	.62	.66	Di	28.38	29.08	25.80	7.87
H ₂ O	.60	.87	1.40	2.52	Ol	9.66	9.99	12.36	7.41
Ba	232	254	234	742	Mt	3.02	2.93	2.93	1.57
Ce	35	<20	<20	171	Il	8.70	8.09	8.00	3.99
Cr	111	174	227	25	Ap	1.37	1.60	1.44	1.53
La	25	<20	<20	94	ID	28.10	28.27	25.07	61.17
Nb	42	43	48	122	FEMG	.31	.30	.29	.36
Ni	56	76	107	10	IP	.50	.52	.40	.72

RB-320 .- Tefrita. Colada en lo alto de Montaña Sicasumbre, cota 520 m. MAGNA.

RB-299 .- Basanita. Colada en la trinchera de la ctra. frente a la entrada a Huertas de Chilegua, cota 130 m. MAGNA.

RB-325 .- Basalto alcalino. Colada en la ladera N. de Morrete de Birama, cota 260 m. MAGNA.

RB-296 .- Benmoreita. Colada en la ladera SO. del Espigón de Ojo de Cabra, cota 350 m. MAGNA.

Las caracterización geoquímica de las fases volcánicas se ha realizado considerando la totalidad de los análisis químicos que de cada una de ellas se dispone en el isla, ya que de esta manera es posible observar mejor el comportamiento global que presentan. En el caso de las Fase miocena, se han tenido en cuenta, para el comentario geoquímico, 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 cartográfica.

En las Tablas III y IV aparecen listados todos los análisis de elementos mayores, menores y la anorma CIPW. La clasificación tipológica de las muestras se ha llevado a cabo mediante el diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas de la IUGS, LE BAS *et al.* (1986a). La denominación de las rocas obtenida en dicho diagrama aparece la 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.

5.1. COMPLEJO BASAL.

5.1.1. Lavas, tobas y brechas indiferenciadas, en parte de origen submarino. Complejo filoniano. Petrología. (2)

En campo, estos materiales aparecen como un conjunto muy complejo de rocas atravesadas por ingentes cantidades de diques, hasta el punto de resultar, frecuentemente, difícil de determinar con exactitud su naturaleza e incluso diferenciar la roca encajante. Por otra parte, diques y roca de caja aparecen con frecuencia con composiciones muy parecidas, lo cual dificulta, también, la clara delimitación entre ellos a partir del estudio por microscopio.

Con todo, la roca de caja parece estar compuesta, en este área, fundamentalmente por dos tipos de rocas: materiales fragmentarios brechoides y materiales lávicos, de carácter basáltico-traquibasáltico. De los tipos brechoides no se dispone de muestras dentro de este conjunto indiferenciado.

Coladas basálticas y traquibasálticas.

Constituyen los tipos dominantes de la roca de caja y aparecen con características diversas en función de la naturaleza de los microfenocristales que presenten. Es característico de todo el conjunto el alto grado de alteración que presentan, con procesos generalizados de espilitización, que se traduce, a su vez, en albitizaciones de los feldespatos, carbonatizaciones, cloritizaciones, presencia de abundante epidota, etc.

Estas alteraciones llegan, en muchas ocasiones, a enmascarar casi por completo el aspecto y composición original de la roca. Las tipologías más características son:

Basaltos plagioclásicos-traquibasaltos. Son rocas caracterizadas por la presencia de escasos microfenocristales de antigua plagioclasa, por lo general totalmente albitizada y con procesos de carbonatización de sus núcleos, hasta el punto de aparecer composiciones realmente más próximas a una roca sálica que a un basalto propiamente dicho. La matriz, igualmente, aparece muy transformada con feldespato microlítico, opacos, leucoxeno-esfena, clorita y abundante epidota. Rellenando microvesículas y microfracturas se encuentran agregados de calcita, serpentina y epidota.

En ocasiones, aparecen nódulos de composición ultralcalina, a su vez muy alteradas, compuestas por posible piroxeno, epidota y abundante apatito.

Basaltos piroxénicos. Se caracterizan por la presencia de clinopiroxeno (augita) en forma de microfenocristales, en ocasiones de gran tamaño (> 4 mm), presentando bordes rosados titanados, así como zonado y, ocasionalmente, maclado, tanto con maclas simples, como en "reloj de arena". Tiene tendencia a aparecer agrupado en glomérulos de aspecto radial, pudiendo dicho piroxeno, a su vez, ir acompañado por diferentes microfenocristales, tanto de olivino como de plagioclasa o de anfíbol, si bien en menores cantidades. La matriz, por lo general de grano fino a muy fino, consta de plagioclasa microlítica, augita y opacos granulares. En oca-

siones aparece abundante vidrio intersticial en matrices cryptocristalinas de difícil identificación. Rellenando microvesículas puede aparecer serpentina, epidota y calcita junto con cuarzo microcristalino, de nucleación incipiente y extinción ondulante.

Complejo filoniano

Como ya se indicó antes, diques y roca encajante coinciden, en gran medida, en cuanto a composición y texturas, por lo que vuelven a aparecer abundantes basaltos de tipología similar a las ya descritas para el encajante. Junto a ese conjunto de diques aparecen otros, menos abundantes, con composiciones sálicas, de tipo sienítico y traquisienítico.

1. *Diques básicos.*

Son bastante variados tanto en composición como texturalmente, si bien todos ellos son fundamentalmente basaltos y traquibasaltos.

Traquibasaltos y basaltos plagioclásicos afaníticos. Se caracterizan por la escasez o ausencia total de fenocristales, si se exceptúan las esporádicas augitas que existen. Las texturas son, por lo general, intergranulares si bien aparecen, en ocasiones, traquibasaltos fluidales o pilotácicos.

La matriz contiene abundante plagioclasa microlítica, generalmente con procesos de albitización más o menos generalizados, óxidos, augita muy alterada a productos clorítico-arcillosos, esfena (asociada a ilmenita y opacos), en ocasiones con golfos de corrosión y aspecto esquelético. La biotita suele ser escasa y de nucleación incipiente, apareciendo asociada a zonas serpentinizadas. El olivino es muy escaso, presentándose alterado en su práctica totalidad a iddingsita.

Al igual que el caso de la roca de caja, los diques presentan una alteración muy extendida de tipo espilitico, que se traduce en albitización generalizada, cloritización, etc.

Basaltos piroxénicos. Contrariamente al grupo anterior, se trata de rocas eminentemente porfídicas, con presencia de, al menos, dos generaciones de cristales, correspondientes a procesos de enfriamiento más lentos, llegando incluso a rocas de tipo ankaramítico con alto grado de cristalinidad.

La augita suele ser abundante, apareciendo en forma de cristales, por lo general de gran tamaño (2-5 mm), entre idiomorfos y subidiomorfos, zonados, bordes de color rosado más titanados, así como maclado, tanto simple como en "reloj de arena".

Acompañando al piroxeno se puede encontrar anfíbol, olivino o plagioclasa en proporciones diversas.

El anfíbol suele ser el más abundante, generalmente idiomorfo y con tamaños que rara vez superan 1,5 mm. El olivino, por el contrario, puede aparecer en cristales de mayor desarrollo (> 4 mm) como en el caso de los basaltos de tipo ankaramítico. Suele presentar procesos de alteración parcial tanto a iddingsita como a productos de tipo serpentina-clorofaeita-clorita-talco.

La plagioclasa es la más escasa en forma de microfenocristales, apareciendo, únicamente en el caso de los basaltos piroxénico-olivínico plagioclásicos, como cristales tabulares milimétricos, maclados polisintéticamente y con tendencia a formar glomérulos de aspecto radial.

La matriz contiene abundante plagioclasa microlítica, augita y opacos granulares dispersos, acompañados por biotita de escasa nucleación y anfíbol tabular, así como por epidota, calcita y escaso cuarzo intersticial rellenando, por lo general, microvesículas.

Pueden aparecer microenclaves correspondientes a rocas máficas granudas de tipo piroxenítico, preferentemente en los basaltos de tipo piroxénico anfibólico que presentan, a su vez, una concentración muy elevada de apatito bien desarrollado, pudiendo formar fenocristales milimétricos.

2. Diques sálicos.

Son mucho más escasos en el área de Huertas de Chilegua, apareciendo en forma de diques traquisientíticos de tipo alcalino con texturas porfídicas. Son rocas leucocráticas, formados fundamentalmente por feldespatos alcalinos, tanto en forma de microfenocristales tabulares idiomorfos de gran tamaño (> 4 mm en ocasiones) como en forma de pequeños microlitos en la matriz. Los minerales máficos son escasos, apareciendo únicamente algo de biotita microlítica, así como anfíbol, por lo general muy cloritizado y pseudomorfizado a minerales opacos.

Como accesorios más habituales se encuentran minerales titanados de tipo esfena, así como esporádicos apatitos. De origen tardío o secundario aparecen agregados de epidota, óxidos, opacos y ceolitas rellenando microvesículas, provinientes, en parte, o por posible alteración de ferromagnesianos preexistentes.

5.1.2. Serie plutónica ultralcalina: melteigitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas. Petrología. (3)

Constituyen el conjunto de rocas más alcalinas que se pueden encontrar dentro de la hoja, distinguiéndose, fundamentalmente, piroxenitas de tipo melteigitas, ijolitas, sienitas y microsienitas, así como carbonatitas, en última cristalización.

Melteigitas. Se caracterizan por presentar texturas de tipo granudo hipidiomorfo, de grano entre medio y grueso. En cuanto a su composición mineralógica, la salita, AHIJADO y HERNANDEZ-PACHECO (1990), es el componente más abundante, presentándose en forma de cristales tabulares zonados y, en ocasiones, maclados, con procesos incipientes de alteración a productos sericítico-arcillosos, preferentemente en microfracturas internas de los cristales. La biotita suele ser abundante, presentándose, bien en forma de cristales xenomorfos rellenando espacios entre los piroxenos, bien como cristales de tendencia tabular con birrefringencia anormalmente débil; se observan, en ocasiones, planos de exfoliación deformados, así como maclas en forma de codo. El anfíbol, kaersutita, AHIJADO y HERNANDEZ-PACHECO (*op. cit.*), aparece en menores proporciones, caracterizándose por un pleocroismo verde-marrón intenso.

Como minerales accesorios aparece apatito disseminado por la roca, junto con circón y esfena en menores cantidades. Se observan procesos de pseudomorfizaciones de opacos (probable ilmenita) a leucoxeno-esfena.

El carbonato y la epidota son tardíos y se encuentran rellenando intersticios y microfracturas.

Estas rocas se encuentran atrevasadas por una serie de microvenas de composición sienítica, sobre todo, sienítico-nefelínica.

Ijolitas. Son rocas granudas de grano medio, texturalmente próximas a las melteigitas, formadas por clinopiroxeno (salita) entre idiomorfo y subidiomorfo, en ocasiones de gran tamaño (cristales mayores de 4 mm), con procesos de pseudomorfización, más o menos importantes, a anfíbol alcalino de color verde (kaersutita). Rodeando dicho piroxeno aparece nefelina xenomorfa, por lo general muy alterada a productos de tipo hidronefelinita-cancrinita.

Igualmente aparece biotita, generalmente tabular, y anfíbol de color pardo-marrón (kaersutita) en proporciones variables. En algunos ejemplares se ha observado la cristalización de la biotita siguiendo pautas geométricas, relacionadas posiblemente con microfisuraciones y planos de debilidad, responsables de dichas lineaciones.

Como minerales accesorios, si bien bastante abundantes en algunas ocasiones, aparecen apatito con frecuente anubarramiento de su núcleo por inclusiones de opacos, y esfena. Menos abundantes resultan la perowskita, el circón, granates de tipo melanito y piroxenos de tipo aegirina augita-aegirínica.

El olivino suele estar ausente o en escasas proporciones, presentándose siempre muy alterado a agregados de opacos.

De origen tardío y rellenando microfracturas hay, ocasionalmente calcita, epidota y productos cloríticos, estos últimos también debidos a la alteración de ferromagnesianos preexistentes. Bastante frecuente resulta la presencia de microvenas de aspecto granudo, compuestas por feldespato alcalino, de tipo microsienítico, presentando además abundante epidota.

Relacionadas con estas rocas se encuentran, ocasionalmente, enclaves de composición melteigítica de aspecto y textura muy parecido a las anteriores rocas, de las que se diferencian por la presencia en menor proporción de la nefelina, muy escasa, en favor de piroxeno y sobre todo anfíbol mucho más abundante. Por el contrario, la biotita se vuelve prácticamente accesorio.

Sienitas. Fundamentalmente, a nivel composicional, se pueden distinguir dos grandes grupos:

- Sienitas alcalinas.
- Sienitas nefelínicas.

Texturalmente a su vez, se encuentran facies de grano más o menos grueso, pasándose de sienitas a microsienitas y variando las texturas, desde granudas a poiquilíticas o microgranudas.

Sienitas alcalinas: suelen estar compuestas por abundantes cristales subidiomorfos de feldespato alcalino, ocasionalmente zonado y presentando maclas en reja, así como abundante anfíbol de pleocroismo pardo-marrón (kaersutita) con pseudomorfización en bordes a otro anfíbol alcalino de color verde.

La esfena y el apatito pueden aparecer en grandes proporciones y en cristales bien desarrollados. Por el contrario, la biotita es siempre muy escasa, apareciendo únicamente de manera intersticial o incluida en opacos, con los que suele estar relacionada.

Sienitas nefelíticas: son rocas mucho más félsicas que las anteriores, presentando abundante feldespató alcalino, con procesos de sausrización más o menos importantes, junto con nefelina entre subidiomorfa e idiomorfa, en ocasiones en forma de cristales cuadrados o subrectangulares, pero con alteración prácticamente total a productos de tipo cancrinita y/o hidronefelinita.

Los minerales máficos suelen ser accesorios, con escasa presencia de anfíbol y biotita y piroxeno idiomorfo algo más abundante. Se encuentra, igualmente, esfena, en ocasiones en forma de cristales de gran tamaño o relacionada con opacos, como consecuencia de silicificación parcial de ilmenita. Por último aparecen de manera esporádica apatito, circón y, en ocasiones, granates con tendencia a acumularse preferentemente en ciertas zonas.

Carbonatitas. Constituyen el episodio más tardío de la serie plutónica ultracalina. Son rocas de composición muy sencilla, al ser casi monominerales, con presencia de más de un 75% de calcita, entre xenomorfa e idiomorfa, de grano grueso. Engloba poiquilíticamente cristales xenomorfos de hornblenda con abundantes inclusiones, a su vez de aegirina, epidota (pistacita), biotita y opacos. El apatito suele ser el accesorio más abundante, apareciendo, además, ocasionales granates de color pardo e isotropos de tipo melanito. Se encuentra feldespató potásico en forma de cristales xenomorfos, en cantidades variables, según las diferentes muestras. Completan la composición, opacos idiomorfos, cristalizando en formas cuadradas-rectangulares.

Como mineral accesorio, detectado mediante microsonda electrónica, AHIJADO y PALACIOS (1991) citan la presencia en estas rocas de synchysita, un fluor-carbonato de tierras raras (La, Ce).

5.1.3. Brechas polimícticas. Petrología. (4)

Las brechas constituyen el segundo gran conjunto de rocas del encajante del Complejo basal. Se trata de brechas básicas polimícticas, con fragmentos de tamaño muy variables, desde centimétricos a menores de un milímetro en la matriz, presentando índices de redondeamiento variables (frente a fragmentos angulosos pueden aparecer otros subredondeados). Los fragmentos son de tipos diversos distinguiéndose basaltos, traquibasálticos, diques diabásicos y gabros, si bien predominan claramente los basálticos. Estos, a su vez, muestran composiciones variables, con predominio de los de tipo piroxénico-olivínico con textura porfídica, mostrando alteraciones intensas con serpentinizaciones del olivino y carbonataciones. Al igual que para las coladas basálticas se observa intensa espilitización y relleno de microcavidades por calcita-epidota-clorita.

Se ha muestreado también la roca encajante de estas unidades ultracalinas. Corresponde a materiales lávicos de composición básica-intermedia, Tabla III, que se clasificaría como una benmoreita en el diagrama TAS. Esta composición puede estar, no obstante, modificada por la intensa alteración que sufre la roca.

5.2. FORMACIONES POST COMPLEJO BASAL.

5.2.1. Fase miocena. Petrología.

Las coladas de la Fase miocena se caracterizan, petrográficamente, por tener composiciones basálticas en todos y cada uno de los tramos, siendo excepcionales los traquibasaltos.

5.2.1.1. Características petrográficas generales y tipos litológicos presentes en las coladas.

Teniendo en cuenta la presencia de microfenocristales de una u otra composición se pueden distinguir:

Basaltos olivínico-piroxénicos y piroxénico-olivínicos. (según las proporciones relativas entre uno u otro mineral). Se encuentran presentes en todos y cada uno de los tramos de la serie miocena siendo, de hecho, los más abundantes. Su homogeneidad petrográfica no permite, por simple estudio al microscopio, asignarles a uno u otro tramo dentro de la serie.

Se caracterizan por la presencia simultánea de piroxeno (augita) y olivino. Los cristales de augita son, por lo general, entre idiomorfos y subidiomorfos, en ocasiones de gran tamaño (> 4 mm), presentándose frecuentemente maclados y/o zonados. Muestran, a veces, bordes titanados de color rosado, apareciendo, incluso, algunos cristales completos de menor tamaño de titanio -augita con color rosa muy neto y algo pleocroicos. La alteración suele ser escasa o nula, tratándose de cloritizaciones incipientes o carbonatizaciones. Por el contrario, son más frecuentes los cristales con bordes irregulares como consecuencia de fenómenos de reabsorción. Los cristales de mayor tamaño tienden a englobar poiquilíticamente plagioclasas microlíticas u opacos, mientras que los que son algo menores (entre 0,6-0,1 mm) se presentan agrupados en glomérulos radiales.

Del olivino se pueden distinguir dos familias de microfenocristales que aparecen, en numerosas ocasiones, simultáneamente: una primera generación de cristales de gran tamaño (entre 1 y 3 mm), entre idiomorfos y subidiomorfos, mostrando alteraciones parciales, generalmente en bordes o según microfracturas internas, a iddingsita y, algo más raramente, a serpentina; una segunda familia de cristales menores (0,1-0,3 mm) totalmente iddingsitizados. Además, este mineral presenta frecuentemente golfos de corrosión y/o aspecto esquelético.

Por lo general, la matriz consta de plagioclasa microlítica, generalmente maclada polisintéticamente, augita de hábito tabular más o menos idiomorfa y opacos de tipo granular dispersos, variando ligeramente las proporciones entre unos y otros según los casos. El olivino puede, en ocasiones, aparecer en la matriz si bien no es lo más habitual; aparecen igualmente zonas serpentinizadas que pueden tener a veces asociadas escasas biotitas de nucleación incipiente.

El vidrio es poco abundante, apareciendo intersticial o rellenando microcavidades y microvesículas, estando, en este último caso, generalmente asociado con calcita igualmente tardía.

Texturalmente son rocas poco homogéneas, pasándose de ejemplares microcristalinos a algunos prácticamente subofíticos, abundando aquellos con aspecto pilotácico. Son igualmente frecuentes las texturas de aspecto fluidal.

Basaltos olivínicos. Constituyen el segundo grupo más abundante dentro de esta serie, estando presentes en los tramos medio-superior, superior y en los episodios tardíos, pero no en el tramo inferior.

Petrográficamente son muy parecidos a los basaltos olivínico-piroxénicos, de los que se distinguen por la ausencia o escasez de augita respecto del olivino (< 2% fenocristales de piroxeno).

El olivino suele aparecer en forma de microfenocristales mayores de 0,5 mm siendo, por el contrario, poco abundante o inexistente en la matriz. La alteración es bastante intensa, generalmente a iddingsita, pero también en ocasiones es más compleja, ya que se originan productos de tipo serpentina clorita-clorofaeita-talco.

Las matrices, parecidas a las del otro grupo, son igualmente variadas, si bien parecen predominar las de tipo fluidal.

Basaltos piroxénicos. Se dispone de una sola muestra de este tipo localizada en el tramo medio-superior. De hecho, no se distingue prácticamente de los tipos olivínico-piroxénico, si no es por el escaso tamaño del olivino, demasiado próximo al de la matriz circundante, como para considerarlos como fenocristales. Dicho olivino se presenta muy alterado, ya sea a iddingsita o a serpentina-clorofaeita.

La augita aparece en forma de fenocristales subidiomorfos, de hasta 1,5 mm, generalmente zonada y/o maclada presentando, en los bordes, fenómenos de reabsorción.

La matriz, de tendencia pilotáxica, consta de abundante plagioclasa microlítica entrecruzada, olivino alterado, augita y opacos granulares dispersos.

Basaltos plagioclásico-piroxénicos. Constituyen un grupo ligeramente distinto a los anteriores debido a la presencia de microfenocristales de hábito tabular de plagioclasa. Esta aparece, generalmente, maclada polisíticamente y con tendencia a agruparse en glomérulos radiales de aspecto estrellado. Rara vez aparece fresca, pudiendo presentar ligeras alteraciones de tipo sercítico-arcilloso o escapolitización de los núcleos del feldespato.

La augita es mucho menos abundante, presentándose en forma de cristales subidiomorfos algo mayores que los de plagioclasas (hasta 1 mm). El olivino, de estar presente, es escaso, presentándose como cristales totalmente alterados a iddingsita o serpentina en la matriz. Esta última, de aspecto fluidal, consta además de abundante plagioclasa microlítica orientada, augita y opacos granulares dispersos.

Traquibasaltos anfibólicos. Se caracterizan por la escasez o ausencia total de microfenocristales, siendo éstos además, cuando aparecen, de escaso tamaño (rara vez mayores de 1 mm).

Aparece escaso anfíbol (hornblenda) en cristales de entre 0,7-1 mm, de color marrón y bastante pleocroico, seudomorfizado en bordes, a opacos granulares y a augita. Junto se encuentra plagioclasa tabular entre 0,2-0,6 mm, por lo general, si bien pueden aparecer muy esporádicamente cristales más grandes (> 4 mm).

La matriz siempre de tipo fluidal contiene abundante plagioclasa microlítica maclada polisíticamente, augita y opacos granulares dispersos.

5.2.1.2. *Tramo inferior. (10)*

De las tres muestras disponibles, dos resultan basaltos olivínicos-piroxénicos (abundantes en este tramo en otras partes de la isla); la tercera es un basalto plagioclásico-piroxénico análogo a otro encontrado en este mismo tramo en la vecina hoja de Tuineje.

5.2.1.3. *Tramo medio-superior indiferenciado. (1 y 8)*

Continúan apareciendo en este tramo abundantes basaltos olivínico-piroxénicos, bastante parecidos a los del tramo anterior, así como basaltos olivínicos (anteriormente ausentes) y, por último, un traquibasalto anfibólico. Es de notar la total analogía con lo descrito en la continua hoja de Tuineje.

5.2.1.4. *Episodios tardíos. (12)*

Se dispone de escasos afloramientos y, por lo tanto, de pocas muestras correspondientes a estos episodios volcánicos de la Fase miocena.

Se trata, en todos los casos, de tipologías muy parecidas a las encontradas en los episodios miocenos anteriores, resultando prácticamente imposible de discernir entre ellos con el simple estudio petrográfico.

Aparecen, fundamentalmente, basaltos olivínicos-piroxénicos, con fenocristales relativamente abundantes de augita, entre idiomorfa y subidiomorfa, junto con olivino, algo más escaso, y con intensos procesos de alteración. La matriz, microcristalina, contiene microlitos de plagioclasa, augita equidimensional y opacos granulares dispersos.

Otros tipos son basaltos olivínicos, en los que la proporción de olivino es claramente mayor que la de augita, si bien esta existe en forma de fenocristales esporádicos.

La matriz tiene aspecto muy parecido a la de los basaltos olivínico-piroxénicos de estos mismos episodios.

5.2.1.5. *Diques básicos. (1)*

En esta hoja se dispone apenas de un sólo ejemplar muestreado de dique, tratándose de un basalto plagioclásico de textura porfídica. Esta compuesto por esporádicos microfenocristales de plagioclasa idiomorfa tabular, maclados polisintéticamente y zonados, presentando procesos de sausrización incipiente, no sobrepasando 1 mm de diámetro.

La matriz contiene, a su vez, abundante plagioclasa microlítica, augita, posibles olivinos totalmente iddingsitizados y opacos granulares dispersos.

5.2.2. Fase miocena. Geoquímica.

De la Fase miocena en este área se dispone de cuatro análisis químicos, Tabla IV, correspondientes todos ellos a diferentes tramos del edificio mioceno. Tipológicamente corresponden a basanitas, basaltos alcalinos y benmoreitas, según su clasificación en el diagrama TAS, Fig. 5.1. En cierta medida se observa correspondencia entre la caracterización geoquímica y el estudio petrográfico.

Considerando el conjunto de análisis de la Fase miocena en la isla, e independientemente del edificio al que pertenezcan, se observa, en esa misma figura, que en esta fase volcánica se manifiestan claramente dos secuencias magmáticas evolutivas: una más desarrollada, basalto-traquita-riolita y otra, más alcalina e interrumpida en sus términos iniciales, de carácter basanítico. Comparando los tres edificios miocenos de la isla, es en el edificio centro y sur donde predominan los tipos más alcalinos.

Los tipos rocas básicas e intermedios de esta fase tienen contenidos en SiO_2 que oscilan entre 42 y 53% en peso. Al_2O_3 , MgO y CaO exhiben valores normales para este tipo de rocas. El TiO_2 es alto, como suele ser característico de la serie magmática alcalina.

En la norma se manifiesta el carácter subsaturado de estas rocas, por la presencia de cantidades relativamente importantes de nefelina y olivino. El grado de diferenciación alcanzado es notablemente bajo y en cuanto a su alcalinidad, aunque es alta, no llegan a alcanzar la peralcalinidad.

Los términos diferenciados de la Fase miocena corresponden, mayoritariamente, a traquitas intrusivas en los materiales básicos. En este área, su representación es pequeña (esquina NE. de la hoja) y no se dispone de análisis químicos. En general, en ellos suelen coexistir tipos saturados y subsaturados y su carácter alcalino o peralcalino es importante.

En el diagrama óxidos/ SiO_2 , Fig. 5.2, se aprecia un empobrecimiento generalizado y progresivo de elementos como Fe total, MgO , CaO , TiO_2 y P_2O_5 , según progresa la diferenciación magmática. Contrariamente, Al_2O_3 , K_2O y Na_2O tienden a aumentar y concentrarse en los términos finales de la diferenciación.

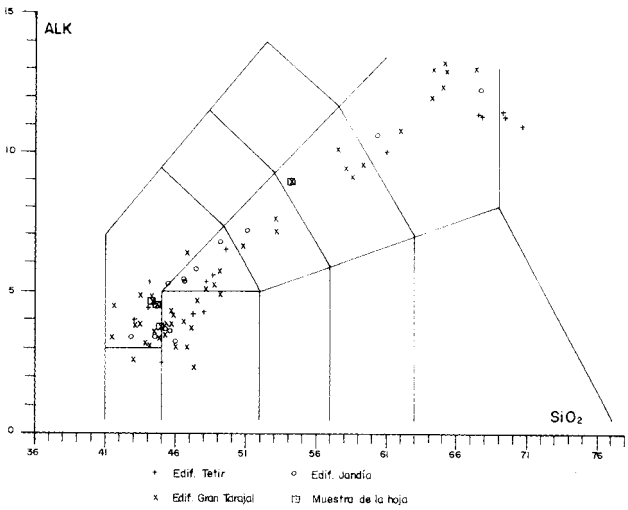


Fig. 5.1. Diagrama TAS de la Fase miocena

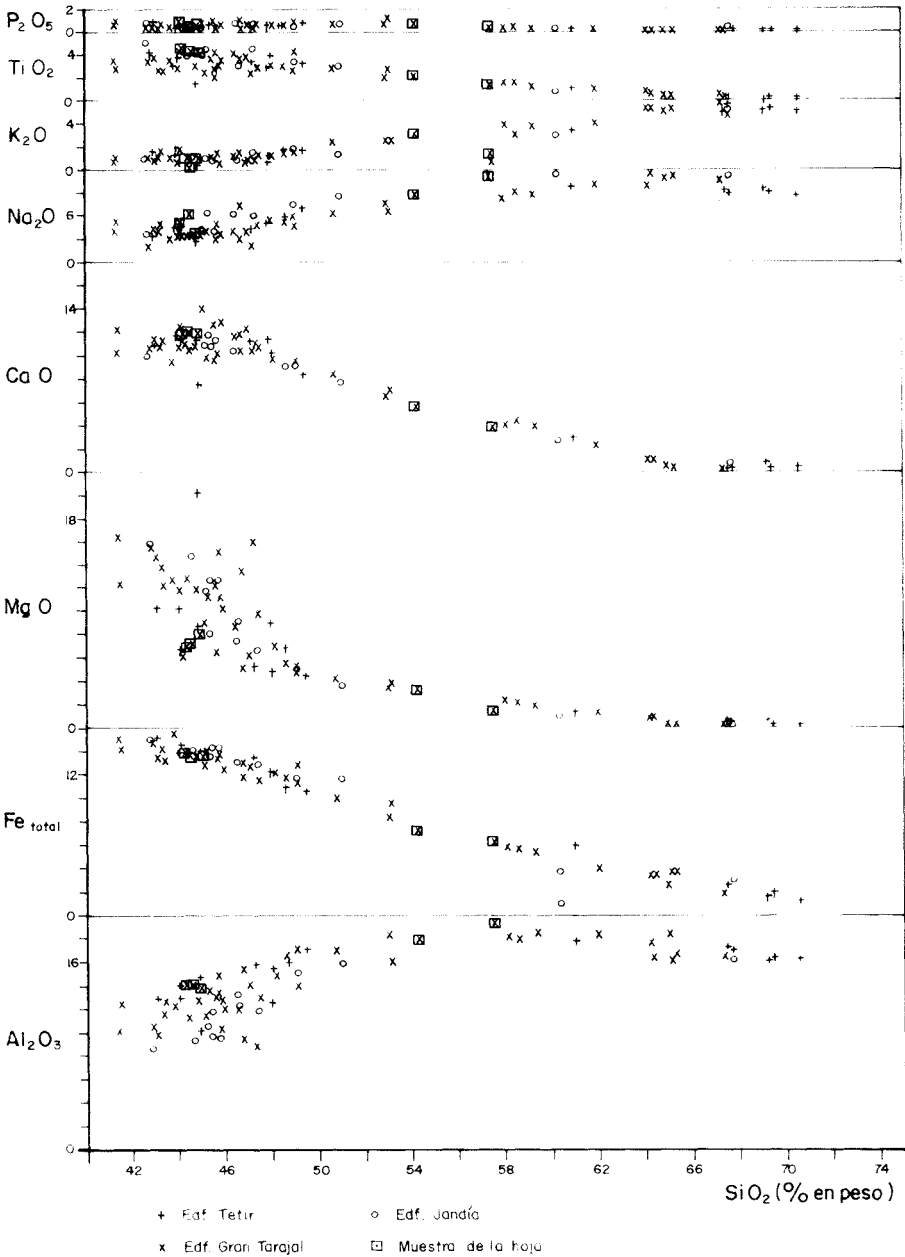


Fig. 5.2. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase miocena

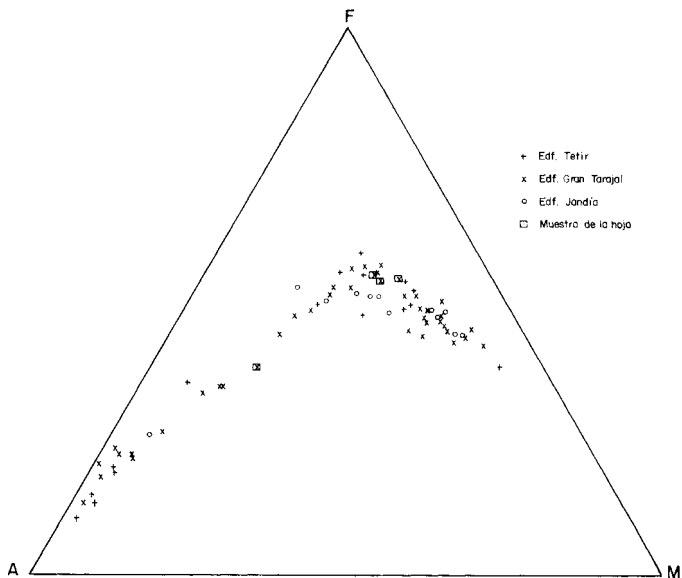


Fig. 5.3. Diagrama de AFM de la Fase mioena

En cuanto a los contenidos en elementos menores, presentan valores que se ajustan a los normales en estas rocas.

El comportamiento general de la Fase miocena, sigue las pautas de variación de la serie magmática alcalina, Fig. 5.3.

6. HISTORIA GEOLOGICA

La actividad magmática en el ámbito de la isla actual comienza con procesos volcánicos en ambiente submarino, ya en el Cretácico. Junto con etapas de penetración plutónica y filoniana conforman el Complejo Basal de Fuerteventura, principalmente durante el Oligoceno y parte del Mioceno.

El ascenso de estos magmas procedentes del manto está controlado por un régimen de esfuerzos corticales, de orientación principal NNE-SSO, condicionando incluso las primeras manifestaciones volcánicas subaéreas posteriores al Complejo Basal. A lo largo de una estrecha banda con dicha orientación tiene lugar la emisión de lavas, una inyección masiva de diques y cuerpos plutónicos asociados.

Los primeros episodios del Complejo Basal registrados en esta hoja corresponden a lavas basálticas emitidas en ambiente submarino. Junto con materiales tobáceos formados simultáneamente y, a veces por fragmentación de las propias lavas, fueron intruidas masivamente por diques basálticos.

Posteriormente tiene lugar la intrusión de complejos plutónicos de carácter ultralcalino, integrados por ijolitas, melteigitas y carbonatitas, que producen intensos fenómenos de alcalinización (femitización) en las rocas volcánicas encajantes. Estos episodios plutónicos hipoabisales se distribuyen a lo largo de un amplio sector de la costa occidental, encontrándose, actualmente, arrasados y sumergidos en gran parte al oeste de la misma. Otras etapas de penetración plutónica de carácter alcalino no tienen representación en este área.

Paralelamente a los episodios plutónicos se suceden las intrusiones de familias de diques, si bien hacia los estadios finales del Complejo Basal (hace 35-20 m.a.) se produce una etapa de penetración masiva que atraviesa intensamente las formaciones anteriores. La densidad de diques, con respecto al volumen de roca encajante, supera, en algunos lugares, el 75%. El régimen de esfuerzos de dilatación NNE-SSO, condicionante de todo el magmatismo en la zona, se mantiene durante la formación del Complejo Basal, si bien se observa un desplazamiento temporal paralelo hacia el este.

Tras 60 m.a. de actividad, iniciada en el Cretácico con la deposición de sedimentos de fondo oceánico, a 2000 m de profundidad, se emplaza finalmente el Complejo Basal, hacia los 20 m.a, es decir, en el Mioceno inferior. Antes, sin embargo, hacia los 23 m.a, tenían lugar ya las primeras emisiones del siguiente gran episodio volcánico, claramente subaéreo, la Fase miocena. Esta coincidencia en el tiempo en la actividad de ambas formaciones, se manifiesta, en algunas zonas, por un paso gradual entre ellas (Formación de transición, hoja de La Oliva, Paso Chico, etc.), mientras que en otras, como en ésta, una discordancia erosiva las separa.

Durante la Fase miocena se construyen tres grandes edificios estratovolcánicos de dimensiones kilométricas, que conforman el armazón de la isla.

Uno de estos edificios miocenos, el de posición central en la isla actual (edificio central o de Gran Tarajal), aflora escasamente en este sector, revelando, distintas fases constructivas y destructivas en su historia.

Hacia los últimos 15-13 m.a, aún en el Mioceno medio y tras los episodios tardíos de la Fase miocena, se interrumpe la actividad volcánica de manera definitiva en este área. Se desarrolla entonces un período erosivo que se extiende hasta la actualidad, durante el cual se retocan, con gran intensidad, los relieves generados en la Fase miocena.

En este período erosivo se establece la red hidrográfica principal y se originan extensos depósitos detríticos de carácter aluvial. Al mismo tiempo, en la costa occidental se genera una amplia plataforma de abrasión (rasa marina pliocena) que actualmente queda elevada entre 10 y 35 m (en esta zona) por encima del nivel del mar. Se pone de manifiesto así, la existencia de movimientos en la vertical ya desde el Plioceno.

Las condiciones paleoclimáticas, durante el Plioceno, caracterizadas por un régimen árido y seco, con vientos fuertes con componente NNE-SSO, son propicias para el establecimiento de grandes campos de dunas litorales, en aquellas zonas de morfología costera favorables para la acumulación de la arena. Se forman así los jables de Vigocho y Las Salinas, cuyo desarrollo se continúa, casi ininterrumpidamente, hasta la actualidad. Entre estas etapas de eolización se intercalan períodos lluviosos y húmedos, durante los que tiene lugar un mayor desarrollo de vegetación y fauna, que también quedarán registrados entre los episodios dunares. Estas altera-

ciones climáticas determinarán, asimismo, el desarrollo de encostramientos calcáreos que afectarán, en mayor o menor medida, a las formaciones volcánicas y sedimentarias anteriores.

Durante el Cuaternario continúan los procesos erosivos y el desmantelamiento del relieve, con generación de nuevos depósitos detríticos, tanto en la costa como en el interior. Un nuevo nivel marino fosilífero, hoy levantada + 1 m sobre el nivel del mar (el Jandiense), se forma en el Pleistoceno superior, mostrando la continuidad de movimientos verticales hasta tiempos recientes. Tanto en el acantilado costero, como en zonas del interior, de elevada pendiente, se producen deslizamientos gravitacionales de cierta magnitud, en parte condicionados por procesos neotectónicos.

7. HIDROGEOLOGIA.

Se ha realizado el estudio de los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos de la hoja, considerando tanto aspectos generales de la isla como condiciones particulares de dicha área. Para ello, se tendrán en cuenta observaciones realizadas durante la ejecución de la cartografía, así como el reciente estudio hidrogeológico de la isla realizado por el Instituto Tecnológico GeoMimero de España, ITGE (1990).

7.1. HIDROLOGIA SUPERFICIAL.

Climatología

Los rasgos climáticos de este sector no difieren significativamente de los del resto de la isla, caracterizándose por un clima desértico-cálido, con marcada tendencia a la aridez.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18º y 25º, llegándose de manera esporádica a los 40ºC en épocas estivales.

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

La humedad relativa del aire se hace elevada en proximidad 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 de lluvias sobre el conjunto de la isla es de 183,69 Hm³/año, ITGE (1990), que distribuido sobre toda su superficie viene a representar una pluviometría de 111 l/m². Del total de lluvia caída, sólo una parte queda en el terreno y se resuelve en forma de escorrentía superficial e infiltración subterránea hacia el mar o hacia los acuíferos subterráneos, constituyendo la aportación total neta en el suelo o lluvia útil. Considerando una reserva útil 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 Hm³/año 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 Hm³/año y 14,34 Hm³/año, lo que supone un 75% de las aportaciones netas o el 7,80% de la pluviometría total.

En este área las precipitaciones son escasas e irregulares, situándose alrededor de 50 mm/año, según la Fig. 7.1. En dicha figura se observa la estrecha relación entre la cantidad de precipitaciones con la altura, correspondiendo las más bajas a zonas de relieves importantes, como es el caso de este área.

Según ITGE (op.cit.) la aportación total de lluvia en el barranco de Chilegua y sus subsidiarios alcanza los 4,23 Hm³/año.

Dadas las escasas precipitaciones que caen, es de esperar que la totalidad de los barrancos de la zona estén secos durante todo el año, incluso durante varios años enteros, produciéndose en época de lluvias intensas, avenidas de gran virulencia en régimen torrencial.

La regulación y captación de aguas superficiales se realiza mediante presas de tierra y estanques, en general de pequeñas dimensiones, situadas, principalmente, a lo largo del barranco de Chilegua y en las inmediaciones del núcleo habitado de la hoja. Los tomaderos y presas naturales contribuyen, en cierta medida, a la recarga de los niveles profundos, por infiltración del agua embalsada.

Cuencas y cauces principales.

La red hidrográfica de este área es bastante densa, si se exceptúa un pequeño sector al norte, donde afloran parte de las arenas eólicas pliocenas y cuaternarias, que sólo están incididas por escasos cauces de poca entidad. Toda ella se encuentra situada dentro de la cuenca occidental de la isla, drenando, pues, aguas que verterán en la costa oeste, Fig.7.2.

Como principales cauces aparecen una serie de barrancos principales, de gran recorrido, más o menos sinuosos, con dirección preferente NE-SO. y de fondo plano, junto con abundantes tributarios (barrancos y barranqueras) de menor entidad que presentan pendientes más acusadas, menor recorrido y fondos más estrechos respecto a los anteriores. Todo ello en conjunto forma una tupida red hidrográfica de tipo dendrítico.

Como cauces más significativos en la hoja destacan el barranco de Amanay, Terife y el de Chilegua. El barranco de Vigocho sólo está escasamente representado en el área.

Este sistema hidrográfico se halla encajado, preferentemente, en materiales del Complejo Basal, con la excepción del sur de la hoja (barranco de Chilegua) situado sobre coladas miocenas.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLOGICAS: NIVELES ACUIFEROS.

Las unidades estratigráficas presentes en la hoja establecidas según criterios litológicos, cronológicos, etc, definen, ya de por sí, unidades hidrogeológicas determinadas. Dentro de ellas existen, no obstante, zonas de comportamiento diferente, debido a factores como la fisuración, porosidad, régimen de precipitaciones, topografía, etc, que provocan variaciones en los parámetros hidráulicos. Estas unidades hidrogeológicas se ajustan al esquema estratigráfico establecido en la presente cartografía.

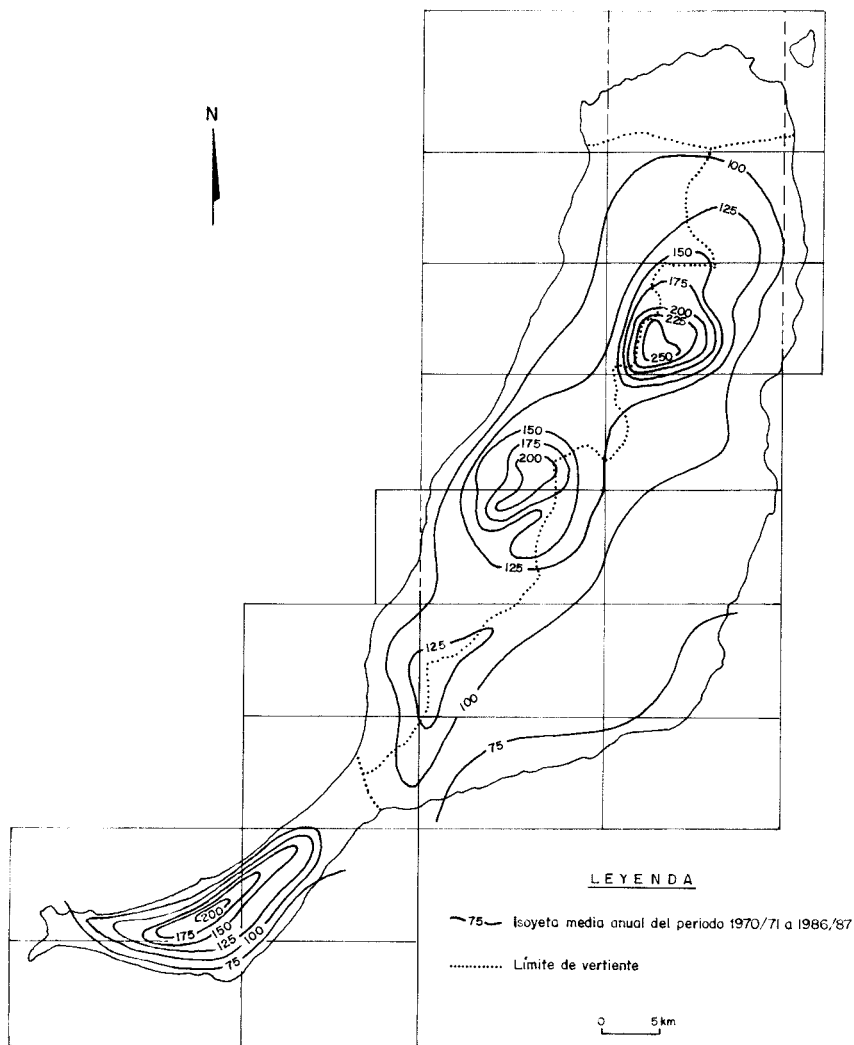


Fig. 7.1. Esquemas de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), con la cuadrícula de hoja topográfica a E. 1:25.000

De manera general, la permeabilidad por fracturación y/o por y porosidad de los materiales volcánicos va asociada a los tramos escoriáceos de las coladas de lava, a la mayor o menor conexión de vesículas y a los tramos fisurados por disyunción columnar. Los tramos impermeables o poco permeables suelen corresponder a almogres, tobas, rocas compactas o sin conexión de vesículas, etc, condicionando la infiltración vertical. El desplazamiento horizontal del agua se verá alterado por la presencia de diques y cuerpos intrusivos de carácter masivo o coherente, que actúan como barreras. Si están fisurados pueden funcionar, por el contrario, como drenes. Estas características generales, pueden, no obstante, verse modificadas por los procesos de alteración y compactación posteriores que sufren las rocas, cambiando el comportamiento hidrogeológico original.

Dentro del sistema acuífero nº82, correspondiente a la isla de Fuerteventura, el ITGE (1990) define los siguientes acuíferos, los cuales, tienen en general malas características hidrogeológicas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales).

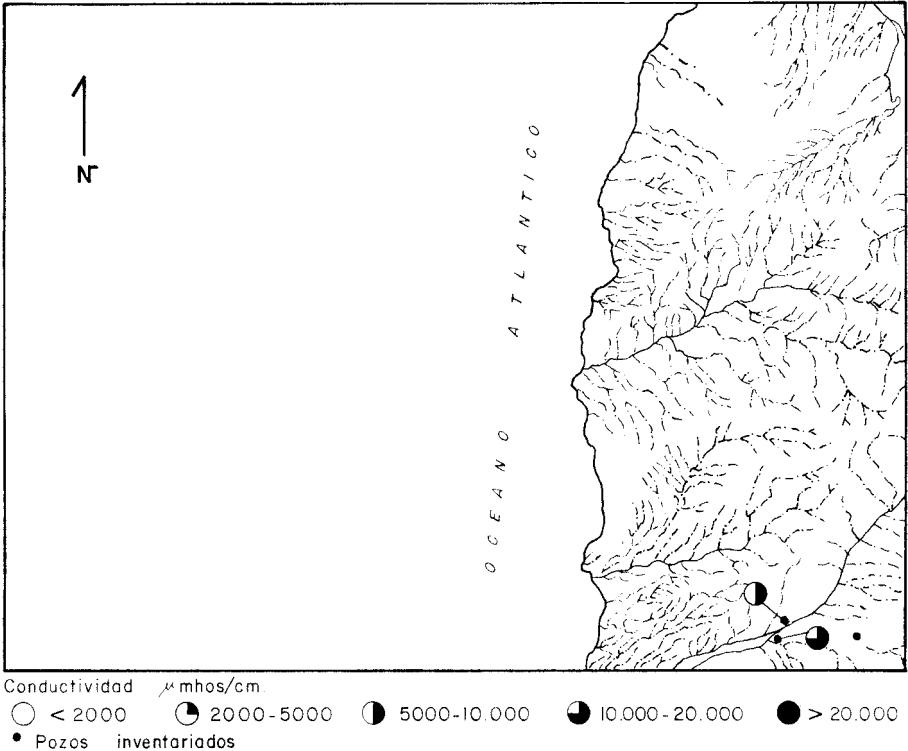


Fig. 7.2. Esquema hidrográfico de la hoja, con la situación de los pozos de agua y los intervalos de conductividades eléctricas medidas en ellos.

-Uno basal inferior y de extensión regional, constituido por el Complejo Basal y la Fase miocena. Es de tipo semiconfinado y de baja permeabilidad, siendo el más explotado en actualidad.
-Otro superficial (intermedio y superior) y de extensión sectorial, asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias.

A nivel insular, son pocos los pozos o sondeos en los que se poseen datos de bombeos de ensayo que permitan conocer con cierta precisión los parámetros hidráulicos de estas formaciones permeables.

Según ITGE (1990) con respecto al Complejo Basal, aunque sólo de manera aproximada, se puede considerar que su transmisividad es del orden de $100 \text{ m}^2/\text{día}$, con un coeficiente de almacenamiento de 10^{-5} . En los basaltos miocenos los valores medios obtenidos apuntan a una transmisividad de $30 \text{ m}^2/\text{día}$. Estos datos, no obstante, no pueden ser tomados como representativos de todo el acuífero.

Las unidades hidrogeológicas establecidas en la hoja y sus características son las siguientes, Fig. 7.3.

7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior.

Complejo Basal. Constituye la unidad hidrogeológica más importante de este área. Dentro del Complejo Basal se agrupan materiales de muy diversa naturaleza geológica. En general, se puede considerar que se trata de materiales impermeables o de permeabilidad muy baja, si bien la intensa intrusión filoniana y la fisuración que ésta conlleva facilitan cierta permeabilidad vertical secundaria.

-Las formaciones volcánicas, (brechas, tobas, lavas, etc.) constituyen los tramos más permeables, mientras que los materiales plutónicos son prácticamente impermeables, salvo en zonas de intensa fracturación interconectada.

Los parámetros hidrodinámicos de esta formación acuífera no son bien conocidos todavía, debido a los escasos datos disponibles. En el estudio hidrogeológico de la isla, realizado por ITGE (1990), se determinó una transmisividad del orden de $100 \text{ m}^2/\text{día}$ y un coeficiente de almacenamiento de 10^{-5} , que indican cierto grado de confinamiento del acuífero y unas bajas posibilidades de explotación de sus recursos.

Por lo que respecta a la calidad del agua del Complejo Basal, resultan conductividades entre medias y altas, según medidas realizadas en diferentes áreas de la isla, ya que aquí, no existen pozos que extraigan agua de esta formación. Las facies son de tipo clorurado-sódicas y sulfatado-sódicas. Dichas aguas rara vez son aptas para el consumo humano directo y sólo se suelen usar para agricultura, en algún tipo de cultivos.

Con todo, y a grandes rasgos, el agua suele tener mejor calidad que sus equivalentes extraídas de los basaltos miocenos.

Formación basáltica miocena. Presenta una permeabilidad entre media y baja debida, principalmente, al diaclasado y disyunción columnar de las coladas. Hacia las partes superiores la permeabilidad es mayor, debido a la menor alteración de la roca, presencia de niveles sedimentarios, disyunción columnar, etc.

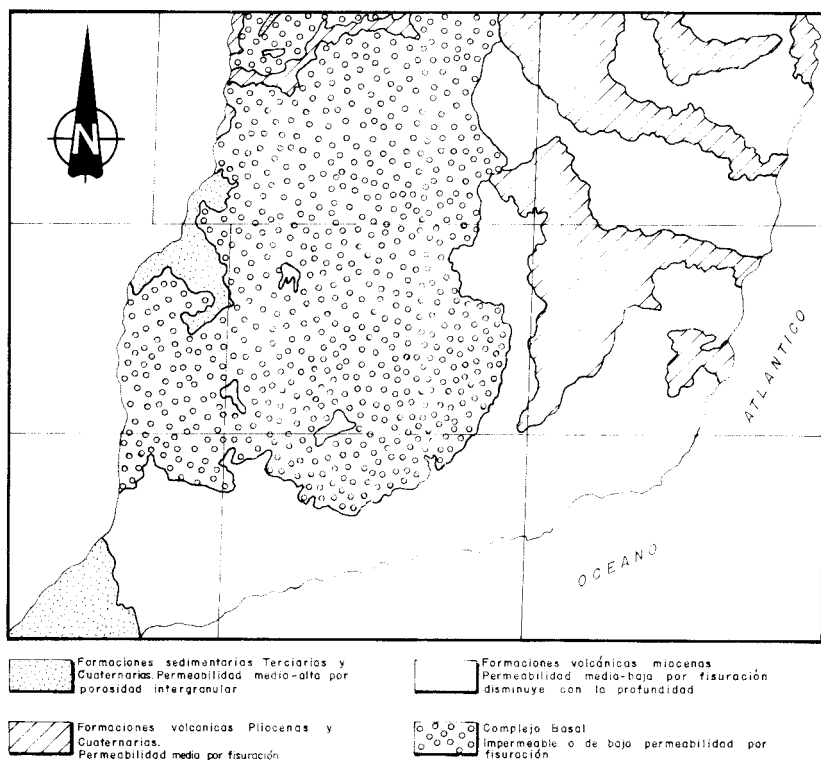


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector centro meridional de la isla de Fuerteventura.

En profundidad, por el contrario, la formación se vuelve cada vez más impermeable, al producir el cierre de microfracturas como consecuencia de un mayor presión de confinamiento, y la colmatación de huecos por productos arcillosos de alteración.

La totalidad de los pozos que existen en la hoja están en las inmediaciones de Huertas de Chilegua, emboquillándose en esta formación y de ella extraen agua. La transmisividad media de este nivel acuífero es de $30 \text{ m}^2/\text{día}$ y su coeficiente de almacenamiento del orden de 10^{-5} , ITGE (*op. cit.*) y, aunque no pueden ser tomados como representativos de todo el acuífero, indican, por sus bajos valores, que sus posibilidades de explotación son, asimismo, reducidas.

La calidad del agua de esta formación es baja, por lo general, con un alto contenido en sales, incluso mayor que en los materiales del Complejo Basal, Fig. 7.2. Ateniéndose a la clasificación del diagrama de Stiff, son facies predominantemente clorurado-sódicas (alto contenido en iones Cl^- así como en cationes Na^+). Son aguas igualmente con un contenido alto en CO_2 , y pH

de tendencia básica. La salinidad de las aguas viene condicionada, en gran parte, por la intrusión marina en las zonas más próximas a la costa.

A nivel insular, se aprecia un empeoramiento de la calidad del agua subterránea desde las zonas centrales de la isla hacia las costeras.

7.2.2. Nivel acuífero superficial.

Formaciones sedimentarias (tramo superior). Comprenden los depósitos detríticos de fondos de barrancos y de recubrimiento de laderas, así como los depósitos de arenas eólicas. En general tienen buenas condiciones hidrogeológicas dada su elevada porosidad intersticial, pero en la zona, salvo las arenas eólicas, el resto tiene escasa representación y su importancia es pequeña, en cuanto a sus posibilidades acuíferas. La proximidad de algunas de estas formaciones a la costa, su baja altura sobre el nivel del mar, los escasos aportes pluviométricos propios de la isla, así como la insuficiente potencia hace difícil la existencia en ellos de niveles saturados de alguna importancia. En algunas zonas pueden, no obstante, constituir pequeños niveles colgados. En general, actúan como zonas de infiltración hacia niveles acuíferos inferiores.

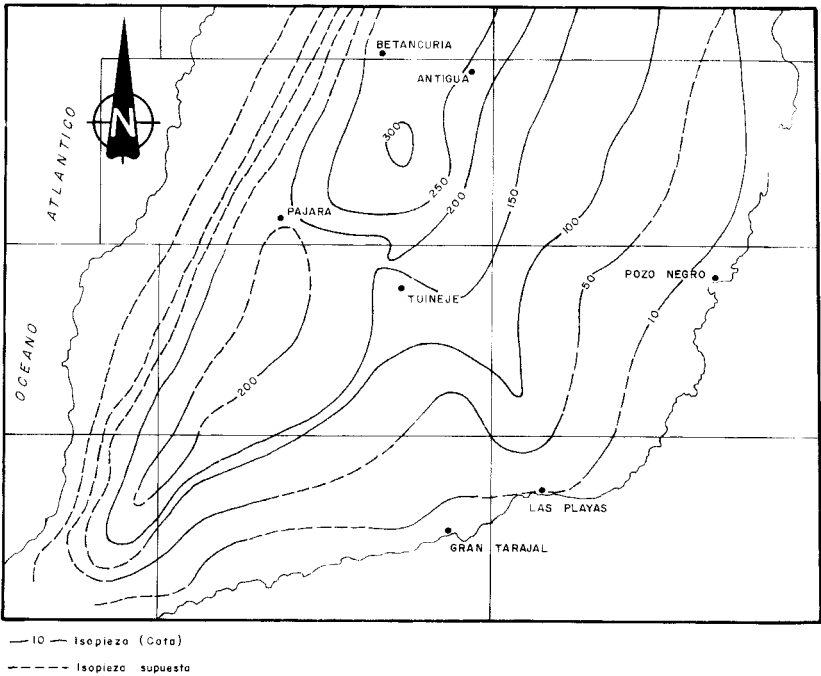


Fig. 7.4. Esquema de líneas piezométricas del sector centro meridional de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990)

7.3. PIEZOMETRIA.

En el estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura, ITGE (1990), se realizó un seguimiento de la evolución del nivel piezométrico durante los años 1989-1990. En la Fig. 7.4. se ha representado el sector meridional del plano de niveles piezométricos obtenidos para el acuífero basal de la isla, sobre el que se ha sobreimpuesto la cuadrícula de división de hojas del mapa topográfico, resaltando la presente hoja.

El trazado de las isopiezas presenta una disposición concéntrica, con carácter descendente desde las zonas altas del interior hacia el borde costero, coincidiendo el eje con la divisoria de las aguas superficiales entre los vertientes este y oeste. El flujo del agua subterránea se produce de manera radial, con un gradiente de la superficie piezométrica menor hacia la costa oriental que hacia la costa occidental, El hecho se produce, entre otros factores, como consecuencia de la mayor permeabilidad de las formaciones volcánicas de la Fase miocena, que con mayor amplitud se extienden hacia el sector oriental.

8. GEOTECNIA.

Se analiza 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 este 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. ZONIFICACION GEOTECNICA: CRITERIOS DE DIVISION.

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

En la hoja se han distinguido tres áreas y cuatro zonas, cuya correspondencia con las unidades cartografiadas se indica entre paréntesis.

8.2. CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS ZONAS.

Area I

Este área comprende enteramente todos los materiales del Complejo Basal, de edad Oligoceno-Mioceno.

Zona I₁ (2,3 y 4)

Características litológicas y estructurales. Esta zona está constituida por un conjunto heterogéneo de materiales volcánicos y plutónicos: lavas basálticas, tobas, brechas, ijolitas, melteigitas, sienitas y carbonatitas. Está intruido por una densa red filoniana de orientación general N30°-40°E, que relega, frecuentemente, a aquellas rocas a ojalas y esquirlas de escasas dimensiones, ya que la densidad de penetración filoniana llega con frecuencia a ser superior al 75%. Los diques tienen buzamientos verticalizados, generalmente hacia el oeste, si bien algunas familias de diques tienen inclinaciones muy tendidas.

En general son rocas coherentes, masivas y con un grado de fracturación importante.

Características geomorfológicas. Los relieves en esta unidad son abruptos e irregulares, con formas alomadas, pendientes fuertes y barrancos encajados y diversificados.

Características hidrogeológicas. Son materiales generalmente impermeables, drenados por una densa red de barrancos. La fuerte intrusión filoniana y la fracturación les confiere una permeabilidad por fisuración acusada, facilitando la infiltración vertical. A cierta profundidad pueden aparecer niveles saturados.

Area II.

Se agrupan en este área las coladas basálticas y traquíticas de la Fase miocena. Aunque las coladas del tramo inferior tienen un grado de alteración y fracturación mayor que en el resto, se tratan conjuntamente debido a que los afloramientos representados en la hoja tienen escasa entidad.

Zona II₁ (5,6,8,10,11 y 12)

Características litológicas y estructurales. Son coladas basálticas que constituyen apilamientos tabulares con suaves buzamiento (5°-15°) hacia el SO. Individualmente las coladas tienen espesores de 2-3 m y, en conjunto, la serie en la zona alcanza unos 200 m. Las rocas son masivas y coherentes en las partes internas de las coladas, mientras que en la base y techo son más escoriáceas. La vesicularidad suele ser escasa, aunque mayor en el tramo inferior, si bien no suele estar conectada. Muestran diaclasado columnar verticalizado y lajeado subhorizontal. En superficie el grado de alteración puede ser mayor.

Características geomorfológicas. Constituyen relieves elevados y alargados, con superficies más o menos planas. Las pendientes de las laderas son acusadas. En las partes superiores se verticalizan, al no quedar suavizadas por los depósitos detríticos de vertiente.

Características hidrogeológicas. Constituyen terrenos impermeables, por lo que el drenaje superficial es relativamente bueno. El diaclasado facilita la infiltración vertical de las aguas.

Area III.

En este área se agrupan los diversos depósitos de materiales detríticos que afloran, habiéndose considerado dos zonas.

Zona III₁ (15 y 23).

Características litológicas y estructurales. Los depósitos dunares están constituidos por arenas eólicas de color claro compuestos por fragmentos de caparzones calcáreos marinos. Tienen grados de consolidación variables, dependiendo de su edad, estando sueltos los más modernos y consolidados los pliocenos y pleistocenos. Se disponen subhorizontalmente y adaptándose a la paleotopografía previa, siendo pues variable su potencia de unos lugares a otros y pudiendo medirse espesores superiores a los 40 m. En superficie suele desarrollarse una costra calcárea, que les da mayor consistencia.

Características geomorfológicas. La morfología que presentan estos depósitos es la de superficies suaves, llanas y onduladas en determinadas zonas. En otros, el relieve originado en ellos es mucho más abrupto, con paredes verticalizadas.

Características hidrogeológicas. La permeabilidad de estos materiales es elevada, determinando una deficiente escorrentía superficial.

Zona III₂ (7a,7b,14,16,19,20,21,22 y 24)

Se consideran en esta zona todos los depósitos detríticos de carácter aluvial y coluvial, de edades miocenas, pliocenas y cuaternarias.

Características litológicas y estructurales. En general se trata de depósitos detríticos heterométricos, mal seleccionados, formados por cantos basálticos englobados en una matriz arenosa.

Características geomorfológicas. En estos materiales no se desarrolla una morfología muy sobresaliente, al no originar depósitos volumétricamente importantes. En el caso de los depósitos aluviales cuaternarios se adaptan al trazado de la red fluvial, mientras que los depósitos coluviales tapizan los relieves más elevados y alcanzan inclinaciones acusadas.

Características hidrogeológicas. Dada la naturaleza granular de estos materiales, tienen una permeabilidad alta, favoreciendo, en ciertos casos, la formación de pequeños acuíferos.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTECNICAS.

Area I.

Zona I₁. Complejo Basal (2,3 y 4)

Capacidad portante. La coherencia y estabilidad de estos materiales les confiere una resistencia elevada. En algunas zonas muy alteradas y fracturadas ésta, sin embargo, puede verse algo reducida.

Facilidad de excavación. Son materiales que requieren el empleo de maquinaria o explosivos para su removilización.

Estabilidad de taludes. La estabilidad de los taludes es elevada, habiéndose observado taludes naturales con alturas de 3-5 m. Pueden producirse, no obstante, algunos desprendimientos de bloques individualizados por fracturas. En la costa, la socavación marina en la base de los acantilados favorece también las inestabilidades gravitacionales.

Area II.

Zona II₁. Coladas basálticas miocenas. (5,6,8,10,11 y 12)

Capacidad portante. Tienen elevada capacidad de carga, sin que se produzcan asientos importantes. En las partes superficiales de las coladas la alteración puede afectar a su resistencia, pero sin consecuencias importantes. Si hay depósitos sedimentarios o piroclásticos intercalados, pueden afectar a las cimentaciones.

Facilidad de excavación. La falta absoluta de ripabilidad hace que su excavación requiera el empleo de métodos como explosivos, martillo hidráulico, etc.

Estabilidad de taludes. Su estabilidad tanto en cantos naturales como artificiales es alta, con alturas de varios metros. La individualización de bloques por la disyunción columnar puede provocar, aquí también, su desprendimiento. La presencia de depósitos piroclásticos o sedimentarios intercalados puede alterar la estabilidad de los taludes por socavación basal.

Area III

Zona III₁. Arenas eólicas (15 y 23)

Capacidad portante. Son depósitos con escasa o nula cohesión, lo que hace que su capacidad portante sea baja, con asientos no tolerables.

Facilidad de excavación. Tanto los depósitos de dunas pliocenas como cuaternarias son fácilmente extraíbles con pala excavadora.

Estabilidad de taludes. En las zonas costeras, los depósitos pliocenos tienen taludes verticales bastante estables debido al grado de consolidación que alcanzan. No obstante, su estabilidad es precaria, sobre todo en época de lluvias fuertes, originándose desprendimientos.

Zona III₂. Depósitos detríticos aluviales y coluviales. (71,7b,14,16,19,20,21,22 y 24).

Capacidad portante. La capacidad portante de estos depósitos es baja, con asientos importantes en la mayoría de los casos.

Facilidad de excavación. Son fácilmente removilizables con métodos mecánicos normales.

Estabilidad de taludes. Los depósitos de terrazas aluviales muestran taludes verticales estables en condiciones normales, al igual que algunos cortes naturales en los depósitos coluviales. Sin embargo, en caso de lluvias fuertes, son fácilmente removilizables, viéndose afectadas su estabilidad.

8.4. RIESGOS GEOLOGICOS.

En el área cartografiada no se detectan, "a priori", riesgos geológicos que puedan suponer una amenaza inminente a la población asentada en ella o a vías de comunicación. Se consideran, no obstante, algunos posibles riesgos que pueden tener cierta incidencia, como son el riesgo de inestabilidades de laderas y riesgos debido a la actividad marinas erosiva.

Riesgo de inestabilidades de laderas. En zonas de fuertes pendientes, como en los relieves de Espigón de Ojo de Cabra o en los acantilados costeros, el riesgo de desprendimiento es no-

table, si bien esporádico. En el caso de la población de Huertas de Chilegua, emplazada al pie de estos escarpes podría verse afectada por fenómenos de este tipo.

En la zona de la Hendidura, la rotura y deslizamiento de una parte importante del acantilado es evidente, observándose grietas de tracción que revelan que el deslizamiento es reciente y se mantiene activo.

Riesgo de erosión marina. En parte ya aludido en el caso anterior, este riesgo es de incidencia generalizada a lo largo de toda la costa. La actividad erosiva del mar produce un socavamiento continuo en la base de los acantilados, favoreciendo su inestabilidad, con la consiguiente caída de bloques, de manera esporádica.

8.5. VALORACION GEOTECNICA.

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 dos 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.

Se agrupan bajo este calificativo los depósitos detríticos de carácter eólico, aluvial y coluvial (zona III₂).

Los problemas que presentan son de diversa índole. Por un lado, tienen baja capacidad portante, con asientos absolutos y diferenciables importantes. Los factores morfológicos e hidrogeológicos son asimismo limitadores.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables-favorables.

Los materiales pertenecientes al Complejo Basal y las coladas basálticas de la Fase miocena son los que pueden considerarse dentro de este epígrafe (zonas I₁ y II₁).

La capacidad de carga en ellos es alta, en general, pudiéndose verse algo reducida en ciertas zonas y en tramos más superficiales de los materiales. Los taludes, tanto naturales como artificiales, tienen una estabilidad aceptable en casi todos los casos. El factor morfológico es, sin embargo, el aspecto más negativo en la zona, dado lo abrupto del terreno y las pendientes elevadas que existen.

9. GEOLOGIA ECONOMICA. MINERIA Y CANTERAS.

No existen yacimientos minerales, ni canteras de rocas industriales de importancia, en el ámbito geográfico de esta hoja. En el estudio realizado recientemente por el ITGE, sobre aprovechamiento industrial de rocas y minerales industriales en la isla, ITGE (1992), no se señalan tampoco posibles zonas de explotación de rocas en este área.

Sí se hace mención en el citado estudio, a un indicio de arenas eólicas en la esquina este de la hoja, en las confluencias del barranco de Vigocho con la Cañada de los Verodes.

Han sido objeto de explotación las coladas basálticas miocenas del tramo medio-superior diferenciado de la ladera este del Tablero del Roque y en una zona próxima a la carretera Pájara-La Pared, a la altura de Huertas de Chilegua. También, ocasionalmente, se han aprovechado los depósitos de caliche para la obtención de cal.

Recientemente, MANGAS *et al.* (1992) llevaron a cabo una campaña de exploración radiométrica de tierras raras en el Complejo Basal de la isla. Obtuvieron los mejores resultados, en cuanto a mayores anomalías se refiere, en los afloramientos de rocas ultracalinas (jólitas-sienitas-carbonatitas): área del barranco de Agua Salada-barranco de Esquinzo y Playa del Tebeto (hojas de La Oliva y Punta de Paso Chico), Punta de Nao-Caletá Mansa, barranco del Aulagar, Punta Gaspar González-Punta del Viento, Punta D. Blás y Punta del Peñón Blanco-Risco Blanco (hoja de Huertas de Chilegua).

Los valores obtenidos en estas rocas con el escintilómetro, oscilan entre 50 y 700 c/seg, por lo que consideran dichos afloramientos como posibles áreas potenciales de mineralizaciones de tierras raras, principalmente Th.

10. PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO.

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 otros, pues es el medio natural donde el hombre realiza su vida.

Uno de estos recursos naturales es el patrimonio geológico, 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 efectuado 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 Tecnológico GeoMinero de España (ITGE) viene realizando desde 1978 un inventario de puntos de interés geológico, que por su especial interés 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 Huertas de Chilegua se ha seleccionado un PIG, cuya singularidad (contenido, calidad de afloramiento, etc.) les hace merecedores de su protección. Los criterios empleados para su elección son los establecidos por el ITGE y por los propios autores que realizaron esta cartografía.

A continuación se hará una breve descripción del PIG, indicando su situación, contenido, motivo de su interés geológico, posible utilización como recurso turístico, científico, didáctico o económico y su influencia o nivel de significación a escala local, regional, nacional o interna-

cional. En las "fichas resumen" diseñadas por el ITGE y que forman parte de la información complementaria a esta memoria, figura, asimismo, un resumen y características de PIG propuestos.

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

10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG.

Complejo Basal. Esta unidad geológica ocupa la mayor parte de la superficie de la hoja. Está integrada por un amplio conjunto de formaciones volcánicas y plutónicas, atravesadas por una red filoniana muy densa, de orientación preferente N20°-40°E.

En este área, la formación más llamativa es la compuesta por rocas ultracalinas, ijolitas, melteigitas y carbonatitas, ampliamente expuesta a lo largo de un sector de la costa. Dentro de ellas es de destacar la importante red de venas y diques sieníticos que los atraviesan. Su interés es fundamentalmente científico, principalmente petrológico y geoquímico.

En cuanto a su influencia, su conocimiento y comprensión tiene interés no sólo a nivel regional, sino también nacional e internacional. La razón es, en parte, por la escasa aparición de estos materiales.

11. BIBLIOGRAFIA.

ABDEL-MONEM, A, WATKINS, N.D. Y GAST, P.W. (1971). "Potassium-Argon Ages, Volcanic stratigraphy, and Geomagnetic Polarity History of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera". *Am. Jour. Sc.*, 271, pp. 490-521.

AGOSTINI, L, AGUILAR, M, BRAVO, T, CASTAÑÓN, A, COELLO, J, CENDRERO A, FUSTER, J.M, HERNANDEZ-PACHECO, A, LOPEZ RUIZ, J. Y SANCHEZ CELA, V. (1968). *Mapa Geológico 1:100.000. Fuerteventura*. Instituto Geológico y Minero de España Instituto Lucas Mallada (CSIC).

AHIJADO, A, Y HERNANDEZ-PACHECO, A. (1990). "Las rocas ultramáficas alcalinas del Jable de las Salinas, Fuerteventura, Islas Canarias". *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (3-4), pp. 275-287.

AHIJADO, A. Y PALACIOS, T. (1990). "Synchisita en las carbonatitas de la Punta del Peñón Blanco, Fuerteventura, Islas Canarias". *Geogaceta*, 10, pp. 83-84.

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.

BLUMENTHAL, M. (1961). "Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias, con datos de Madeira". *Bol. Inst. Min. España*, 77, pp. 1-30.

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

CASQUET, C, IBARROLA, E, FUSTER, J.M^A, ANCOCHEA, E. CANTAGREL, J.M, JAMOND, C, CENDRERO, A, DIAZ DE TERAN, J.R. Y HERNAN, P. (1989). "Cronología de la Serie I de Fuerteventura". (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 130-133.

- COELLO, J, CANTAGREL, J.M, IBARROLA, E, JAMOND, C, HERNAN, F, FUSTER, J. M^Á, ANCOCHEA, E, CASQUET, C, DIAZ DE TERAN, J.R. Y CENDRERO, A. (1992). "Evolution off the Eastern Volcanic Ridge of the Canary Islands, Based on New K-Ar Data". *Jour Volcanol. Geotherm. Res*, 53, pp. 251-274.
- CROFTS, R. (1967). "Raised beaches and Chronology in north west Fuerteventura, Canary Islands". *Quaternaria*, 9, pp. 247-260.
- FERAUD, G, GIANNERINI, G, CAMPREDON, R. Y STILMMAN, C.J. (1985). "Geochronology of some Canarian Dike Swarms: Contribution to the Volcano-Tectonic Evolution of the Archipelago". *Jour. Volcanol. Geotherm. Res*, 25, pp. 29-52.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1926). "Iles Canaries". *Excursión a-7, XIV Congreso Geológico Internacional*, 122 p.
- FINCK, L. (1908). "Tiefem und Ganggesteine von Fuerteventura", *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gessellsch*, 60, pp. 76-80.
- FUSTER, J.M^Á, ARAÑA, V, BRÄNDLE, J.L, NAVARRO, J.M, ALONSO, V. Y APARICIO, A. (1968). *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Fuerteventura*. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 218 p.
- GRUNAU, H, LEHNER, P, CLEINTUAR, M, ALLEMBACH, P. Y BAKKER, G. (1975). "New Radiometric Ages and Seismic Data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tomé (Gulf of Guinea)". En: *Borradaile, G.J. et al. (Eds). Progress in Geodynamics, Royal Soc. Metherl. Akad. Arts and Sci.*, pp. 90-118.
- HARTUNG, G. (1857). "Die Geologischen Verhältnisse der Insel Lanzarote und Fuerteventura". *Neue Denkschr. Allgem. Schw. Gessell. f.d. Gesam. Naturwiss*, 15/4. pp. 1-168.
- HAUSEN, H. (1958). "On the Geology of Fuerteventura (Canary Islands)". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math*, 22 n^o 1, pp. 211.
- HERNANDEZ-PACHECO (1989). "Datos sobre la geología y petrología del Macizo de Amanay, Fuerteventura, Islas Canarias". *Geogaceta*, 6, pp. 40-43.
- IBARROLA, E, ANCOCHEA, E, CASQUET, C, FUSTER, J.M^Á, HERNAN, F, CENDRERO, A, DIAZ DE TERAN, J.R, CANTAGREL, J.M. Y JAMOND, C. (1989). "Cronoestratigrafía de las series volcánicas postmiocenas de Fuerteventura". (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 134-138.
- IGME (1976). *Mapa Geotécnico General, 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 Espala, 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 1:50.000. 1ª Serie. Hoja y Memoria 1114. Istmo de la Pared*. Instituto Geológico y Minero de España-Instituto Lucas Mallada (CSIC).
- IGME-CSIC (1967). *Mapa Geológico de España 1:50.000. 1a Serie Hoja y Memoria 1115. Tui-neje*. Instituto Geológico y Minero de España Instituto Lucas Mallada (CSIC).
- ITGE (1990). "Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura".
- ITGE (1992). *Estudio para el aprovechamiento industrial de las rocas y minerales industriales de las Islas de Fuerteventura y La Gomera*. ITGE, Servicio. Documentación, 186 p.
- KLUG, H. (1968). "Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbildung auf einen vulkanischen Archipel." *Geographisch Institut, Universität Kiel Schriften*, 24/3, pp. 58.
- 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 (1986b). "The Early Magmatic Chronologie of Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Mag*, 123, pp. 287-298.
- LECOINTRE, G, TINKLER, K.J. y RICHARD, G. (1967). "The Marine Quaternary of the Canary Islands". *Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, 119, pp. 325-344.
- LOPEZ RUIZ, J. (1970). "Estudio petrográfico y geoquímico del complejo filoniano de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol*, 26, pp. 173-208.
- MANGAS, J, PEREZ, F, REGUILON, R.M. Y CABRERA, Mª C. (1992). "Prospección radiométrica en rocas alcalinas y carbonatitas de la serie plutónica I de Fuerteventura. Resultados preliminares e implicaciones metalogénicos". *III Congreso Geológico de España, Salamanca*, Tomo III, pp. 389-398.
- MARZOL, Mª 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 pp.
- MECO, J. (1975). "Los niveles con "Strombus" de Jandía. Fuerteventura, Islas Canarias". *An. Est. Atlánticos*, 21, pp. 643-660.
- MECO, J. (1977). "Paleontología de Canarias I: Los "Strombus" neógenos y cuaternarios del Atlántico euroafricano (taxonomía, bioestratigrafía y paleontología)". Ediciones Excmo. Cabil-do Insular de Gran Canaria, 92 p.
- MECO, J. y PETIT-MAIRE, N. (1989). "El cuaternario reciente en Fuerteventura, (Canarias)." (Abstract). En: *Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 351-356.
- MECO, J. (1981). "Neogasterópodos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos* 27, pp. 601-615.
- MECO, J. (1982). "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos*, 28 y 29, pp. 65-125.

- MECO, J. (1983). "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales (Suplemento)". *An. Est. Atlánticos*, 29, pp. 579-595.
- MECO, J. y STEARNS, C.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.
- PETIT-MARIE, N, DELIBRIAS, G, MECO, J, POMEL, S. y ROSSO, J.C. (1986). "Paleoclimatologie des Canaries orientales (Fuerteventura)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, Tome 303, II, 13, pp. 1241-1245.
- 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). "Zur Alter des Vulkanismus auf dem Östlichen Kanaren". *Soc. Sci. Pennica Comm. Phys. Math*, 31, 13, pp. 1-80
- ROTHPLETZ, A. y SIMONELLI, V. (1898). "Formaciones de origen marino de la Gran Canaria". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 23-3, pp. 1-83.
- TRÖGER, W.E. (1989). "Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur Kompendium Eruptivgesteinsnamen. *Verlag der Deutschen Min. Gesellschaft. Stuttgart*, 360 p.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-510-0



9 788478 405107